

КЛАВИШНО-ЭРОЗИОННАЯ МОДЕЛЬ КАК ВОЗМОЖНЫЙ ВАРИАНТ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЯСОВОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ (Восточное Забайкалье и Южное Приморье)

И.Н. Кига́й

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия*

Поясовая металлогеническая зональность наблюдается в складчатых областях всех металлогенических эпох от докембрия до кайнозоя. При этом изменения, наблюдаемые вкострости простирания структур при геологическом картировании, обычно трактуются как геодинамическая, петролого-металлогеническая или возрастная специализация соответствующих поясов, зон и террейнов. Однако в складчатых областях есть петрологические основания ожидать существенного изменения с глубиной основности магматитов и состава сопряженной с ними минерализации. Изменение может быть обусловлено, с одной стороны, соотношениями между плотностями магм различного состава и пород коры, а с другой, — соотношениями между температурами солидуса магм разной основности и геотермоградиентными условиями на пути миграции магм. Более основные магматиты и сопряженная с ними минерализация должны размещаться на более глубоких этажах и уровнях литосферы из-за большей плотности и более высокой температуры солидуса магм. В период орогенеза, вследствие неравномерного подъема соседних структурно-формационных зон (террейнов) по разделяющим их глубинным разломам, в складчатых областях могут создаваться клавишные структуры параллельных зон, более поднятых и относительно опущенных, подобно белым и черным клавишам фортепиано. В более поднятых и затем более эродированных поясах и блоках таких структур на поверхности будут обнажаться рудно-магматические комплексы, ранее залегавшие на больших глубинах. В результате может сформироваться поясовая металлогеническая зональность, которая совсем или лишь частично связана с металлогенической специализацией структурно-фациальных зон и террейнов. Возможность именно такой природы поясовой металлогенической зональности складчатых областей обосновывается здесь с использованием геофизических данных на примере двух важных рудогенерирующих районов России — Восточного Забайкалья и Южного Приморья. Клавишно-эрозионная модель рассматривается как возможный вариант формирования поясовой металлогенической зональности и в некоторых других складчатых областях.

Можно надеяться, что данная работа позволит стимулировать более глубокий анализ природы поясовой металлогенической зональности в затронутых здесь и в других регионах мира с применением современных геофизических методов. Использование рассмотренных в статье закономерностей этажного расположения магматитов разной основности и окисленности и генетически сопряженного с ними гидротермального оруденения может облегчить поиски и разведку руд разных металлов, а также их трехмерное прогнозирование в блоковых структурах фанерозойских орогенов и древних платформ.

Металлогенические пояса, террейны, складчатость, орогенез, тектонометаллогенические циклы, этажи и ярусы оруденения, клавишная структура складчатых областей, неравномерная эрозия, рудно-магматические комплексы, зональность оруденения.

A MODEL OF NONUNIFORM EXHUMATION OF KEYBOARD-LIKE STRUCTURES AS A POSSIBLE CAUSE OF METALLOGENIC BELT ZONING IN FOLDED AREAS

I.N. Kigai

A metallogenic belt zoning is observed in folded areas of all metallogenic epochs from Precambrian to Cenozoic. The changes observed across the strike of folded areas on geological mapping are usually treated as geodynamic, petrologic/metallogenic, or temporal specialization of corresponding belts (terranes) and zones. However, there are serious petrological reasons to expect a significant downward change in the basicity of igneous rocks and the composition of related mineralization in folded areas. The change may be caused both by the relationship between the densities of magmas and country rocks and by the relationship between the solidus temperatures of different magmas and the thermal gradient pattern on the path of magma ascent. More basic igneous rocks and related mineralization should be detained at deeper levels of the lithosphere because of the higher density and higher solidus temperature of magmas. During the orogeny, the vertical differential movements of several adjacent terranes located between deep-seated faults can create some keyboard-like structures composed of parallel belts variously uplifted and subsided, similarly to white and black keys of a piano. In more uplifted and then more denuded belts and blocks of such structures, the ore-magmatic complexes earlier located at deeper levels can be exposed at the surface. As a result, a metallogenic belt zoning can be generated, which

can be absolutely of no (or only partial) relation to any prefolding primary sedimentary or other material or temporal specific features of terranes. The possibility of such nature of metallogenic belt zoning is shown here with the use of geophysical data for two important ore-producing regions of Russia: eastern Transbaikalia and southern Primorye. The model is proposed as one of the possible ways of formation of metallogenic belt zoning in some other folded areas.

This research work will probably favor a more profound analysis of the nature of metallogenic belt zoning in the considered and other regions of the world with the application of modern geophysical methods. The use of the described regularities of the stage arrangement of igneous rocks of different basicity and oxidation state and genetically related hydrothermal ores can facilitate prospecting for ores of different metals and their 3D forecasting in keyboard-like structures of Phanerozoic orogens and ancient platforms.

Metallogenic belts, terranes, folding, orogeny, tectonometallogenic cycles, ore-magmatic stages and levels, keyboard-like structures of folded areas, nonuniform exhumation, ore-magmatic assemblages, ore zoning

ВВЕДЕНИЕ

Поясовая металлогеническая зональность свойственна складчатым областям всех металлогенических эпох. Обзор рудных поясов Советского Союза был сделан А. Ферсманом [1932] и К. Ильиным [1974]. Более широкие глобальные обзоры принадлежат перу Ф. Блонделя [Blondel, 1936], С. Смирнова [1946], В. Смирнова [1947, 1963], П. Кропоткина [1955], Ф. Тернора [Turneure, 1955], Г. Щербы [1960], Г. Твалчрелидзе [1972, 1985], И. Магакьяна [1974], Л. Баумана и Г. Тишендорфа [Baumann, Tischendorf, 1976], М. Ициксона [1979], В. Котляра [1983], Е. Радкевич [1987], А. Митчелла и М. Гарсона [Mitchell, Garson, 1981], А. Ковалева [1985], И. Абрамовича [2010] и В. Старостина [2012]. Была также выявлена металлогеническая зональность, согласующаяся с современной тектоникой плит [Зоненшайн и др., 1990; Lehmann, 2004; Kigai, 2006; Кига́й, 2013].

Рудные пояса приурочены к различным структурно-формационным зонам или террейнам и располагаются параллельно простиранию складчатых структур или под относительно небольшими углами по отношению к ним.

Поясовая металлогеническая зональность складчатых областей обычно рассматривается тектониками, петрологами и металлогенистами в двумерном пространстве, доступном геологическому картированию. При этом наблюдаемые вкрест простирания структур изменения всеми перечисленными выше исследователями трактуются как геодинамическая, петролого-металлогеническая или возрастная специализация соответствующих поясов, террейнов, зон и блоков.

В области малых глубин, охватываемых эрозионным срезом конкретных складчатых сооружений или глубиной проникновения подземных горных выработок и скважин, вертикальная зональность оруденения подробно изучалась многочисленными исследователями рудных месторождений в разных странах. Недоступные скважинам и шахтам глубины служат в основном предметом изучения геофизиков, но у геофизических методов пока имеются определенные ограничения в отношении интерпретации вещественного состава земных недр.

Вследствие неравномерных вертикальных движений зон и блоков в период послескладчатого орогенеза, складчатые области, наряду с поясовой, обладают клавишной структурой, при которой соседние пояса и зоны были подняты в различной степени (подобно белым и черным клавишам фортепиано), а более поднятые затем интенсивнее эродированы. И наблюдаемая в настоящее время горизонтальная зональность в ряде случаев может оказаться результатом большего эрозионного среза более поднятых клавиш по сравнению с менее поднятыми или опущенными, поэтому в более поднятых клавишах обнаженными на поверхности оказываются иные по составу магматиты и сопряженная с ними минерализация глубинных этажей складчатых областей. Но такие же рудно-магматические ассоциации можно ожидать в глубинных этажах соседних, менее эродированных металлогенических поясов.

Рассматриваемые здесь фанерозойские металлогенические пояса представляют собой обычно крупные тектонические блоки шириной в десятки, а длиной во многие сотни километров. Разделяющие их разломы глубокого заложения своими корнями обычно достигают мантии. Поэтому опущенным и поднятым клавишам террейнов (грабен-синклинориям и горст-антиклинориям) могут отвечать относительно опущенные и поднятые участки поверхностей Конрада и Мохо и, соответственно, увеличенные или уменьшенные мощности коры. Такие различия могут и должны находить отражение в гравитационных, сейсмических и магнитных геофизических полях.

На основе изменения скоростей сейсмических волн с глубиной геофизики обычно предполагают существование в земной коре так называемой «поверхности Конрада», которая, судя по резкому изменению скоростей продольных сейсмических волн (с 6.0 до 6.5 км/с), отделяет существенно силикатическую («гранитную») верхнюю часть коры от нижней, сложенной предположительно породами базальтового

состава. Однако при проходке на Балтийском щите Кольской сверхглубокой скважины (12226 м) на глубине около 5 км, где, по геофизическим данным, предполагалась поверхность Конрада, и вплоть до забоя скважины никакой отчетливой границы, обусловленной изменением состава пород, не было обнаружено. В этой докембрийской мегаструктуре граница Конрада оказалась не вещественной, а чисто плотностной, связанной с увеличением плотности и уменьшением пористости пород с глубиной в пределах довольно однообразной гранитогнейсовой толщи [Кольская сверхглубокая, 1984].

Тем не менее есть петрологические основания ожидать с глубиной существенного изменения основности магматитов и состава сопряженной с ними минерализации. Это изменение может быть обусловлено, с одной стороны, соотношениями между плотностями магм различного состава и пород коры, а с другой, — соотношениями между температурами солидуса магм разной основности и геотермоградиентными условиями на пути миграции магм. Более основные магматиты и сопряженная с ними минерализация должны размещаться на более глубинных этажах и уровнях литосферы вследствие общеизвестной большей плотности и более высокой температуры солидуса магм.

ГЛУБИННЫЕ ЭТАЖИ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

В пределах земной коры можно выделить крупные рудно-магматические **этажи**, характеризующиеся преимущественным формированием различных тел магматитов и генетически или пространственно связанных с ними рудных скоплений, а в пределах этажей — рудно-магматические **ярусы**, в которых зонально по вертикали расположены разные рудно-метасоматические комплексы (РМК), и типы руд, связанные с одним или двумя магматическими сериями. С учетом современных данных о связи оруденения разного типа с магматизмом [Ishihara, 1977, 1981; Кигаи, 2011; и др.], а также общеизвестных сведений о плотностях и температурах солидуса различных магматитов можно предполагать существование следующих этажей (снизу вверх):

1. Первый абиссальный этаж, в котором развита автохтонная серия магматитов, локализуемая на границе коры и мантии и сложенная породами габброидного и ультраосновного состава как известково-щелочного, так, возможно, щелочного и агпаитового типов.

2. Второй абиссальный этаж, в котором образуется автохтонная гранитоидная серия магматитов и мигматитов, практически лишенная рудной минерализации. Этот этаж локализуется в самой нижней части коры, возможно, несколько выше первого.

3. Нижний мезоабиссальный этаж, где преобладают аллохтонные базитовые рудно-магматические серии с магматической медно-никелевой с платиноидами и(или) хромитовой минерализацией. Предполагается, что обогащающиеся водой остаточные расплавы таких плутонов этого и(или) следующего выше мезоабиссального этажа дают начало базитовым дайкам и сульфидному оруденению более высоких этажей.

4. Верхний мезоабиссальный этаж, где развиты мезократовые рудно-магматические серии, преимущественно диоритового, гранодиоритового, сиенитового и монцонитового состава, относящиеся по редокс-состоянию к магнетитовому или промежуточному FMQ-типу, с которыми генетически связано скарновое оруденение Fe (магнетит), В (людовигит), W (шеелит), Мо (молибденит, молибдошеелит), Cu и жильная Мо и Au минерализация.

5. Гипабиссальный этаж, где преобладает аллохтонный гранитоидный магматизм и связанные с ним дайки гранитоидов и литофильная минерализация W (в виде вольфрамита), Sn, Ta, Nb, Li, Be и иногда Мо. На этом же уровне развиты наложенные на граниты и их минерализацию пояса и пучки диабазовых, андезитовых, лампрофировых даек и парагенное с ними жильное сульфидное оруденение (Cu, Pb, Zn), связанное с остаточными магматическими очагами окисленных базитов мезоабиссальных этажей. Это оруденение накладывается на тела гранитоидов и литофильную минерализацию, создавая иногда концентрически-зональные структуры вокруг гранитных массивов.

6. Субвулканический этаж с преобладающим развитием вулканоплутонических образований разной кислотности: кислых лополитов, штоков и даек-корней базальтовых, андезитовых и риолитовых покровов. С ними связан широкий спектр минерализации от Sn, W, Be до Cu, Mo, Au-Ag и Sb, As, Hg, в частности гигантские Sn (Льяльягуа), Sn-Ag (Потоси, Оруро) месторождения порфирового типа над зонами крутой субдукции [Lehmann, 2004] и гигантские Cu ± Mo ± Au порфировые месторождения над зонами пологой субдукции андийского типа [Sillitoe, 1972].

