

ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОЛОВА ВОСТОКА РОССИИ

С.М. Родионов

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Региональные оловоносные магматогенно-рудные системы Востока России формировались в областях сочленения различных по генезису тектоно-стратиграфических подразделений в геодинамических обстановках коллизии, активной континентальной окраины андийского и калифорнийского типов, внутриплитного континентального рифтогенеза. Пространственное положение локальных оловоносных магматогенно-рудных систем контролируется очаговыми магматогенными структурами.

Ключевые слова: металлогения, олово, геодинамика, Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Восток России является одним из крупнейших оловоносных регионов мира. За длительную историю геологического изучения этой территории многими исследователями здесь выполнен большой комплекс работ по металлогении олова. Эти работы опирались, главным образом, на постулаты геосинклинальной концепции и не учитывали соотношения между палеогеодинамикой и металлогенией олова. Лишь в последнее время появились единичные публикации [9], рассматривающие оловоносность отдельных оловорудных районов с позиций тектоники плит. Однако эти публикации далеко не в полной мере учитывают результаты выполненных ранее исследований и полученные новые данные по мезокайнозойской геодинамике Востока России, рассмотренные в работах Л.М. Парфенова и других авторов [31, 32, 45, 55, 67–69, 72–74 и др.]. В связи с этим, возникает задача конкретизации связей между геодинамикой и металлогенией олова региона. Настоящая статья посвящена характеристике геодинамических обстановок, определяющих закономерности размещения и условия формирования оловянного оруденения Востока России.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ РАБОТЫ

Металлогеническое районирование оловоносных территорий Востока России опиралось на классические методы, разработанные отечественной школой металлогенического анализа. В соответствии с этим, иерархический ряд региональных оловоносных металлогенических подразделений рассматривался в следующем виде: оловоносная провинция –

оловоносная область – оловоносная зона. Анализ геодинамических обстановок проявления оловянной минерализации Востока России базировался на результатах выполненного автором металлогенического районирования территории в части олова [35–37, 41, 75, 76], а также на результатах геодинамических построений, касающихся восточной окраины России и изложенных в работах Л.М. Парфенова [31, 32, 73, 74] и его единомышленников [62, 67–70, 77].

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРОЯВЛЕНИЯ ОЛОВЯННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОСТОКА РОССИИ

В пределах Востока России выделяется [35–37, 40] пять оловоносных областей, закономерно располагающихся в зонах сочленения определенных типов тектоно-стратиграфических элементов (ТСЭ) (рис. 1).

Чукотская оловоносная область занимает площадь, состоящую из следующих ТСЭ. 1. Кратонные террейны Сьюарда и Кулюльский. Первый сложен докембрийскими гнейсами, гранитами, мраморами, амфиболитами и кристаллическими сланцами, а второй – ордовикскими зелеными сланцами, филлитами и метапесчаниками, а также девон-карбонowymi песчаниками и органогенными известняками. 2. Южно-Ануйский и Пенжинско-Анадырский орогенные пояса, сложенные аккреционными комплексами (базальтоиды, граувакки, сланцы, кремни и турбидиты) триас-юрского и позднеюрско-раннемелового возраста. 3. Чукотский орогенный пояс, сложенный триасово-юрскими турбидитовыми комплексами пассивной континентальной окраины. Эти три типа ТСЭ перекрыты и интродуцированы мел-раннепалеогеновыми магматическими породами Чукотского секто-

ра Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканно-плутонического пояса (рис. 2). Интрузивные породы пояса представлены здесь [4, 50, 51] широким спектром разновидностей – от габбродиоритов до гранитов и лейкогранитов с гомодромной последовательностью внедрения. Возраст их соответствует интервалу 110–50 млн лет [12, 22, 33, 38–40, 75, 76]. Оловяносные граниты являются заключительными фазами магматических комплексов двух типов: гранодиорит-гранитного и диорит-гранодиоритового. Примером первого служит иульгинский, а второго – певекский и омсукчанский, детально описанные в [5, 22–24]. Начальное отношение изотопов Sr в гранитоидах пояса варьирует от 0,7046 до 0,7119 [12, 17, 33]. С современных геодинамических позиций Охотско-Чукотский пояс в целом интерпретируется [69] как окраинно-континентальная дуга, формирование которой связано с мезозойской субдукцией Тихоокеанской плиты под Северо-Азиатский кратон (САК) и орогенные пояса его складчатого обрамления.

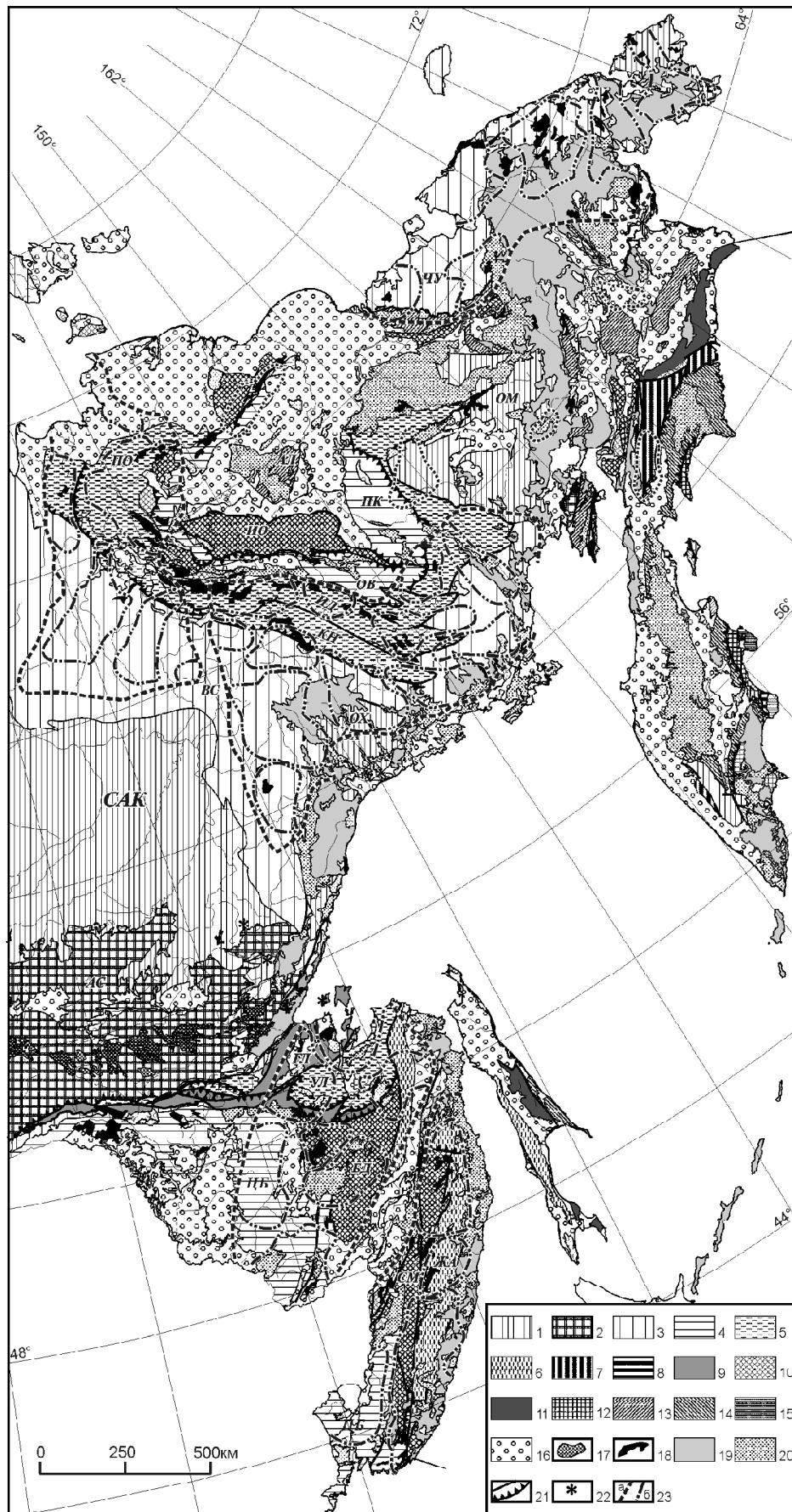
Колымская оловяносная область расположена в зоне сочленения следующих ТСЭ. 1. Охотский и Омолонский (южный фланг) кратонные террейны, сложенные архейско–среднепалеозойскими метаморфическими породами. 2. Юго-восточный фланг Верхоянского складчато-надвигового пояса и восточный фланг Кулар-Нерского сланцевого пояса, сложенные среднепалеозойско-раннемезозойскими терригенными комплексами пассивной континентальной окраины. 3. Восточный фланг Полоусно-Дебинского пояса, сложенный преимущественно юрскими терригенными комплексами аккреционного клина. Названные ТСЭ перекрыты и интродуцированы магматическими комплексами Охотского сектора Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканно-плутонического пояса, а также Южно-Верхоянского и Главного Колымского плутонических поясов.

