

ГЕОДИНАМИКА И МАГМАТИЗМ

УДК 550.42+551.24

МАНТИЙНЫЕ ПЛЮМЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ И ИХ РОЛЬ
В ФОРМИРОВАНИИ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолюк*

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

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

Рассмотрены проявления внутриплитового магматизма и связанные с ним месторождения Сибирского континента за весь фанерозой. На основании данных по образованию постперовскита в недрах Земли около 2.5 млрд лет назад, а также данных по изотопии внутриплитовых пород океана, показано, что процессы тектоники плит и глубинной геодинамики начали широко проявляться на Земле около 2.0—2.5 млрд лет тому назад. При этом показана взаимосвязь формирования суперконтинентов и образования под ними в слое D'' крупных суперплюмов, которые разбивают суперконтинент. Таким образом, устанавливаются в истории Земли суперконтинентальные — суперплюмовые циклы продолжительностью около 700 млн лет.

В пределах Сибири установлены проявления внутриплитового магматизма практически в течение всего фанерозоя. Ранее были доказаны параметры абсолютного дрейфа Сибири с 570 до 160 млн лет в пределах Африканского горячего поля мантии, а именно в пределах мантийной провинции (LLSVP). За время фанерозоя четыре плюма, не считая суперплюма, разбившего континент Родиния 750 млн лет тому назад, взаимодействовали с Сибирским континентом.

Суперплюм, разбивший суперконтинент Родиния, в составе которой находилась Сибирь, зародился в слое D'', и этот суперплюм определил формирование вдоль рифтовых зон, проявленных при расколе континента, месторождения ультраосновных интрузий с карбонатитами, несущими редкометалльные (Nb, Ta, РЗЭ) оруденения, а также ультраосновные—основные интрузии с Cu-Ni-Pt оруденением. Последний тип месторождений формируется при широком проявлении в связи с внутриплитовым магматизмом — траппов.

Плюмы, образованные в другие временные циклы фанерозоя, очевидно, формировались в зоне перехода нижней—верхней мантии, где скапливаются стагнированные литосферные плиты, которые в процессе субдукции ответственны за образование зональных внутриплитовых образований. В центральных частях таких зональных носителей формируются под влиянием тепла, а также базальтового вулканизма крупные батолитообразные гранитоидные массивы, которые оконтуриваются рифтовыми зонами с широким проявлением интрузий, несущих редкометалльное оруденение, с такими ареалами проявлены также золотые, оловянные, полиметаллические и медно-порфиновые месторождения.

Приведенные исследования показали, что реставрацию истории формирования складчатых зон окаймляющих континентальные массы, и связанных с ними месторождений, а также строение и металлогению самих кратонов нужно проводить с использованием процессов, связанных с тектоникой плит и тектоникой плюмов.

Рифт, горячие поля, абсолютная реконструкция, большая изверженная провинция.

MANTLE PLUMES IN NORTHEASTERN ASIA AND THEIR ROLE
IN THE FORMATION OF ENDOGENOUS DEPOSITS

M.I. Kuzmin and V.V. Yarmolyuk

The Phanerozoic within-plate magmatism and the related deposits of Siberia are reviewed. The formation of post-perovskite at about 2.5 Ga in the Earth's interior and the isotope characteristics of within-plate igneous rocks have shown that plate tectonics and deep geodynamics started to operate at about 2–2.5 Ga. The assembly and breakup of supercontinents under the effect of the superplumes formed in layer D'' is considered. Thus, the supercontinent–superplume cycles spanning about 700 Ma are recognized in the Earth's history.

The manifestations of the within-plate magmatic activity are found throughout the whole Phanerozoic. It was demonstrated earlier that between 570 and 160 Ma, the Siberian continent drifted within the African hot mantle field or large low shear velocity province (LLSVP). At least four plumes, excluding the superplume

leading to the breakup of Rodinia at 750 Ma, interacted with the Siberian continent. The superplume leading to the breakup of Rodinia was also responsible for the origin of ultramafic intrusions with carbonatites hosting rare-metal (Nb, Ta, REE) mineralization as well as ultramafic–mafic intrusions with Cu–Ni–Pt mineralization localized along the rift zones.

The plumes originated in other Phanerozoic cycles formed most likely at the lower-upper mantle boundary, where most of the stagnant slabs are accumulated. Those plumes were responsible for the origin of within-plate igneous rocks. The granitic batholiths formed in the centers of zonal area surrounded by rift zones containing abundant rare-metal intrusions with rare-metal mineralization. Gold, tin, base metal, and porphyry copper deposits are also related to these zonal area.

The studies have shown that the formation of folded zones and related deposits which surround these zones as well as the structures of cratons and their metallogenic specialization should be considered in terms of both plate tectonics and plume tectonics.

Rift, hot fields, absolute reconstruction, large igneous province

ВВЕДЕНИЕ

В 60—70-е годы XX столетия сформировалась теория тектоники плит. Она объясняла широкий круг геологических процессов, которые происходят на границах плит: корообразование, аккрецию, формирование крупных континентальных массивов. Поэтому неудивительно, что основное внимание исследователей было обращено на изучение процессов, происходящих на границах плит, в том числе тех, которые приводят к образованию месторождений [Айзекс и др., 1974; Зоненшайн и др., 1976; Кузьмин, 1985].

Но еще в 1960-х годах появились работы [Wilson, 1963; Morgan, 1972], в которых было обращено внимание на горячие точки, а вернее на подъем плюмов, с которыми связан внутриплитовый магматизм. Такие горячие точки, например Гавайская, остаются на одном месте в мантии долгое время и прожигают литосферу по мере прохождения над ними литосферной плиты. По следам горячих точек восстанавливают движение плит. Л.П. Зоненшайн и М.И. Кузьмин [1983] впервые показали, что современные горя-

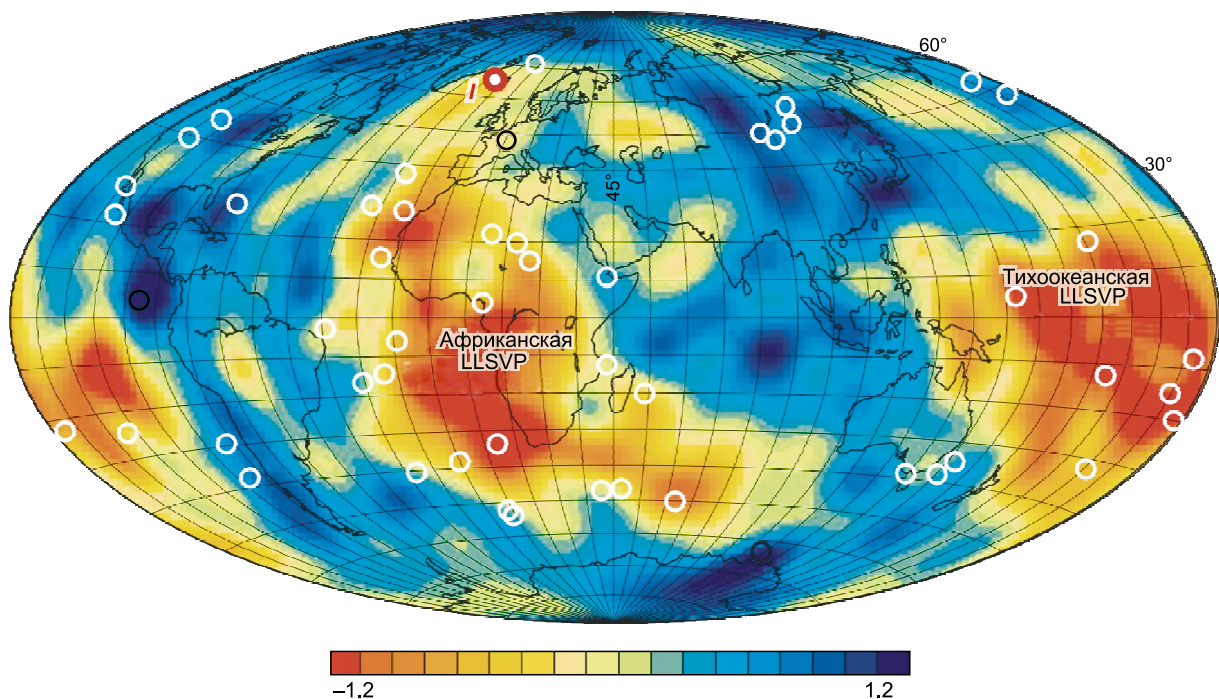


Рис. 1. Выделенные сейсмотомаграфические низкоскоростные мантийные провинции (LLSVP) — Африканская и Тихоокеанская, по [Courtillot et al., 2003; Burke, Torsvik, 2004].

LLSVP построены по распространению на поверхности Земли 49 горячих точек. Низкоскоростные значения сейсмических волн прослеживаются до границы ядро—мантия. Кружками показаны горячие точки мантии. I — Исландская горячая точка.

чие точки распределены на поверхности Земли не беспорядочно, а группируются в определенных регионах, которые они назвали «горячими полями» мантии.

Развитие сейсмографии, начатое в 80-х годах прошлого века [Dziewonski et al., 1977; Dziewonski, 1984; Fukao et al., 1994; Zhao, 2007; Yuen et al., 2007] показало, что эти горячие поля (Африканское и Тихоокеанское) хорошо согласуются с большими низкоскоростными провинциями мантии (Large Low Shear Velocity Province) (рис. 1), которым, кроме того, отвечают положительные аномалии геоида, а также поднятия и суперсвелы. Сейсмография установила, что наряду с низкоскоростными (или «горячими») провинциями существуют высокоскоростные («холодные») области мантии, которые ассоциируют с зонами субдукции. Было показано также, что погружающееся в зонах субдукции холодное литосферное вещество [Zhao, 2007; и др.] частично остается на границе верхняя—нижняя мантия, а частично погружается до слоя D'', расположенного на границе ядро—мантия (рис. 2, а) и характеризую-

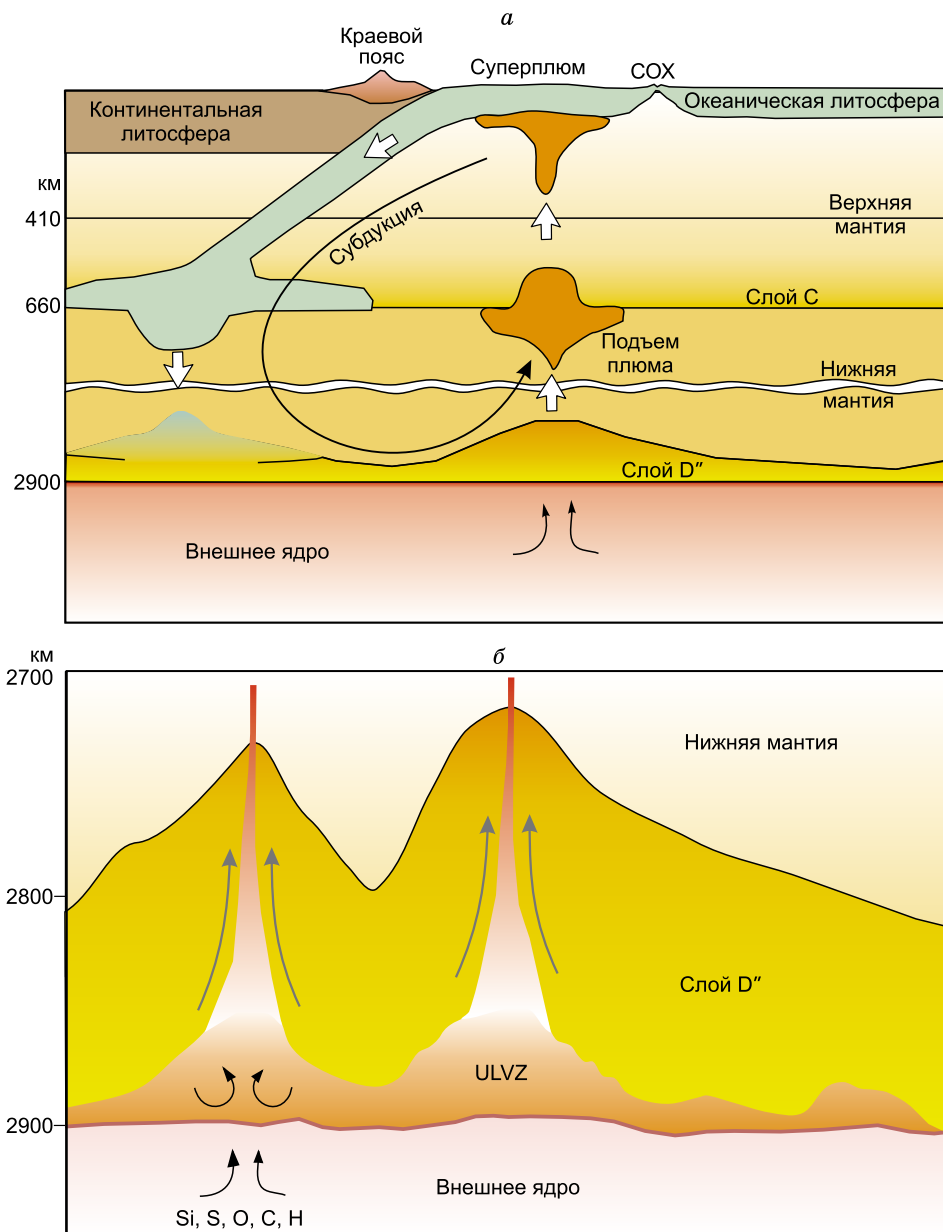


Рис. 2. Конвекция в мантии, связанная с опусканием в зонах субдукции литосферных плит и подъема от слоя D'' мантийных плюмов (а). Зарождение в слое D'' суперплюма (б).

В начале XXI в. установлено, что большая часть субдуцированных литосферных плит опускается до слоя 660 км — граница верхней и нижней мантии, где они «стагнируются», только часть субдуцированного материала проходит в нижнюю мантию и опускается до слоя D'' [Zhao, 2001, 2007; Fukao et al., 1994] (а).

В слое D'' при взаимодействии с ядром Земли зарождаются плюмы [Maquyama, 1994; Maquyama et al., 2007].

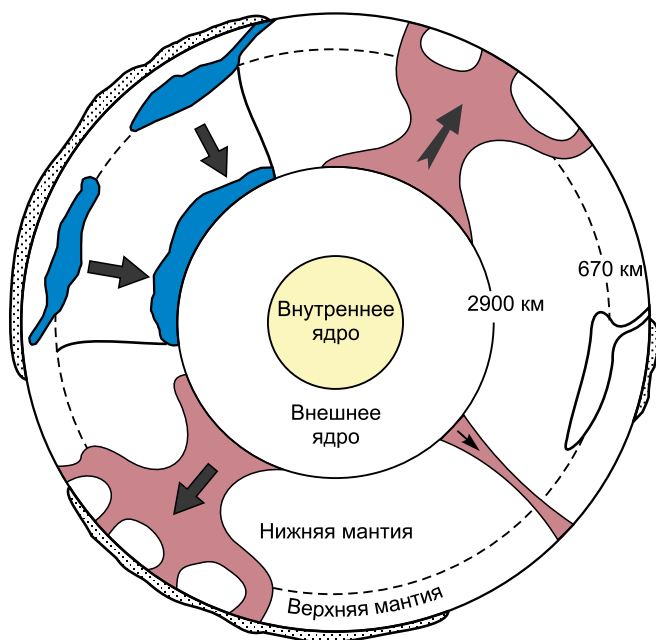


Рис. 3. Модель конвекции в современной Земле [Maruyama et al., 1994].

От слоя D'' до границы верхней—нижней мантии поднимаются суперплюмы, которые распадаются на серию малых плюмов, поднимаются через верхнюю мантию (через слой стагнированных литосферных плит), образуя большие магматические провинции (LIP). Холодные плюмы — основной поставщик субдуцированной литосферы в слой D''.

щегося исключительно высоким термическим градиентом. Поступающее в слой D'' вещество литосферы под влиянием энергии, отделяющейся от ядра, формирует частично расплавленные массы [Keagey et al., 2009], которые являются зародышами поднимающихся к поверхности Земли горячих плюмов (см. рис. 2, б).

Таким образом, в мантии установлен процесс общемантийной конвекции: «холодное» субдуцированное вещество в виде нисходящих потоков погружается в глубь мантии Земли, восходящий подъем горячей мантии происходит

в виде мантийных плюмов. На поверхности Земли такие мантийные струи проявляются как горячие точки мантии, которые формируют в океанах океанические плато и острова, на континентах — траппы, внутриплитные магматические ареалы, в том числе некоторые рифты и вулканические своды. Среди продуктов внутриплитной активности преобладают ассоциации пород повышенной щелочности: щелочные базальты, щелочные габброиды, фонолиты, трахиты, комендиты, пантеллериты и др. Широко распространены траппы, среди которых в основном толеитовые базальты.