7. Приповерхностный вулканический этаж, где проявлены вулканические процессы и образование таких полезных ископаемых, как скарновое боросиликатное и полиметаллическое, Au-Ag эпitherмальное оруденение, месторождения самородной меди и ртути, связанные с вулканоплутоническими ассоциациями окисленных магм основного и среднего состава, а также Be оруденение и мелкие месторождения метакolloидного «деревянистого олова», связанные с покровными онгонитами и риолитами.

В связи с тем, что выплавление магм в мантийном клине и коре инициируется поднимающимися из астеносферной мантии флюидами, относительный возраст магматитов и сопряженного с ними оруде-

нения в описанных этажах должен в типичном случае омолаживаться снизу вверх. При этом возможно, что рудно-магматические комплексы трех последних этажей формируются в складкообразовательно-орогенном металлогеническом цикле существенно позже, чем четыре предыдущих, что подробнее будет рассмотрено ниже.

Глубинные интервалы указанных этажей и геотермоградиентные температуры, скорее всего, должны различаться для участков земной коры разного возраста и мощности. Для складчатых зон с корой типичной мощности 30—45 км вулканический и субвулканический уровни соответствуют глубине примерно от 0 до 3 км, гипабиссальные уровни — глубине от 3 до 6 км, мезоабиссальные — от 6 до 12 км, абиссальные — более 12 км. Для консолидированных участков коры большей мощности, например, на древних щитах, глубины этажей должны быть, скорее всего, увеличены, а геотермические градиенты уменьшены.

Магмы базальтового и андезитового составов формируются в мантийном клине под влиянием флюидов, выделяемых из погружающегося океанического слэба в результате дегидратации серпентина, хлорита и белых слюд. Эти магмы могут подниматься в вышележащую толщу сиалических пород коры, но поскольку температуры их солидуса превышают 1100 °С, нижние горизонты коры уже являются для них достаточно холодными для становления плутонов и начала их кристаллизации в мезоабиссальных этажах.

Подъем флюидов в кору вызывает выплавление в низах коры гранитоидных магм. Расплавы автотонных гранитных магм благодаря низкой плотности и низким температурам солидуса могут мигрировать вверх в более холодные зоны, создавая изначально маловодные аллохтонные плутоны в гипабиссальном этаже. В процессе кристаллизационной дифференциации такие изначально недосыщенные водой магмы способны генерировать обогащенные водой лейкократовые и литий-фтористые остаточные расплавы [Коваленко, 1977; Зарайский и др., 2009].

Расплавы, образующие дайки базальтов, андезитов и лампрофиров, и парагенетически связанные с ними рудоносные флюиды отщепляются от базитовых плутонов ближе к концу их кристаллизации из остаточного расплава, насыщенного водой и поэтому обладающего достаточно высоким давлением для прорыва в вышележащие горизонты коры. Существование высокого флюидного давления в остаточных базитовых расплавах, позволяющего основным расплавам подниматься по трещинам вплоть до гипабиссальных уровней, доказывается наличием в дайках вкрапленников биотита и амфибола, для образования которых, по экспериментальным данным [Burnham, 1997], необходимо содержание воды в расплаве соответственно не менее 3.3 и 2.5 мас. %. Дополнительным свидетельством внедрения расплава даек базитов механизмом гидроразрыва служит заполнение ими трещин самых различных направлений (продольных, поперечных и диагональных по отношению к складчатым структурам), наблюдаемое в разных рудных районах, включая Приморье и Забайкалье.

После появления в остаточном базитовом или мезократовом расплаве избыточной воды, в мезоабиссальном этаже появляются скарны с магнетитовой, людвижитовой, шеелитовой, молибденовой и медной минерализацией. В этой же промежуточной по глубине зоне могут локализоваться небольшие рудоносные штоки гранодиоритового и монцонитового состава, а также производные базитовых магм повышенной щелочности.

Базитовые дайки и парагенная с ними сульфидная минерализация появляются в надгранитной зоне гипабиссального гранитного этажа только после полной кристаллизации гранитов. Это доказывается тем, что послегранитные базитовые дайки, пересекая уплощенные межформационные гранитные тела, нередко выносят с собой ксенолиты пород, залегающих под гранитоидными плутонами. Такие данные приводились в работах О. Полквой [1950] для гранитоидов Центрального Казахстана и Ф.К. Шипулина [1956] для Приморья. Вслед за дайками, чередуясь с их более поздними генерациями, на граниты и сопряженное с ними скарновое и жильное оруденение олова и вольфрама накладывается собственно сульфидная полиметаллическая минерализация [Кига́й, 1966; Дубровский, Кига́й, 1974].

Многоярусная зональность в пределах описанных этажей и в рамках отдельных террейнов бывает выражена как горизонтальная концентрическая зональность оруденения вокруг интрузивных массивов [Кропоткин, 1957 и ссылки в ней]. Она описывалась многими исследователями, но здесь детально рассматриваться не будет. Можно только заметить, что наиболее яркими и эталонными с поисково-прогнозной точки зрения служат такие проявления вертикальной ярусной зональности оруденения, как смена с глубиной богатейших серебряных руд гигантскими по запасам оловянными на боливийском месторождении Потоси [Sutill, 1988], медных руд оловянными на месторождениях Корнуэлла (Англия) и Сан-Рафаэль (Перу), медных руд молибденовыми на медно-молибден-порфириновых месторождениях и практически повсеместная постепенная смена свинцовых руд цинковыми и глубже медными на полиметаллических месторождениях, включая осадочно-экспляционные типа SEDEX [Кига́й, 2010б].

Посмотрим, как преломляется клавишно-эрозионная модель в двух важных рудных регионах России.

ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Восточным Забайкальем принято называть территорию, относящуюся ныне к Забайкальскому краю, образованному в 2008 г. после объединения Читинской области и Агинского Бурятского национального округа. По представлениям ряда сторонников ранее господствовавшей геосинклинальной концепции [Щеглов, 1968; Карпова, 1973; Радкевич, 1987; и др.], в Восточном Забайкалье наиболее важное промышленное оруденение широкого минерагенического спектра (Sn, W, Ta, Nb, Li, Mo, Au, Zn, Pb, U, флюорит) формировалось в условиях тектономагматической активизации областей завершённой складчатости, т.е. в структурах типа дива (*diwá*), по терминологии Чень Гоа [Chen, 1965, 1988].

К идеям тектономагматической активизации в какой-то мере близка современная концепция плюмовой тектоники. Проведенный некоторыми исследователями разносторонний анализ геологических и изотопно-геохимических данных показал, что в формировании орогенических поясов и металлогении Северо-Восточной Азии, в частности Сибирской платформы, и ее складчатого обрамления в фанерозое важную роль сыграл внутриплитовый магматизм, связанный с процессами глубинной геодинамики, т.е. с тектоникой плюмов [Ярмолюк и др., 2000; Кузьмин, Ярмолюк, 2014]. Восточное Забайкалье приурочено к южному складчатому обрамлению Сибирского континента, который в течение фанерозоя, вплоть до юры и мела, вращался по часовой стрелке над неподвижным Монгольским плюмом. Последний рассматривается как часть суперплюма Африканского пояса, активность которой в течение фанерозоя постепенно деградировала в связи с погружением уровня зарождения мантийных плюмов из верхней мантии к основанию нижней мантии [Ярмолюк и др., 2000; Кузьмин, Ярмолюк, 2014].

В структурном отношении по данным, основанным на мобилистской концепции, Восточное Забайкалье составляет центральную часть Монголо-Охотского складчатого пояса, выделенного А. Ферсманом [1926]. Пояс был сформирован в период от триаса до юры на месте обширного океанического залива, вдававшегося внутрь южной окраины Сибири со стороны Тихого океана [Кузьмин, Филиппова, 1979; Парфенов, 1984; Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 2003] и примыкающих к этому поясу краевых частей Сибирского и Монголо-Китайского континентов. Упомянутый клиновидный залив нередко называют Монголо-Охотским океаном.

В результате субдукции океанической плиты сначала под Монголо-Китайский, а затем под Сибирский континент (до ранней юры) и вращения Сибирского континента по часовой стрелке этот океан начал закрываться в триасе, как ножницы, с узкого западного (монгольского) конца, и в районе Восточного Забайкалья закрылся завершением складчатости в середине юры.

Северная граница пояса четко обозначена швом Монголо-Охотского разлома, который вокруг сигмоидного Ононского островодужного блока разделяется на две ветви [Зорин и др., 1998а]. В последней статье на основании результатов геофизических трансектов дан анализ геологического развития Монголо-Охотского складчатого пояса с позиций концепции мобилизма и в пределах МОСП выделены (с северо-востока на юго-запад) три зоны — Ага-Борзинская, Ононская и Даурско-Хэнтейская. Две из них (первая и последняя) обнимают по несколько металлогенических поясов, выделяемых различными исследователями.

В других работах [Зорин и др., 1998б, в] охарактеризовано пространственное распределение части рудной минерализации. Золотое оруденение связано в основном со среднепозднеюрским коллизионным магматизмом мантийного происхождения и поэтому тяготеет к обеим ветвям глубинного Монголо-Охотского разлома, отходя от него иногда на расстояние до 60—80 км. Оруденение редких металлов (Sn, W, Ta, Nb, Be, Li) не обнаруживает столь явного тяготения к ветвям Монголо-Охотской сутуры, потому что связано с плюмазитовыми коровыми гранитами, которые контролируются разломами второго порядка [Зорин и др., 1998в] и, возможно, еще не вполне остывшим Монгольским плюмом.

Первое металлогеническое районирование Восточного Забайкалья было разработано С. Смирновым [1936, 1944], который выделил в этом регионе (с СЗ на ЮВ) золото-молибденовый, олово-вольфрамовый и полиметаллический пояса (рис. 1). Ю. Билибин [1961] добавил к схеме С. Смирнова золото-пиритовый пояс, который не нашел отражения в последующих схемах, поскольку это не выдержанный по простиранию пояс, а, скорее, небольшие блоки, осложняющие структуру других поясов. Но в одном таком блоке расположено крупное Бугдаинское Mo-W-Au-Cu штокверковое месторождение порфирового типа и крупное Быстринское скарновое Cu-Au месторождение [Коваленкер и др., 2011, 2016]. М. Скурский [1996] выделил из полиметаллического пояса на его юго-восточном фланге короткий уран-флюоритовый пояс.

Кроме того, металлогеническая поясовая зональность оруденения Восточного Забайкалья рассматривалась в работах П. Кропоткина [1955], В. Кормилицына [1959, 1960, 1973], В. Козеренко [1960, 1963, 1981], Д. Горжевского и В. Козеренко [1965], В. Кормилицына и А. Ивановой [1968], Г. Менакера [1971, 1972, 1976, 1986, 1990], Г. Князева [1967, 1972], А. Канищева [1971, 1977], А. Канищева и Г. Менакера [1971, 1972, 1973], П. Комарова и И. Томсона [1995], В. Котляра [1983], Б. Рыбалова [2002] и В. Гордиенко и др. [2013].

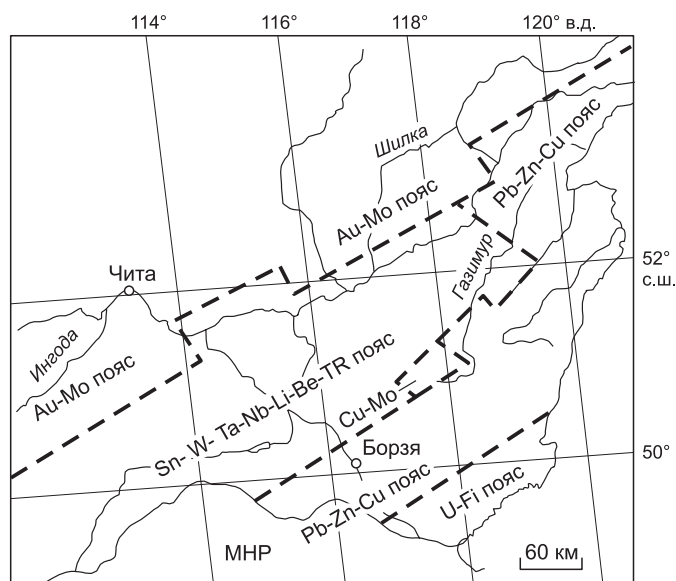


Рис. 1. Схема металлогенических поясов Восточного Забайкалья, составленная автором на основе карты расположения 12 типов рудных месторождений, по [Смирнов, 1944]:

Sn; W; Mo; Li, Be, Ta, Nb, TR; Ag-Pb-Zn; Au; Cu; Fe; Sb; Hg; Bi; CaF₂. Границы (штриховые линии) металлогенических поясов и блоков проведены с учетом ориентировки и положения рек, приуроченных к разломам, разделяющим пояса и блоки с разнотипной минерализацией. Уран к флюоритовому поясу добавлен с учетом схемы М.Д. Скурского [1996].