Южно-Верхоянский пояс (рис. 2) состоит из протяженной серии даек и группы интрузивных массивов [10, 11, 14, 26, 28, 45]. Возраст пород соответствует интервалу 160 – 90 млн лет [26, 45, 63]. Породы даек варьируют от габбродиоритов и диоритов до гранит-порфиров. Интрузивные массивы сложены преимущественно биотит-амфиболовыми гранодиоритами и гранитами, представляющими главную фазу внедрения. Ранняя фаза кварцевых диоритов развита незначительно в краевых частях массивов, либо в виде самостоятельных небольших интрузивных тел. Наиболее поздними являются лейкократовые граниты и гранит-порфиры. В возрастном ряду магматических пород, наряду с увеличением общей кремнекислотности от ранних фаз к поздним, отмечается также повышение калиевости

и величины K/Rb отношения [28]. Общей особенностью пород является повышенное содержание Sr [10]. Ранняя фаза диоритового состава характеризуется величиной начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7069\text{--}0,7072$ [45]. По петрогеохимическим и минералогическим особенностям гранитоиды соответствуют I-типу ильменитовой серии [10] и относятся к субщелочному ряду, а по соотношению K_2O и SiO_2 занимают промежуточное положение между породами высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой серий. Предполагается [45], что Южно-Верхоянский гранитоидный пояс сформировался в связи с палеозойской субдукции.

Гранитоидные массивы Главного Колымского батолитового пояса (рис. 2) локализованы преимущественно в Кулар-Нерском и Иньяли-Дебинском ТСЭ. Формирование пояса связано с коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна с Верхоянской пассивной окраиной САК [45, 48, 72, 74]. Имеющиеся изотопные датировки свидетельствуют о длительном периоде формирования пояса (169 – 70 млн лет; K–Ar, Ar–Ar и Rb–Sr методы) [1, 13, 16, 25, 27, 29, 30, 60, 63]. Отмечается омоложение пород пояса вкрест его простирания с юго-запада на северо-восток и одновременное возрастание калиевости пород в этом же направлении [28, 29].

Пояс представляет собой протяженную цепь различных по размерам гранодиорит-гранитных массивов с максимальной площадью выхода отдельных из них до сотен км². Пространственное положение массивов контролируется крупными структурными швами, продольными по отношению к вмещающим ТСЭ. Массивы, как правило, многофазны, с гомодромной последовательностью внедрения разновозрастных фаз. Зональность массивов выражается в приуроченности более основных разновидностей главной фазы к эндоконтактовым частям массивов. Наряду с гранодиоритами, в краевых частях массивов отмечаются граносиениты, диориты, монзониты, что объясняется процессами гибридации [45]. Породы поздних фаз внедрения представлены, главным образом, монцогранитами, двуслюдяными гранитами, гранит-порфирами, лейкогранитами. Они слагают как мелкие штоко- и дайкообразные секущие тела внутри гранодиорит-гранитных массивов, так и самостоятельные массивы различной формы и размеров. В последнем случае массивы сопровождаются многочисленными дайками лейкогранитов, аплитов, аляскитов и пегматитов. Апикальные части таких массивов обогащены фтором и интенсивно грейзенизированы [79].



По соотношению кремнезема и суммы щелочей породы Главного пояса в целом охватывают широкий диапазон разновидностей от диоритов и кварцевых диоритов до лейкогранитов и субщелочных лейкогранитов. Для них характерна повышенная известковистость, что выражается в присутствии, наряду с биотитом, роговой обманки, пересыщенность глиноземом и преимущественно калиевый тип щелочности в завершающих фазах [10, 53]. По петрогеохимическим особенностям гранитоидные образования пояса соответствуют S-типу и переходному I-S-типу, а распределение элементов-примесей аналогично таковому в гранитоидах известково-щелочного ряда [45]. Рассматриваемые породы характеризуются величинами начального $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения около 0,7060 [69] с различными вариациями. В частности, по данным [17], гранодиорит-гранитный комплекс Главного батолитового пояса характеризуется Rb-Sr изохронами со следующими параметрами: $T = 168 \pm 8$ млн лет, $I_0^{\text{Sr}} = 0,7092 \pm 0,0013$ (массив Чибгалахский); $T = 169 \pm 4$ млн лет, $I_0^{\text{Sr}} = 0,7094 \pm 0,0014$ (массив Чалбинский); $T = 160 \pm 7$ млн лет, $I_0^{\text{Sr}} = 0,7037 \pm 0,0009$ (массив Чьорго); $T = 163 \pm 3$ млн лет, $I_0^{\text{Sr}} = 0,7081 \pm 0,0011$ (массив Маяк); $T = 160 \pm 7$ млн лет, $I_0^{\text{Sr}} = 0,7079 \pm 0,0015$ (массив Большой Аннычаг); $T = 164 \pm 1$ млн лет, $I_0^{\text{Sr}} = 0,7081 \pm 0,0003$ (массив Каньон). Согласно данным В.Н. Трунилиной [45], тренды R3Э пород пояса демонстрируют отчетливо выраженный Eu-минимум с вариациями отношения Eu/Eu^* от 0,3 до 0,9. Оловоносными в пределах пояса являются не все массивы, а лишь те, которые были сформированы при участии среднетемператур-

ных маловязких гранитных магм, кристаллизация которых происходила в гипабиссальной обстановке и сопровождалась интенсивными процессами дифференциации и внутрикамерного фракционирования [56] с образованием небольших и средних по размерам массивов [79]. Такие массивы распространены главным образом на юго-восточном и северо-западном флангах пояса.

Хингано-Охотская оловоносная область расположена на территории, в состав которой входят следующие ТСЭ (рис. 1). 1. Цзямусы-Буреинский супертеррейн, сложенный метаморфическими архей-раннепалеозойскими породами. 2. Юго-восточный фланг Монголо-Охотского орогенного пояса, сложенный преимущественно палеозойско-раннемезозойскими кремнисто-вулканогенно-терригенными аккреционными комплексами. 3. Позднеюрско-неокомовый Баджальский орогенный пояс, в составе которого присутствуют как отложения турбидитовых бассейнов (восточная часть пояса), так и океанические кремнисто-вулканогенно-терригенные и карбонатно-терригенные комплексы (западная часть пояса).

Перекрывающие и "сшивающие" комплексы представлены магматическими образованиями мел-раннепалеогенового окраинно-континентального Хингано-Охотского вулканоплутонического пояса (рис. 2). Слагающие пояс вулканоплутонические ассоциации разделяются на два типа – андезит-гранодиоритовый и риолит-гранитовый [2, 4, 5]. Возраст пород пояса в целом, охватывая интервал 135–55 млн лет [8, 9, 18–20, 38–40, 76, 78], обнаруживает слабо выраженную тенденцию относительного "омоложе-

Рис. 1. Главные мезозойско-кайнозойские тектонические элементы и региональные оловоносные магмато-генно-рудные системы территории восточной окраины России. (Тектоническая основа по [54, 55, 67–70]).

1 – Платформенная часть Северо-Азиатского кратона (САК), Охотский (ОХ) и Омолонский (ОМ) кратонные террейны. 2 – Архейские и протерозойские гранитно-метаморфические комплексы кратона и кратонных террейнов (АС – Алдано-Становой щит). 3 – Позднепалеозойско-раннемезозойские пассивные континентальные окраины (ВС – Верхоянский складчато-надвиговый пояс, ЧУ – Чукотский орогенный пояс). 4 – Домезозойские континентальные террейны (ЦБ – Цзямусы-Буреинский, ПК – Приколымский, ОВ – Омурский). 5–8 – Турбидитовые и сланцевые террейны осадочных бассейнов трансформных границ континентальных литосферных плит: 5 – юрские (УЛ – Ульбанский, КН – Кулар-Нерский, ИД – Иньяли-Дебинский, ПО – Полоусный); 6 – раннемеловые (ЖА – Журавлевско-Амурский); 7 – палеоцен-эоценовые; 8 – неогеновые. 9–12 – Террейны аккреционных призм субдукционных границ континентальных литосферных плит: 9 – палеозойские (ГЛ – Галамский); 10 – юрские и раннемеловые (СМ – Самаркинский, БД – Баджальский, ИО – Индигиро-Олойский); 11 – позднемеловые; 12 – олигоцен-миоценовые. 13–15 – Островодужные террейны (аккреционные призмы и вулканические дуги нерасчлененные): 13 – юрские и меловые (АЛ – Алазейский); 14 – позднемеловые; 15 – палеогеновые. 16 – Мезозойско-кайнозойские осадочные впадины нерасчлененные. 17–18 – Синсдвиговые гранитоиды трансформных границ литосферных плит и микроплит: 17 – юрские; 18 – раннемеловые (частично включая начало позднего мела). 19 – Мезозойско-кайнозойские субдукционные вулканоплутонические пояса. 20 – Мезозойско-кайнозойские вулканоплутонические пояса трансформных континентальных окраин (калифорнийского типа). 21 – Разломы. 22 – Дунит-клинопироксенитовые зональные массивы. 23 – Границы региональных оловоносных магмато-генно-рудных систем (а – оловоносных областей, б – оловоносных зон).