Связь магматизма горячих точек с глубокими горизонтами мантии хорошо согласуется с тем, что по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов (MORB), которые являются продуктом плавления верхней деплетированной мантии, базальты внутриплитных областей существенно обогащены высоко несовместимыми элементами. Были высказаны представления как о ювенильном, нижнемантийном источнике таких расплавов, который соответствует первичному составу мантии (PREMA), так и о рециклированном литосферном происхождении мантийных расплавов, имеющих состав EM-I или EM-II [Hofmann, 1997].

В целом выделение низкоскоростных и высокоскоростных мантийных провинций (горячих и холодных полей мантии) позволяет связать два потока мантийного вещества: опускание холодного к основанию мантии и подъем горячего к поверхности Земли с конвекционными мантийными потоками. Пред-

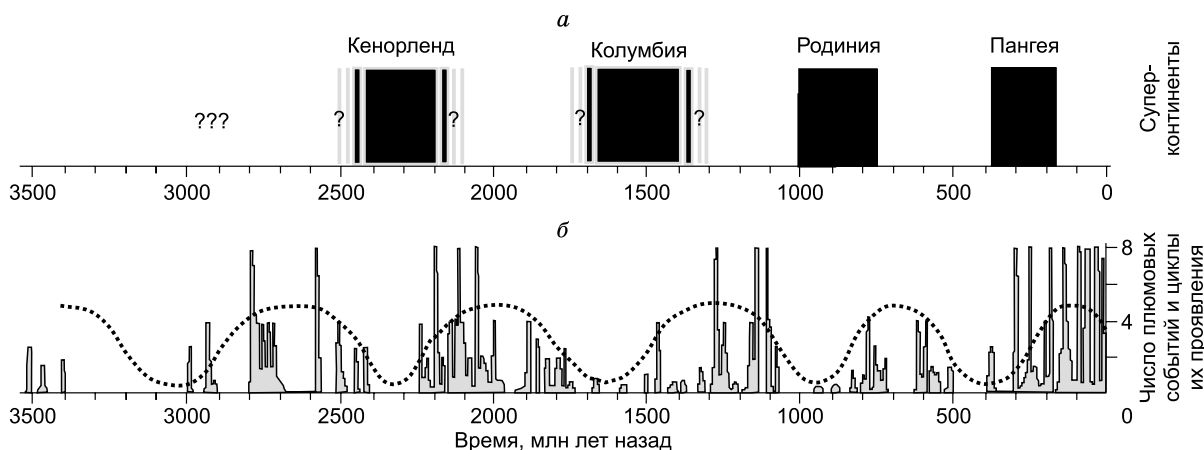


Рис. 4. Графики, иллюстрирующие время возникновения суперконтинентов (а) и распределения больших магматических провинций в истории Земли (б).

Синусоидная кривая — возможные циклы проявления суперплюмов, разрушающих суперконтиненты, по [Li, Zhong, 2009].

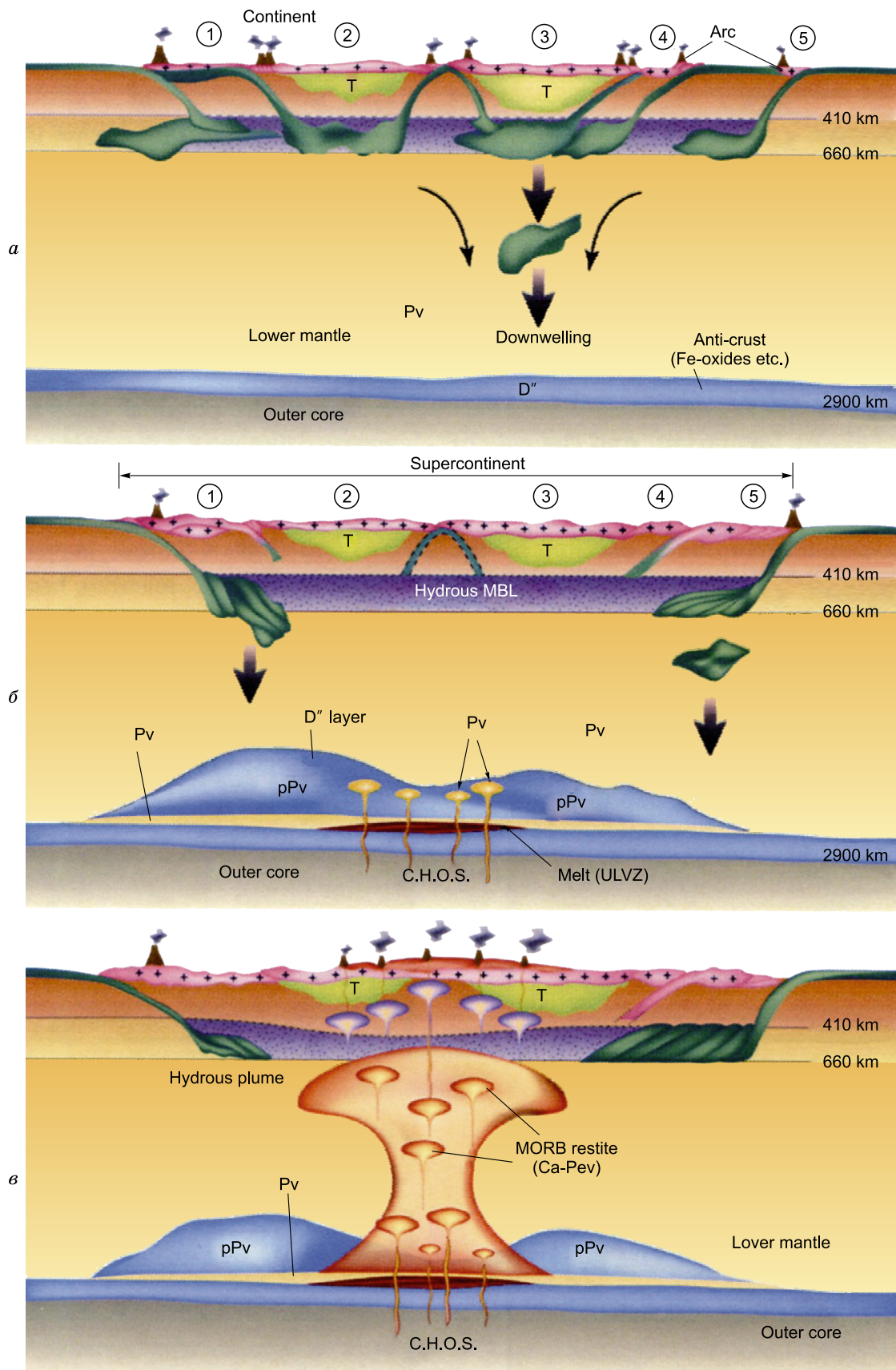


Рис. 5. История создания суперконтинента и его распада под влиянием суперплюма, по [Li, Zhong, 2009].

Пояснения см. в тексте.

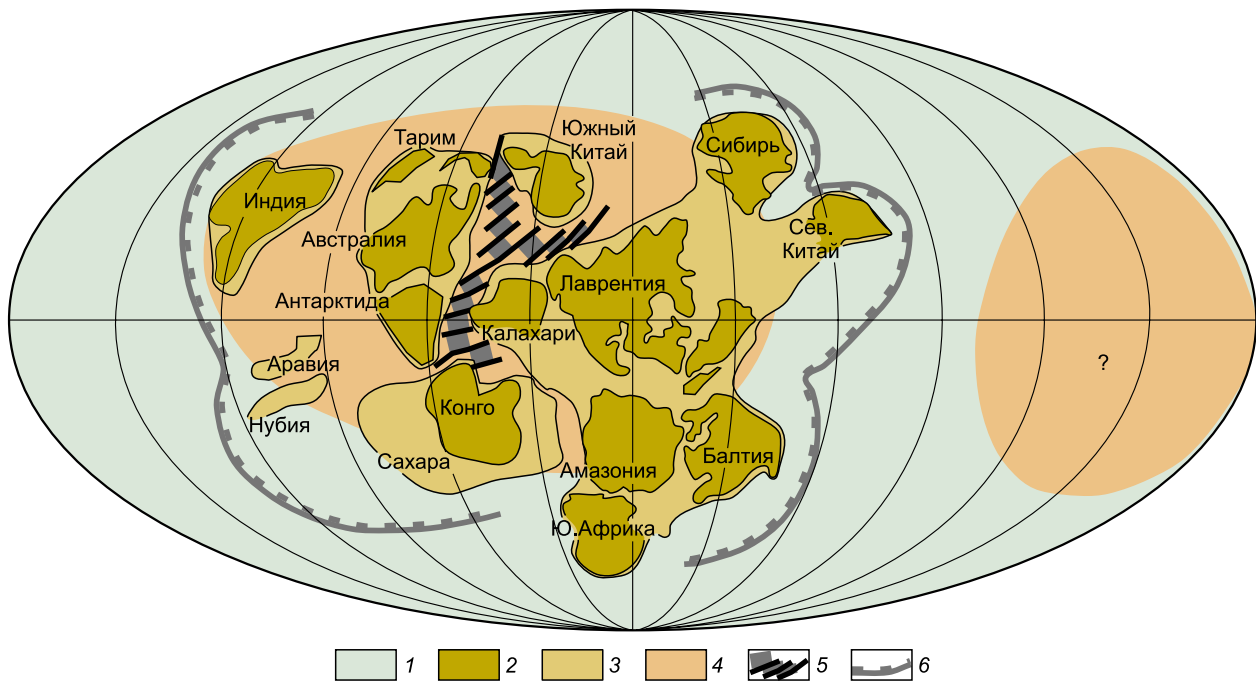


Рис. 6. Распад суперконтинента Родиния.

Суперконтинент Родиния был разбит поднимающимся суперплюмом около 750—700 млн лет тому назад. Показан также антиподальный плюм (верхнемантийная провинция низкоскоростной мантии LLSVP), который действовал на океанической полусфере Земли [Maquyama et al., 2007]. 1 — океаны; 2, 3 — континенты: 2 — кратоны, 3 — складчатые области; 4 — проекции суперплюмов; 5 — зоны раскола континентальной литосферы; 6 — конвергентные границы.

полагается [Yuen et al., 2007], что горячая мантия суперплюмов в виде огромного грибовидного облака поднимается через нижнюю мантию и достигает раздела нижняя—верхняя мантия. Здесь мантийный поток распадается на ряд мелких и средних изолированных плюмов, проецируемых на поверхность Земли в виде «горячих точек» мантии (рис. 3). Сопряженность восходящих и нисходящих потоков в мантии позволяет предполагать тесную связь между процессами глубинной геодинамики (плюм-тектоники) и тектоники плит.

Наиболее убедительно связи тектоники плит и тектоники плюмов прослеживаются в единых суперконтинентальных циклах [Li, Zhong, 2009; Кузьмин, Ярмолюк, 2011], сопровождающихся образованием и распадом суперконтинентов. В настоящее время установлено, что в процессе эволюции Земли возникали суперконтиненты, объединяющие практически все континентальные массы Земли [Torsvik, 2003; Li, Zhong, 2009]. В дальнейшем они разрушались под действием суперплюмов, и движения отдельных континентов становились центробежными. На рис. 4 на фоне временной шкалы показаны циклы возникновения суперконтинентов и их раскалывания под действием суперплюмов на отдельные континентальные блоки.

Наиболее удачная модель взаимодействия суперконтинентов и суперплюмов в едином цикле предложена [Li, Zhong, 2009] (рис. 5, а), в которой показано формирование суперконтинента из большого количества континентов и малых континентальных блоков. На рис. 5, б показано, что в целом сформировался суперконтинент, основная масса субдуцированных плит погружается с окраин суперконтинента в мантию, при этом, как отмечают [Li, Zhong, 2009], происходит лавинное погружение литосферных слэбов в нижнюю мантию и накопление их в слое D". Зарождение суперплюма показано на рис. 5, в. Поступление из жидкого внешнего ядра летучих компонентов (С, Н, О, S) в нижнюю мантию, а также переход постперовскита (плотнейшей минеральной формы, свойственной слою D" [Хиросе, 2010]) в перовскит приводят к уменьшению плотности нижнемантийного вещества. Оно поднимается до границы с верхней мантией, где преобразуется в систему более мелких плюмов, прожигаящих литосферу и определяющих раскол суперконтинента.

В настоящее время наиболее хорошо изучена история формирования и распада двух суперконтинентов: Родинии и Пангеи [Li, Zhong, 2009]. Родиния сформировалась около 1 млрд лет тому назад и распалась около 700 млн лет под воздействием расположенного под ней Родинийского суперплюма.

Предполагается, что одновременно с Родинийским суперплюмом существовал антиподальный ему суперплюм [Li, Zhong, 2009] (рис. 6). После распада Родинии составляющие ее континенты должны были переместиться в область позднерифейского океана. При этом ее сибирский фрагмент (или Сибирь) попал, по нашему мнению, в область действия антиподального суперплюма, который может быть сопоставлен с современным Африканским суперплюмом [Kuzmin et al., 2010; Кузьмин и др., 2011] и для рифей-палеозойского времени может быть выделен как Праафриканский суперплюм.

Абсолютные реконструкции дрейфа Сибирского континента [Kuzmin et al., 2010] показали, что он начиная с ~ 570 млн лет дрейфовал над Африканской низкоскоростной мантийной провинцией, т.е. располагался в области воздействия отвечающих ей мантийных плюмов. Последние, конечно, во многом определяли особенности строения и развития геологических структур Сибири [Кузьмин и др., 2011], в том числе их металлогенические особенности. Выявление и анализ соответствующих связей и в целом роль мантийных плюмов в геологическом развитии Сибири является основной задачей настоящей статьи.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ СИБИРИ, СВЯЗАННАЯ С РАСПАДОМ РОДИНИИ

Распад лавразийской части Родинии происходил около 700 млн лет назад. В это время (630—725 млн лет) вдоль края отделившегося Сибирского континента сформировались рудоносные карбонатитовые и базит-ультрабазитовые магматические комплексы, которые рассматриваются как производные мантийного суперплюма, расколовшего суперконтинент (рис. 7). С ними связывается образование ряда месторождений, например, Ni-Cu-Pt месторождений Восточного Саяна, контролируемых массивами барбитайского базит-ультрабазитового комплекса. Породы комплекса представлены дунитами, гарцбургитами, лерцолитами и оливиновыми вебстеритами, сформированными при фракционировании оливина. Как показали исследования А.С. Мехоношина с коллегами (устное сообщение), высокие содержания никеля в породах, как правило, связаны с сульфидной минерализацией и достигают значений 1.2—2.1 %. В то же время в массивах, где не обнаружена сульфидная минерализация, содержания никеля существенно ниже (0.2 %), и в основном он содержится в оливине. Возраст рудоносных ультраосновных интрузий составляет 630—650 млн лет. Несмотря на то, что месторождения еще только разведываются, уже доказано, что запасы никеля в них оцениваются в 1 млн т. Месторождение богато и Pt, содержание которой в рудах составляет порядка 20 г/т. Минерализация подобного типа известна и в других пограничных участках Сибирского кратона. Примером может служить Довыренский массив, возникший около 720 млн лет в ходе формирования краевого (в строении платформы) Олоkitского грабена.

Ni-Cu-Pt месторождения подобного типа широко проявлены в структурах континентов. Результаты их исследований обобщены в сводках [Pirajno, 2000; Begg et al., 2010], в которых отмечается, что, как правило, соответствующий тип рудоносного магматизма сопряжен с образованием крупных изверженных провинций (LIP) над мантийными плюмами. Месторождения обычно тяготеют к краевым участкам древних кратонов, которые имеют глубокие литосферные корни. Считается, что взаимодействие мантийных плюмов с литосферой кратонов в условиях больших глубин вызывает появление Ni-Cu-Pt минерализации. Указанные представления в полной мере справедливы и для Барбитайской группы месторождений.

Другую группу месторождений представляют ультраосновные щелочные комплексы с карбонатитами. Массивы щелочно-ультраосновных пород прослеживаются вдоль южной окраины (в современных координатах) Сибирской платформы от Алданского щита до Енисейского кряжа на расстоянии 3000 км. В пределах Енисейского кряжа в интервале 700—630 млн лет возник ряд массивов субщелочных гранитоидов, а также нефелиновые сиениты среднетатарского комплекса [Верниковская и др., 2007; Ножкин и др., 2008; Врублевский и др., 2009]. Фойяиты этого комплекса имеют U-Pb возраст по сфену 700 ± 2 млн лет, а по циркону — (SHRIMP-метод) 710 ± 3 млн лет. Немного позже произошло формирование щелочно-ультраосновных пород чапинского комплекса. Трубки взрыва, штоки, дайки, силы и покровы пород щелочно-ультраосновного состава размещены преимущественно в рифтовых структурах — грабенах, приуроченных к зонам Ишимбинского и Татарского разломов [Верниковская и др., 2007; Ножкин и др., 2008].