В восточно-забайкальской части Монголо-Охотского складчатого пояса последняя складчатость в середине юры сменилась, как и во всех типичных складчатых поясах, эпохой орогенеза (горообразования) с развитием тангенциальных растяжений и дифференци-

альных блоковых дислокаций. Орогенез в таком понимании (не синонимичном складчатости) рассматривался ранее, в основном с позиций геосинклинальной концепции, группой исследователей ИГЕМ РАН [Фаворская и др., 1969; Томсон и др., 1992]. Позже сторонники мобилизма в применении к Монголо-Охотскому поясу также описывали раннемеловое растяжение и распад орогена, который предположительно связывается с гравитационной неустойчивостью утолщенной при орогенезе коры [Мазукабзов и др., 2004]. Растяжение привело в отдельных зонах к рифтогенезу и эксгумации средней части коры с образованием гнейсовых ядер, узких полуграбенных, заполненных континентальными, местами угленосными отложениями, и излиянию эффузивов бимодальной серии [Зорин и др., 1997, 1998а; Мазукабзов и др., 2006]. Хотя рифтовые впадины ограничены зачастую довольно пологими сбросами (вероятно, унаследованными от более ранних надвигов) с углами падения от 5 до 40°, сбросы выводили на поверхность породы лежащего бока. При этом масштабы вертикальных сбросовых перемещений поясов и блоков могли быть значительными, поскольку горизонтальная амплитуда смещения по сбросам оценивается в 20—25 км [Зорин и др., 1998б]. Имеются также данные, что с глубиной пологие надвиги могут становиться крутыми и почти вертикальными [Парфенов и др., 1982].

Ю. Комаров [1996, 1998] выделяет в металлогеническом цикле четыре этапа, каждому из которых свойственна своя специфическая металлогения (показана в скобках): **предорогенный** (стратиформные и базит-ультрабазитовые рудоносные комплексы), **орогенный** (месторождения Au и Fe метаморфогенного и скарнового типа) и посторогенные: **раннедеструктивный** (главная жильная редкометалльная, золотая и полиметаллическая минерализация) и **позднедеструктивный** (эпитермальная золото-серебряная, ртутная и флюоритовая минерализация) этапы.

В развитие этой заслуживающей внимания схемы предлагается полная схема распределения рудно-магматических комплексов по этапам металлогенического цикла (табл. 1). Начало раннедеструктивного этапа в Восточном Забайкалье (смена коллизийной обстановки и орогенеза рифтогенезом), возможно, соответствовало границе средней и поздней юры (161 млн лет) или границе юры и мела (145 млн лет).

Изотопное датирование оруденения Восточного Забайкалья осуществлялось многими исследователями [Комаров, Томсон, 1995; Сырица, 2002; Смолянский, Богомолов, 2011; Борисенко и др., 2012; Чернышев и др., 2014, 2016; и др.]. Возрастные сведения о главных типах рудных месторождений региона показаны в табл. 2.

Известно, что в гипабиссальных условиях, при наличии в интрузируемых гранитами породах земной коры доломитов, тектонометаллогенические циклы обычно начинаются с образования магнезиальных, а затем известковых скарнов с магнетитовым или шеелитовым оруденением, продолжаются калишпатовыми метасоматитами с молибденовым оруденением, далее грейзенами с вольфрамом, турмалинитами с оловом, а завершаются полиметаллами, ртутью и флюоритом [Кигаи, 1966, 2012]. Тогда, приняв за начало последнего позднемезозойского тектонометаллогенического цикла Восточного Забайкалья поздние магнезиальные скарны магнетитового месторождения Железный кряж, а за конец цикла — оруденение эпитермального золотого и флюоритового месторождений, получим общую длительность цикла 72 млн лет.

Таблица 1. Основные типы эксгальационно-седиментационных и рудно-магматических комплексов, формируемых на разных этапах одного тектонометаллогенического цикла (деление цикла на этапы, по Ю. Комарову [1998] с изменениями)

Этап металлогенического цикла	Тип минерализации	Рудоносные магматиты						
		Ультра-базиты	Базиты или их дайки	Карбонаты	Гранодиорит, монзонит, сиенит	Пегматиты	Тип гранитов	
							магнетитовый	ильменитовый
Доскладчатый*	SEDEX, Pb-Zn	—	—	—	—	—	—	—
	VHMS, Cu-Zn-Pb	—	+	—	—	—	—	—
	Cr, Pt	+	—	—	—	—	—	—
	Cu-Ni-PGE	—	+	—	—	—	—	—
	Ta-Nb-REE	—	—	+	—	—	—	—
Соскладчатый и орогенный	Орогенное Au	—	—	—	+, PM	—	+, PM	—
	Fe скарны	—	—	—	+	—	+	—
	W-Cu-Mo скарны	—	—	—	+	—	+	+
В этом интервале возможна эрозия с удалением верхних этажей наиболее поднятых зон и блоков								
Постороженный, раннедеструктивный	Жильное Au	—	+	—	+	—	+(ПГ)	—
	Мо жилы	—	—	—	—	—	+	—
	Ta, Nb, Li	—	—	—	—	+	+	—
	Be	—	—	—	—	—	+	—
	Sn-W жилы	—	—	—	—	+	—	+
	Боросиликатные скарны	—	+	—	—	—	—	—
Позднедеструктивный	Cu-Pb-Zn скарны и жилы	—	+	—	—	—	—	—
	Cu-Mo-(±Au)-порфировые	—	—	—	+	—	+	—
	Sn-Ag-порфировые	—	—	—	—	—	—	+
	Эпитерм. Au-Ag	—	+	—	—	—	—	—
	Hg, Sb, As	—	+	—	—	—	—	—
	U, флюорит	—	+(U, Fl)	—	—	—	+(U)	—

Примечание: РМ – региональный метаморфизм, ПГ – плагиограниты. Границей значений f_{O_2} магнетитового и ильменитового окислительно-восстановительных типов (серий, по С. Исихаре [Ishihara, 1977]) гранитоидов служит буфер FMQ (фаялит-магнетит-кварц). Подробнее см. [Кигаи, 2011]. Знаки: «—» — отсутствие, «+» — присутствие.

* Эти типы минерализации могут рассматриваться и как наложенные по отношению к предыдущему тектонометаллогеническому циклу.

Поскольку глубинные разломы, разделяющие крупные пояса и блоки, доходили до основания коры (о чем свидетельствует поднятие по этим разломам мантийных базитовых магм, в частности, ответственных за формирование золотой и полиметаллической минерализации региона), разнонаправленные вертикальные движения блоков и поясов, естественно, находили отражение как в глубинной структуре коры (поднятия и опускания поверхностей Конрада и Мохо), так и на поверхности (обнажение более древних пород в более поднятых и поэтому более эродированных поясах и блоках). В терминах сторонников геосинклинальной концепции такие различия в возрасте обнажаемых на поверхности пород находили отражение в выделении синклиальных и антиклинальных структур.

Так, Д. Горжевский и В. Козеренко [1965] в этом регионе выделили семь следующих металлогенических зон (поясов):

1. Пришилкинская зона с золото-молибденовым оруденением.
2. Северо-западная синклиальная зона с месторождениями олова и литиевыми пегматитами.
3. Переходная зона с молибден-полиметаллическим оруденением.
4. Центральная Восточно-Забайкальская синклиальная зона с кварц-касситеритовыми и кварц-вольфрамитовыми месторождениями.
5. Область Газимуро-Урюмканских поднятий с полиметаллическими месторождениями сложного состава.
6. Агинский жесткий срединный массив с кварц-вольфрамит-касситеритовыми, вольфрамитовыми и танталониобиевыми месторождениями.

7. Приаргунская зона со свинцово-цинковым, флюоритовым и урановым оруденением. (В этой зоне развиты палеозойские карбонатные толщи, и поэтому она может рассматриваться как относительно поднятая, — И.К.).

В этом описании сразу бросается в глаза указание на приуроченность поясов с литофильной (ранее ее называли редкометалльной) минерализацией к синклиальным структурам, опущенным относительно соседних зон с халькофильной, базитофильной металлогенией.

Таблица 2. Изотопный возраст позднемезозойских эндогенных рудных месторождений Восточного Забайкалья

Месторождение	Руда	Минерал	Изотопная пара	Возраст, млн лет	Источник данных
<i>Раннемеловая минерализация</i>					
Солонечное	Флюорит	Адуляр	K-Ar	113 ± 3	[Комаров, Томсон, 1995]
Балейское	Au-Ag	»	»	120 ± 5 - 114	[Андреева, 1971]
Абагайтуй	Флюорит	Адуляр	»	122 ± 5	[Комаров, Томсон, 1995]
Каменское	Pb-Zn	КПШ	»	123 ± 7	»
Дедовогорское	Sn-W	Мусковит	»	125 ± 5	»
Этыкинское	Ta-Nb-Sn	Циннвальдит	»	125 ± 5	»
Белухинское	W	Мусковит	»	127 ± 5	»
Спокойнинское	W	»	»	130 ± 5	»
Ново-Широкинское	Pb-Zn-Au	K-слюда	»	133 ± 5	»
Стрельцовское	U	Настуран	U-Pb	135.5 ± 1	[Чернышев и др., 2016]
Давендинское	Mo	Серицит	»	139 ± 7	[Комаров, Томсон, 1995]
Орловское	Ta-Nb	Циркон	Rb-Sr	139.9	[Сырицо, 2002]
Зун-Ундурское	Sn-W	Мусковит	K-Ar	141 ± 5	[Комаров, Томсон, 1995]
Гарсонуи́ское	Флюорит	Флюорит	Sm-Nd	141 ± 6	[Смолянский, Богомолов, 2011]
Жипкошин	Sb-Hg-Au	Серицит (рудн.)	Ar-Ar	142.5 ± 1.5	[Борисенко и др., 2012]
Казаковское	Au	Серицит	K-Ar	143 ± 8	[Комаров, Томсон, 1995]
Спокойнинское	W	Мусковит	»	144 ± 5	»
Дарасун	Au	Метасоматиты	»	144 ± 10	[Пахольченко и др., 1987]
Гарсонуи́ское	Флюорит	Мусковит, грейз	»	145 ± 8	[Комаров, Томсон, 1995]
<i>Позднеюрская минерализация</i>					
Козловское	Au-Pb-Zn	Серицит	K-Ar	147 ± 6	[Комаров, Томсон, 1995]
Балейское	Au-Ag	Серицит (рудн.)	Ar-Ar	149.2 ± 1.5	[Борисенко и др., 2012]
Этыкинское	Ta-Nb-Sn	Циннвальдит	K-Ar	153 ± 7	[Комаров, Томсон, 1995]
Шахтама	Mo-Pb-Zn	Молибденит	Re-Os	159 ± 1	[Борисенко и др., 2012]
Дарасун (березит)	Au	Серицит	K-Ar	159.6 ± 1.5	[Чернышев и др., 2014]
<i>Среднеюрская минерализация</i>					
Дарасун	Au	Амфибол	Ar-Ar	161.3 ± 6.1	[Борисенко и др., 2012]
Жирекен	Mo	Молибденит	Re-Os	163 ± 1	»
»	»	Биотит	Ar-Ar	168 ± 1.9	»
Хапчеранга	Sn-Pb-Zn	Мусковит	K-Ar	166 ± 7	[Комаров, Томсон, 1995]
<i>Раннеюрская минерализация</i>					
Железный кряж	Mg скарн	Флогопит	K-Ar	185 ± 8	[Комаров, Томсон, 1995]
Гарсонуи́ское	Грейзен	Мусковит	»	195 ± 10	»
<i>Триасовая минерализация</i>					
Гарсонуи́ское	Рух скарн	Флогопит	K-Ar	215 ± 9	[Комаров, Томсон, 1995]
Железный кряж	Mg скарн	Рогов. обманка	»	221 ± 12	»
»	»	Флогопит	»	245 ± 8	»
<i>Девонская и каменноугольная минерализация</i>					
Яковлевское	Mg скарн	Флогопит	K-Ar	360 ± 20	[Комаров, Томсон, 1995]

Из анализа геофизических данных, произведенного Ю. Зориным [1967], следует, что олово-вольфрамоносные позднемезозойские гранитоиды юга Забайкалья распространены там, где мощность земной коры относительно повышена, а Приаргунье с полиметаллической минерализацией характеризуется пониженной мощностью коры и минимальными отметками дневной поверхности. В связи с этим был сделан вывод о состоянии неотектонических структур, близком к изостатическому равновесию.