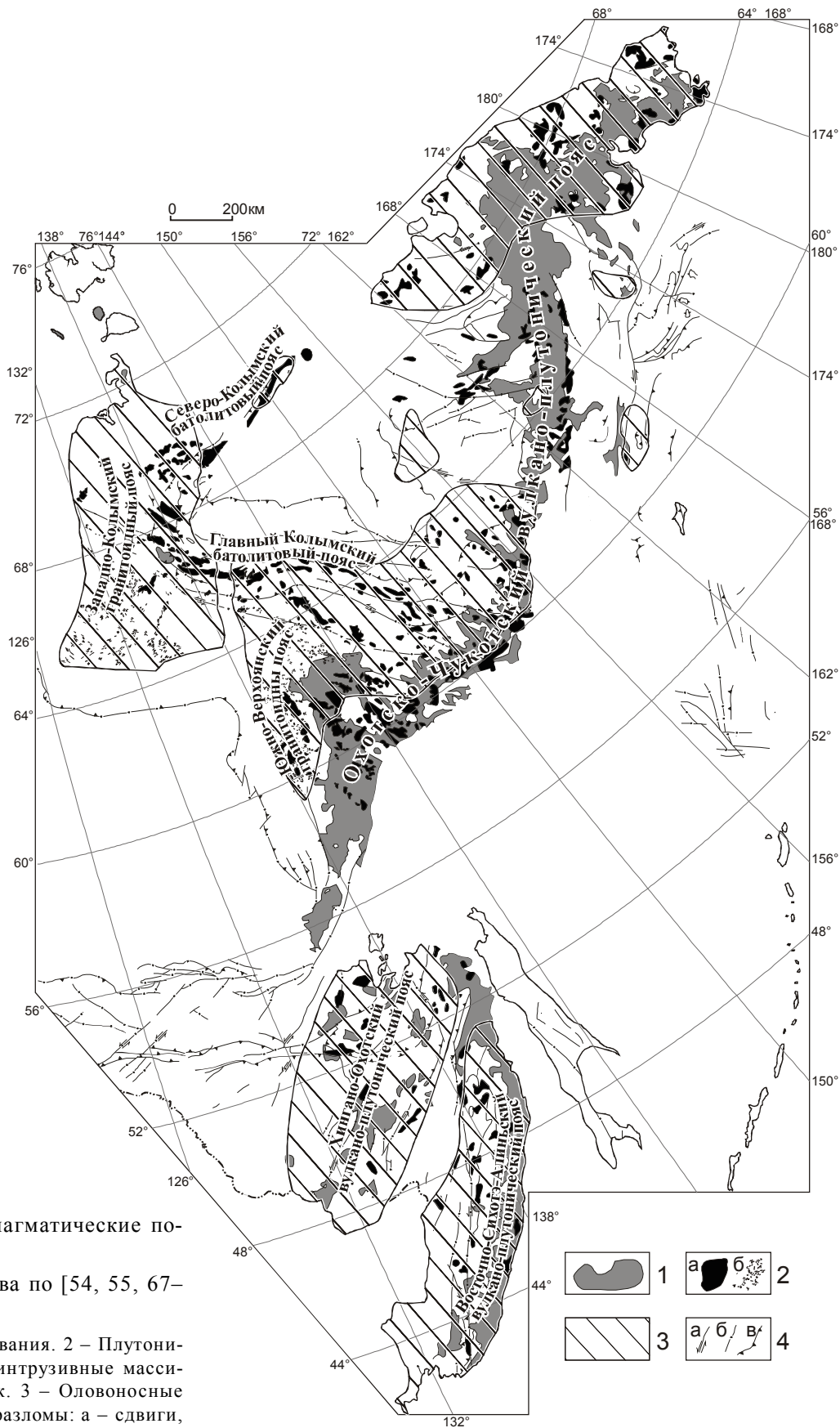


Рис. 2. Оловоносные магматические пояса Востока России.

(Геодинамическая основа по [54, 55, 67–70] с упрощениями).

1 – Вулканические образования. 2 – Плутонические образования: а – интрузивные массивы, б – пояса и поля даек. 3 – Оловоносные территории. 4 – Главные разломы: а – сдвиги, б – нормальные сбросы, в – надвиги.

ния" с юго-востока на северо-запад, т.е. вкrest простирания пояса.

Общей особенностью заключительных фаз вулканоплутонических ассоциаций пояса, представленных гранитами, являются повышенная общая щелочность с калиевым уклоном [12], присутствие среди аксессуаров топаза, монацита, циркона и ильменита, повышенные содержания F, Li и Rb [3]. По своим петрогеохимическим особенностям граниты относятся к переходному I-S типу, тренды РЗЭ демонстрируют [9] отчетливо выраженный Eu минимум.

Геодинамическая природа Хингано-Охотского пояса все еще остается предметом дискуссий. Ранее высказывалось предположение, что Хингано-Охотский пояс в предсенонское время развивался в обстановке активной континентальной окраины андийского типа, которая в послесенонское время сменилась обстановкой коллизии [39]. Позднее У.Дж. Ноклеберг с соавторами [68] предположили, что Хингано-Охотская магматическая дуга сформировалась в результате косо́й субдукции палео-Тихоокеанской плиты под континентальную окраину в раннем мелу. К.Сато с соавторами [78], учитывая сопоставимость начального периода образования магматических комплексов Хингано-Охотского пояса и периода аккреции Киселевско-Маноминского террейна (альб-сеноман), подтвердили модель формирования пояса в результате косо́й субдукции, предположив при этом, что субдуцирующая часть плиты представляла собой задуговой бассейн по примеру современного Андаманского бассейна в дуге Сунда. При интерпретации геодинамической природы Хингано-Охотского пояса важно также учитывать, что все оловородные районы с крупными месторождениями в пределах пояса закономерно располагаются над зонами максимального градиента мощности земной коры и литосферы, а Баджальский район – еще и над крупным региональным поднятием астеносферы, которое, возможно, является "slab-window" [15, 44].

Многие особенности строения и процесса формирования Хингано-Охотского вулканоплутонического пояса могут быть удовлетворительно объяснены с учетом реконструируемой в мезокайнозойской эволюции региона геодинамической обстановки трансформной континентальной окраины [54, 55, 62]. В обобщенном виде такая обстановка описывается как обстановка перехода от косо́й субдукции к латеральному скольжению плит друг относительно друга. В результате такого скольжения в ранее субдуцированной части литосферной плиты возникают разрывы ("slab-window"), по которым проникает вещество астеносферной мантии. Механизм развития трансформной континентальной окраины и возникнове-

ния "slab-window" изучен на примере современного взаимодействия плит вдоль западной окраины Северной Америки [59], а также описан в других регионах [49, 54, 55, 62, 65]. С использованием геофизических данных, на примере Северо-Американских Кордильер показано [59], что после прекращения субдукции в пластине субдуцированной литосферы на ее изгибе и вдоль поперечных к континентальной окраине трансформных разломов возникают разрывы ("slab-window"), обеспечивающие доступ глубинного теплового потока и вещества астеносферы в надсубдукционные слои. С этих позиций Хингано-Охотский вулканоплутонический пояс интерпретируется как ареальная область магматизма, возникшая в обстановке трансформной континентальной окраины с формированием "slab-window" в ее центральной части.

Основание и вмещающая среда *Сихотэ-Алинской оловоносной области* включает следующие ТСЭ (рис. 1). 1. Ханкайский сектор Цзямусы-Буринского супертеррейна, состоящий из метаморфических позднепротерозойско-раннепалеозойских пород. 2. Самаркинская зона Баджальского орогенного пояса, сложенная юрским аккреционным комплексом. 3. Северо-западный фланг Хонсю-Сихотэ-Алинского орогенного пояса, включающий как кремнисто-вулканогенно-терригенные образования аккреционного клина (Таухинский террейн), так и мощный комплекс юрско-раннемеловых турбидитов (южный фланг Журавлевско-Амурского террейна).

Названные ТСЭ перекрыты и интродуцированы магматическими комплексами окраинно-континентального мел-раннепалеогенового Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса (рис. 2), характеризующегося сложной и длительной историей формирования. Он представляет собой широкую полосу развития мел-палеогеновых плутонических, вулканоплутонических и вулканических ассоциаций, распространенных вдоль Сихотэ-Алинской континентальной окраины. Период его формирования охватывает время от альба до позднего палеогена. В некоторых работах единая структура пояса разбивается на два самостоятельных элемента (пояса) – плутонический в западной части и вулканический в восточной [46]. Пояс обладает также определенными элементами поперечной зональности [4, 6, 52, 62 и др.]. Наиболее отчетливо выделяется северный сектор пояса, обладающий специфическим строением и металлогенией [15] с преимущественным развитием золотой и золото-серебряной минерализации с признаками медно-молибден-порфировой.