Одним из крупнейших ареалов щелочно-ультраосновного магматизма с карбонатитами является Восточно-Саянский, который включает Жидойский, Большетагнинский и Белозиминский массивы-месторождения, а также ряд других массивов близкого строения, которые связаны с рифейским Ийско-Урикским грабеном, тяготеющим к границе платформы [Ярмолюк и др., 2006]. С ними связаны месторождения: в Тайшетском районе — Мальцевское (Sn), Тайшетское (Be) и Хайламинское (Ta, Nb); в Зиминском районе — Белозиминское (Nb, Ta), Большетагнинское (Nb) и Среднезиминское (Ta, Nb), Большетагнинское (Nb) и Среднезиминское (Ta, Nb), Ярминское (TR); в Бельском районе — Белореченское (Li, Be, Nb, Sn, Ta), Бельское (Li, Be, Nb, Ta), Окинское I и Окинское II (оба Be, Li, Sn, Nb, Ta), Урикское (Li, Ta), Жидойский карбонатитовый массив (Fe, Ti, Nb). Наиболее известны среди них Жидойский и Белозиминский массивы.

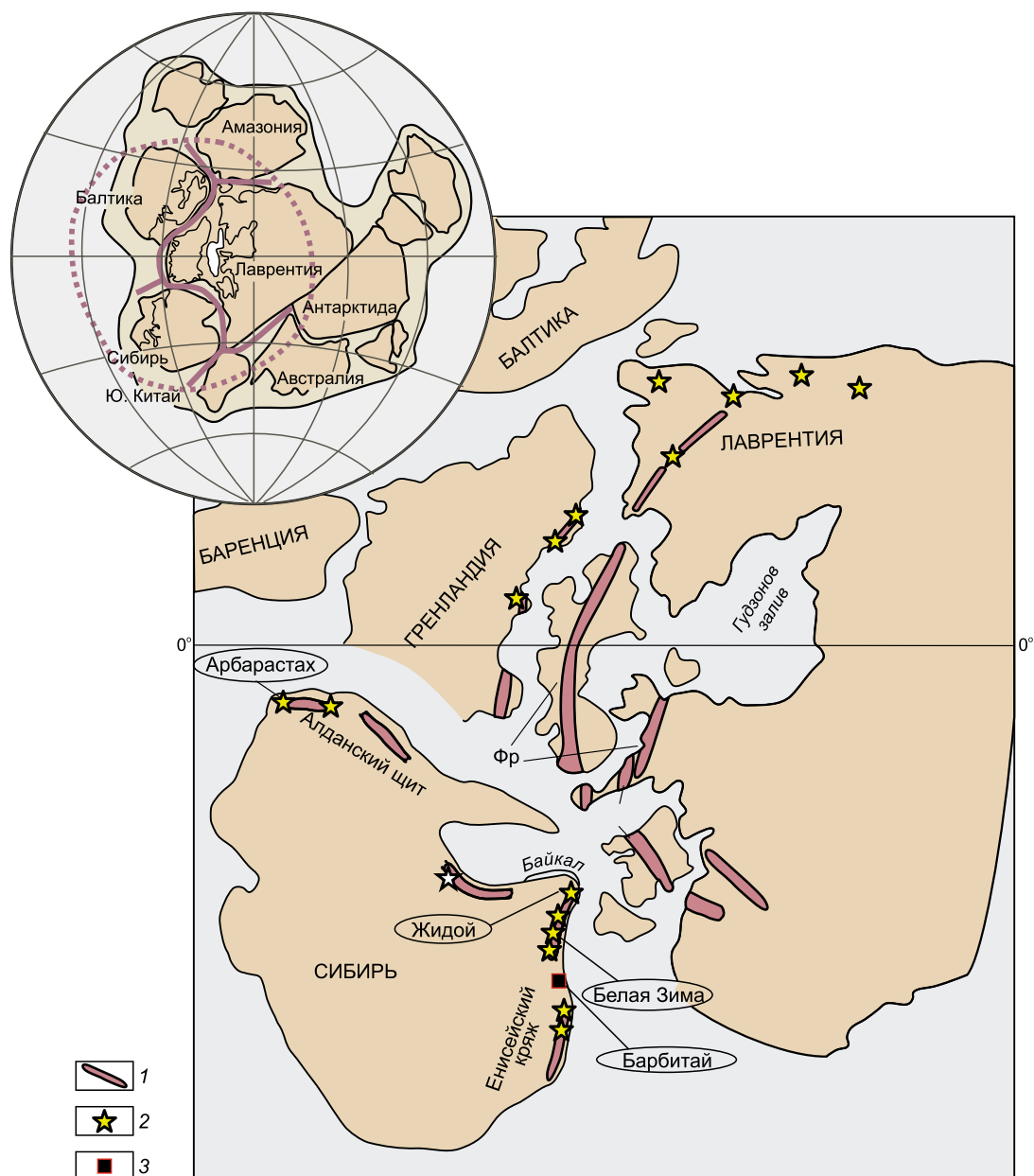


Рис. 7. Распад Родинии (~700—600 млн лет) и ассоциирующие с расколом месторождения.

1 — грабены и дайковые пояса; 2 — ультраосновные щелочные комплексы с рудоносными (Ta, Nb, REE) карбонатитами; 3 — базит-ультрабазитовые массивы с Cu-Ni минерализацией, содержащие Pt (барбитайский комплекс). Фр — Франклинский пояс.

Жидойский массив характеризуется небольшими размерами (~ 0.85 км²) и в основном сложен перовскитовыми и ильменитовыми пироксенитами. Помимо них наблюдаются небольшое тело ийолитов и дайки нефелиновых и канкринитовых сиенитов и карбонатитов. Возраст массива по результатам К-Аг датирования флогопита карбонатитов был оценен в 680 млн лет. Датированием U-Pb методом циркона из ийолитов определен возраст массива — 632 ± 2 млн лет [Ярмолюк и др., 2005].

Белозиминский (Нижнесаянский) массив имеет общую площадь выходов около 3 × 4 км. Массив локализован в зоне мощных разломов северо-западного простирания, в области сочленения Сибирской платформы и складчатых сооружений Восточного Саяна. Среди главных групп пород, слагающих Белозиминский массив, можно выделить следующие: 1) группа пород якупирангит-мельтейгит-ийолит-уртитового ряда; 2) породы сиенитовой группы, представленные нефелиновыми и щелочными сиенитами; 3) группа пород существенно меллилитового состава; 4) породы пикритовой группы; 5) карбонатиты,

включающие ранние безрудные карбонатиты, рудоносные (Nb) карбонатиты, поздние анкеритовые карбонатиты. U-Pb возраст циркона из нефелиновых сиенитов этого массива 643 ± 4 млн лет [Ярмолюк и др., 2005].

Ближние типы редкометалльных месторождений свойственны и другим районам развития пород ультраосновного—щелочного состава, в том числе образующим Алданский ареал, в пределах которого известны массивы того же возраста (массивы Арбарастах — 650 млн лет и Ингили — 654 млн лет) [Ярмолюк и др., 2005]. Итак, в интервале между 700—630 млн лет в краевой части Сибирской платформы возник ряд близких по формационному типу массивов щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами. Подобные ассоциации являются индикаторными для внутриплитных геодинамических обстановок и, в частности, они отмечаются в связи с континентальными рифтами. Приуроченность их к западному, южному и юго-западному участкам границы Сибирской платформы, так же как размещение вдоль последней базит-ультрабазитовых массивов с Ni-Cu-Pt минерализацией, очевидно, указывают на развитие этой границы в позднем рифее в режиме литосферного раскола.

В геологической истории Сибирской платформы ее краевые части неоднократно вовлекались в процессы рифтогенеза, сопровождавшиеся рудоносным магматизмом. Эпохи их проявления, как правило, коррелируются с важнейшими геологическими рубежами, сопоставляемыми с процессами распада суперконтинентов. Так, 2050 млн лет назад возник катугинский комплекс щелочных редкометалльных гранитов, формирование которого по времени отвечает заключительным стадиям распада суперконтинента Кенорленд, предположительно существовавшего в начале палеопротерозоя [Ларин и др., 2002].

Большая группа проявлений внутриплитной активности пришлось на интервал 1850—1700 млн лет. В это время в Восточном Саяне были сформированы крупные поля редкометалльных пегматитов: Гольцовое (1850 млн лет), несущее минерализацию Ta, Li, Cs; Тайшетское с Be, Ta минерализацией; Вишняковское (1830 млн лет) с Nb, Ta, Cs, Be минерализацией [Сальникова и др., 2011]. Рифтогенные процессы конца палеопротерозоя широко проявились вдоль восточной границы платформы, где возникла Лено-Алданская рифтовая зона [Горошко и др., 2013], протяженностью более 1500 км, контролирующая распределение расслоенных базит-гипербазитовых массивов с Cu-Ni минерализацией, нефелин-сиенитовых массивов, щелочно-ультраосновных интрузивов и кимберлитов. Формирование зоны, оцененное по рудоносным породам базит-ультрабазитового комплекса, произошло около 1700 млн лет назад [Гурьянов и др., 2009]. В это же время (1727—1705 млн лет тому назад) в пределах юго-восточного края платформы возникли Улканский и Билякчанский палеорифты, образование которых сопровождалось становлением щелочных редкометалльных гранитов и бимодальных базальт-комендитовых ассоциаций [Ларин и др., 2012, 2013]. Все эти проявления внутриплитной активности согласуются с ранними стадиями распада суперконтинента Колумбия [Rogers, Santosh, 2002; Meert, 2012] и свидетельствуют, во-первых, что Сибирский кратон в конце палеопротерозоя уже существовал в близких к современным границах, и что эти границы служили зонами раскола при дроблении суперконтинентальных агломераций.

Суммируя изложенное, можно констатировать, что краевые участки Сибирского кратона на протяжении своей истории неоднократно вовлекались в процессы активизации, вызванные распадом суперконтинентов под влиянием суперплюмов. При этом в зонах литосферных расколов при участии мантийных магм формируются:

1. Базит-ультрабазитовые расслоенные интрузии, несущие Ni-Cu-Pt минерализацию.
2. Комплексы ультраосновных щелочных пород с рудоносными редкометалльными (Nb, Ta, REE) карбонатитами.
3. Комплексы щелочных гранитов и бимодальных базальт-комендит-трахириолитовых ассоциаций с редкометалльной (Zr, Nb, Ta, Be, REE) минерализацией.
4. Редкометалльные пегматиты, несущие Ta-Li-Cs минерализацию.

ФАНЕРОЗОЙСКИЕ КРУПНЫЕ ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПРОВИНЦИИ, МЕСТОРОЖДЕНИЯ СИБИРИ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Как отмечалось ранее, Сибирь после распада Родинии, т.е. примерно с 700 млн лет назад, была перемещена в область влияния Панафриканского горячего поля мантии. Продукты внутриплитового магматизма, связанные с этим плюмом, формировались в структурах складчатого обрамления Сибири начиная с позднего рифея до настоящего времени (рис. 8). В орогенических поясах, обрамляющих Сибирскую платформу, среди офиолитовых комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса, широко распространены породы, отвечающие фрагментам океанических плато и океанических островов позднерифейского—раннепалеозойского возраста [Альмухамедов и др., 1996; Ярмолюк и др., 2000, 2011б; Ярмолюк, Коваленко, 2003б; Ковач и др., 2011]. Наличие таких пород указывает на то, что уже в рифее Сибирь дрейфовала в пределах горячего поля. Этот дрейф продолжался и позднее, о чем свидетельству-

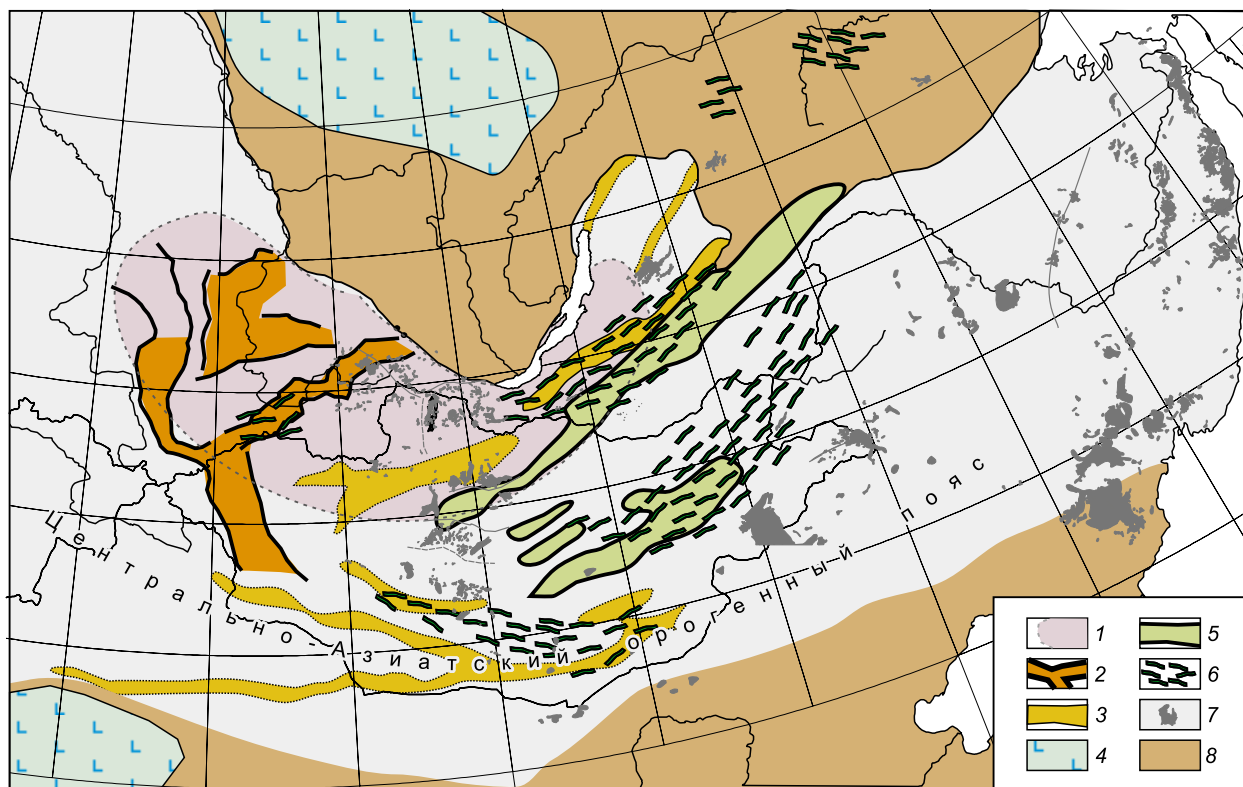


Рис. 8. Внутриплитовые магматические провинции Центрально-Азиатского складчатого пояса и его кратонного обрамления.

1 — кайнозойские вулканические области; 2—4 — рифтовые зоны: 2 — позднемезозойские, 3 — раннемезозойские, 4 — позднепалеозойские, 5 — траппы Сибири и Тарима, 6 — среднепалеозойская Алтае-Саянская рифтовая провинция, 7 — раннепалеозойская магматическая провинция, 8 — кратоны.

ет целый ряд крупных фанерозойских изверженных провинций (LIPs), сформировавшихся в пределах разраставшегося во времени Сибирского континента [Kuzmin et al., 2010].

Нами были проведены палеорекострукции положения Сибири в различные интервалы времени ее фанерозойской истории. Было принято положение, которое поддерживается многими исследователями [Lawver, Muller, 1994; Харин, 2000; Lundin, Dore, 2005] о том, что Сибирь во время излияния сибирских раннетриасовых траппов находилась над Исландской горячей точкой, что позволило наметить долготные координаты Сибирского континента в фанерозое (рис. 9). В дальнейшем были проведены В. А. Кравчинским палеорекострукции с учетом долготного ограничения, что позволило говорить о дрейфе Сибири в фанерозое над Африканским горячим полем или LLSVP от 570 до 180 млн лет тому назад [Kuzmin et al., 2010; Кузьмин и др., 2011] (см. рис. 9). Полученные результаты позволили нам провести анализ металлогенической эволюции Северо-Восточной Азии в фанерозое с учетом взаимодействия процессов, связанных с тектоникой плит [Зоненшайн и др., 1990], так и с тектоникой плюмов. Результаты проведенного анализа рассматриваются ниже.

В фанерозойской геологической истории Сибирского континента выделяются: раннесреднепалеозойская, позднепалеозойско-раннемезозойская и позднемезозойско-кайнозойская эпохи внутриплитового магматизма, с которыми связаны определенные типы полезных ископаемых [Кузьмин и др., 2011, табл. 1].

Раннесреднепалеозойская эпоха

Эта эпоха характеризуется событиями, которые проявились на протяжении раннего и среднего палеозоя. Магматизм и связанная с ним металлогения проявились в двух областях Сибирского континента – Алтае-Саянской и Вилюйской.