В обстоятельной работе, посвященной более детальному анализу геофизических данных для Забайкалья, Г. Менакер [1976, с. 228] пишет: «Наибольшей плотностью месторождений литофильной группы характеризуются участки с максимальной мощностью земной коры (44—48 км) и наиболее глубоким залеганием кровли базальтового слоя (19—22 км); халькофильной группы — минимальной для региона мощностью земной коры (40—42 км) и наименее глубоким залеганием кровли базальтового слоя (14—16 км)». Из этих данных следует, что поднятые блоки и зоны по сравнению с опущенными более эродированы на глубину до 4—6 км.

Интересно при этом замечание Г. Менакера [1976], что блоки оруденения халькофильного типа, залегающие в понижениях рельефа земной поверхности, могут располагаться как соседствуя по горизонтали

с литофильным оруденением, так и одновременно подстилая его по вертикали, что словесно кажется сходным с формулировкой предлагаемой нами клавишно-эрозионной модели, но отнесено автором к мелкокомасштабным случаям сильнорасчлененного рельефа, и возможное влияние эрозии блоков им во внимание не принималось [Менакер, 1976, фиг. 82], в отличие от сделанного в данной статье.

В целом приведенные геофизические данные вполне согласуются с возможностью применения предлагаемой клавишно-эрозионной модели к описанию поясовой и блоковой металлогенической зональности позднемезозойского оруденения Восточного Забайкалья.

ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ПРИМОРЬЕ

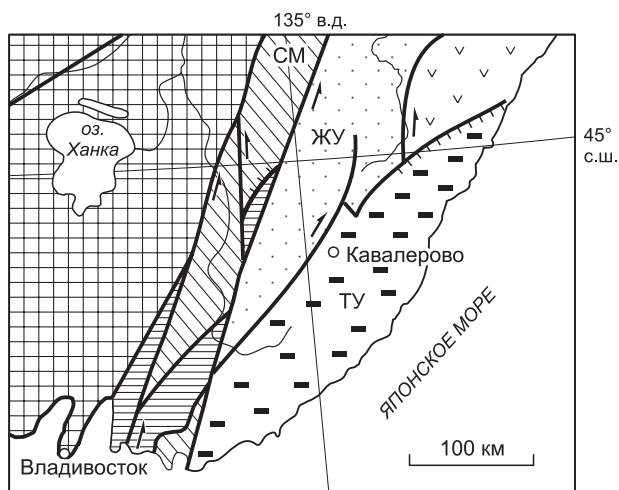
В качестве более сложного примера рассмотренных соотношений можно привести Юго-Восточное Приморье. Здесь меловое и палеогеновое оруденение Сихотэ-Алиня формировалось в условиях активной континентальной окраины, в которой в течение мезозоя происходило постепенное наращивание к востоку аккреционного клина в условиях чередования чистой субдукции и трансформного скольжения океанской плиты, по данным А. Ханчука [2000]. В этом же направлении в течение длительного времени от нижнего мела до эоцена происходило омоложение оруденения с запада на восток. Выделяемые ныне на юго-востоке хр. Сихотэ-Алинь Самаркинский, Журавлевский и Таухинский террейны (рис. 2) [Голозубов, Ханчук, 1995; Голозубов, 2006] ранее рассматривались как структурно-фациальные зоны, слагающие соответственно Главный антиклинорий, Главный синклинорий Сихотэ-Алиня и Прибрежную антиклинальную зону [Кропоткин, 1954; Радкевич, 1958].

В Самаркинском террейне, фрагменте аккреционной призмы, распространены верхнепермские осадочные породы с включениями девонского офиолитового меланжа и олистостромовых известняков. В турбидитах и в алевролитовом матриксе меланжа имеются крупные олистолиты кремней, известняков, базальтов и содержатся радиолярии юрского возраста [Кемкин, Ханчук, 1992]. Раннемеловые граниты этого террейна формировались в обстановке трансформной континентальной окраины [Геодинамика..., 2006; Крук и др., 2014]. На контактах олистостромовых известняков с окисленными гранодиоритами, плагиогранитами и другими средними магматитами образованы скарны месторождений Восток-2 и Лермонтовское с шеелит-халькопиритовым оруденением изотопного возраста соответственно 102 и 125 млн лет [Гвоздев, 2010; Сахно и др., 2012а]. Но, по данным К. Сато и др. [Sato et al., 2006], К-Аг датировка мусковита из грейзенизированного гранита и из богатой шеелитовой руды Лермонтовского месторождения дает возраст 132 ± 7 млн лет. Расположенные в этом же террейне Малиновское золоторудное и Лазурное медно-порфировое месторождение имеют изотопный возраст соответственно 87.0 и 103.5 млн лет [Сахно и др., 2012а,б; Гвоздев и др., 2016]. Эта минерализация, по-видимому, типичный представитель поднятого и вскрытого денудацией второго мезоабиссального этажа.

Журавлевский террейн сложен на поверхности в основном раннемеловыми турбидитами, в которых много обломков кремней, указывающих на снос питающего осадки материала с Самаркинского террейна [Малиновский, Голозубов, 2011]. Осадочные толщи были перекрыты покровами позднемеловых-датских эффузивов и прорваны гранитоидными массивами возраста от раннего мела до палеогена. С лейкократовыми дифференциатами этих гранитоидов связано оловянное оруденение преобладающего турмалинового типа (месторождения Дубровское, Хрустальное, Искра, Высокогорское, Тернистое, Смирновское, Арсеньевское и другие), реже грейзенового (Тигриное) и хлоритового типов (Верхнее месторождение). Минерализация Высокогорского месторождения, по данным А. Кокорина и др. [2001], формировалась в три этапа: 1) 105—75 млн лет, турмалин-касситеритовые руды; 2) 75—50 млн лет,

Рис. 2. Террейны Сихотэ-Алинского орогенного пояса и прилегающих территорий, по [Голозубов, 2006].

В тексте рассматриваются три из показанных на схеме террейнов, расположенных к востоку от Ханкайского массива: Самаркинский (СМ), Журавлевский (ЖР) и Таухинский (ТУ). Ранее эти террейны соответственно назывались Главный антиклинорий, Главный синклинорий и Прибрежная антиклинальная зона Сихотэ-Алиня. Прочие, детально не рассматриваемые террейны: Ханкайско-Буреинский супертеррейн (клетка), Сергеевский террейн (горизонтальная штриховка) и Кемский террейн (галочки).



грейзены и Мо оруденение; 3) 45 млн лет — главная оловянная руда. Для месторождения Искра получен интервал формирования руд (K-Ar) от 72.2 до 61.6 млн лет [Гоневчук и др., 2005].

Самый восточный Таухинский террейн сложен толщами аккреционной призмы, в которую, по данным И. Кемкина и Р. Кемкиной [2000], последовательно аккретированы фрагменты позднедевонско-пермского, раннетриасово-позднеюрского и позднеюрско-берриасового участков палеоокеанической плиты, т.е. породы несколько более древние, чем в Журавлевском террейне. При этом, по данным тех же исследователей, на поверхности обнажены более древние палеоокеанические образования и перекрывающие их терригенные толщи, включая олистостромовые, но самые молодые породы были аккреционно внедрены под указанные более древние. В целом осадочные толщи, слагающие Таухинский террейн, несколько древнее пород Журавлевского террейна.

В Таухинском террейне в пределах Дальнегогорского района развиты известковые скарны с боросиликатной и Pb-Zn минерализацией, тесно сопровождаемой до-, внутри- и послерудными дайками позднемеловых-палеогеновых известково-щелочных и субщелочных базальтов, причем возраст послерудных даек, секущих датолитовые жилы, — 53—50 млн лет [Добровольская и др., 1990, 1993; Баскина и др., 2004, 2010].

По данным В. Раткина и др. [2016], оруденение Дальнегогорского района создавалось в два этапа. Дальнегогорское боросиликатное месторождение было сформировано в кампанский (ранний) этап рудообразования, соответствующий концу формирования турон-кампанской толщи игнимбритов. В это время гигантская (более 1 км³) зона гроссуляр-волластонитовых скарнов заместила нижнюю часть крупного стоящего на голове пластового тела известняков. Выше скарнов располагалась зона палеогидротермальных карстовых полостей в известняках. Здесь на стенках полостей росли тонкополосчатые датолит-ферросилит-геденбергит-волластонитовые минеральные почки [Раткин и др., 1993]. Потом полости были выполнены кристаллическими агрегатами данбурита, кварца и кальцита. Вслед за кристаллизацией друзовых скоплений в полости был инъецирован базитовый расплав, образовавший трубообразные тела базальтового состава. По данным В. Раткина и др. [2016] и Е. Дубининой и др. [2011], указанные магматиты можно параллелизовать с базальтами, которые, завершая турон-кампанский этап вулканизма, перекрывают толщу игнимбритов приморской серии. В палеоценовый этап, соответствующий финальным фазам маастрихт-палеоценового этапа вулканизма, были сформированы ильваит-андрадит-геденбергитовые скарны с Pb-Zn оруденением и Pb-Zn жильные тела. Все скарновое оруденение Дальнегогорского узла сформировалось в интервале 70—50 млн лет [Симаненко, Раткин, 2008].

Граниты на этих месторождениях подразумеваются на небольшой глубине в виде небольшого размера штоков, которые из-за бедности бором и серой вряд ли могли генерировать боросиликатное и сульфидное оруденение большого масштаба, но служили, вероятно, промежуточными камерами для массовых излияний покровных дорудных позднемеловых-датских дацитов и риолитов. О. Карась и др. [2014] допускают роль гранитов в некоторой мобилизации бора, но полученные ими данные не позволяют связывать с гранитами оруденение скарнового боросиликатного месторождения.

Вместе с тем источником бора в надсубдукционной обстановке вполне могли быть серпентиниты субдукционного слэба, которые, возможно, обогащены бором до 200 мкг/г [Pabst et al., 2011] и выделяют его при превращении хризотила в антигорит при дегидратации слэба [Kodolányi, Pettke, 2011]. Борная минерализация характерна вообще для всего тихоокеанского складчатого обрамления.

Из данных изотопного датирования следует, что позднемеловой-палеогеновый металлогенический цикл в Южном Приморье растянулся на 87 млн лет. Эта цифра не кажется слишком большой, поскольку даже однотипные скарново-шеелитовые месторождения в пределах одного Самаркинского террейна возникли с интервалом в 30 млн лет. При этом оловянное оруденение Журавлевского террейна начинало формироваться немного раньше, чем скарново-боросиликатное и скарново-полиметаллическое оруденение Таухинского террейна, но сульфидная наложенная минерализация оловянных месторождений формировалась практически синхронно с сульфидами скарновых месторождений Таухинского террейна. Вполне возможно, что минерализация обоих террейнов возникла под воздействием флюидов, выделяемых соответственно лейкократовыми и мезократовыми магматитами одного вулканоплутонического комплекса позднего мела—палеогена. Почему при этом лейкократовый гранитоидный магматизм и литофильное оруденение проявили себя именно в Журавлевском террейне, вероятно, объясняется повышенной мощностью сиалической части его коры, а развитие скарнов только в Таухинском можно связать с практическим отсутствием в Журавлевском террейне известняковых олистолитов. В данном случае можно, вероятно, говорить о металлогенической специализации двух указанных террейнов, обусловленной составом вмещающих пород.

В табл. 3 кратко показано строение позднемелового-палеогенового эффузивного комплекса Приморья по стратиграфической колонке, приведенной в статье В. Сахно и А. Акинина [2008]. В этой толще с максимальной мощностью более 5 км несколько раз повторялось чередование базальтов и андезитобазальтов с дацитами, риолитами и игнимбритами. Это свидетельствует в пользу возможного длительного

Таблица 3. Схематическая стратиграфическая колонка толщи верхнемеловых-палеогеновых эффузивов Приморья (по [Сахно, Аленичев, 2008] с упрощениями)

Система	Отдел	Ярус	Мощн., м	Серия	Свита	Состав
		Эрозионное несогласие				
Палеоген	Палеоцен	Датский	300	Богопольская	—	Туфы, игнимбриты, риолиты
		Маастрихт	370—1100	Самаргинская	—	Андезиты, андезитобазальты, андезитодациты, риолиты, дациты
		Эрозионное несогласие (?)				
Мел	Верхний	Кампан	240—1120	Каменская	—	Игнимбриты, риолиты, туфы и брекчии дацитов и андезитов
		Турон	510—3200	Приморская	Монастырская	Спекшиеся туфы, игнимбриты, андезитодациты (лавы)
		Коньяк	510—3200	»	Арзамасовская	
		Сантон	510—3200	»		
Эрозионное несогласие						

синхронного существования на разных уровнях надсубдукционной коры магматических очагов основного, среднего и кислого состава, которые могли попеременно генерировать флюиды, ответственные за формирование связанного с ними оруденения. Подводящие каналы этих эффузивов зарегистрированы на Лифудзинском (ныне Дубровское) касситерит-сульфидном месторождении в виде различной мощности тел: сначала мощных дорудных даек кварцево-диоритовых и роговообманковых порфиритов, затем небольшого, ответственного за оловянное оруденение штока лейкогранитов и, наконец, маломощных досульфидных и внутрирудных (разделяющих две сульфидные стадии) даек роговообманковых и плагиоклазовых андезитовых порфиритов [Кига́й, 1966]. Возраст лейкогранитов и кварц-биотитовых контактовых роговиков месторождения по К-Аг датированию равен 58 ± 3 млн лет, а внутрирудных и послерудных даек 54 и 48 млн лет [Кига́й, 2010а].