По геофизическим данным [15], северный сектор пояса располагается над литосферой с понижен-

ной мощностью и контрастным повышением скорости сейсмических волн в подошве литосферы. Центральный и южный секторы пояса характеризуются повышенной мощностью земной коры с наличием серии глубинных зон разуплотнения [42]. Именно в пределах центрального и южного секторов пояса сконцентрирована подавляющая часть проявлений оловянной минерализации Сихотэ-Алинской оловянной области.

Возраст вулканических пород пояса охватывает интервал 105–40 млн лет. Начальное отношение изотопов Sr в вулканитах колеблется от 0,7039 до 0,7078 [46]. Комагматичные вулканитам интрузивные породы образуют несколько магматических комплексов, из которых оловяносными являются гранодиорит-гранитный и диорит-гранодиоритовый. Первый характеризуется возрастом 98–65 млн лет и тяготеет к западной, перивулканической зоне пояса. Величина начального отношения изотопов Sr варьирует от 0,7049 до 0,7098 [7, 38–40]. Породы относятся преимущественно к I-типу или переходному I-S типу. Диорит-гранодиоритовый комплекс развит главным образом в центральной и восточной зонах пояса. Возраст пород составляет от 97 до 50 млн лет. Величина начального отношения изотопов Sr варьирует от 0,7045 до 0,7105 [38–40]. Породы относятся к переходному I-S-типу.

Геодинамическая история Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса включает несколько этапов. В течение неоком-раннесеноманского этапа в обстановке трансформной континентальной окраины формируются щелочные, известково-щелочные и латит-шошонитовые вулкано-плутонические серии и плутоническая серия гранитоидов "пестрого" состава [55]. Позднесеноманский–раннепалеоценовый этап характеризуется формированием известково-щелочных и шошонитовых вулкано-плутонических серий в обстановке активной континентальной окраины в связи с зоной субдукции. С плутоническими фазами вулкано-плутонических ассоциаций этого этапа, развитых преимущественно в тыловой и промежуточной продольных зонах пояса, связано основное количество оловопроявлений Сихотэ-Алиния. Заключительный (поздний палеоцено–миоценовый) этап развития пояса характеризуется проявлением контрастной серии вулканитов, сформировавшихся в обстановке внутриплитного рифтогенеза [55].

Яно-Индибирская оловяносная область расположена в зоне сочленения центральной части Верхоянского складчато-надвигового пояса, сложенного среднепалеозойско–раннемезозойскими терригенными комплексами пассивной континентальной окраины,

и западного фланга Полоусно-Дебинского пояса, сложенного преимущественно юрскими терригенными аккреционными комплексами (рис. 1). В отличие от других оловяносных областей Востока России, в пределах этой области на поверхности не фиксируются метаморфические образования, которые могли бы считаться принадлежащими кратонным террейнам. Однако следует учитывать два обстоятельства. Во-первых, южный фланг Яно-Индибирской металлогенической области расположен в непосредственной близости от северной границы Сибирской платформы, представляющей собой часть САК. Во-вторых, структура центральной части Верхоянского складчато-надвигового пояса (Бараинский антиклинорий) представляет собой дуплекс с пассивной кровлей и неглубоким залеганием раннепалеозойских метаморфизованных карбонатных и терригенно-вулканогенных отложений [45]. Магматические образования, развитые в пределах области, относятся к западным флангам Главного Колымского и Северо-Колымского батолитовых поясов и Западно-Колымского гранитоидного пояса (рис. 2).

Северо-Колымский батолитовый пояс объединяет серию позднемезозойских гранодиорит-гранитных плутонов, возрастной интервал формирования которых оценивается в 150–90 млн лет [10, 27, 29, 45, 63, 72]. Намечается уменьшение возраста пород в направлении с юго-востока на северо-запад, т.е. вкострости простирается пояса. Породы варьируют по составу от кварцевых диоритов и монцодиоритов до биотитовых гранитов и лейкогранитов. Тоналиты, гранодиориты и двуслюдяные граниты являются наиболее распространенными типами пород [58]. Более основные разности (диориты, кварцевые диориты) слагают краевые части плутонов или самостоятельные интрузивные тела, представляющие раннюю фазу внедрения [45]. Аплитовидные граниты заключительных фаз часто слагают апикальные части массивов, основной объем которых представлен гранодиоритами (адамеллитами) и амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранитами главной фазы.

Общей особенностью пород является повышенная щелочность с монцонитоидным уклоном [48]. Гранитоиды относятся к I-типу или к переходному I-S-типу преимущественно ильменитовой серии [10, 79]. Тренды R3Э характеризуются слабо выраженным Eu минимумом или его отсутствием [45]. Предполагается [45, 63], что Северо-Колымский батолитовый пояс сформировался в условиях растяжения в связи с палеозоной субдукции.

Выделяемый автором Западно-Колымский гранитоидный пояс объединяет серию выделявшихся ранее так называемых "поперечных рядов гранитоидов"

дов" (Дербек-Нельгесинский, Тирехтяхский, Геридичанский и др.), секущих структуры Верхоянского и Верхояно-Колымского орогенных сооружений. Возраст пород варьирует от 150 до 70 млн лет [29, 63, 79]. Наряду с гранитоидными массивами различной формы и размеров, широко распространены дайки различного состава, в том числе субвулканические, группирующиеся в протяженные пояса, ареалы. Породы обладают нормальной или слегка повышенной щелочностью с калиевым уклоном, высокой глиноземистостью и принадлежат известково-щелочной магматической серии. По своим петрогеохимическим особенностям и характеру распределения РЗЭ породы соответствуют I-типу без четкой выраженности Eu-минимума [45]. Начальное отношение изотопов Sr варьирует от 0,704 до 0,710 [29, 79].

Обобщая вышесказанное, можно отметить, что подстилающая и вмещающая среда каждой из выделенных региональных оловоносных магматогеогенно-рудных систем в ранге "оловоносная область" представлена определенным, повторяющимся от объекта к объекту сочетанием геодинамических элементов следующих типов (рис. 3): 1) террейны кратонов и/или метаморфизованных континентальных окраин, сложенные ранне-среднепалеозойскими и более древними метаморфическими породами; 2) террейны аккреционных призм и/или субдукционных зон, сложенные преимущественно кремнисто-вулканогенно-терригенными комплексами позднепалеозойско-раннемезозойского возраста; 3) террейны пассивных континентальных окраин, сложенные преимущественно мезозойскими турбидитовыми комплексами; 4) мезозойско-кайнозойские плутонические и вулканоплутонические пояса с известково-щелочным типом магматизма.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

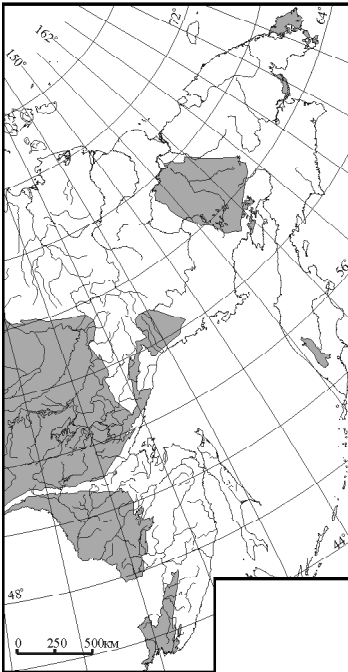
Установленная в результате металлогенического и геодинамического анализа связь положения оловоносных областей с определенными комбинациями ТСЭ подчеркивается закономерной приуроченностью месторождений олова рассматриваемой территории к соответствующим геодинамическим элементам (рис. 4, 5). Объяснение этой закономерности заключается в том, что важным условием, необходимым для возникновения крупных концентраций олова, является наличие мощной континентальной коры. "Рост" континентальной коры обеспечивается коллизионными и аккреционными процессами, протекающими в геодинамических обстановках конвергентных границ литосферных плит. В результате этих процессов происходит максимальное вовлечение вещества континентальной коры в магмо-тектоничес-

кие события. Последние, проявляясь на более поздних стадиях геодинамической эволюции данного сегмента земной коры, приводят к проявлению второго условия, необходимого для возникновения крупных концентраций олова, а именно – формированию плутонических и вулканоплутонических поясов с известково-щелочным типом магматизма. Развитие таких поясов возможно как в конвергентных (зоны коллизии, активные континентальные окраины), так и дивергентных (внутриплитный рифтогенез) обстановках [61].