Алтае-Саянская область. В раннем палеозое размеры Сибирского континента существенно изменились за счет аккрецирования к нему каледонид Центрально-Азиатского орогенического пояса

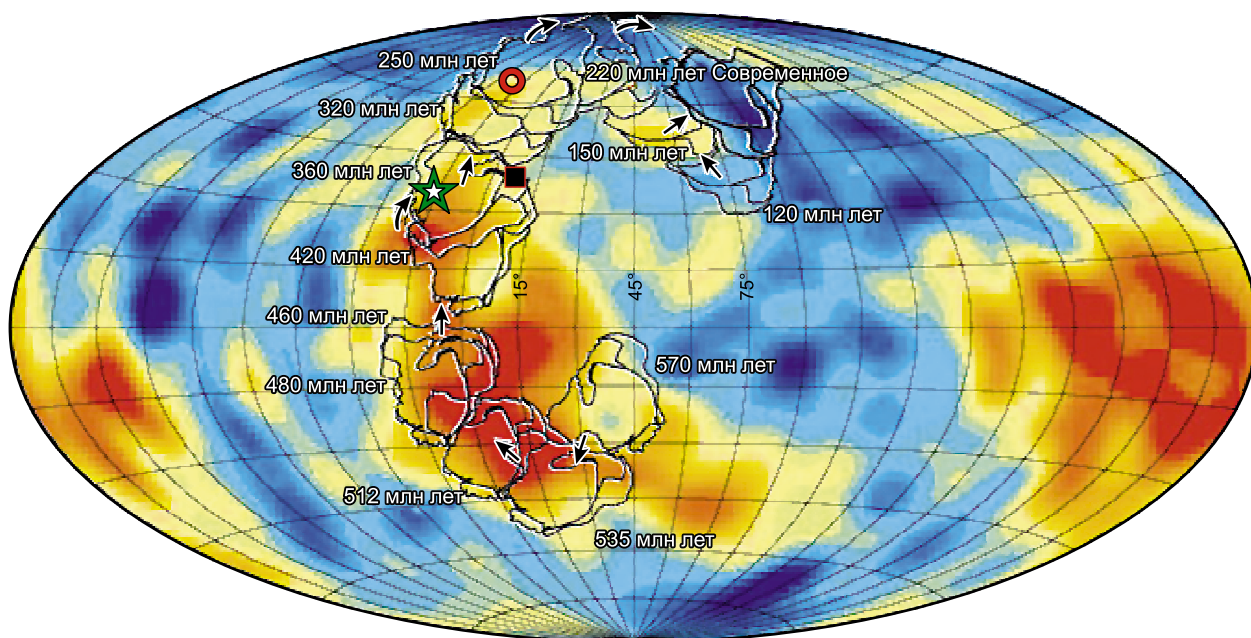
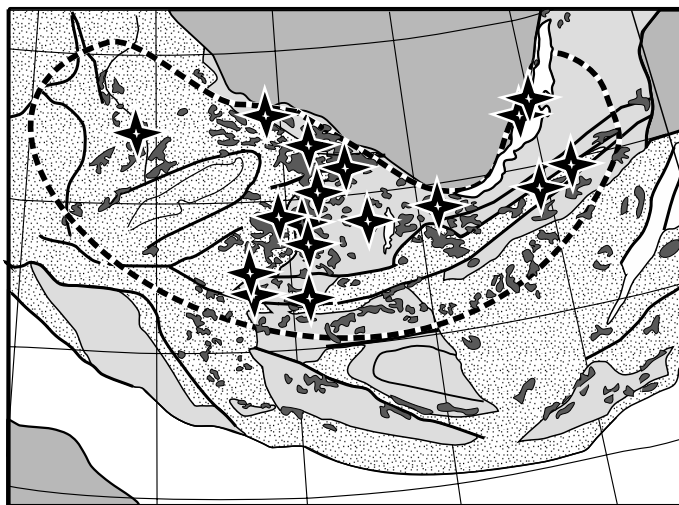


Рис. 9. Палеогеографическое положение Сибирского континента в интервале времени 570—0 млн лет, по [Kuzmin et al., 2010], при перемещении континента над Африканской LLSVP.

Мантийные плюмы: черный квадрат — Алтае-Саянский, зеленая звезда — Вилуйский, красный круг — Исландский (Сибирский трапповый). Стрелками показаны направления перемещений континента, цифрами указан возраст в млн лет, отвечающий тому или иному положению континента.

(ЦАОП), развитие которых продолжалось в режиме активной континентальной окраины и протекало в несколько стадий.

Позднекембрийская—ордовикская стадия началась с аккреционных процессов, связанных со столкновением структур океанической литосферы (островных дуг, задуговых бассейнов, отдельных террейнов более древней коры), в частности Монголо-Тувинским террейном [Зоненшайн и др., 1990], который находился в кембрии над Алтае-Саянским мантийным плюмом. Кроме того, в окружающем океаническом пространстве находились острова и лавовые плато, формирование которых было связано с отдельными горячими точками, «отходящими» от Алтае-Саянского плюма [Ярмолюк и др., 2006]. Аккреция Сибирским континентом всех этих образований сопровождалась складчатостью, тектоническим сжатием и региональным высокоградиентным метаморфизмом и привела к образованию раннепалеозойской (или раннекаледонской по фазе тектогенеза) складчатой области [Dergunov et al., 2001] или раннекаледонского террейна. Эти процессы протекали в узком интервале времени между 500 и 485 млн лет [Жожаков и др., 2003; Ярмолюк и др., 2006] и сопровождалась субдукцией под новообразованный террейн, что стало причиной последующего его развития в режиме активной окраины континента. В результате в его пределах возникли многочисленные гранитоидные плутоны преимущественно гранодиорит-плагиогранитного и гранитного состава (рис. 10), совокупные размеры которых превышают 200 тыс. км² [Владимиров и др., 1999]. Наряду с породами, типичными для зон конвергенции, в строении этой крупной магматической провинции широко проявились породы внутриплитной специфики: пикриты, высокотитанистые субщелочные и щелочные габброиды, щелочно-ультраосновные комплексы с карбонатами, нефелиновые сиениты, щелочные (агпайтовые) граниты и сиениты, литий-фтористые граниты [Ярмолюк и др., 2006; Izokh et al., 2008; Добрецов, 2011]. Массивы этих пород тяготеют к краевым участкам магматической провинции (см. рис. 10), но, кроме того, образуют вытянутую группировку в центральной ее части. Эти магматические породы формировались в том же возрастном интервале, что и граниты. На это, в частности, указывают зоны минглинга, образующиеся на контакте базитов и гранитов [Руднев и др., 2009]. Участие подобного щелочного магматизма в формировании складчатой области на всех стадиях ее развития позволило предположить, что в ходе аккреции новообразованная континентальная литосфера перекрыла горячую точку мантии палеоокеана [Ярмолюк и др., 2006; Izokh et al., 2008]. Воздействие этой горячей точки на континентальную литосферу способствовало крупнообъемному анатектическому плавлению коры в этой области и, таким образом, стало основной причиной проявления батолитового по масштабам



1 — базальты ОИВ типа, агапитовые граниты, нефелиновые сиениты, 500—465 млн лет; 2 — кратоны; 3 — раннепалеозойская большая изверженная провинция; 4 — раннепалеозойские граниты; 5 — каледониты; 6 — докембрийские террейны.

кария рифтовая система, строение которой определяет тройная система грабенов (рис. 11). Две ее ветви, сочленяющиеся под углом около 100° , представлены Тувинским и Делюноустыдским прогибами. Первый из них прослеживается в северо-восточном направлении на расстояние более 500 км. В раннем девоне он представлял рифтовую долину с продольной системой базальтовых даек в основании и мощным лавовым чехлом. Близкими особенностями строения характеризовался и Делюноустыдский прогиб, протянувшийся вдоль структур Алтая в северо-западном направлении на 600 км. Развитие прогиба началось с формирования раннедевонских вулканических толщ и комплекса продольных базальтовых даек гашуннурского комплекса [Козаков и др., 2011]. Третья ветвь тройной системы грабенов предположительно открывалась на запад—северо-запад. Одновременно с тройной системой грабенов формировались многочисленные более мелкие впадины и грабены [Воронцов и др., 2010]. Рифтогенез сопровождался излияниями лав преимущественно основного состава — базальтов, андезибазальтов, тефритов, трахибазальтов, но, кроме того, фонолитов, трахитов, трахириолитов и комендитов [Ярмолюк, Коваленко, 2003а; Воронцов и др., 1997]. Излияния сопровождалось внедрениями тешенитов, щелочных гранитов и сиенитов. По всей области в интервале 410—390 млн лет объем излияний составил не менее 100 тыс. км³ изверженных пород, что позволяет отнести ее в разряд крупных изверженных провинций (LIPs). В среднем девоне магматическая активность резко сократилась.

Касаясь металлогении раннесреднепалеозойской эпохи Алтае-Саянской области, отметим, что в это время в регионе были сформированы многочисленные месторождения редких, цветных и благородных металлов. Так, в *Кузнецко-Алатауском районе* сформировались Кундатское (Au/W), Первомайское (Pb/W), Жила Нижняя (W/Au), Колтаровское (W, Mo, Cu), Первомайское (Pb/W), Быскарское (Mo, Pb, W), Алексеевское (Cu/Mo, W). В *Горно-Шорском районе* — Акмасское (Au/W), Калгазанское (W) месторождения. В *Тувинско-Восточносаянском*: Аг-Суг (Cu, Mo), Арыскан (Ta, Nb/TR, U). В Сангиленском районе — Сольбельдырское (Li), Тастыгское (Li/Ta), Пичи-Тастыгское (Li/Be, Nb, Ta) [Ярмолюк, Кузьмин, 2012].

Вилуйская крупная изверженная провинция. В среднем палеозое территория Сибирского континента подверглась воздействию сразу двух мантийных плюмов. С одним из них (Алтае-Саянским) было связано образование рассмотренной выше Алтае-Саянской области, с широким развитием внутриплитового магматизма. Другой плюм контролировал образование Вилуйской большой изверженной провинции. Последняя охватила (см. рис. 11) значительные пространства восточной части Сибирской платформы (в современных координатах). Здесь возникла трехлучевая система рифтовых зон, одна ее ветвь представлена Вилуйским рифтом, а две другие ветви — краевыми расколами, определившими современную восточную границу Сибирского палеоконтинента. Вилуйский рифт имеет протяженность около 800 км при ширине 450 км и характеризуется сложной структурой. Вдоль его бортов прослеживаются поля алмазонасных кимберлитов и протяженные дайковые пояса. Строение внутренних участков рифта определяет система продольных впадин, выполненных осадочными, вулканическими и вулканогенно-осадочными породами (D_2-C_1), и разделяющих эти впадины поднятий [Киселев и др., 2010; Кузьмин и др., 2011; Kiselev et al., 2012; Ярмолюк, Кузьмин, 2012].

Магматические события в пределах рифтовой области датируются средним—поздним девонem. Они происходили на фоне сводового поднятия в центральной части области и были представлены толеитовыми и щелочными базальтами, трахибазальтами, а также массивами ультраосновных щелочных по-

Рис. 10. Схема размещения позднекембрийских—ордовикских магматических пород с внутриплитными характеристиками в структурах каледонид Центральной Азии.

1 — базальты ОИВ типа, агапитовые граниты, нефелиновые сиениты, 500—465 млн лет; 2 — кратоны; 3 — раннепалеозойская большая изверженная провинция; 4 — раннепалеозойские граниты; 5 — каледониты; 6 — докембрийские террейны.

табам гранитоидного магматизма, выделяемого также, как Early Paleozoic Large Igneous Province of the Central Asia [Ярмолюк и др., 2006; Izokh et al., 2008].

В среднем палеозое магматическая активность в регионе усилилась, и в это время в его пределах сформировалась Алтае-Саянская

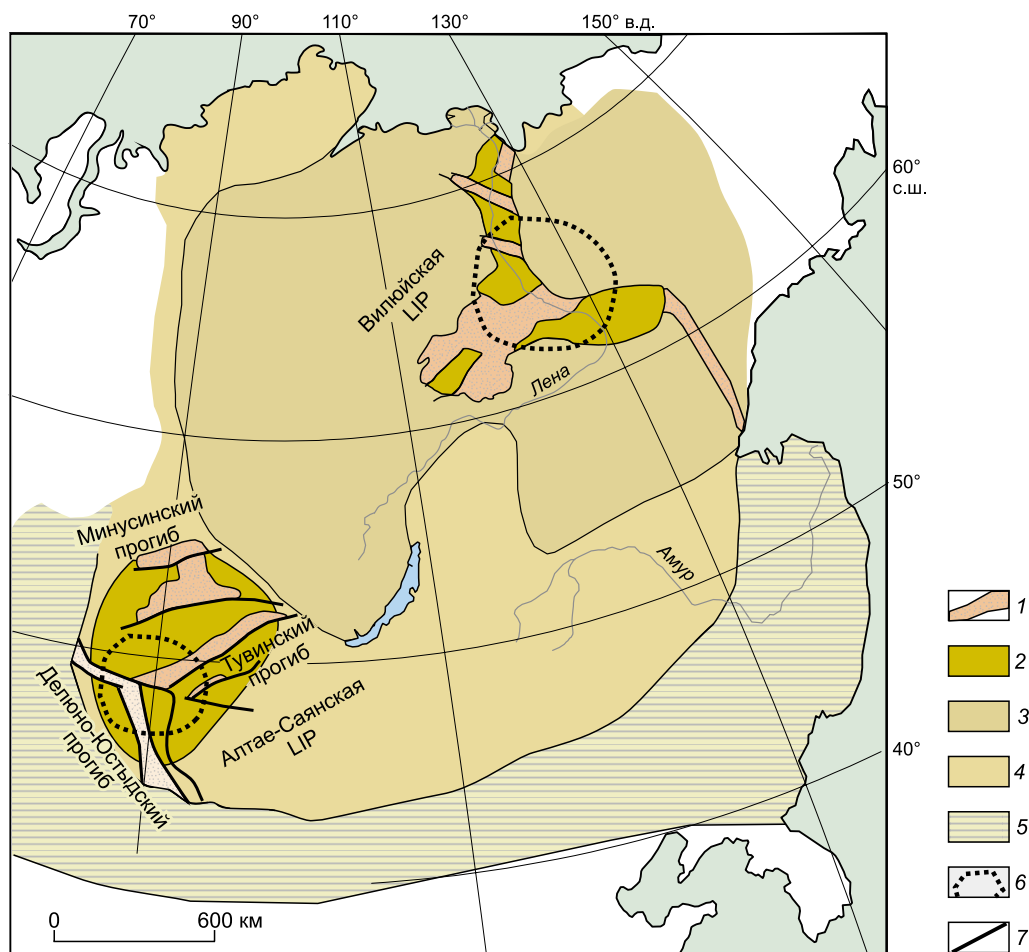


Рис. 11. Среднепалеозойская эпоха внутриплитного магматизма в пределах Сибири и формирование Алтае-Саянской и Вилуйской внутриплитовых провинций.

1 — вулканические прогибы и грабены, 2 — область сводообразования (плечи рифтов и прогибов), 3 — Сибирская платформа, 4 — каледонское складчатое обрамление платформы, 5 — Палеоазиатский океан, 6 — проекции мантийных плюмов, 7 — разломы.

род с карбонатитами, тяготеющими к восточному краю Сибирской платформы, району Сетте-Дабану. На северо-западном плече Вилуйского рифта в девоне происходило внедрение кимберлитов. За время формирования Вилуйского рифта было извержено большое количество вулканитов — более чем 100 тыс. км³.

Металлогенический потенциал Вилуйской провинции определяют, в первую очередь алмазонасные кимберлиты. Поля последних контролируются дайковыми поясами, следующими вдоль бортов Вилуйского рифта. С карбонатитовыми массивами Сетте-Дабана связана редкометалльно-редкоземельная минерализация, установленная в связи с карбонатитовыми массивами Горноозерское, Хамнинское, Воин, Гек, Поворотный. Возраст массивов оценивается главным образом интервалом ранний—средний девон (400—370 млн лет) [Зайцев, Энтин, 1992]. С образованием Вилуйской провинции, по-видимому, следует связывать Ta-Nb-Sc-REE минерализацию Томторского карбонатитового массива, возраст которой оценен в 394 млн лет [Владыкин и др., 2013]

Позднекарбоновая-раннепермская эпоха

В эту эпоху в интервале 320—275 млн лет в южной части Сибирского континента, отвечающей складчатому обрамлению платформы, сформировались две крупные изверженные провинции: Баргузин-Витимская и Тарим-Монгольская (рис. 12).