Три описанных террейна Сихотэ-Алиня ограничены глубинными разломами, которые были заложены как левосторонние сдвиги [Уткин, 1989, 2013]. Они косо, под острым углом, в ССВ направлении пересекают складчатые структуры и имеют крутое падение [Парфенов и др., 1982].

Моделирование глубинного строения земной коры Сихотэ-Алиня по гравиметрическим данным, произведенное Л. Брянским [1984], отчетливо показало опускание границы Мохо под Журавлевским террейном относительно Самаркинского и Таухинского террейнов (рис. 3). В анализе геофизических данных для Приморья, произведенном А. Петрищевским и Ю. Юшмановым [2012], указано, что очаги магм более основного состава занимают более глубинные уровни коры.

Таким образом, геофизические данные в целом согласуются с истолкованием упомянутых данных на основе предлагаемой модели.

Применение модели к Приморью несколько осложнено тем, что распространенные в Приморье позднемеловые-датские эффузивы являются послерудными для скарново-шеелитового и золотого оруденения Самаркинского террейна и ранней малопродуктивной оловянной минерализации Высокогорского месторождения в Таухинском террейне, но дорудными или сорудными как для основного оловянного оруденения в Журавлевском террейне, так и для скарново-боросиликатного и скарново-полиметаллического оруденения в Таухинском террейне [Кокорин и др., 2001; Гоневчук, 2002; Кига́й, 2010б; Раткин и др., 2016].

При этом эффузивные толщи маастрихт-датского возраста лежали несогласно на эрозионную поверхность смятых осадочных толщ: на раннемеловые турбидиты в Журавлевском террейне и на триасово-юрские и самые ранние (валанжин-бериасские) раннемеловые толщи — в Таухинском террейне. Из этого следует, что Таухинский террейн мог быть в позднем мелу несколько поднят относительно Журавлевского и эродирован ранее скарнового боросиликатного и полиметаллического оруденения Дальнегорского района. В период эффузивного излияния Таухинский террейн мог даже немного опуститься благодаря изостатической компенсации, так как в нем накапливалась мощная эффузивная толща. Так что аномально изобилующие в позднемеловом-датском эффузивном комплексе риолиты и дациты¹ можно, вероятно, рассматривать как эффузивный эквивалент гипабиссального гранитоидного рудно-магматического комплекса, не реализованного или полностью эродированного в этом сильно поднятом блоке.

¹ По оценке С.П. Соловьева [1949], в Приморье отношение площадей развития кислых (риолиты, дациты) эффузивов к основным (андезиты, базальты) близко к 1 : 1, тогда как в пределах СССР в целом оно ближе к 1 : 5. Таким образом, в Приморье аномально высока роль молодых ($K_2 - P$) кислых эффузивов.

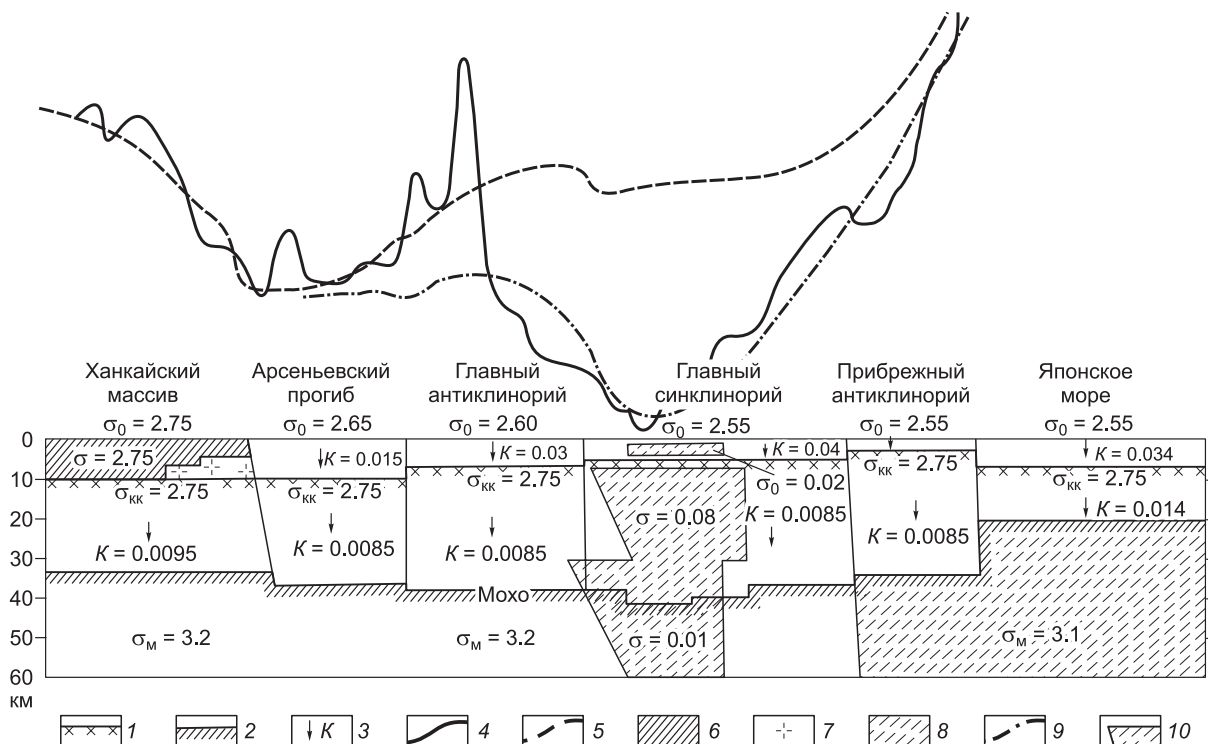


Рис. 3. Гравитационная модель земной коры по профилю Спасск-Зеркальная (Юго-Восточное Приморье, Россия), по [Брянский, 1984].

1 — граница Конрада; 2 — граница Мохо; 3 — направление и величина градиента плотности; 4 — исходная кривая поля силы тяжести; 5 — кривая поля силы тяжести от модельного разреза без учета локального разуплотнения земной коры и верхней мантии в Главном синклиниории; 6 — метаморфический комплекс Ханкайского массива; 7 — разуплотненное основание Ханкайского массива; 8 — разуплотненная мантия; 9 — кривая силы поля тяжести от модельного разреза с учетом локального разуплотнения в Главном синклиниории; 10 — локальное разуплотнение земной коры в верхней мантии и Главном синклиниории. Другие обозначения: σ — плотность, г/см³, σ_0 — измеренная плотность на дневной поверхности блоков, $\sigma_{\text{кк}}$ — плотность консолидированного основания, σ_m — плотность образований верхней мантии, K — градиент плотности, г/см³. Видно опускание поверхности Мохо под Главным синклиниорием (который в основном соответствует Журавлевскому рельефу).

В Приморье переход от орогенного к деструктивным этапам тектонометаллогенического цикла совершался, вероятно, на границе кампанского и маастрихтского веков позднего мела (около 60 млн лет назад), когда одного миллиона лет могло оказаться достаточным для удаления эрозией нескольких километров верхушки высоко поднятых зон и блоков молодых горных сооружений, в особенности, Самаркинского и Таухинского террейнов.

В. Баскина [Baskina, 1997] обратила внимание на существование своеобразной симметричной поясовой зональности оруденения Приморья и Японии относительно Японского моря (рис. 4). Известно, что в домиоценовое время, когда формировалось оловянное и полиметаллическое оруденение Приморья и Японии, Японские острова входили в состав восточной окраины Азии и были органичным восточным продолжением Сихотэ-Алинских структур. На них выявлены аналогичные приморским террейнам пермской, юрской, позднеюрско-раннемеловой и позднемеловой-палеогеновой аккреционных призм [Кропоткин, 1980; Mizutani, Kojima, 1992; Кемкин, 2006]. До раскрытия рифта Японского моря западный полиметаллический пояс Японии сопрягался с полиметаллическим восточным поясом Приморья, составляя единый пояс, который с обеих сторон окаймлялся оловоносными поясами. Осью симметрии этой структуры служил начавший раскрываться только в миоцене, но, возможно, заложенный уже в позднем мелу—палеогене рифт Японского моря. Сдвиговые смещения по нему были правосторонними [Парфенов и др., 2003], поэтому Японские острова сместились к югу от Приморья.

По предлагаемой здесь клавишно-эрозионной модели указанная симметричная металлогеническая зональность Приморья и Японии получает простое объяснение. Единый полиметаллический пояс Приморья и Японии, предположительно в домаастрихтское время был поднят и эродирован, а затем перекрыт маастрихт-датскими эффузивами, под покровом которых после излияния в Таухинском террейне сформировалось боросиликатное и скарново-полиметаллическое оруденение, а в поясе Санин —

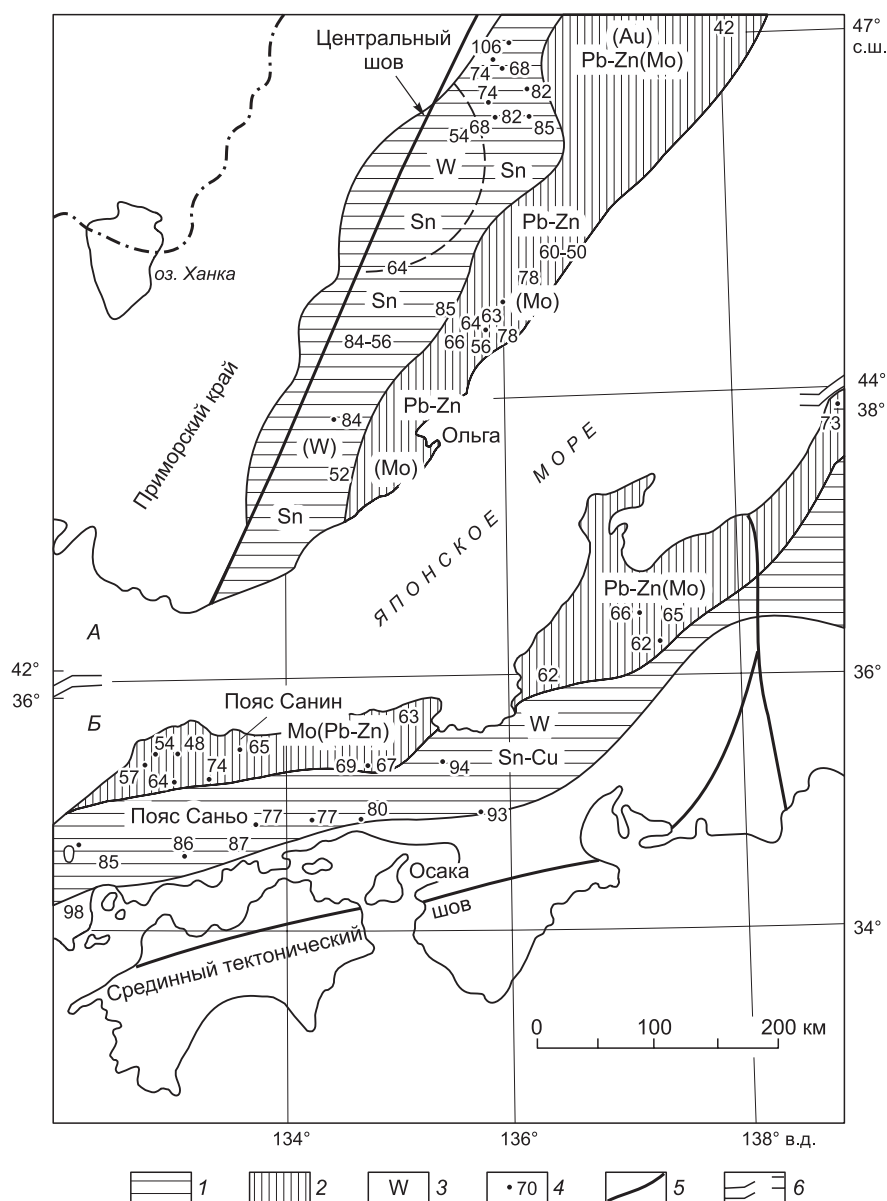


Рис. 4. Симметрично-зональное расположение гранитоидов и связанной с ними минерализации относительно котловины Японского моря, по [Баскина, 2006].