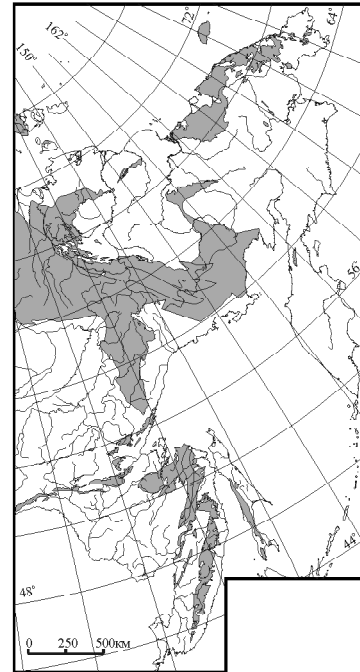
Одним из геодинамических процессов, приводящих к "росту" континентальной коры и интенсивному вовлечению ее в магмо-тектонические события, является коллизионное сближение двух континентальных блоков с поддвижением одного под другой. В результате суммарная мощность континентальной коры существенно увеличивается и возникают условия, благоприятные для выплавления в пододвинутом блоке анатектических гранитов S-типа. Вышележащий блок в результате коллизии деформируется с образованием линейного складчато-надвигового пояса. Примером оловоносных магматических поясов, возникших в обстановке коллизии, является Малайзийский коллизионный пояс [61]. В пределах Востока России к таковым относится Главный Колымский батолитовый пояс, формирование которого связывается с коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна с Северо-Азиатским кратоном [45]. Согласно работам [21, 45, 57], в результате трения вдоль зон крупномасштабных субгоризонтальных надвигов выделяется большое количество тепла, достаточное для селективного плавления вовлеченных в процесс коллизии породных комплексов. Подплавленный материал нагнетался перед фронтом поддвигаемой плиты и выжимался под давлением в верхние структурные этажи, обуславливая формирование гранитов S-типа. Этой модели хорошо соответствуют изменения возраста пород Главного Колымского батолитового пояса вкрест его простирания с проявлением все более молодых и более калиевых разностей по мере удаления от фронта коллизии [28]. Согласно расчетам [58], мощность слоя подплавленных пород могла достигать 8–9 км, а глубина магмогенерации, при условии исходного содержания в породах воды около 1%, должна была составлять 25–30 км [45], что соответствует рассчитанной по петрохимическим параметрам [79] глубине зарождения инициальных магматических очагов для гранодиорит-гранитных интрузивов рассматриваемого пояса.

В обстановке активной окраины "рост" континентальной коры обеспечивается процессами тектонического взаимодействия океанической и континен-

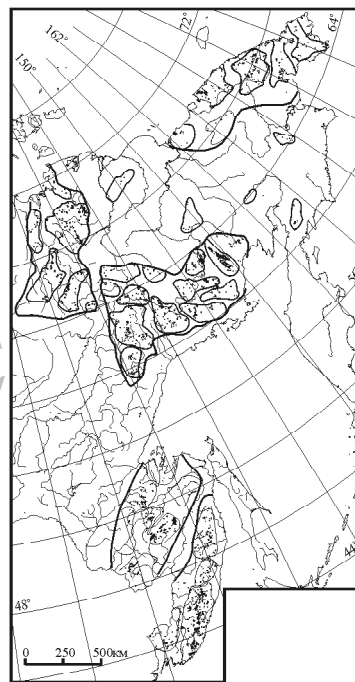
Гранитно-метаморфические комплексы



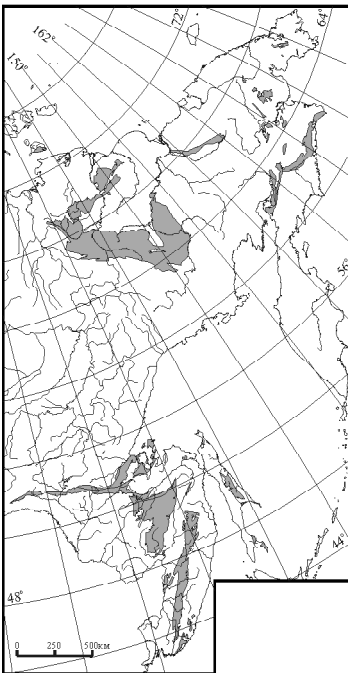
Турбидитовые комплексы



**Оловоносные
металлогенические объекты**



Аккреционные комплексы



Магматические комплексы

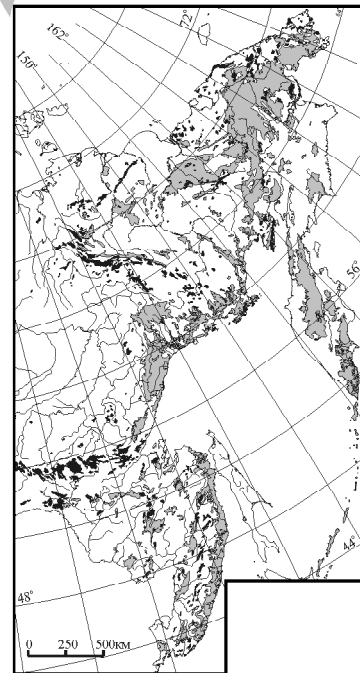


Рис. 3. Сочетание различных по генезису породных комплексов, благоприятное для локализации региональных оловоносных металлогенических объектов.

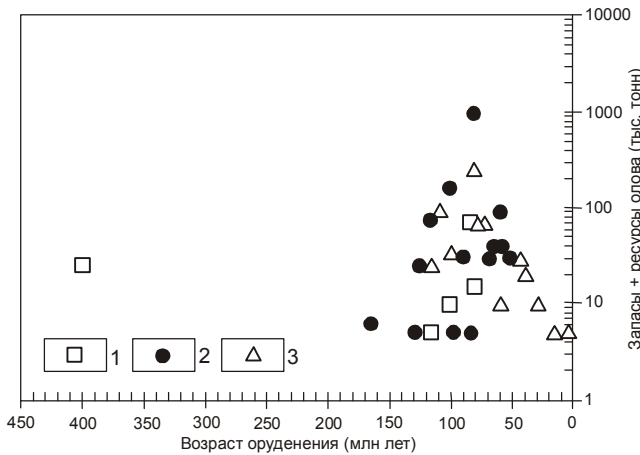


Рис. 4. Запасы (добытые и подсчитанные) и ресурсы олова в разновозрастных месторождениях Востока России, приуроченных к различным геодинамическим элементам.

1 – кратон; 2 – пассивная окраина; 3 – активная окраина.

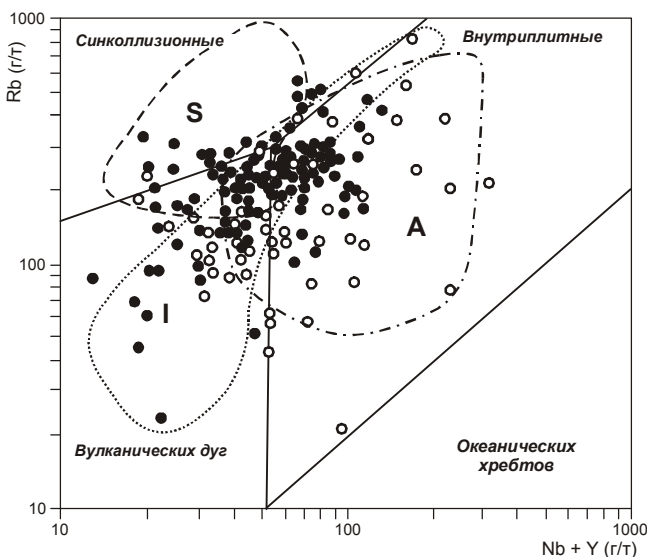


Рис. 5. Диаграмма тектонических условий формирования оловоносных магматических комплексов Верхояно-Чукотской (белые кружки) и Хингано-Сихотэ-Алинской (черные кружки) провинций (построено с использованием анализов из работ [9, 45]).

тальной плит. Такое взаимодействие может проявляться как в виде фронтального сближения плит с развитием зон субдукции и формированием аккреционных призм, сопровождающимся явлениями андерплейтинга, так и в виде латерального "проскальзывания" плит друг относительно друга с развитием обстановки трансформных границ литосферных плит. В качестве промежуточного варианта может рассматриваться тангенциальная субдукция, сочетающая в

себе элементы как фронтального, так и латерального взаимодействия плит. В обстановке трансформной окраины взаимодействие океанической и континентальной плит проявляется в виде горизонтального синсдвигового сжатия эпокееанических турбидитовых комплексов и комплексов аккреционных призм. В результате такого взаимодействия могут формироваться гигантские S-образные складки с вертикальным шарниром, примером чему служит Журавлевско-Амурский террейн на юге Дальнего Востока [54].