Баргузин-Витимская изверженная провинция. Ее основу составляет Ангаро-Витимский батолит, который занимает территорию более 150 тыс. км² (рис. 13). Батолит представляет собой единое лополитоподобное тело со средней мощностью 5—7 км, с отдельными раздувами, уходящими до глубин

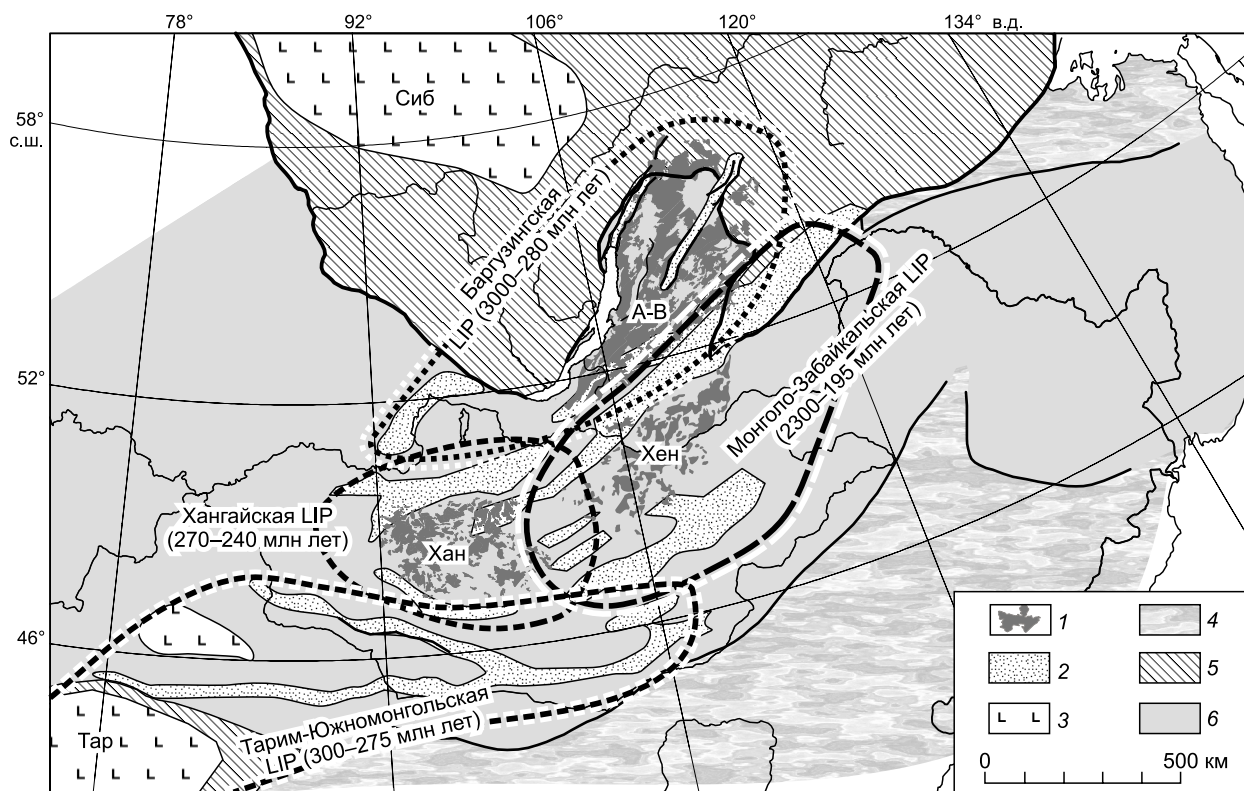


Рис. 12. Позднепалеозойские—раннемезозойские крупные изверженные области (LIP) Северной Азии.

1 — граниты батолитов, 2 — зоны развития грабенов и рифтогенного магматизма, 3 — траппы Сибирской платформы и Тарима, 4 — комплексы океанического бассейна, 5 — кратоны, 6 — складчатое обрамление кратонов. Буквами обозначены трапповые провинции: Сиб — Сибирская, Тар — Таримская; батолиты: А-В — Ангаро-Витимский, Хан — Хангайский, Хен — Хентейский.

30 км [Турутанов и др., 2006]. По-видимому, его объем приближается к 1 млн км³. Батолит сложен биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранодиоритами и гранитами, монцонитоидами, сиенитами и граносиенитами и лейкогранитами [Литвиновский и др., 1992]. Согласно данным, полученным разными методами датирования (U-Pb, Ar-Ar, Rb-Sr), возраст пород батолита варьирует в диапазоне 330—280 млн лет [Ярмолюк, Коваленко, 2003б; Цыганков и др., 2007, 2010]. В то же время датирование пород батолита U-Pb методом по микронавескам и единичным зернам циркона показало, что формирование всех многочисленных комплексов Ангаро-Витимского батолита произошло в более узком интервале: 303 ± 7 — 281 ± 1 млн лет [Ярмолюк, Коваленко, 2003б; Ковач и др., 2012].

Одновременно с батолитом вдоль его флангов сформировались рифтовые зоны. *Сыннырская зона* концентрирует в своих пределах нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, пуласкиты, щелочные граниты, а также субщелочные породы — сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты. Возраст пород зоны оценивается в интервале 295—288 млн лет [Ярмолюк и др., 2013]. В *Удино-Витимской зоне* распространены массивы габбро-монцонитов, щелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов, а также дайки бимодальных ассоциаций. Возраст магматических пород зоны 295—275 млн лет [Litvinovsky et al., 2011]. *Восточно-Саянская зона* прослеживается вдоль восточной границы Тувы и далее вдоль хр. Восточный Саян. В ней сосредоточены массивы агапитовых и плюмазитовых гранитоидов, нефелитовых сиенитов и габбро-сиенитов, возраст которых определяется интервалом 305—292 млн лет [Ярмолюк и др., 2011]. Породы внутриплитной специфики широко распространены и во внутренних участках батолита. Здесь они представлены синплутоническими дайками и штоками щелочных основных пород [Ярмолюк и др., 1997], имеющими площадное распространение и характеризующимися минглинг-соотношениями с гранитоидами батолита [Литвиновский и др., 1992]. Кроме того, они образуют в осевой части батолита особую *Сайженскую рифтовую зону*, контролирующую распространение тел щелочных пироксенитов, ийолитов, уртитов, нефелитовых сиенитов и карбонатитов. Эти породы объединены в сайженский комплекс, возраст которого составляет 295—280 млн лет [Дорошкевич и др., 2011].

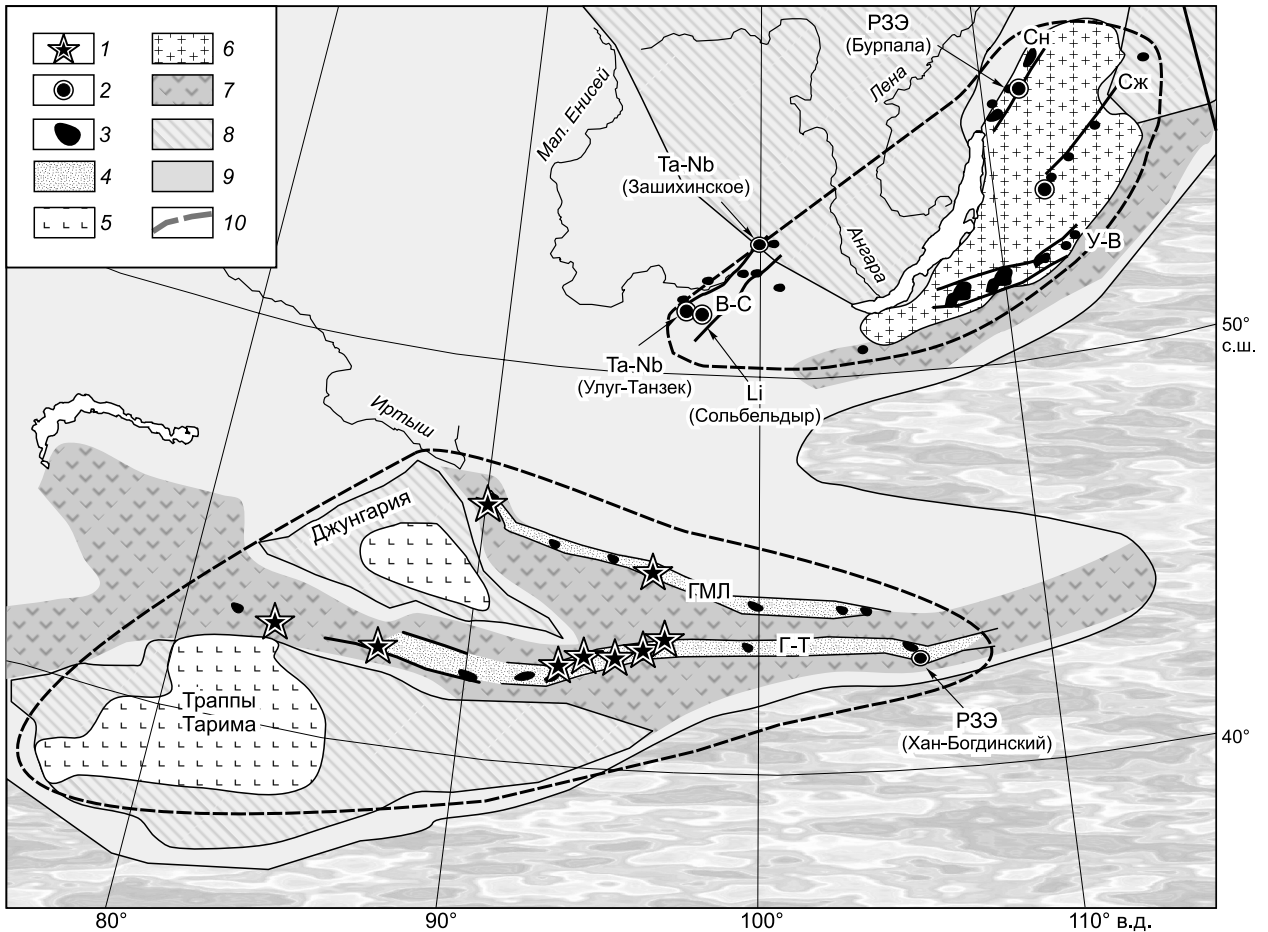


Рис. 13. Позднекарбоновые—раннепермские крупные изверженные провинции Центральной Азии, сформированные в интервале 305—275 млн лет.

1 — интрузии пикритов и пикродолеритов с Cu-Ni-Pt минерализацией, 2 — щелочные гранитоиды с редкометалльной минерализацией, 3 — массивы редкометалльно и благороднометалльно специализированных пород, 4 — рифтовые зоны (Г-Т — Гоби-Тяньшаньская, ГМЛ — Главного Монгольского линиямента, В-С — Восточно-Саянская, Сж — Сайженская, Сн — Сыннырская, У-В — Удино-Витимская), 5 — траппы, 6 — Ангаро-Витимский батолит, 7 — вулканические комплексы раннесреднекарбонового краевого пояса, 8 — кратоны, 9 — палеозойские складчатые области, 10 — проекции мантийных плюмов.

Близость возраста пород рифтовых зон и батолита определяется, по нашему мнению, общим источником эндогенной активности, а именно, воздействием мантийного плюма. В краевых участках ареала его воздействие привело к образованию зон рифтового магматизма, а в центральной — к анатектическому плавлению коры под влиянием тепла мантийных магм. О связи анатексиса и активности мантийного плюма свидетельствует в частности то, что в строении центральных участков батолита участвуют многочисленные дайки щелочных габброидов [Литвиновский и др., 1992; Ярмолюк и др., 1997], являющихся продуктами мантийных магм и внедрившихся одновременно с гранитами батолита.

Металлогенический потенциал Баргузинского магматического ареала определяют магматические породы его рифтовых зон.

Сыннырская зона трассируется рядом массивов щелочных пород — Акит, Бурпала, Гоуджекит, Сынныр, Якша, Манюкан, Хороб. Породы массива Бурпала и Акит представляют собой редкометалльные (Ta, Nb, Zr, Y, TR) месторождения [Рипп и др., 2006; Сотникова, 2009; Сотникова, Владыкин, 2009]. Из них более крупным является массив Бурпала. Массив Акит этой зоны по размерам существенно меньше (4.5 км²). Он формировался в последовательности: нефелиновые сиениты → щелочные сиениты → кварцевые сиениты → щелочные граниты. С массивом связаны линейные зоны микроклинитов, альбититов и флюорит карбонатных жил с тайниолитом (карбонатитов), рудоносных на РЗЭ и Y.

В *Восточно-Саянской зоне* известны месторождения Улуг-Танзек, Соль-Бельдыр, Снежное, Зашихинское и другие [Ярмолюк и др., 2011б]. Рудоносными здесь являются редкометалльные агапитовые и

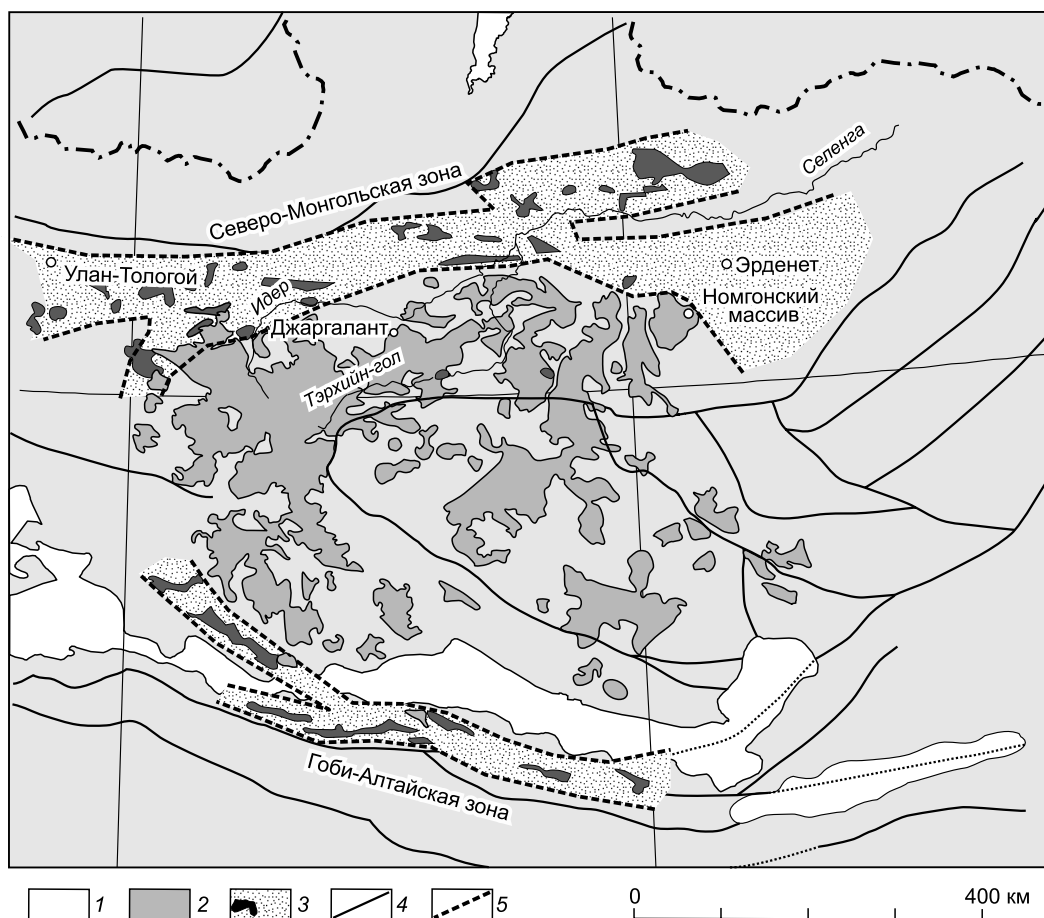


Рис. 14. Схема строения Хангайского зонального магматического ареала.

1 — кайнозойские впадины, 2 — граниты батолита, 3 — выходы пород бимодального комплекса и щелочные граниты, 4 — разломы, 5 — границы зон.

плюмазитовые граниты. Они слагают ряд массивов, которые в виде протяженной (> 450 км) цепочки тел север-северо-восточного простирания прослеживаются вдоль восточной границы Тувы и далее вдоль хр. Восточный Саян. Рудный потенциал зоны наиболее ярко представляет редкометалльно-редкоземельное месторождение Улуг-Танзек. Оно связано с небольшим (1700 × 900 × 100 м) интрузивным телом щелочных гранитоидов, насыщенных мелкой равномерной вкрапленностью редкометалльных минералов и характеризующихся комплексным (Ta, Nb, Zr, Hf, PЗЭ, Li, Th, U, криолит) оруденением [Гречищев и др., 2010].

С породами месторождения Улуг-Танзек по рудно-магматическим характеристикам сближается Зашихинское месторождение. Оно также связано со щелочными гранитами. Породы в целом обогащены Ta, Nb, Zr, Hf, PЗЭ, Y, U, Th, Li, Rb, F, Be, Zn, Mo, Pb, P, в них очень низкие содержания Ba, Cs, Sr. По содержаниям Ta, Li, Rb, Be, F руды Зашихинского месторождения приближаются к танталоносным Li-F-гранитам (%): 0.03 Ta₂O₅; 0.15 Nb₂O₅; 0.32 ZrO₂ и 0.01 HfO₂.

Обогащенность пород Восточно-Саянской зоны литием наиболее ярко проявлена в форме сподуменовых пегматитов, образовавших Сольбельдерское пегматитовое поле. В нем выявлено несколько жильных серий сподуменовых пегматитов с комплексной Li-Cs-Ta-Sn-Be минерализацией, а также пегматитов альбит-лепидолитового типа с B, F, Be, Li, Ta минерализацией [Кузнецова, 2011].