А — Юго-Восточное Приморье. Б — о. Хонсю, Япония. 1 — пояса позднемеловых гранитоидов ильменитового типа; 2 — пояса палеогеновых гранитоидов магнетитового типа; 3 — главные металлы; 4 — возраст месторождений (для Японии [Ishihara et al., 1988]; 5 — тектонические швы; 6 — участки сжатия параллелей для приведения Японских островов на один широтный уровень с Приморьем.

полиметаллическая минерализация. Затем в миоцене этот полиметаллический пояс был расколот раскрывающимся япономорским рифтом. Но следует заметить, что рудная симметрия не совсем полная, так как в поясе Санин нет боросиликатной минерализации. Притом появление оловянно-вольфрамового пояса Санью восточнее более молодого полиметаллического пояса Санин в Японии (см. рис. 4) нарушает наблюдавшуюся на востоке России тенденцию омоложения оруденения с запада на восток и может быть объяснено только в рамках клавишной модели.

Известно, что горизонтальная тихоокеанская плита в течение мела—палеогена погружалась и продолжает ныне погружаться под восточную окраину Азии под довольно крутым углом в 40—45°. В месте резкого увеличения угла падения субдуцирующий слэб неизбежно периодически раскалывался. При расхождении блоков в процессе их погружения в астеносферную мантию возникали окна (slab win-

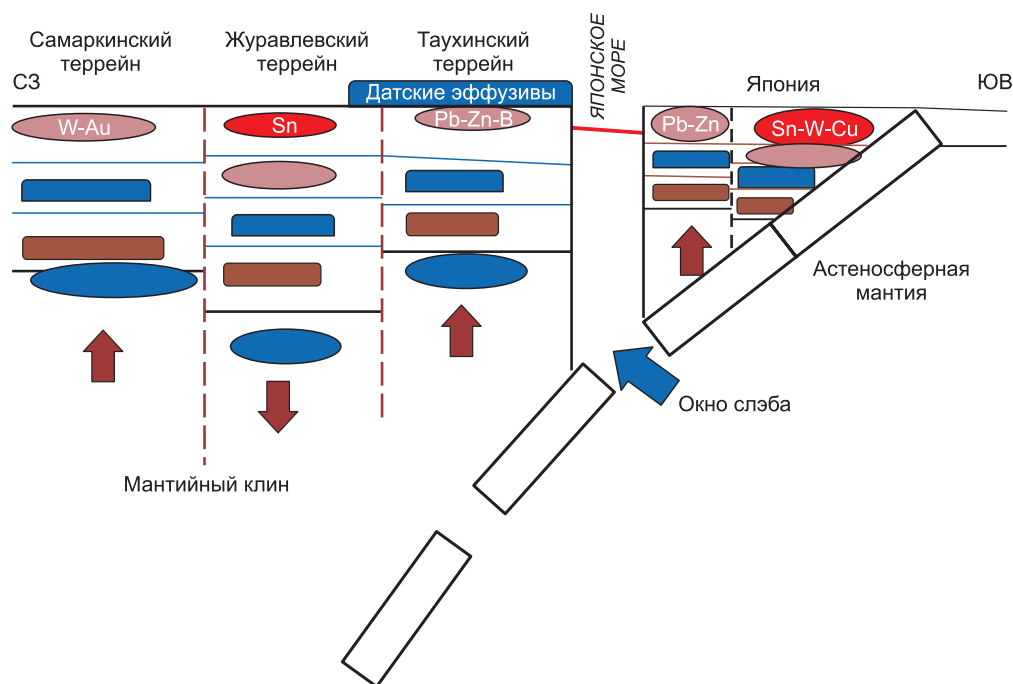


Рис. 5. Схематический разрез Приморско-Японской клавишно-орогенной структуры в ее современном состоянии.

Вертикальный масштаб не соблюдается. Пояснения см. в тексте статьи.

dows), создававшие возможность прорыва горячей астеносферной магмы в надсубдукционный мантийный клин и далее в кору с образованием сначала рифта, а затем — япономорского задугового бассейна (рис. 5). Благодаря нарушению сплошности слэба, становились возможными дифференциальные «клавишные» подвижки блоков надсубдукционной литосферы. На сейсмотомографическом разрезе японского сектора востока Азии хорошо видна нарушенность тихоокеанского слэба уже в его верхнем отрезке (рис. 6).

Масштабы относительных вертикальных перемещений зон и блоков в период первоначального образования клавишных структур могли быть более значительными по сравнению с ныне наблюдаемыми. Некоторое опускание ранее поднятых террейнов и блоков могло быть связано с изостатической компенсацией после излияния в них больших масс вулканитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной статье предлагается клавишно-эрозионная модель как один из возможных вариантов формирования поясовой металлогенической зональности или ее части в складчатых областях. Автор считает, что предлагаемая модель применима к таким надсубдукционным областям, а также районам

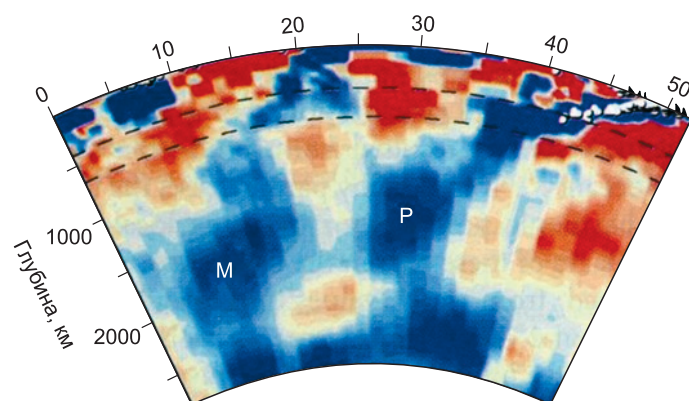


Рис. 6. Сейсмотомографический разрез Курило-Японского сектора зоны субдукции тихоокеанской плиты, по данным [Van der Voo et al., 1999].

Цифры сверху от 0 до 50 на самом деле соответствуют градусам долготы от 100 до 150° в.д. Буквами М и Р соответственно помечены древний Монголо-Охотский (мезозойский) и Тихоокеанский (Pacific) палеогеновый слэбы. Цветом от красного (–0.5 %) до синего (+0.5 %) показаны отклонения от средней величины скоростей продольных сейсмических волн, соответствующие колебаниям плотности вещества мантии от низкой до высокой.

тектономагматической активизации континентальных структур, в которых развита доминирующая молодая минерализация последней минерагенической эпохи, как в Забайкалье и Приморье. В течение такой завершающей минерагенической активности, продолжающейся десятки миллионов лет, происходит существенная реювенация магматитов и минерализации предшествующих минерагенических эпох с формированием полного спектра рудно-метасоматических комплексов от наиболее ранних и высокотемпературных (рудноносные скарны, полевошпатовые метасоматиты и грейзены) до самых поздних и низкотемпературных (полиметаллические руды, флюорит, ртуть).

Следует отметить, что В. Козеренко [1963, 1981, с. 222], анализируя пространственное распределение малоглубинной рудной минерализации, в сущности, предугадал основной тезис клавишно-эрозионной модели, написав: «...различная эродированность месторождений в пределах различных площадей может привести к своеобразной зональности в плане, которая является как бы горизонтальным отражением вертикальной рудной зональности». Но он никогда далее не развивал эту мысль и не уточнял, о зональности и эрозии какого масштаба идет речь.

Приуроченность литофильной минерализации к блокам и поясам с наибольшими мощностями коры и отрицательными гравитационными аномалиями в редукции Буге, т.е. с опущенной поверхностью Мохо, а мезократовой и халькофильной — к зонам положительных аномалий Буге с пониженной мощностью сиалического слоя, помимо Восточного Забайкалья и Южного Приморья, отмечалась во многих других регионах мира. Положительные аномалии Буге зарегистрированы в районах Японии с Au-Ag и Cu оруденением, на о. Ява с месторождениями Cu, Au и Hg, на о. Куба с Cr и Cu и на Кипре с Cu месторождениями [Андреев, 1958]. В то же время отрицательные аномалии Буге характерны для областей с Sn-W минерализацией — на северо-востоке России [Чайковский, 1956], в Японии, Юго-Восточном Китае, Боливии, западных штатах США [Андреев, 1958], в Центральном Казахстане [Казанли и др., 1959], в Калба-Нарымском районе и Горном Алтае [Щерба, 1960].

Предлагаемая нами клавишно-эрозионная модель позволяет объяснить указанную закономерность, если допустить, что полиметаллические и эпитермальные Au-Ag руды субвулканического и вулканического этажей формировались в верхних частях поднятых террейнов и блоков после полной или частичной денудации литофильного рудно-магматического этажа. Такое предположение, в сущности, подразумевает формирование описанных выше первых четырех базитовых этажей до или в период орогенеза, а более поздних рудно-магматических комплексов литофильного, субвулканического и вулканического этажей — после дифференциальных вертикальных движений и денудации более поднятых блоков и зон орогена, т.е. в деструктивные этапы металлогенического цикла, по терминологии Ю. Комарова [1998].

На Дубровском (ранее Лифудзинском) оловорудном месторождении формирование оруденения в деструктивный этап подтверждается наличием касситерит-турмалин-кварцевой минерализации в период развития чистых сбросов по разломам самых различных простираций, т.е. во время всесторонних тангенциальных растягивающих напряжений, вызванных давлением снизу [Кигаи, 1966, 2010б]. Давление это могло быть создано увеличением объема пород при анатектическом плавлении или при внедрении рудоносных расплавов. Этим объясняется давно замеченная приуроченность рудных узлов магматогенных гидротермальных месторождений к купольным и диапировым структурам [Wisser, 1960; Локальное...1972; Томсон и др., 1992]. В Сихотэ-Алине такие структуры зачастую выступают в виде окон, сложенных осадочными породами и гранитоидами, среди эффузивных покровов Восточного вулканогенного пояса [Куперконик, 1932; Раткин и др., 2016].

Автор надеется, что данная работа позволит стимулировать более глубокий анализ природы поясовой металлогенической зональности в затронутых здесь и в других регионах мира с использованием современных геофизических методов.

Знание описанных закономерностей этажного расположения магматитов разной основности и окисленности и генетически сопряженного с ними гидротермального оруденения может облегчить поиски и разведку руд разных металлов, а также их трехмерное прогнозирование в блоковых структурах фанерозойских орогенов и древних платформ. Это может стать особенно актуальным, когда возникнет необходимость и возможность добычи металлов с глубин, превышающих 2.5—3.8 км, достигнутых на золоторудных рудниках Морру-Велью (Бразилия) и Витватерсранд (ЮАР).