Генетическая модель формирования оловянных месторождений над зоной субдукции (активная окраина андийского типа) предложена в работах [66, 71] на примере Боливийских Анд. Согласно этой модели, генезис месторождений олова связывается с предшествующей сегрегацией фтора из апатита на больших глубинах в результате парциального плавления в безводных условиях при температуре свыше 1600°C габброидного материала погружающейся вдоль зоны субдукции океанической плиты и вещества верхней мантии. Высвобождающийся в этом процессе фтор мигрирует в вышележащие горизонты, где вступает в реакцию с рассеянным в осадочных и метаморфических алюмосиликатных породах оловом с образованием летучего соединения SnF₄. Вместе с известково-щелочными магмами, выплавленными из вещества надсубдукционной части континентальной плиты и аккреционной призмы под воздействием глубинного теплового потока, стимулированного зоной субдукции, четырехфтористое олово транспортируется на верхние горизонты коры, где в результате реакции SnF₄ с H₂O из него образуются SnO₂ (касситерит) и HF. Разложение HF приводит либо к улетучиванию фтора, либо к образованию входящего в состав оловянных руд флюорита вследствие реакции HF с Ca-содержащими силикатами. В пределах территории Востока России данная модель применима к объяснению с плейтктонических позиций генезиса оловянных месторождений, ассоциирующих с сеноман-маастрихтским этапом развития Южно-Верхоянского и Охотско-Чукотского магматических поясов, а также поздне-сеноман-раннепалеоценовым этапом развития Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса.

В обстановке трансформной окраины (активная континентальная окраина калифорнийского типа) поступление глубинного вещества в сферу рудоотложения обеспечивается за счет "slab-window", развивающегося при латеральном взаимном перемещении плит. На примере Хингано-Охотской оловоносной области это подтверждается геофизическими данными [15, 43, 44, 76].

Согласно [64], важным индикатором специфики процессов магматической дифференциации оловоносных гранитоидов являются вариации соотношения в них содержаний Sn и TiO_2 . Анализ соотношения этих параметров в оловоносных магматических комплексах юга Дальнего Востока (рис. 6) показал, что поле фигуративных точек надсубдукционного новгородского комплекса (Кавалеровский район) в координатах Sn– TiO_2 практически полностью совпадает с областью, соответствующей по этим параметрам составу верхней коры. Это может свидетельствовать о формировании рассматриваемого магматического комплекса, главным образом, за счет плавления верхнекорового материала. В то же время, тренды дифференциации для урмийского (Баджалский район), силинского (Комсомольский район) и обманийского (Хинганский район) комплексов не демонстрируют такой отчетливой связи с коровыми источниками. Особенно наглядно это проявляется для Урмийского комплекса (рис. 6), эволюционный тренд которого дает основание предполагать существенное участие мантийного материала при формировании оловоносных гранитоидов в обстановке трансформной окраины.

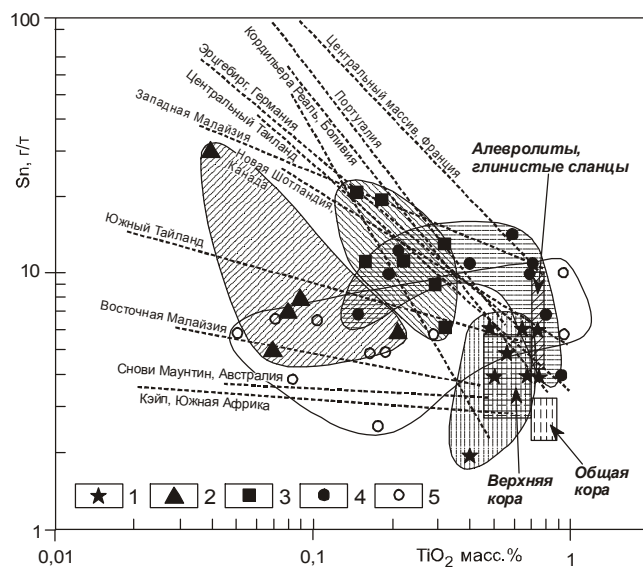


Рис. 6. Соотношение TiO_2 и Sn в оловоносных магматических комплексах Востока России (составлено с использованием данных из работы [9]).

1 – новгородский комплекс (Кавалеровский район); 2 – урмийский комплекс (Баджалский район); 3 – обманийский комплекс (Хинганский район); 4 – силинский комплекс (Комсомольский район) 5 – дуссе-алинский комплекс (Дуссе-Алинский район). Линиями показаны соответствующие тренды дифференциации оловоносных магматических комплексов разных районов мира из работы [64].

Сопоставление оловорудных месторождений, формировавшихся в обстановке трансформной окраины (месторождения Хингано-Охотской области) с аналогичными объектами, связанными с зоной субдукции (месторождения Сихотэ-Алинской области), демонстрирует их заметные различия как по минеральному составу руд, так и по некоторым изотопно-петрогеохимическим характеристикам ассоциирующих магматических образований. В частности, руды месторождений олова Хингано-Охотской области по сравнению с Сихотэ-Алинскими объектами отличаются существенным участием в их составе минералов фтора и бора с образованием оловоносных топазовых грейзенов (месторождение Правурмийское), флюорит-касситеритовых руд (Хинганский, Ям-Алинский районы), мощных и протяженных зон оловоносных турмалиновых метасоматитов (Комсомольский, Баджалский, Кумусун-Нимеленский районы).

Соотношение фтора и олова в ассоциирующих с оловорудными месторождениями магматических породах характеризуется преимущественно прямой корреляционной зависимостью (рис. 7), на общем фоне которой отмечаются определенные вариации,

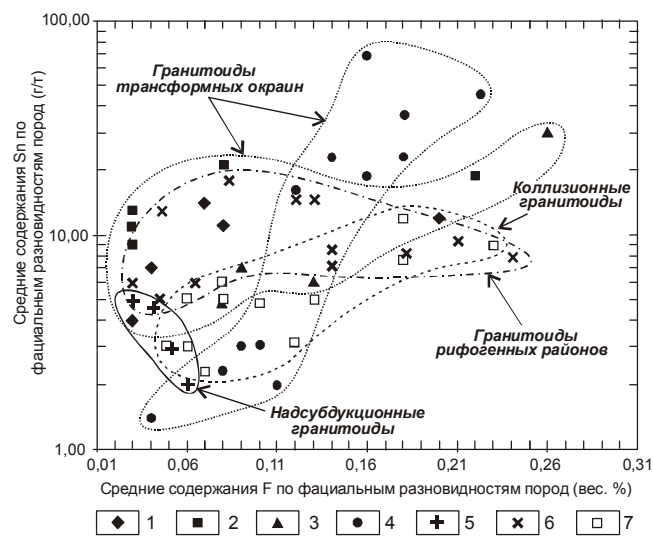


Рис. 7. Соотношение фтора и олова в оловоносных гранитоидах различных геодинамических обстановок (построено с использованием данных из работ [9, 22, 48]).

1 – силинский комплекс, Комсомольский район; 2 – обманийский комплекс, Хинганский район; 3 – урмийский комплекс, Баджалский район; 4 – диорит-гранодиорит-гранитный комплекс, Адыча-Чаркынский район; 5 – новгородский комплекс, Кавалеровский район; 6 – омсукчанский комплекс, Омсукчанский район; 7 – гранодиорит-гранитный комплекс, западная часть Главного Колымского батолитового пояса.

подчеркивающие различия геодинамических обстановок формирования различных объектов. Так, для оловоносных гранитоидов Хингано-Охотской области, формировавшихся в обстановке трансформной окраины (Комсомольский, Хинганский, Баджалский оловорудные районы) характерно возрастание содержаний олова по мере роста их фтороносности. Аналогичные закономерности устанавливаются для Дербек-Нельгесинского диорит-гранодиорит-гранитного оловоносного комплекса, входящего в состав Западно-Колымского магматического пояса. Развитый в пределах Адыча-Чаркынского района гранодиорит-гранитный оловоносный комплекс, представляющий часть коллизионного Главного Колымского батолитового пояса, характеризуется аналогичными соотношениями Sn и F. Однако, по сравнению с оловоносными гранитоидами трансформных окраин, в коллизионных гранитоидах тем же содержаниям фтора соответствуют значительно более низкие содержания олова. В надсубдукционных оловоносных гранитоидах, в качестве которого здесь рассматривается новогорский комплекс Кавалеровского района, соотношение фтора и олова обратно пропорциональное. Отсутствие какой-либо зависимости между содержаниями этих двух элементов отмечается для оловоносных гранитоидов

Омсукчанского района, формирование которого, согласно И.Н.Томсону [47], происходило в рифтогенной обстановке.

Содержание бора и олова в оловоносных гранитоидах трансформных окраин также характеризуется прямой зависимостью (рис. 8). Для коллизионных оловоносных гранитоидов не отмечается корреляции между содержаниями B и Sn, а в надсубдукционных оловоносных магматических породах наблюдается слабо выраженная обратная зависимость между ними. Обращает на себя внимание четко выраженная прямая корреляция между бором и оловом в рифтогенном омсукчанском комплексе.