Тарим-Южномонгольская изверженная провинция включает траппы Тарима (на западе) и рифтовые зоны Гоби-Тяньшаньскую и Главного Монгольского линеамента (на востоке) (рис. 14). Площадь развития траппов составляет около $2.5 \cdot 10^5$ км², объем оценивается в 100 тыс. км³, а возраст излияний установлен в интервале 275—287 млн лет [Zhong et al., 2008; Li et al., 2008]. К востоку от трапповой области выделяются зоны развития пикродолеритовых и пикритовых интрузивов, нередко с Cu-Ni оруденением. Возраст массивов оценивается в интервале 292—275 млн лет [Han et al., 2004; Mao et al.,

2006; Pirajno et al., 2008]. В ассоциации с этими массивами отмечаются гранитоиды повышенной щелочности и щелочные, а также их вулканогенные эквиваленты (Yu et al., 2011; Козловский и др., 2012). Еще далее к востоку прослеживаются рифтовые зоны — Гоби-Тяньшаньская и Главного Монгольского линеамента [Коваленко и др., 2006б; Козловский и др., 2006, 2012; Ярмолюк и др., 2008б, 2013], которые в западных своих сегментах переходят в зоны развития базит-ультрабазитовых ассоциаций (см. рис. 12).

Гоби-Тяньшаньская рифтовая зона (см. рис. 13) представлена широтной цепью грабенов, протянувшихся из Северо-Западного Китая через всю Южную Монголию. Грабены выполнены породами вулканического бимодального комплекса (базальты, комендиты, пантеллериты, трахириолиты), с которыми ассоциируют массивы щелочных гранитов. Продолжительность развития рифтовой зоны оценена интервалом 317—280 млн лет на основе U-Pb и Rb-Sr датирования щелочных гранитов и вулканитов из разных ее участков [Ярмолюк и др., 2008; Козловский и др., 2012].

Рифтовая зона Главного Монгольского линеамента (см. рис. 13) контролируется тектонической границей между структурами каледонид и герцинид Монголии. Она в основном трассируется выходами массивов щелочных гранитов, которые прослеживаются с перерывами на протяжении более 800 км. Возраст таких же пород рифтовой зоны, согласно данным Rb-Sr изохронного датирования [Wang, Han, 1994; Han et al., 1997], варьирует в интервале 295—285 млн лет. Формирование рифтовой зоны Главного Монгольского линеамента произошло в том же интервале времени, что и образование Гоби-Тяньшаньской зоны.

Щелочные граниты Южной Монголии характеризуются повышенной редкометалльностью (Zr-P3Э минерализация). Наиболее перспективным объектом являются щелочные граниты Хан-Богдинского массива. Его возраст оценивается в интервале 290—287 млн лет [Коваленко и др., 2006а]. Редкометалльная минерализация в массиве связана с телами слоистых экеритов, щелочно-гранитных пегматитов, рокалитов и пантеллеритов, возникших после образования щелочных гранитов главной интрузивной фазы [Ярмолюк, Кузьмин, 2012].

Рассматривая Тарим-Южномонгольскую область в целом, отметим, что ее образование происходило в условиях активной континентальной окраины, развитие которой завершилось к рубежу 330—325 млн лет. Внутриплитная изверженная провинция формировалась после перерыва в магматической активности продолжительностью в 10—30 млн лет. Ее становление сопровождалось крупномасштабными сбросами и образованием системы грабенов [Ярмолюк, Кузьмин, 2012]. Объем траппов оценивается в 100 тыс. км³ [Zhong et al., 2008]. Объем магматических продуктов, возникших в ходе образования Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, превосходил 50 тыс. км³ [Ярмолюк, Коваленко, 1991]. Учитывая эти параметры, можно рассматривать магматическую область (Тарим-Южномонгольскую) в качестве крупной изверженной провинции [Bryan, Ernst, 2008].

Позднепермская-раннетриасовая эпоха

В эту эпоху формировались Хангайская и Сибирская (трапповая) провинции, связанные с двумя различными горячими точками: первая — с Монгольской, которая в предыдущую эпоху была ответственна за формирование Тарим-Южномонгольского магматического ареала, а вторая — с Баргузинской. Последнюю называют также Сибирской, а согласно [Kuzmin et al., 2010], Исландской горячей точкой, над которой Сибирский континент вращался по часовой стрелке в позднем палеозое—раннем мезозое [Кузьмин и др., 2011]. Поэтому понятно, почему Монгольская горячая точка оказалась под Хангаем, а Баргузинская (Исландская) под сибирскими траппами.

Хангайская магматическая провинция характеризуется концентрической зональностью. Центральную ее часть образует Хангайский батолит, по обрамлению которого прослеживаются Гоби-Алтайская и Северо-Монгольская рифтовые зоны (см. рис. 14).

Хангайский батолит образован серией крупных массивов гранитоидов, сосредоточенных на общей площади, превышающей 150 тыс. км². Батолит является огромной пластиной [Турутанов и др., 2007] со сложно построенной подошвой и субгоризонтальной кровлей, средняя мощность которой составляет 5—7 км. Объем гранитоидов составляет около 700 тыс. км³. В строении батолита принимают участие гранитоиды нормального и субщелочного рядов [Dergunov et al., 2001; Jahn et al., 2004; Оролмаа и др., 2008; Ярмолюк и др., 2013б]. Основной объем батолита составляют роговообманково-биотитовые и биотитовые гранодиориты и граниты нормального ряда щелочности, а также субщелочные лейкократовые и биотитовые граниты и граносиениты [Федорова, 1977]. С гранитами сопряжены штоки, дайки, небольшие массивы габбро и габбро-диоритов, которые как по геологическим соотношениям, так и по геохронологическим данным являются одновозрастными с гранитами. По составу пород и сопряженной с ними Cu-Ni (с Pt) минерализации некоторые массивы сближаются с рудоносными расслоенными массивами Тарим-Южномонгольской провинции [Поляков и др., 2008]. Возраст пород батолита установлен в диапазоне 269—242 млн лет назад [Takahashi et al., 2000; Jahn et al., 2004; Оролмаа и др., 2008; Ярмолюк и др., 2008а], что позволяет оценить длительность формирования батолита интервалом около 27 млн лет.

Гоби-Алтайская рифтовая зона, обрамляющая батолит с юга (см. рис. 14), представлена линейной цепью грабенов, выполненных породами бимодального вулканического комплекса: базальтами, комендитами, пантеллеритами, а также сопряженными с их выходами массивами щелочных гранитов и сиенитов. Осевые части грабенов трассируются поясами даек, совокупная мощность которых местами превышает 1000 м [Ярмолюк, Коваленко, 1991]. Это позволяет сделать вывод о достаточно больших по амплитуде растяжениях в ходе образования рифтовой зоны. Возраст вулканических пород рифтовой зоны определяется на основании палеофлористических данных как конец ранней перми—поздняя пермь [Ярмолюк, Коваленко, 2003б]. Единственная наша Rb-Sr датировка по вулканическим породам зоны в целом (274 млн лет) согласуется с этой оценкой. Возраст щелочных гранитов зоны несколько древнее и варьирует в диапазоне 278—290 млн лет (наши неопубликованные данные Ag-Ag датирования пород по амфиболу).

Северо-Монгольская рифтовая зона прослеживается по северному обрамлению Хангайского батолита. В структурном отношении зона представляет достаточно широкую эшелонированную систему грабенов, выполненных базальтовыми и базальт-трахит-пантеллеритовыми вулканическими толщами. В ее пределах также сосредоточены многочисленные массивы щелочных гранитов, сиенитов и габбро-монзонитов. Протяженность зоны составляет более 500 км при ширине до 70 км. В соответствии с палеоботаническими данными время ее формирования пришлось на верхнюю пермь [Ярмолюк, Коваленко, 1991]. Полученные U-Pb и Rb-Sr результаты изохронного датирования определяют время рифтогенного магматизма в Северной Монголии в интервале 268—250 млн лет.

Вблизи восточного окончания рифтовой зоны с ней сочленяются структуры Орхон-Селенгинского прогиба, сформированные по северо-восточному обрамлению Хангайского батолита. Магматические ассоциации прогиба представлены мощными толщами позднепермских—раннетриасовых лав основного состава, формирование которых происходило в интервале 260—240 млн лет [Берзина, Сотников, 2007; Берзина и др., 2009]. В ходе образования прогиба возникли многочисленные силлы, дайки, штоки габбро и габбро-монзонитов. Этому этапу отвечает Номгонский расслоенный массив, расположенный вблизи края батолита, который содержит Cu-Ni оруденение с платиновой минерализацией. Его возраст оценен в 256 млн лет [Изох и др., 2011]. Близким к нему по возрасту (249—252 млн лет) и составу является Нарийн-Толбурийнгольский массив. По данным А.Э. Изоха [Изох и др., 2011], подобные массивы известны и в других участках зонального ареала.

В целом имеющиеся данные позволяют связать Хангайский ареал с воздействием мантийного плюма. Об этом свидетельствуют:

1. Одновозрастность магматических событий, приведших к образованию гранитов батолита и бимодальных и щелочно-гранитоидных комплексов в пределах рифтовых зон по его обрамлению. Формирование всего ареала произошло в интервале 268—242 млн лет [Ярмолюк и др., 2013б].

2. Распространенность пород мантийного генезиса по всей площади зонального ареала. В рифтовых зонах они представлены базальтами вулканических ассоциаций, в пределах батолита — синплутоническими интрузиями базитов с зонами минглинга на контактах с гранитоидами. Независимо от своего положения в строении ареала базиты относятся к умеренно или высокотитанистым разновидностям и обладают близкими геохимическими и изотопными параметрами, отвечающими умеренно обогащенной мантии [Ярмолюк и др., 2013б].

3. Участие позднепермских щелочных гранитов, индикаторных для внутриплитных магматических областей, не только в строении рифтовых зон, но и в виде единичных массивов в центральных участках батолита (см. рис. 14) [Ярмолюк и др., 2013б].

4. Независимость изотопного состава значительной части гранитоидов батолита от состава пород вмещающей коры и его сходство с составом щелочно-салических пород рифтовых зон, контролируемым мантийным источником (рис. 15). Это свидетельствует о ведущей роли мантийного андерплейтинга в образовании батолита.

5. Огромные объемы магматических продуктов (до 1 млн км³) и их концентрация в границах зональных ареалов, что указывает на локальный и изолированный источник магматизма.

Все это позволяет нам рассматривать Хангайский магматический ареал в качестве крупной изверженной провинции (LIPs), связанной с мантийным плюмом.

Металлогения ареала определяется в первую очередь редкометалльной специализацией (Zr, Nb, P3Э), свойственной щелочным гранитам и их вулканическим аналогам в рифтовых зонах. Наиболее крупным является месторождение Улан-Тологой (Северо-Монгольская рифтовая зона). Месторождение связано с небольшим штоком агпаитовых сиенитов и гранитов, обогащенных Zr (до 3500 г/т), Nb (до 1500 г/т), Ta (до 100 г/т), Li (до 350 г/т), Y (до 300 г/т), Th (до 250 г/т). Металлогения рифтовой зоны не ограничивается редкометалльной специализацией [Dergunov et al., 2001]. С развитием ареала связано образование крупнейшего Cu-Mo-порфирового месторождения Эрденет, а также расслоенных массивов с Ni-Cu-Pt минерализацией, например, Номгонского массива. По формационному составу массивы пос-

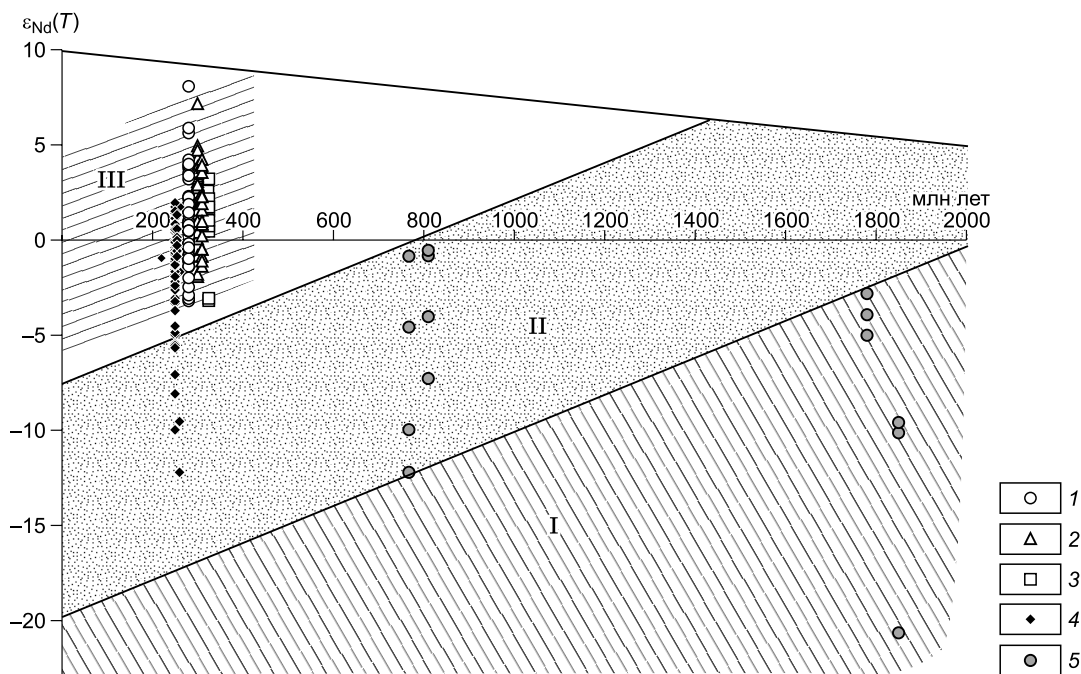


Рис. 15. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ — T для пород Хангайского зонального магматического ареала.

1 — базиты рифтовых зон и синплутонических интрузий батолита, 2 — салические породы Гоби-Алтайской рифтовой зоны, 3 — салические породы Северо-Монгольской рифтовой зоны, 4 — гранитоиды Хангайского батолита, 5 — породы вмещающих комплексов.

I — поле изотопного состава коры раннедокембрийских структур Дзабханского и Тарбагатайского блоков, II — поле изотопного состава коры раннебайкальских структур, III — поле изотопных составов пород рифтовых зон в обрамлении батолита.

ледного типа сопоставляются с рудопродуктивными расслоенными массивами Тарим-Южномонгольского ареала, что позволяет говорить о сходстве магматизма обоих ареалов [Ярмолюк и др., 2013б].

Сибирская трапповая и Западно-Сибирская рифтовая провинции. Наиболее масштабным событием, связанным с внутриплитовым магматизмом в истории Сибирского континента стало образование гигантской магматической провинции, объединившей трапповую область Сибирской платформы и рифтовую систему Западной Сибири (рис. 16). Траппы распространены на площади свыше 1500 тыс. км², а их объем примерно равен $1.5 \cdot 10^6$ км³. Вулканизм рифтовой системы был связан с грабенами, которые прослеживаются через всю Западно-Сибирскую низменность от ее южной границы до акватории Ледовитого океана, имея протяженность до 1500 км и более (см. рис. 16). В пределах рифтов сформировались бимодальные вулканические ассоциации с участием базальтов, в том числе щелочных и риолитов.

С породами Сибирской трапповой провинции связан комплекс эндогенного оруденения, включающий месторождения Ni-Cu-Pt, Fe-Pt, Mg-Fe [Добрецов и др., 2010], прежде всего, уникальные Ni-Cu-Pt месторождения Норильского района и железорудные Ангаро-Илимского района. Существующие возрастные оценки [Альмухамедов и др., 1999; Reichow et al., 2009] свидетельствуют, что в целом трапповая провинция сформировалась в очень узком возрастном диапазоне 250—248 млн лет. В то же время имеются указания на многоэтапность развития магматизма и Ni-Cu-Pt оруденения в ареале Сибирской крупной изверженной провинции [Добрецов и др., 2010]. Так, по данным U-Pb (SHRIMP)-датирования цирконов рудоносных пород Норильского интрузива [Петров и др., 2006], выделяются три их генерации с возрастными оценками 260 ± 5 и 250.7 ± 1.5 (резорбированные кристаллы) и 228.4 ± 1.4 млн лет (идиоморфные оторочки). Более выразительно эта многоэтапность прослеживается в развитии пермотриасового магматизма Кузбасса. Здесь выявлена следующая последовательность эндогенных событий: дайки долеритов и диоритов (262—269 млн лет) → ташаринский пикрит-долеритовый комплекс (257—252 млн лет) → гранитоиды приобского комплекса (255—249 млн лет) траппы Кузбасса (250—246 млн лет) → долериты, монцодиориты, керсантиты Томского ареала (243—238 млн лет) → граниты и лейкограниты барлакского комплекса (240 млн лет) [Добрецов и др., 2010]. Имеющиеся данные показывают, что образование Сибирской крупной изверженной провинции произошло в том же возрастном интервале, в котором произошло формирование Хангайского ареала, но, в отличие от последнего, в истории ее развития одна вспышка магматизма по своим масштабам резко преобладала над всеми остальными.