Автор благодарен двум анонимным рецензентам, сделавшим ряд полезных замечаний, способствовавших существенной переработке и улучшению статьи. Он также глубоко признателен заведующему кафедрой геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых геологического факультета МГУ профессору В.И. Старостину за благожелательное отношение к выдвинутой в статье модели, д.г.-м.н. И.П. Кузину (Институт океанологии РАН) за консультации по вопросам интерпретации геофизических данных и д.г.-м.н. В.В. Раткину за любезное предоставление некоторых его недавних публикаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович И.И.** Металлогения. М., Геокарт-ГЕОС, 2010, 328 с.
- Андреев Б.А.** Структурно-металлогенические зоны и гравитационные аномалии // Докл. АН СССР, 1958, т. 121, № 6, с. 402—405.
- Андреева М.Г.** Особенности состава и размещения минеральных ассоциаций и элементы зональности в пределах Балейского рудного поля и его периферии // Труды ЦНИГРИ, 1971, вып. 96, ч. 1, с. 32—45.
- Баскина В.А., Томсон И.Н., Аракелянц М.М., Полякова О.П.** Раннемеловые щелочные базиты и углеродистые метасоматиты Приморья // ДАН, 2004, т. 398, № 5, с. 652—655.
- Баскина В.А., Аракелянц М.М., Лебедев В.А.** Последовательность эндогенных образований в рудных узлах Приморья и их К-Аг изотопное датирование // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма, 2006, т. 1, с. 84—88.
- Баскина В.А., Дубинина Е.О., Авдеенко А.С.** Роль экзогенных флюидов в формировании дактилитовых руд Дальнегорского скарново-боросиликатного месторождения // Материалы научной конференции «Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования». М., ИГЕМ РАН, 2010, с. 396—397.
- Билибин Ю.А.** Основные черты мезозойской эндогенной металлогении Восточного Забайкалья // Избранные труды, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 319—365.
- Борисенко А.С., Спиридонов А.И., Изох А.Э., Прокопьев А.В., Лебедев В.И., Гаськов И.В., Зорина Л.Д., Костин А.В., Наумов Е.А., Третьякова И.Г.** Высокопродуктивные этапы базитового и гранитного магматизма Северной Азии, оценка их ресурсного потенциала, научное обоснование критериев прогноза и поисков крупных месторождений (Cu-Ni-Pt, Co, Au, Ag и редкометалльные) // Проблемы минерагении России / Под ред. Д.В. Рундквиста, Н.С. Бортникова, Ю.Г. Сафонова. М., ГЦ РАН, 2012, с. 237—252.
- Брянский Л.И.** Гравитационные модели Сихотэ-Алинской складчатой области // Тихоокеанская геология, 1984, № 2, с. 52—61.
- Гвоздев В.И.** Рудно-магматические системы скарновых шеелит-сульфидных месторождений Востока России. Владивосток, Дальнаука, 2010, 338 с.
- Гвоздев В.И., Доброшевский К.Н., Вах А.С., Горячев Н.А., Степанов В.А., Федосеев Д.Г.** Маглиновское месторождение — новый тип золоторудных месторождений в Приморском крае, Россия (геология, минералогия, генезис) // Тихоокеанская геология, 2016, т. 35, № 1, с. 37—53.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России** / Ред. А.И. Ханчук, Владивосток, Дальнаука, 2006, в 2 кн., 982 с.
- Голозубов В.В.** Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов Северо-Западного обрамления Тихого океана. Владивосток, Дальнаука, 2006, 240 с.
- Голозубов В.В., Ханчук А.И.** Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) — фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеанская геология, 1995, т. 14, № 2, с. 13—25.
- Гоневчук В.Г.** Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез, Владивосток, Дальнаука, 2002, 297 с.
- Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Кокорин А.М., Лебедев В.А., Орехов А.А.** Новые изотопно-геохронологические данные и некоторые вопросы генезиса оловянного оруденения Кавалеровского района (Приморье, Россия) // Тихоокеанская геология, 2005, т. 24, № 6, с. 77—87.
- Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Орсов Д.А.** Геодинамические обстановки и металлогения Саяно-Байкальской горной области // Отечественная геология, 2013, № 3, с. 7—15.
- Горжевский Д.И., Козеренко В.Н.** Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Введение в металлогению эндогенных процессов рудообразования. М., Недра, 1965, 300 с.
- Добровольская М.Г., Баскина В.А., Балашова С.П., Кенисарин А.М., Аракелянц М.М., Климачев Л.А., Муравицкая Г.Н.** Последовательность формирования руд и базитовые дайки Николаевского месторождения (Южное Приморье) // Геология рудных месторождений, 1990, т. 32, № 1, с. 85—97.
- Добровольская М.Г., Балашова С.П., Заозерина О.Н., Голованова Т.И.** Минеральные парагенезисы и стадии рудообразования в свинцово-цинковых месторождениях Дальнегорского рудного района (Южное Приморье) // Геология рудных месторождений, 1993, т. 35, № 6, с. 493—519.
- Дубинина Е.О., Баскина В.А., Авдеенко А.С.** Природа рудообразующих растворов Дальнегорского месторождения: изотопные и геохимические параметры измененных вмещающих пород // Геология рудных месторождений, 2011, т. 53, № 1, с. 65—82.
- Дубровский В.Н., Кигай И.Н.** Зональность оловорудных месторождений // Зональность гидротермальных рудных месторождений / Ред. Г.А. Соколов, М., Наука, 1974, т. 1, с. 19—88.

Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Девятова В.Н., Удоратина О.В., Чевычелов В.Ю. Цирконий-гафниевый индикатор фракционирования редкометалльных гранитов // Петрология, 2009, т. 17, № 1, с. 28—50.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, кн. 1, 328 с.; кн. 2, 335 с.

Зорин Ю.А. О распределении позднемезозойских интрузивов и оловянно-вольфрамового оруденения в связи с глубинным строением земной коры в пределах южной части Забайкалья // Геология и геофизика, 1967 (5), с. 122—125.

Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Мордвинова В.В. Строение земной коры и геодинамика западной части Монголо-Охотского пояса // Отечественная геология, 1997, № 11, с. 52—58.

Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М., Скляр Е.В., Томуртогов О., Хосбаяр П., Арвисбаатар Н., Бямбаа Ч. Террейны Восточной Монголии и Центрального Забайкалья и развитие Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика, 1998а, т. 39 (1), с. 11—25.

Зорин Ю.А., Зорина Л.Д., Спиридонов А.М., Рутштейн И.Г. Геодинамика Забайкальского сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса и распределение рудных проявлений золота // Металлогения, нефтеносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Материалы II Всероссийского металлогенического совещания. Иркутск, 1998б, с. 257—258.

Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г., Зорина Л.Д., Спиридонов А.М. Геодинамика западной части Монголо-Охотского складчатого пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье // Геология и геофизика, 1998в, т. 39 (11), с. 1578—1586.

Ильин К.Б. Региональная металлогения СССР. М., Недра, 1974, 238 с.

Ицксон М.И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М., Недра, 1979, 232 с.

Казанли Д.Н., Попов А.А., Антоненко А.Н. Глубинное сейсмическое зондирование в Центральном Казахстане // Вестн. АН Каз.ССР, Алма-Ата, 1959, № 4 (169), с. 26—36.

Канищев А.Д. О возможных причинах региональной металлогенической зональности Забайкалья // Гранитоидные массивы Сибири и оруденение / Ред. Ф.Н. Шахов. Новосибирск, Наука, 1971, с. 154—163.

Канищев А.Д. Главные факторы геохимических ассоциаций и вертикальной зональности эндогенных рудных месторождений // Геология рудных месторождений, 1977, т. 19, № 6, с. 80—99.

Канищев А.Д., Менакер Г.И. Химическое строение земной коры Центрального и Восточного Забайкалья // Геохимия, 1971, № 1, с. 3—17.

Канищев А.Д., Менакер Г.И. Опыт количественной оценки информативности схем металлогенического районирования Центрального и Восточного Забайкалья // Рудоносность мезозойских геологических формаций Забайкалья / Под ред. Г.И. Менакера, А.И. Сизикова. Чита, РИС Забайкальского филиала Географического об-ва СССР, 1972, с. 71—85.

Канищев А.Д., Менакер Г.И. Количественная оценка информативности схем металлогенического районирования Центрального и Восточного Забайкалья // Геология рудных месторождений, 1973, т. 15, № 6, с. 95—99.

Карась О.А., Пахомова В.А., Екимова Н.И. Гранитоидный массив Дальнегорского боросиликатного месторождения (Приморье, Россия) и его роль в формировании борного оруденения // Тихоокеанская геология, 2014, т. 33, № 3, с. 67—78.

Карпова Е.Д. Металлогения областей тектономагматической активизации // Проблемы региональной металлогении / Ред. В.Г. Грушевой. Л., 1973, с. 62—101.

Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М., Наука, 2006, 258 с.

Кемкин И.В., Ханчук А.И. Новые данные о возрасте параавтохтона самаркинского аккреционно-го комплекса Южного Сихотэ-Алиня // ДАН, 1992, т. 324, № 4, с. 847—851.

Кемкин И.В., Кемкина Р.А. Таухинский террейн Южного Сихотэ-Алиня: строение и условия формирования // Геотектоника, 2000, № 3, с. 71—79.

Кига́й И.Н. Лифудзинское оловорудное месторождение и некоторые вопросы гидротермального минералообразования. М., Наука, 1966, 248 с.

Кига́й И.Н. Дубровское месторождение // Российская геологическая энциклопедия / Под ред. Е.А. Козловского, А.А. Ледовских, 2010а, т. 1, с. 534—535.

Кига́й И.Н. Зональность месторождений // Российская геологическая энциклопедия / Под ред. Е.А. Козловского, А.А. Ледовских, 2010б, т. 1, с. 595—597.

- Кига́й И.Н.** Редокс-проблемы «металлогенической специализации» магматитов и гидротермального рудообразования // Петрология, 2011, т. 19, № 3, с. 316—334.
- Кига́й И.Н.** Метасоматиты, связанные с флюидами известково-щелочных магм // Геохимия и рудообразование (журнал НАН Украины, Киев), 2012, вып. 31—32, с. 56—66.
- Кига́й И.Н.** Зависимость металлогенического профиля надсубдукционных зон от угла погружения слэба // Тезисы Всероссийской научной конференции «Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу рудных провинций и месторождений». К 100-летию Н.А. Шило, М., ИГЕМ РАН, 2013, с. 41.
- Князев Г.И.** К систематике замкнутых рудных поясов // Геотектоника, 1967, № 2, с. 94—100.
- Князев Г.И.** Закономерности размещения полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья // Известия Днепропетровского горного института. М., Недра, 1972, т. 58, с. 30—35.
- Ковалев А.А.** Мобилизм и поисковые геологические критерии, 2-е изд., М., Недра, 1985, 224 с.
- Коваленкер В.А., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л., Андреева О.В.** Минералогия и условия формирования руд золотоносного W-Мо-порфирового Бугдаинского месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений, 2011, т. 53, № 2, с. 107—142.
- Коваленкер В.А., Абрамов С.С., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л., Языкова Ю.И., Бортников Н.С.** Крупное Быстринское Cu-Au-Fe месторождение (Восточное Забайкалье) — первый в России пример ассоциированной с адakitami скарново-порфировой рудообразующей системы // ДАН, 2016, т. 468, № 5, с. 547—552.
- Коваленко В.И.** Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск, Наука, 1977, 206 с.
- Козеренко В.Н.** Значение структурно-фациальных зон для металлогенического анализа на примере Восточного Забайкалья // Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III / Ред. Н.С. Шатский. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 441—459.
- Козеренко В.Н.** О первичной горизонтальной зональности эндогенных месторождений // Проблемы постмагматического рудообразования, т. 1, Прага, Изд. АН ЧССР, 1963, с. 109—113.
- Козеренко В.Н.** Эндогенная металлогения. М., Недра, 1981, 280 с.
- Кокорин А.М., Гоневчук В.Г., Кокорина Д.К., Орехов А.А.** Высокогорское оловорудное месторождение: особенности минерализации и генезиса // Рудные месторождения континентальных окраин / Ред. А.И. Ханчук. 2001, вып. 2, ч. 1, с. 156—170.
- Кольская сверхглубокая** / Ред. Е.А. Козловский. М., Недра, 1984, 490 с.
- Комаров П.В., Томсон И.Н.** Возрастная последовательность оруденения и плутоногенные минерогенические циклы на примере Восточного Забайкалья // Отечественная геология, 1995, № 10, с. 26—35.
- Комаров Ю.В.** О становлении зрелой континентальной коры в горном обрамлении юга Сибирской платформы // Литосфера Центральной Азии (основные результаты исследований Института земной коры СО РАН в 1992—1996 гг.) / Ред. Н.А. Логачев. Новосибирск, Наука, 1996, с. 27—30.
- Комаров Ю.В.** Постаккреционная и орогенная геодинамика и металлогения // Металлогения, нефтеносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления (Материалы II Всероссийского металлогенического совещания). Иркутск, 1998, с. 52—53.
- Кормилицын В.С.** Основные черты мезозойской металлогении Восточного Забайкалья // Советская геология, 1959, № 11, с. 96—109.
- Кормилицын В.С.** О рудных поясах Восточного Забайкалья // Бюллетень ВСЕГЕИ, 1960, № 2, с. 45—52.
- Кормилицын В.С.** Рудные формации и процессы рудообразования (на примере Забайкалья). Л., Недра, 1973, 327 с.
- Кормилицын В.С., Иванова А.А.** Полиметаллические месторождения Широкинского рудного поля и некоторые вопросы металлогении Восточного Забайкалья. М., Недра, 1968, 176 с.
- Котляр В.Н.** Металлогения и прогноз рудообразования. М., Недра, 1983, 109 с.
- Кропоткин П.Н.** Краткий очерк тектоники и палеографии южной части Советского Дальнего Востока // Вопросы геологии Азии / Ред. Н.С. Шатский. М., Изд-во АН СССР, т. 1, 1954, с. 736—764.
- Кропоткин П.Н.** К вопросу о поясовой зональности оруденения в древних складчатых областях // Советская геология, 1955, сб. 43, с. 43—60.
- Кропоткин П.Н.** Концентрическая (температурная) зональность и генетическая связь оруденения с интрузиями // Сов. геология, 1957, № 58, с. 74—92.
- Кропоткин П.Н.** Проблемы геодинамики // Тектоника в исследованиях геологического института / Под ред. А.В. Пейве. М., Наука, 1980, с. 176—247.
- Крук Н.Н., Симаненко В.П., Гвоздев В.И., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Москаленко Е.Ю., Куйбина М.Л.** Геохимические особенности и источники расплавов ран-

немеловых гранитов Самаркинского террейна (Сихотэ-Алинь) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 276—302.

Кузьмин М.И., Филиппова И.Б. История развития Монголо-Охотского пояса в среднем—позднем палеозое и мезозое // Строение литосферных плит / Под ред. Л.П. Зоненшайна, О.Г. Сорохтина. М., 1979, с. 189—226.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 153—184.