Различия между оловоносными гранитоидами, формировавшимися в различных геодинамических обстановках, отмечаются также и по соотношениям изотопов стронция в них (рис. 9). Хотя в большинстве своем оловоносные гранитоиды Востока России по этому параметру соответствуют области смешения корового и мантийного материала, однако те из них, которые связаны с трансформными границами литосферных плит, характеризуются в целом значительно большей долей мантийного вещества в их составе по сравнению с надсубдукционными оловоносными гранитоидами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный анализ позволяет заключить, что региональные закономерности локализации оловянного оруденения определяются двумя главными факторами: 1) благоприятной вмещающей средой, возни-

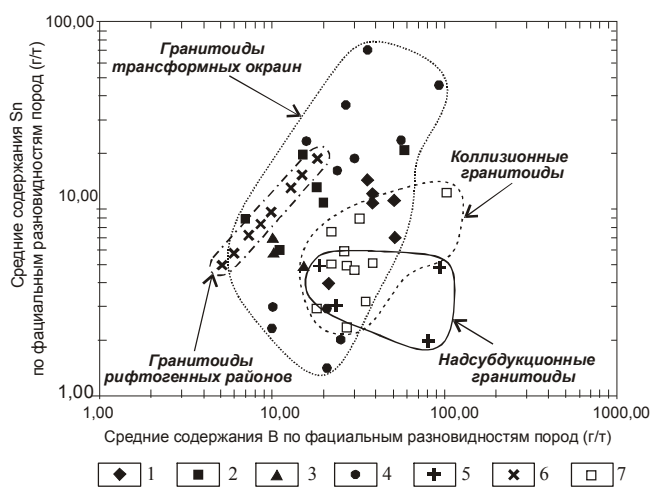


Рис. 8. Соотношение бора и олова в оловоносных гранитоидах различных геодинамических обстановок (построено с использованием данных из работ [9, 22, 48]).

1 – силинский комплекс, Комсомольский район; 2 – обманийский комплекс, Хинганский район; 3 – урмийский комплекс, Баджалский район; 4 – диорит-гранодиорит-гранитный комплекс, Адыча-Чаркынский район; 5 – новогорский комплекс, Кавалеровский район; 6 – омсукчанский комплекс, Омсукчанский район; 7 – гранодиорит-гранитный комплекс, западная часть Главного Колымского батолитового пояса.

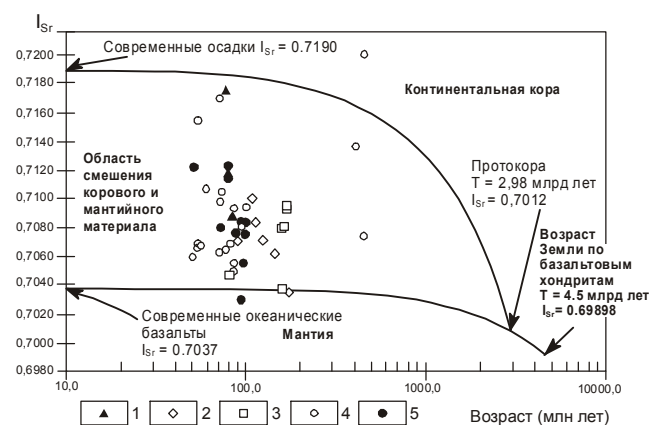


Рис. 9. Положение изотопного состава Sr оловоносных магматических комплексов Востока России в модели эволюции Sr изотопной системы Земли (При составлении диаграммы использованы данные из работ [12, 16, 19, 20, 28, 33, 38, 39, 76]).

1 – Чукотская область; 2 – Яно-Индигорская область; 3 – Колымская область; 4 – Сихотэ-Алинская область; 5 – Хингано-Охотская область.

кающей в областях сочленения трех типов тектоно-стратиграфических элементов, сложенных метаморфическими комплексами, турбидитовыми комплексами континентального склона и его подножия и аккреционными комплексами со значительным участием океанических пород; 2) наличием оловоносных магматических поясов, формирующихся в геодинамических обстановках коллизии, активной континентальной окраины (андийского и калифорнийского типов) и внутриплитного континентального рифтогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Бахарев А.Г., Лейер П.У., Гамянин Г.Н., Зайцев А.И. Минералогические особенности и возраст магматических образований Неждановского золоторудного узла // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 209–210.
- Болотников А.Ф., Кравченко Н.С. Петрогенезис поздне-мезозойских вулканоплутонических ассоциаций Приамурья // Вулканические и вулканоплутонические комплексы Востока Азии. Владивосток: ДВО АН СССР, 1976. С. 24–35.
- Брусницын А.И., Попова А.И., Смоленский В.В. Находки гранитов Li–F типа в Верхнеурмийском рудном узле // Изв. вузов. Геология и разведка, 1993. № 6. С. 150–157.
- Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения. М.: Наука, 1984. 504 с.
- Геология оловорудных месторождений СССР. М.: Недра, 1986. Т. 1–2. 332 с.
- Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии. М.: Наука, 1984. 236 с.
- Гладков Н.Г. Верхнемеловые и палеогеновые вольфрамоносные и оловоносные магматические ассоциации западной части Кавалеровского района // Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1982. С. 202–232.
- Гоневчук В.Г., Семеняк Б.И., Ишихара С., Гоневчук Г.А. Возраст оловоносных грейзенов Приамурья и некоторые вопросы генезиса оловянной минерализации (Россия) // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40, № 4. С. 326–335.
- Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 298 с.
- Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.
- Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н. Гранитоиды Южного Верхоянья. М.: Наука, 1970. 216 с.
- Дудкин Д.В., Козлов В.Д., Мамитко В.Р., Пахольченко Ю.А., Плюснин Г.С., Посохов В.Ф., Сандмирова Г.П. Первые Rb–Sr даты для гранитоидов Иультинского рудного района Чукотки // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, № 4. С. 967–971.
- Загружина И.А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977. 280 с.
- Индолев Л.Н. Магматизм и связь с ним оруденения в северной части Южно-Верхоянского синклиория // Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии. М.: Наука, 1965. С.5–85.
- Карсаков Л.П., Малышев Ю.Ф., Беспалов В.Я., Гагаев В.Н., Родионов С.М., Романовский Н.П., Троян В.Б., Гу Фэн, Дуан Жуйянь. Глубинное строение и металлогения золота и олова юга Дальнего Востока России и северо-востока Китая (сравнительный анализ) // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. CD-ROM.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л. Эндогенные события в геологической истории Северо-Востока России по изотопно-геохронологическим данным // Новые данные по геологии и металлогении Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 84–95.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
- Кривовичев В.Г., Брусницын А.И., Зайцев А.Н. Абсолютный возраст и геохимические особенности гранитов Верхнеурмийского массива (Приамурье, Дальний Восток) // Геохимия. 1996. №2. С. 106–111.
- Крымский Р.Ш., Гавриленко В.В., Беляцкий Б.К., Смоленский В.В., Левский Л.И. Возраст и генезис W–Sn минерализации Верхнеурмийского рудного поля (Приамурье) по Sm–Nd и Rb–Sr изотопным данным // Петрология. 1997. Т. 5. С. 552–560.
- Лебедев В.А., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Геохронология вулканоплутонического комплекса Верхнеурмийского рудного поля (Хабаровский край, Россия): данные K–Ar, ³⁹Ar–⁴⁰Ar и Rb–Sr изотопных методов // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39, № 4. С. 362–371.
- Лобковский Л.И. Геодинамика зон спердинга, субдукции и двухарусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
- Лугов С.Ф., Макеев Б.В., Потапова Т.М. Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1972. 360 с.
- Макеев Б.В., Политов В.К. Закономерности размещения оловорудных месторождений в мезозоидах Северо-Востока СССР // Геология руд. месторождений. 1972. № 3. С. 19–30.
- Макеев Б.В. Связь оловянной минерализации с тектономагматической эволюцией Северо-Востока СССР в позднем мезозое // Металлогения олова и вольфрама Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1983. С. 76–83.
- Ненашев Н.И. Мезо-кайнозойский магматизм и рудообразование Восточной Якутии. М.: Наука, 1965. 168 с.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И., Шилин А.И. Геохронология и некоторые вопросы петрогенеза мезо-кайнозойского магматизма Южно-Верхоянского синклиория // Новые данные о магматизме Якутской АССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1974. С. 163–170.
- Ненашев Н.И. Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 142 с.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Геохронология и проблемы генезиса гранитоидов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1980. 238 с.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Яно-Колымской складчатой области. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. 176 с.