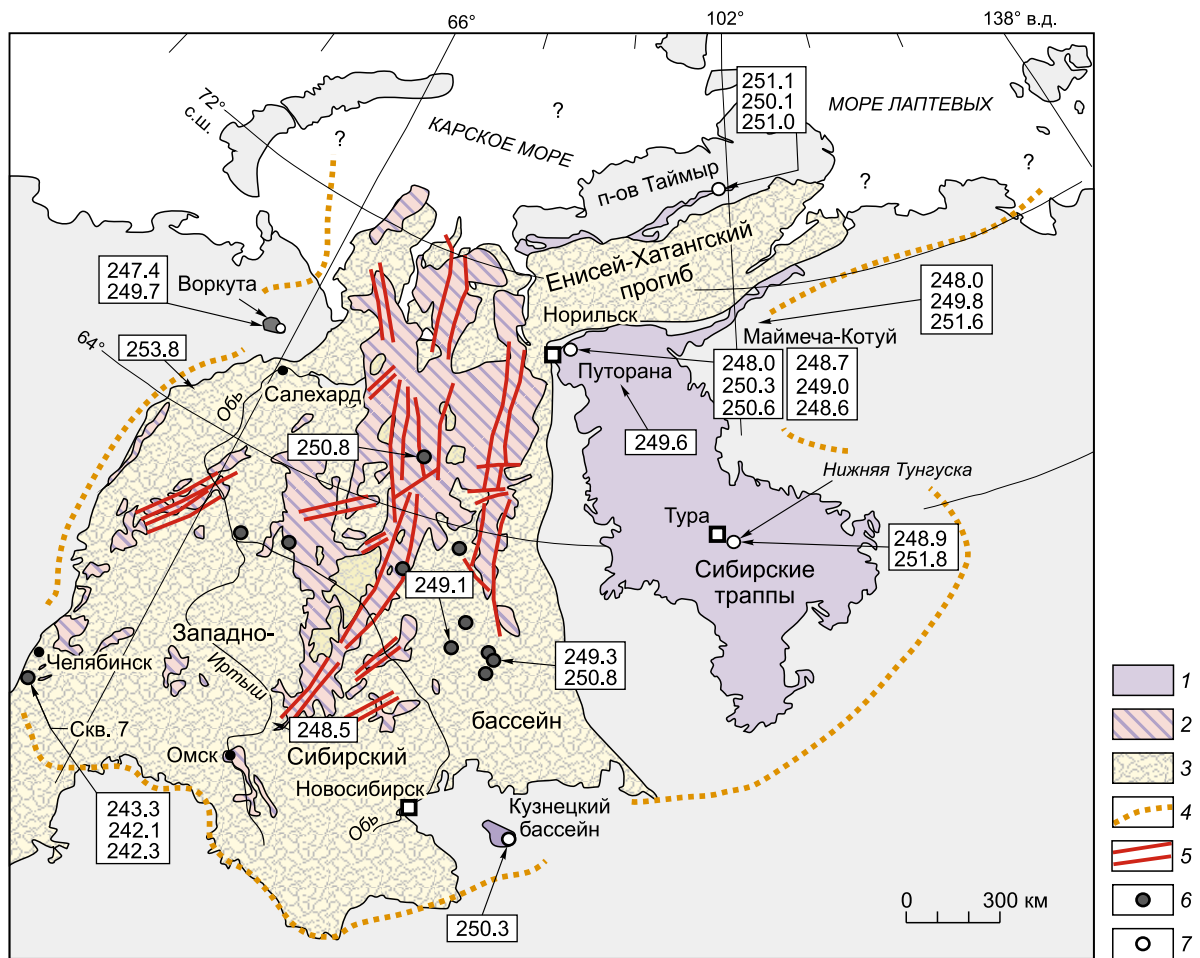


Рис. 16. Расположения позднепермского-раннетриасового внутриплитового магматизма в пределах Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты.

1 — выходы траппов, 2 — погребенные базальты и туфы, 3 — чехол Западно-Сибирской плиты, 4 — границы вулканической провинции, 5 — рифты, 6, 7 — места отбора проб: 6 — из керна скважин, 7 — из выходов базальтов.

Триас-раннеюрская эпоха

На рубеже 230 млн лет назад произошло столкновение Сибирского и Северо-Китайского континентов [Dergunov et al., 2000; Tomurtogoo et al., 2006; Kröner et al., 2007; Jian et al., 2008]. В результате закрылась Солонкерская ветвь Палеоазиатского океана, а также значительная часть Монголо-Охотского бассейна, западная граница которого сместилась к Буреинскому массиву. Этот рубеж стал также началом для формирования *Монголо-Забайкальского* зонального магматического ареала [Ярмолюк и др., 2002]. Его строение определяют Западно-Забайкальская, Хархоринская и Северо-Гобийская рифтовые зоны, которые соответственно с севера, запада и юга обрамляют расположенный между ними Хентейский батолит (рис. 17). Последний объединяет большую группу крупных плутонов, распространенных на площади свыше 120 тыс. км². Эти плутоны сложены гранитоидами широкого диапазона составов от гранодиоритов до лейкогранитов [Коваль, 1998; Коваленко и др., 2003]. В краевых участках батолита отмечаются сравнительно небольшие массивы литий-фтористых гранитов. В подчиненном количестве распространены габбро и диориты, которые нередко образуют с гранитами зоны минглинга. В соответствии с геохронологическими данными [Коваленко и др., 2003; Ярмолюк и др., 2013б] формирование батолита произошло в интервале 225—195 млн лет.

Рифтовые зоны ареала представлены системами грабенов, выполненных породами бимодальных и щелочно-гранитоидных ассоциаций, с образованием которых также связаны массивы литий-фтористых гранитов и пояса даек основного и щелочно-салического состава [Литвиновский и др., 2001; Jahn et al.,

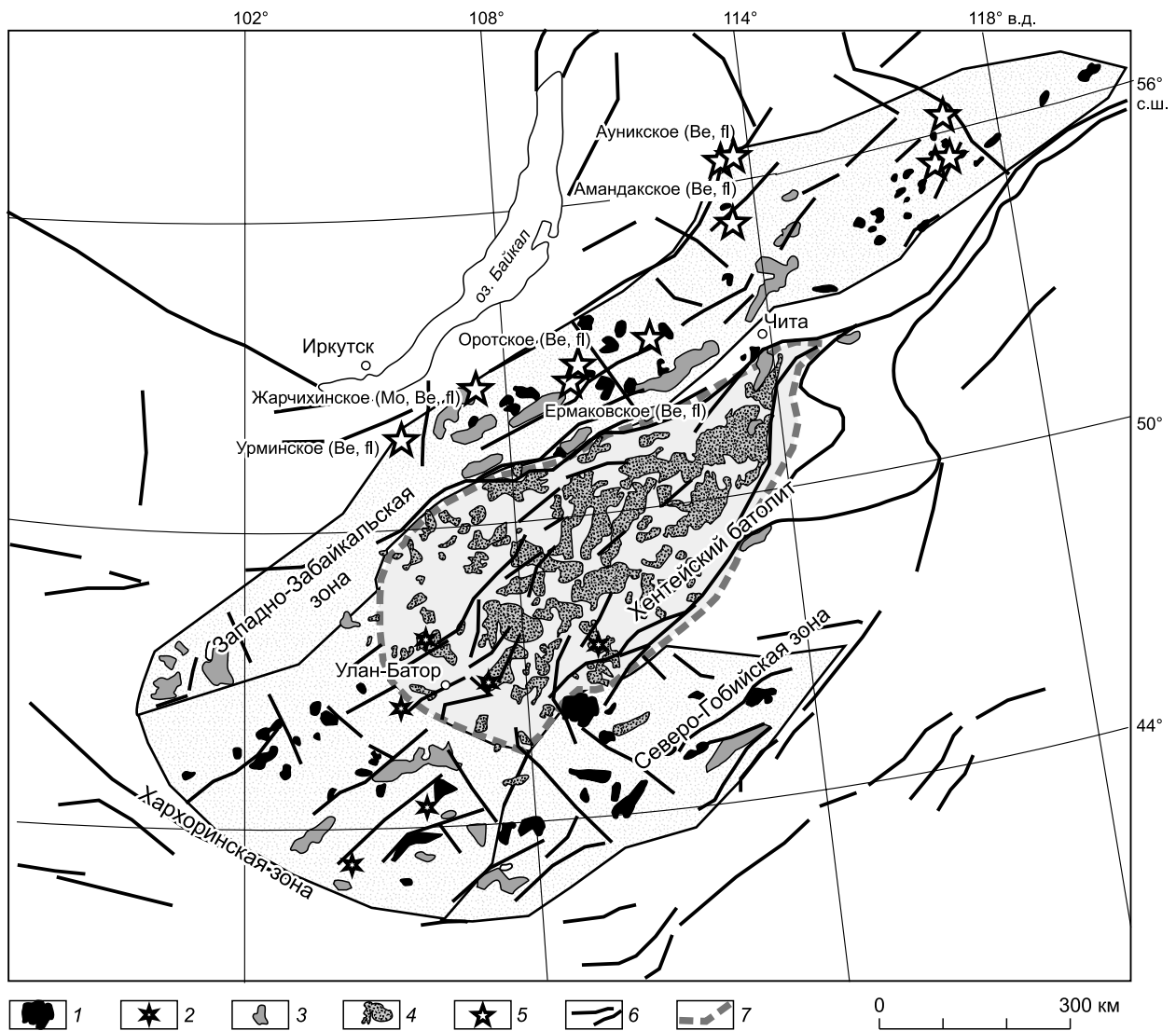


Рис. 17. Схема строения Хангайского зонального магматического ареала.

1 — субщелочные и щелочные граниты, 2 — литий-фтористые редкометалльные граниты, 3 — граниты батолита, 4 — базальт-пантеллеритовые ассоциации, 5 — месторождения и рудопроявления Ве, 6 — разломы, 7 — граница между внутренней и внешней зонами ареала.

2009; Ярмолук и др., 2013а,б]. Наиболее крупная Западно-Забайкальская рифтовая зона определяет северное обрамление Хентейского батолита. Она трассируется бимодальными вулканическими ассоциациями с участием комендитов и пантеллеритов цаган-хуртейской серии, а также щелочных гранитов малокуналейского комплекса. Возраст излившихся и интрузивных пород оценен интервалом 230—210 млн лет [Литвиновский и др., 2001; Воронцов и др., 2007; Jahn et al., 2009; Ярмолук и др., 2013а,б].

В пределах Хархоринской и Северо-Монгольской рифтовых зон распространены литий-фтористые и щелочные граниты, а также бимодальные вулканические ассоциации [Ярмолук и др., 2000, 2013а,б]. Li-F граниты в большей степени тяготеют к краевым участкам Хентейского батолита. Щелочные граниты и их вулканические аналоги — трахириолиты и пантеллериты более характерны для внешней отдаленной от батолита периферии зонального ареала. Возраст этих пород определяется диапазоном 196—221 млн лет [Коваленко и др., 2003; Ярмолук и др., 2013а,б].

Металлогеническую специфику Монголо-Забайкальского зонального ареала определяют магматические породы повышенной щелочности и щелочные, специализированные в отношении Zr, Nb, Li, РЗЭ, Sn, Mo, W, Be. Образование этих пород было связано с процессами рифтогенеза по обрамлению центрального Хентей-Даурского батолита и произошло в достаточно узком интервале времени между 225 и 195 млн лет.

Западно-Забайкальская рифтовая зона специализирована, прежде всего, на Be [Лыхин и др., 2011]. В ее пределах сосредоточены месторождения: Ермаковское, Оротское, Ауникское, Амондсекское, ассоциирующие со щелочными гранитами. Уникально по масштабам Ермаковское месторождение, формирование которого связано с малокуналейским комплексом [Лыхин и др., 2010; Ярмолюк, Кузьмин, 2012]. Основные минералы руд — флюорит, бериллиевые минералы: феноцит и бертрандит. Металлогеническая специализация зоны перспективна также на Mo и W (например, Харатоновское месторождение), а также на Li-F граниты.

В пределах Хархоринской и Северо-Монгольской рифтовых зон ареала основную металлогеническую нагрузку несут граниты Li-F-типа (Абдарский, Жангавланский, Бага-Газрынский и другие массивы), специализированные на Sn, W, Mo [Редкометалльные..., 1971].

Позднемезозойская-кайнозойская эпоха

К рубежу 190 млн лет по всей территории Северной Азии произошло прекращение внутриплитной активности. Эта пауза продлилась до рубежа ~ 160 млн лет назад. Смена режимов, по-видимому, была связана с началом раскрытия Атлантического океана, вследствие которого Сибирь была перемещена в восточном направлении за пределы Африканской LLSVP (см. рис. 9) [Kuzmin et al., 2010].

Возобновление внутриплитной деятельности во внутренних участках Сибирского (в целом Азиатского) континента произошло около 160 млн лет назад и протекала она в форме последовательной серии вспышек (этапов) активности.

Позднеюрский—раннемеловой этап (160—100 млн лет) стал временем формирования Восточно-Монгольской, Западно-Забайкальской, Южно-Хангайской и Центрально-Алданской рифтовых областей (рис. 18). Их становление было сопряжено с образованием систем грабенов и сопровождалось интенсивной магматической деятельностью. Наряду с преобладающими платобазальтами в это время возникли вулканические ассоциации с трахитами, трахириолитами, пантеллеритами, фонолитами, тефритами, а также небольшие массивы нефелиновых и лейцитовых сиенитов, щелочных сиенитов и гранитов лагитового типа по [Таусон и др., 1984], литий-фтористых гранитов и онгонитов, шонкинитов и карбонатитов [Самойлов, Коваленко, 1983; Коваленко и др., 2006б]. Расцвет тектонической и магматической активности пришелся на начало раннего мела (130—140 млн лет), когда в пределах области сформировалась система грабенов и произошли крупнообъемные (> 15000 км³) излияния платобазальтов [Ярмолюк и др., 1995, 2011а; Саватенков и др., 2010; Кузьмин и др., 2011].

Спецификой магматического этапа стало широкое проявление редкометалльного магматизма в форме карбонатитовых комплексов со Sr, Ba, REE оруденением, а также массивов щелочных и литий-фтористых гранитов, с которыми связаны месторождения Sn, W, Mn, Pb-Zn, Au и флюорита (см. рис. 18). По изотопам свинцов этих месторождений доказывается, что их происхождение связано со смешением корового и мантийных резервуаров [Дриль и др., 2010].

Позднемеловой—раннекайнозойский этап (100—25 млн лет) характеризовался угнетенной магматической активностью [Ярмолюк и др., 1995]. В Западно-Забайкальской, Южно-Хангайской и Восточно-Монгольской областях в это время формировались отдельные небольшие по размерам лавовые поля и щитовые вулканы. Состав вулканических продуктов определяли основные щелочные породы — тефриты, базаниты, нефелиниты, в меньшей степени субщелочные базальты. Объем вулканических продуктов этого времени не превышает первых сотен кубических километров.

Позднекайнозойский этап (< 25 млн лет) выделяется по активизации процессов внутриплитового магматизма и тектонической активности. Магматизм возобновился в пределах Западно-Забайкальской, Южно-Хангайской и Центрально-Алданской вулканических областей, но, кроме того, возникли новые вулканические области, такие как Южно-Байкальская, Дариганга и другие, рассредоточенные по всей территории Центральной и Восточной Азии (см. рис. 10 в [Кузьмин и др., 2011]).

Завершая характеристику магматизма эпохи, следует отметить эволюционные тенденции в изменении состава его мантийных источников. По содержанию несовместимых элементов разновозрастные базальты эпохи близки к составу OIB, за исключением прежде всего Nb, Ta. Содержания последних относительно понижены в позднеюрских—раннемеловых породах [Саватенков и др., 2010]. В более молодых породах доля высокозарядных элементов последовательно возрастает, благодаря чему Nb-Ta минимум на спайдер-диаграммах постепенно исчезает и начиная с конца раннего мела $(Nb/La)_N$ становится больше единицы и растет во времени. При этом другие относительные геохимические характеристики практически не менялись.