Куперконик В.В. Полиметаллы Далькряя // Труды IV Всесоюзной геологической конференции по цветным металлам / Ред. Б.П. Некрасов. Вып. 3. Полиметаллы. М., Л., 1932, с. 174—181.

Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР / Под ред. М.А. Фаворской, Р.М. Константинова, И.Н. Томсона. М., Наука, 1972, 239 с.

Магакьян И.Г. Металлогения (главные рудные пояса). М., Недра, 1974, 304 с.

Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П. Позднемезозойская геодинамика Забайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту / Ред. Е.В. Скляров. Т. 2. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2004, с. 24—26.

Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Скляров Е.В. Геодинамика формирования впадин «забайкальского» типа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) // Ред. Е.В. Скляров. Т. 1. Иркутск, 2006, с. 229—231.

Малиновский А.И., Голозубов В.В. Литология и обстановки формирования терригенных отложений вдоль трансформных границ плит на примере раннемелового Журавлевского террейна (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология, 2011, т. 30, № 5, с. 35—52.

Менакер Г.И. Методика количественной оценки металлогенических схем (на примере Забайкалья) // Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья / Под ред. Г.И. Менакера, А.И. Сизикова. Вып. VI, Чита, 1971, с. 58—64.

Менакер Г.И. Модель регионального размещения рудных месторождений в вертикальном разрезе земной коры Центрального и Восточного Забайкалья // Рудоносность мезозойских геологических формаций Забайкалья / Под ред. Г.И. Менакера, А.И. Сизикова. Чита, РИС Забайкальского филиала Географического об-ва СССР, 1972, с. 63—70.

Менакер Г.И. Разработка методов объемного прогнозирования и оценки рудоносности территорий на основе геолого-геофизических методов // Прогнозирование рудоносных площадей / Под ред. В.В. Иванова, Г.М. Мейтува. М., Наука, 1976, с. 195—245.

Менакер Г.И. Строение верхней мантии и пространственно-временная миграция процессов тектономагматической активизации в Прибайкалье и Забайкалье // Вопросы геологии и металлогении Читинской области / Ред. Л.П. Сарин. М., Геолфонд РСФСР, 1986, с. 5—17.

Менакер Г.И. Тектоносфера и металлогения Забайкалья в геисторическом освещении // Геология рудных месторождений, 1990, т. 32, № 1, с. 21—36.

Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойид Северо-Восточной Азии. Новосибирск, Наука, 1984, 192 с.

Парфенов Л.М., Натальин Б.А., Врублевский А.А. Роль разломов в формировании тектонической структуры юга Дальнего Востока // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона / Ред. В.А. Кузнецов. М., Наука, 1982, с. 21—33.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.

Пахольченко Ю.А., Зорина Л.Д., Плюснин Г.С. Первые Rb-Sr даты для метасоматитов Дарасунского рудного узла в Забайкалье // Докл. АН СССР, 1987, т. 295, № 5, с. 1219—1223.

Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Металлогения глубинных структур земной коры Южного Сихотэ-Алиня (по гравиметрическим данным) // Тихоокеанская геология, 2012, т. 31, № 5, с. 41—54.

Полквой О.С. Образование жильных пород кислых интрузий (Центральный Казахстан) // Труды ИГН АН СССР, 1950, вып. 107, с. 53—63.

Радкевич Е.А. Металлогения Южного Приморья // Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, № 19, 112 с.

Радкевич Е.А. Региональная металлогения. М., Недра, 1987, 256 с.

Раткин В.В., Хетчиков Л.Н., Гнидаш Н.В., Дмитриев В.Е. Палеогидротермальный карст — важнейший фактор формирования Дальнегорского боросиликатного месторождения // Тихоокеанская геология, 1993, № 2, с. 97—108.

Раткин В.В., Симаненко Л.Ф., Елисеева О.А. Типизация месторождений и ресурсный потенциал свинцово-цинковых и боросиликатных руд Дальнего рудного района (Сихотэ-Алинь) // Отечественная геология, 2016, № 4, с. 1—13.

Рыбалов Б.Л. Пространственное размещение позднемезозойских рудных месторождений в Восточном Забайкалье (Россия) // Геология рудных месторождений, 2002, т. 44, № 4, с. 354—368.

Сахно В.Г., Акинин В.В. Первые данные U-Pb датирования вулканических пород Восточно-Сихотэ-Алинского пояса // ДАН, 2008, т. 418, № 2, с. 226—231.

Сахно В.Г., Гвоздев В.И., Аленичева А.А., Прасолов Э.М., Зарубина Н.В. Гранитоидный магматизм вольфрамовых рудно-магматических систем Лермонтовская и Восток-2: U-Pb (SHRIMP)-датирование и изотопная характеристика ($^3\text{He}/^4\text{He}$) руд // ДАН, 2012а, т. 443, № 1, с. 84—91.

Сахно В.Г., Гвоздев В.И., Сафронов П.П., Ростовский Ф.И., Цурикова Л.С. Позднемезозойские и кайнозойские эпохи магматизма и оруденения Дальнего Востока: критерии прогноза объемного медно-порфирового и серебряного оруденения на основе изотопно-геохимических исследований // Проблемы минералогии России / Под ред. Д.В. Рундквиста, Н.С. Бортникова, Ю.Г. Сафонова, М., 2012б, с. 301—322.

Симаненко Л.Ф., Раткин В.В. Партизанское скарново-полиметаллическое месторождение: геология, минералогия, генезис. М., Наука, 2008, 139 с.

Скурский М.Д. Недра Забайкалья. Чита, Читагеология, 1996, 696 с.

Смирнов В.И. Рудные пояса // Вопросы теоретической и прикладной геологии. М., 1947, сб. 1, с. 5—10.

Смирнов В.И. Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963, 163 с.

Смирнов С.С. Схема металлогении Восточного Забайкалья. // Проблемы советской геологии, 1936, т. 6, № 10, с. 246—265.

Смирнов С.С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья, М., Л., Госгеолтехиздат, 1944, 91 с.

Смирнов С.С. О Тихоокеанском рудном поясе // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1946, № 2, с. 13—28.

Смолянский П.Л., Богомолов Е.С. Структурно-морфологический и РЗЭ-геохимический контроль корректности Sm-Nd определения возраста флюоритообразования Гарсунуйского месторождения, Восточное Забайкалье // Петрология, 2011, т. 19, № 3, с. 310—315.

Соловьев С.П. Главнейшие особенности распределения и состава магматических пород в Сихотэ-Алине и некоторые петрологические вопросы // Зап. ВМО, 1949, ч. 78, № 3, с. 187—194.

Старостин В.И. Металлогения. М., Университет-Книжный дом, 2012, 560 с.

Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометалльного рудообразования. СПб., Изд-во СПб. ун-та, 2002, 360 с.

Твалчрелидзе Г.А. Рудные месторождения мира. Средиземноморский пояс. М., Недра, 1972, 344 с.

Твалчрелидзе Г.А. Металлогения земной коры. М., Недра, 1985, 161 с.

Томсон И.Н., Кравцов В.С., Кочнева Н.Г., Курчавов А.М., Середин В.В., Селиверстов В.А., Тананаева Г.А. Металлогения орогенов. М., Недра, 1992, 272 с.

Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М., Наука, 1989, 166 с.

Уткин В.П. Сдвиговый структурный парагенез и его роль в континентальном рифтогенезе восточной окраины Азии // Тихоокеанская геология, 2013, т. 32, № 3, с. 21—43.

Фаворская М.А., Томсон И.Н., Иванов Р.Г., Баскина В.А., Волчанская И.Г., Дежин Ю.П., Кравцов В.С., Фрих-Хар Д.И. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., Недра, 1969, 264 с.

Ферсман А.Е. Монголо-Охотский металлогенический пояс // Поверхность и недра, 1926, т. 4, № 3.

Ферсман А.Е. Перспективы распространения полезных ископаемых на территории Союза ССР. М., Изд-во АН СССР, 1932, 78 с.

Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток, Дальнаука, 2000, с. 5—34.

Чайковский В.К. Новые данные о Тихоокеанском поясе // Советская геология, 1956, № 50.

Чернышев И.В., Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Чугаев А.В., Гольцман Ю.В., Лебедев В.А., Ларионова Ю.О., Зорина Л.Д. Возраст гранодиорит-порфиров и березитов Дарасунского золоторудного поля (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений, 2014, т. 56, № 1, с. 3—18.

Чернышев И.В., Голубев В.Н., Алешин А.П., Ларионова Ю.О., Гольцман Ю.В. Флюорит как Sm-Nd геохронометр гидротермальных процессов: датирование минерализации Стрельцовского урановорудного поля, Восточное Забайкалье // Геология рудных месторождений, 2016, т. 58, № 6, с. 503—512.

- Шипулин Ф.К.** О малых интрузиях Юго-Восточного Приморья // Труды ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 3, с. 42—113.
- Щеглов А.Д.** Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968, 180 с.
- Щерба Г.Н.** К проблеме редкометалльных поясов // Закономерности размещения полезных ископаемых / Ред. Н.С. Шатский. Т. III. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 541—549.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.
- Baskina V.A.** Mirror-image zonality of magmatism and ore deposits around the Japan Sea // Recent Advances in Marine Science & Technology '96 / Ed. N. Saxena. Honolulu, USA, 1997, p. 45—53.
- Baumann L., Tischendorf G.** Einführung in die Metallogenie, Minerogenie, Leipzig: VEB Deutsche Verlag Grundstoffind, 1976, 458 S.
- Blondel F.** La géologie et les mines des vieilles plateformes // Publ. du Bureau d'Etudes Geologiques et Minières Coloniales, Paris, 1936, p. 194—214.
- Burnham C.W.** Magmas and hydrothermal fluids // Geochemistry of hydrothermal ore deposits / Eds. H.L. Barnes, 3rd edition, John Wiley & Sons, 1997, 63—123.
- Chen Guoda.** Diwa — a new type of epiplatform mobile region (in Chinese) // Scientia Sinica, 1965, v. 14, № 10, p. 1478—1498.
- Chen Guoda.** Tectonics of China. International Academic Publishers, 1988, 258 p.
- Ishihara S.** The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // Mining Geol., 1977, v. 27, p. 293—305.
- Ishihara S.** The granitoid series and mineralization // Econ. Geol., 75th Anniversary Vol., 1981, p. 458—484.
- Ishihara S., Shibata K., Uchimi S.** K-Ar ages of ore deposits related to Cretaceous—Paleogene granitoids, 1988.
- Kigai I.N.** The Earth's rotation related asymmetry of the North Pacific tectonics and metallogeny // 12th IAGOD symposium, Program and Sort Abstracts, M., 2006, p. 71; also CD with extended abstract, № 219, pdf.
- Kodolányi J., Pettke T.** Loss of trace elements from serpentinites during fluid-assisted transformation of chrysotile to antigorite — An example from Guatemala // Chem. Geol., 2011, v. 284, № 3—4, p. 351—362.
- Lehmann B.** Metallogeny of the Central Andes: geotectonic framework and geochemical evolution of porphyry systems in Bolivia and Chile during the last 40 million years // Metallogeny of the Pacific Northwest: Tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins. Proceedings of the Interim IAGOD conference, Vladivostok, Dal'nauka, 2004, p. 118—122.
- Mitchell A.H.G., Garson M.S.** Mineral deposits and global tectonic settings, London etc., Academic Press, 1981, 405 p.
- Mizutani S., Kojima S.** Mesozoic radiolarian biostratigraphy of Japan and collage tectonics along the eastern continental margin of Asia // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 1992, v. 96, № 1—2, p. 3—22.
- Pabst S., Zack T., Savov I., Ludwig T., Rost D., & Vicenzi E.P.** Evidence for boron incorporation into the serpentine crystal structure // Amer. Miner., 2011, v. 96, № 7, p. 1112—1119.
- Sato K., Rodionov S.M., Vrublevsky A.A.** Lermontovskoye tungsten skarn deposit: the oldest mineralization in the Sikhote-Alin orogen, Far East Russia // Resour. Geol., 2006, v. 56, № 3, p. 257—266.
- Sillitoe R.** A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits // Econ. Geol., 1972, v. 67, № 2, p. 184—197.
- Suttill K.R.** Cerro Rico de Potosi // Engin. Min. J., 1988, № 3, p. 50—53.
- Turneaure F.S.** Metallogenetic provinces and epochs // Econ. Geol., 50th Anniversary Volume, 1905—1955, pt. 1, 1955, p. 38—98.
- Van der Voo R., Sparkman W., Bijwaard H.** Mesozoic subducted slabs under Siberia // Nature, 1999, v. 397, № 21, p. 246—249.
- Wisser E.** Relation of ore deposition to doming in the North American Cordillera // Geol. Soc. Amer. Memoir 77, 1960, 117 p.