30. Ньюберри Р.Дж., Лейер П.У., Ганз П.Б., Гончаров В.И., Горячев Н.А., Ворошин С.В. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма, тектоники и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и данных по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ, 2000. С. 181–205.
31. Парфенов Л.М. Континентальные границы и островные дуги мезозойского Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
32. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеан. геология. 1995. № 6. С. 32–43.
33. Плюснин Г.С., Захаров М.Н., Кравцова Р.Г. Rb–Sr возраст рудоносных лейкогранитов Балыгычано-Сугойской депрессии // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309, № 5. С. 1196–1199.
34. Родионов С.М., Натальин Б.А. Геодинамические обстановки нахождения месторождений порфирового типа // Оруденение порфирового типа на Дальнем Востоке. Владивосток: Изд-во ДВНЦ СО АН СССР, 1988. С. 46–64.
35. Родионов С.М. Оловоносные магмато-рудные системы Дальнего Востока – типы, иерархия, перспективы // Тихоокеан. геология. 1992. № 3. С. 26–35.
36. Родионов С.М. Геодинамика и эволюция оловоносных рудно-магматических систем Востока России // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Иркутск: ИГ СО РАН, 1998. С. 367–369.
37. Родионов С.М. Геодинамическое положение и литологический контроль оловянной минерализации Востока России // Структура и эволюция Востока Азии: II Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1999. С. 58–85.
38. Родионов С.М. Тектоническая и петрогеохимическая эволюция оловоносных рудно-магматических систем в складчатых поясах Дальнего Востока России // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты: Материалы XXXIV Тектонического совещания (30 января – 3 февраля 2001 г.). М.: ГЕОС, 2001. Т. 2. С. 148–150.
39. Родионов С.М. Особенности эволюции оловоносных магматических комплексов // Мезозойские и кайнозойские магматические и метаморфические образования Дальнего Востока. Материалы пятого Дальневосточного регионального петрографического совещания. Хабаровск, 30 октября – 2 ноября 2001 г. Хабаровск, 2001. С. 87–89.
40. Родионов С.М. Петрогеохимическая эволюция оловоносных рудно-магматических систем Востока России // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии. III Косыгинские чтения (23–25 января 2001 г., г. Хабаровск). Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С. 225–238.
41. Родионов С.М., Горячев Н.А. Металлогения олова Востока России // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Материалы XI сессии Северо-Восточного отделения ВМО "Региональная научно-практическая конференция, посвященная 100-летию со дня рождения Ю.А.Билибина" (Магадан, 16–18 мая 2001 г.): Магадан, СВКНИИ, 2001. Т. 2. С. 74–76.
42. Романовский Н.П. Рудно-магматические системы притихоокеанских орогенных сооружений Азии, их связь с зонами и центрами глубинной разрядки эндогенных процессов // Тихоокеан. геология. 1985. № 2. С. 26–32.
43. Романовский Н.П., Рейнлиб Э.Л., Ващилов Ю.А. О глубинной природе рудно-магматических систем Тихоокеанского типа // 1992. № 2. С. 66–78.
44. Романовский Н.П., Гу Фэн, Малышев Ю.Ф., Родионов С.М., Карсаков Л.П., Чжао Чуньцин, Дуань Жуйянь. Глубинное строение и металлогения золота юга Дальнего Востока России и северо-востока Китая: Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Материалы XI сессии Северо-Восточного отделения ВМО "Региональная научно-практическая конференция, посвященная 100-летию со дня рождения Ю.А.Билибина" (Магадан, 16–18 мая 2001 г.): Магадан: СВКНИИ, 2001. Т. 1. С. 73–75.
45. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Л.М.Парфенов, М.И.Кузьмин (отв. ред.) М: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. 571 с.
46. Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм / А.Д. Щеглов – ред. М.: Наука, 1991. 264 с.
47. Томсон И.Н. Рудные районы рифтогенных металлогенических зон фанерозоя // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41, № 3. С. 214–229.
48. Трунилина В.А. Геология и рудоносность раннемезозойских магматических образований северо-востока Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 257 с.
49. Тычков С.А., Владимиров А.Г. Модель отрыва субдцированной океанической литосферы в зоне Индо-Евразийской коллизии // Докл. РАН. 1997. Т. 354, № 2. С. 238–241.
50. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чукотская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 284 с.
51. Устиев Е.К. Охотский тектоно-магматический пояс и проблемы вулканоплутонических ассоциаций // Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 161–182.
52. Фаворская М.А., Томсон И.Н., Иванов П.Г., Баскина В.А., Волчанская И.К., Дежин Ю.П., Кравцов В.С., Фрих-Хар Д.И. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969. 264 с.
53. Флеров Б.Л., Трунилина В.А., Яковлев Я.В. Оловянно-вольфрамовое оруденение и магматизм Восточной Якутии. М.: Наука, 1979. 275 с.
54. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1635–1645.
55. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
56. Шкодзинский В.С. Генезис рудообразующих гидротерм в свете анализа количественных моделей кислых магм // Рудно-магматические системы Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. С. 27–37.
57. Шкодзинский В.С. Эволюция кислых магм и генезис рудоносных гидротерм // Вопросы магматизма и оруденения Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. С. 5–21.
58. Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 238 с.

59. Benz N.M., Zandt C., Oppenheimer D.H. Lithospheric structure of Northern California from teleseismic images of the upper mantle // *Journal of Geophysical Research*. 1992. V. 97, № B4. P. 4791–4807.
60. Hackett D.J., Layer P.W., Fujita K., Parfenov L.M. Geochronology of granite in the Cherski Range, Yakutia, and implication for accretion of terranes to the Siberian craton. Menlo Park: Eos (American Geophysical Union Transaction), 1992. V. 73. P. 652.
61. Hutchison C.S. The tin metallogenic provinces of South-East Asia and China: A Gondwanland inheritance // *Geology of tin deposits in Asia and the Pacific. Selected papers from the Int. Symp. On the Geology of Tin Deposits. October 26–30, 1984, China*. Berlin: Springer-Verlag, 1985. P. 225–234.
62. Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: A view from Russian side // *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, 2001. V. 55. P. 275–291.
63. Layer P.M., Newberry R., Fujita K., Parfenov L.M. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutiya, Northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and trace element geochemistry // *Geology*. 2001. V. 29. P. 167–170.
64. Lehmann B. Metallogeny of tin. Berlin-Heidelberg, Springer-Verlag, 1990. 210 p.
65. Maruyama S. Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed // *The Island Arcs*. 1997. N 6. P.91–120.
66. Mitchell A.N.G., Garson M.S. Relationship of porphyry copper Circum-Pacific tin deposits to Paleo Benioff zones // *Trans. Inst. Min. and Metall.* 1972. Sect. B. V. 81. P. 10–25.
67. Nockleberg W., Parfenov L.M., Khanchuk A.I. Circum-North Pacific Tectonic-Stratigraphic Terrane Map. US GS Open File Report 97-513-A, 1997.
68. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scholl D.W., Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. USGS Open-file report 98-754, 1998. 125 p.
69. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese Ch.R., Scholl D.W., Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. U.S.Geological Survey Professional Paper 1626, 2000. 122 p.
70. Obolenskiy A.A., Rodionov S.M., Parfenov L.M., Kuzmin M.I., Distanov E.G., Sotnikov V.I., Seminskiy Zh.V., Spiridonov A.M., Stepanov V.A., Khanchuk A.I., Nokleberg W.J., Tomurtogoo O., Dejidmaa G., Yan H., Fengyue S., Hwang D.H., Ogasawara M. Metallogenic belt map of Northeast Asia // *Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century/A.Piestrzynski et al. (eds.)/ Swets and Zeitlinger Publishers, Lisse, 2001. P. 1133–1135.*
71. Oyarzun J.M., Frutos J.J. Porphyry copper and tin-bearing porphyries: a discussion of genetic models // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1975. V. 9, N 3. P. 259–263.
72. Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides in the context of plate tectonics // *Tectonophysics*. 1991. V. 139. P. 319–342.
73. Parfenov L.M., Natapov L.M., Sokolov S.D., Tsukanov N.V. Terrane analyses and accretion in North-East Asia. *The Island Arc*. 1993. V. 3. P. 35–54.
74. Parfenov L.M. Accretionary history of northeast Asia // 1992 Proc. of Intern. Conf. on Arctic margins. Anchorage (Alaska). 1994. P. 183–188.
75. Rodionov S.M. General features of tin provinces of Russian Far East. // CD-Rom: 31st International Geological Congress, Rio-de-Janeiro, Brazil, August 6-17, 2000. Abstract Volume.
76. Rodionov S.M. Tin metallogeny of the Russian Far East. // *Ore-bearing granites of Russia and adjacent countries*. Moscow, IMGRE, 2000. P. 234–262.
77. Rodionov S.M., Khanchuk A.I. Mesozoic and Cenozoic metallogeny and geodynamics of Russian Far East // *Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century/A.Piestrzynski et al. (eds.) / Swets and Zeitlinger Publishers, Lisse, 2001. P. 1137–1140.*
78. Sato K., Vrublevsky A.A., Rodionov S.M., Romanovsky N.P., Nedachi M. Mid-Cretaceous episodic magmatism and tin mineralization in Khingan-Okhotsk volcano-plutonic belt, Far East Russia // *Resource Geology*. 2002. V. 52. N 1. P. 1–14.
79. Trunilina V.A., Orlov Yu.S., Rojev S.P., Ivanov P.O. Ore-bearing granitic complexes of the Eastern Yakutiya // *Ore-bearing granites of Russia and adjacent countries*. Moscow, IMGRE, 2000. P. 295–314.

S.M. Rodionov

The geodynamics and metallogeny of tin in Eastern Russia

Regional tin-bearing magmatogenic-ore systems in Eastern Russia were formed in the junction areas of genetically different tectono-stratigraphic divisions in a geodynamic environment of collision, active continental margin of Andean and Californian type, and intraplate continental rifting. The spatial position of the local tin-bearing magmatogenic-ore systems is controlled by focal magmatogenic structures.