Вариации изотопного состава пород, а следовательно, и состава источников расплавов также проявляют эволюционные тенденции [Саватенков и др., 2010]. На ранних (раннемеловых) стадиях развития области в составе источников преобладала мантия, существенно обогащенная компонентом EM-II. С конца раннего мела и на протяжении раннего кайнозоя в источнике расплавов стала преобладать мантия типа PREMA, а начиная с конца раннего мела и на протяжении позднего кайнозоя состав магматических

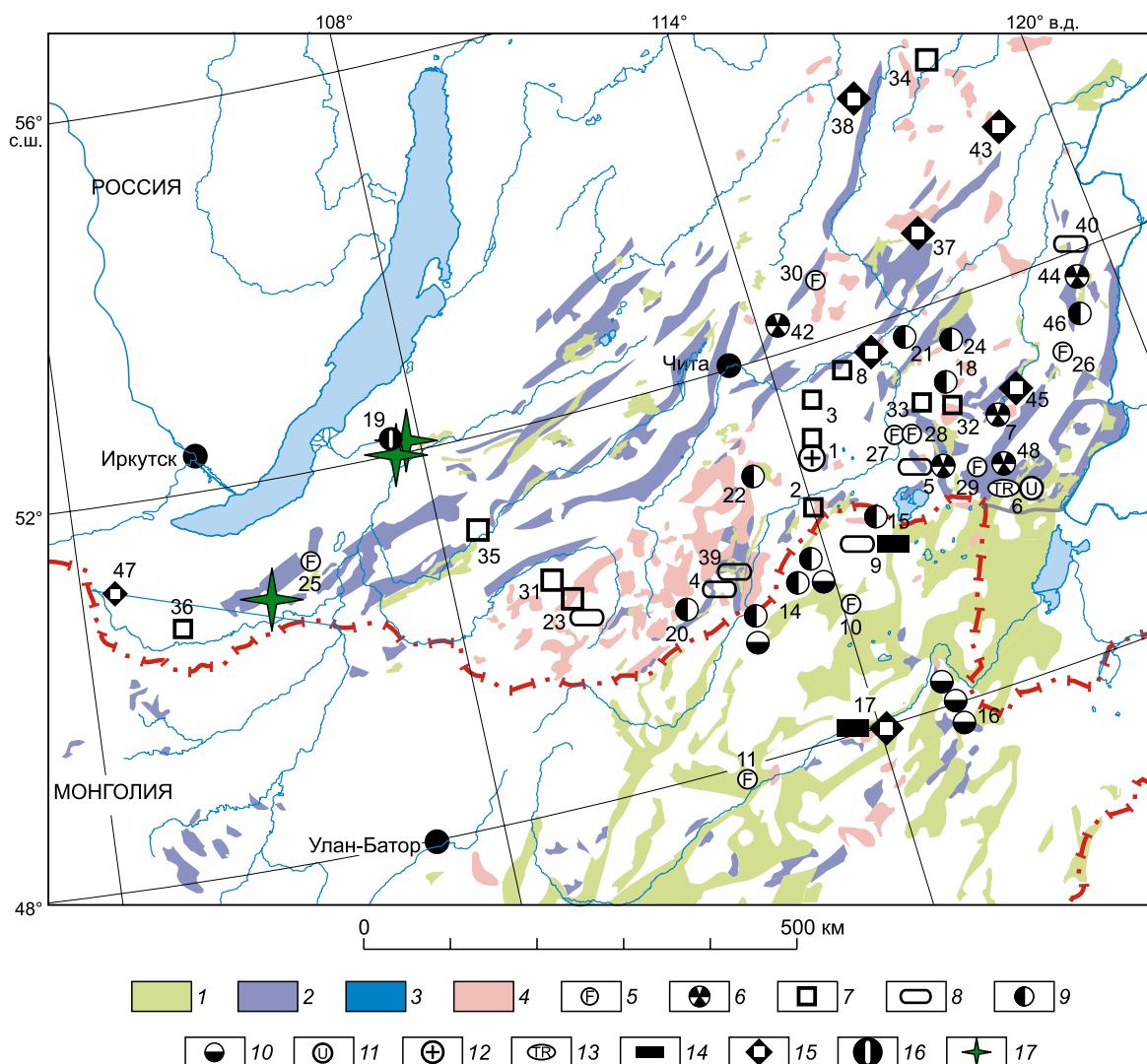


Рис. 18. Позднеюрский-раннемеловой (160—100 млн лет) рифтогенный магматизм Западно-Восточного Забайкалья и Восточной Монголии.

1—3 — позднемезозойские рифтогенные впадины: 1 — поздний мел; 2 — поздняя юра—ранний мел; 3 — средняя юра; 4 — позднемезозойские гранитоиды (шахтаминский, амуджикано-сретенский, кукульбейский комплексы); 5—15 — месторождения и рудные узлы: 5 — флюорита; 6 — полиметаллические руды; 7 — вольфрам; 8 — олово; 9 — золото; 10 — золото-серебряные руды; 11 — урановые руды; 12 — ниобий-тантал; 13 — редкоземельные элементы; 14 — медные руды; 15 — молибден; 16 — апатит; 17 — карбонатитовые комплексы. Цифрами обозначены месторождения, рудные узлы и поля: 1 — Спокойнинское, 2 — Дедовогорское; 3 — Барун-Шивеинское; 4 — Хапчерангинское; 5 — Шерловогорское; 6 — Стрельцовское; 7 — Александрово-Заводское; 8 — Завитинское; 9 — Ульдзинское; 10 — Хобобулак-Барунсузунское; 11 — Бэрх-Гумэнцогтинское; 12 — Харайраг-Иххэтское; 13 — Гобиугтал-Баянжаргаланское; 14 — Ононское; 15 — Хух-Удинское; 16 — Чойбалсанское; 17 — Арыннурское; 18 — Балейское; 19 — Ошурковское; 20 — Любавинское; 21 — Апрельковское; 22 — Ара-Илинское; 23 — Шумиловское; 24 — Андрюшкинское; 25 — Наранское; 26 — Солонечное; 27 — Жетковское; 28 — Калангуйское; 29 — Тарсунуйское; 30 — Усуглинское; 31 — Куналейское; 32 — Белухинское; 33 — Букукинское; 34 — Муолаканское; 35 — Бом-Горхонское; 36 — Джидинское р.п.; 37 — Жирекенское; 38 — Орекитканское; 39 — Тарбалдженское; 40 — Будюмканское; 41 — Моховое; 42 — Кручининское; 43 — Давендинское; 44 — Благодатское; 45 — Шахтаминское; 46 — Березовское; 47 — Мало-Ойнагорское; 48 — Кличка.

расплавов определяла комбинация источников с характеристиками PREMA и EM-I. Вариации изотопного состава Pb в целом согласуются с этой последовательностью смены изотопных источников, хотя в соответствии с ними взаимодействие источников PREMA и EM-I оставалось доминирующим на всех стадиях магматической эволюции области. Отметим также, что по изотопным характеристикам источники вулканизма ЮХВО сопоставляются с источниками базальтов океанических островов, таких как Питкерн и океанического плато Кергелен [Саватенков и др., 2010].

Отмеченные тенденции в изменении состава источников расплавов мы связываем с постепенным усилением роли Тихоокеанского горячего поля мантии в мантийном источнике магматизма, который, по-видимому, к началу позднемезозойской—кайнозойской эпохи еще сохранял в своем составе геохимические метки предшествующей позднепалеозойской—раннемезозойской эпохи.

ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ СЕВЕРНОЙ АЗИИ И ИХ СВЯЗЬ С МАНТИЙНЫМИ ПЛЮМАМИ

Палеогеодинамические реконструкции орогенических поясов Азиатского континента с позиций тектоники плит, с учетом восстановления прежних границ литосферных плит, а, соответственно, с выделением характерных геологических комплексов, а также в ряде случаев с выявлением латеральной металлогенической зональности, рассмотрены в работах [Зоненшайн и др., 1976, 1990; Кузьмин, Филиппова, 1979; Парфенов и др., 2003]. Петрологические и геохимические особенности магматических комплексов, связанных с разными геодинамическими обстановками рассмотрены в работах [Таусон и др., 1984; Кузьмин, 1985; и др.]. Проведен анализ геодинамических особенностей и металлогении Востока Азии с позиций террейнового анализа [Nokleberg et al., 2010]. В ходе этих работ была выявлена различная металлогеническая зональность, согласующаяся с тектоникой плит [Зоненшайн и др., 1976], были выделены металлогенические зоны или области, связанные с террейнами различной природы [Парфенов и др., 2003].

В последние годы нами были подробно рассмотрены условия проявления, геодинамические обстановки и изотопно-геохимические характеристики внутриплитового магматизма Сибирского кратона и его складчатого обрамления [Kuzmin et al., 2010; Кузьмин и др., 2010, 2011; Ярмолюк и др., 2011а, 2013б; Ярмолюк, Кузьмин, 2012]. Важным результатом стало обоснование представлений о том, что в окончательном формировании орогенических поясов и металлогении Северо-Восточной Азии важную роль сыграл внутриплитовый магматизм, связанный с процессами глубинной геодинамики (см. рис. 8).

Крупные внутриплитовые изверженные провинции были сформированы под действием Родинийского суперплюма, который обеспечил раскол Родинийского континента. В это время (700—650 млн лет) сформировались краевые в структуре платформы магматические зоны, включающие породы ультраосновного—основного состава, несущие медно-никелевое оруденение, а также зоны ультращелочных с карбонатитами интрузий, с которыми связаны редкометалльные и редкоземельные месторождения.

В дальнейшем в течение фанерозоя (до 190 млн лет) внутриплитовый магматизм Сибирского континента был связан с четырьмя крупными мантийными плюмами, родившимися в пределах Африканского горячего пояса. Эти плюмы: Алтае-Саянский, центр которого имеет координаты $40 \pm 15^\circ \text{N} — 360^\circ \text{E}$; Вилюйский — $35 \pm 15^\circ \text{N} — 360^\circ \text{E}$; Монгольский — $65 \pm 15^\circ \text{N} — 25—35^\circ \text{E}$ и Исландский (Сибирский), координаты центра которого отвечают современному положению Исландской горячей точки ($65^\circ \text{N} — 342^\circ \text{E}$).

Алтае-Саянский плюм проявился в девоне в краевой части континента, развивавшейся в это время в режиме активной континентальной окраины. В этой сложной геодинамической обстановке происходило взаимодействие погружающейся литосферной плиты с веществом поднимающегося плюма. В настоящее время такая геодинамическая обстановка характерна для восточной окраины Азиатского континента, где она была детально рассмотрена П.И. Федоровым [Федоров, 2006]. Эта обстановка была выделена также как западно-тихоокеанский тип активных окраин [Ярмолюк и др., 2013а]. Вулканы, связанные с этой геодинамической обстановкой, отличаются наличием как типичных островодужных известково-щелочных вулканических пород, так и вулканитов, имеющих внутриплитные геохимические характеристики. Им свойственны повышенные содержания редких литофильных элементов и преобладание легких лантаноидов над тяжелыми. В связи с данной геодинамической обстановкой отмечаются редкометалльные гранитоидные комплексы с Nb, Ta, Li и редкоземельной минерализацией [Ярмолюк, Кузьмин, 2012].

Вилюйская крупная изверженная провинция связана с Вилюйским плюмом. Вулканические породы представлены здесь толеитовыми базальтами, реже трахиандезитами. Карбонатиты известны в южной части Сетте-Дабанского рифта. Их возраст варьирует от 400—370 млн лет [Зайцев, Энтин, 1992]. С Вилюйским плюмом связано формирование среднепалеозойских алмазоносных кимберлитов [Kiselev et al., 2012; Ярмолюк, Кузьмин, 2012]. Карбонатиты характеризуются Ta, Nb, REE минерализацией. По-видимому, с этим плюмом можно связать и крупнейшее карбонатитовое месторождение Томтор, возраст которого составляет 394 млн лет (наши неопубликованные данные) и которое тяготеет к северной части изверженной провинции.

Тарим-Южномонгольская изверженная провинция связывается с Монгольским плюмом, который вначале так же, как и Алтае-Саянский плюм, проявился в пределах активной континентальной окраины. Результатом его воздействия на литосферу стало образование Таримской трапповой области, а также

Гоби-Тяньшаньской и Гоби-Алтайской рифтовых зон к западу от нее. С трапповым магматизмом связано образование кимберлитов, в зонах сбросов, обрамляющих трапповую область, возникли расслоенные массивы основных пород с Cu-Ni-Pt оруденением. На продолжении этих зон разломов в пределах Гоби-Тяньшаньской и Гоби-Алтайской рифтовых зон распространены бимодальные базальт-трахириолит-комендитовые вулканические ассоциации и многочисленные массивы щелочных гранитоидов (в том числе и Хан-Богдинский), с которыми связаны проявления редкометалльно-редкоземельной минерализации. В последующей геологической истории региона с воздействием Монгольского плюма связано образование ряда крупных магматических ареалов — Хангайского и Хентейского. Их последовательное смещение к востоку относительно друг друга было вызвано вращением Сибирского континента по часовой стрелке над мантийным плюмом [Kuzmin et al., 2010; Кузьмин и др., 2011]. В зону воздействия плюма попали участки утолщенной коры, что привело к формированию крупных внутриплитовых гранитных батолитов и по обрамлению последних рифтовых зон с многочисленными массивами-месторождениями редкометалльных гранитов. Продвижение Сибирского континента над Монгольским плюмом продолжалось вплоть до юры—мела. При этом в периферических участках зональных ареалов сформировались внутриплитовые магматические комплексы, несущие оловянную, вольфрамовую, молибденовую, золотую и редкометалльную минерализацию.

С Сибирским (Исландским) плюмом мы связываем образование Баргузинского зонального ареала и Сибирской трапповой провинции. Этот плюм, являющийся производным Африканской LLVSP, в конце карбона был перекрыт Сибирским континентом. В результате преимущественно в ранней перми под его воздействием сформировался Баргузинский зональный магматический ареал с крупнейшим Баргузинским батолитом и серией рифтовых зон с рудоносными редкометалльными гранитоидами. Продолжающееся вращение Сибири по часовой стрелке привело к тому, что около 250 млн лет назад плюм оказался под северо-западной частью Сибири, где стал источником катастрофических трапповых излияний. С этим магматизмом было связано образование Cu-Ni-Pt и Fe-Ti-V месторождений. Кроме того, как отмечают Н.Л. Добрецов и др., [2010], производными соответствующего импульса активности плюма стали также разные типы гидротермального Ni-Co оруденения (Co-As, Cu-Co-As, Ni-Co-Bi-Ag-U и др).

Таким образом, на протяжении большей части фанерозоя Сибирь дрейфовала над Африканским горячим полем мантии. При этом она проходила над отдельными плюмами, которые прожигали литосферу кратона и формировали в его пределах внутриплитовые изверженные провинции разного типа. Мы попытались рассмотреть разнообразие плюмового магматизма, проявленного в Сибири в течение фанерозоя. Дальнейшие исследования покажут, насколько правильны наши настоящие построения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, внутриплитовая активность первоначально была связана с расколом в Сибири Родинии Родинийским плюмом. С этой фазой развития Сибирского континента связано формирование ультраосновных базитовых интрузий с Cu-Ni-Pt минерализацией, а также ультраосновных интрузий с карбонатитами. В дальнейшем Сибирь попала в зону влияния Африканского горячего поля мантии и отвечающего ему LLSVP и длительно она мигрировала над ним. В позднем мелу и позднем кайнозое плюмовый магматизм Северо-Восточной Азии проявился в связи с перекрытием континентов восточное окончание Тихоокеанского горячего поля мантии.

Длительность существования Африканского горячего поля мантии [Kuzmin et al., 2010] позволила реконструировать позицию горячих точек, определивших проявление крупных изверженных провинций на Сибирском континенте. Это следующие горячие точки: Исландская, Алтае-Саянская, Вилюйская, Монгольская, каждая из которых сыграла свою роль в развитии внутриплитового магматизма и проявлении месторождений полезных ископаемых с каждой конкретной горячей точкой.

Непрерывность внутриплитового магматизма в Сибири позволяет говорить о возрастной непрерывности существования Африканской низкоскоростной мантийной провинции, по крайней мере, не менее 600—700 млн лет. Учитывая длительность существования Тихоокеанского горячего поля мантии (порядка 1 млрд лет) [Yuen et al., 2007] можно говорить о том, что эти глубинные структуры являются наиболее долгоживущими на Земле.

Очевидно, что внутриплитная активность играет столь же важную роль в эндогенных процессах, что и процессы на конвергентных границах. Это вполне объяснимо, так как субдукционные и плюмовые мантийные потоки являются равнозначными ветвями единой системы мантийной конвекции Земли. Понимание того, что области внутриплитной активности также являются участками разгрузки эндогенной энергии, в определенной степени перестраивает стратегию и тактику металлогенических построений.

В настоящее время можно говорить о разных формах проявления плюмовой активности в геологической истории Сибири и ее складчатого обрамления. Одна из них сопровождается крупнообъемными

излияниями базальтов (трапповые провинции), другая связана с образованием крупных зональных магматических ареалов с батолитовыми ядрами.

Соответственно с разными формами проявления активности мантийных плюмов различаются и металлогенические их особенности. Для трапповых провинций характерно, прежде всего, магматическое Cu-Ni-Pt и Fe-Pt оруденение. Металлогеническая специализация зональных магматических ареалов определяется широким участием коровых компонентов в источнике магм. Основной рудно-магматический профиль таких ареалов связан с редкими элементами и металлами (Be, Ta, Nb, Zr, Li, Sn, W) и редкоземельными элементами. Рудоносными для них являются глубоко дифференцированные гранитоиды — щелочные и Li-F гранитоиды и их вулканические аналоги, связанные со структурами рифтового обрамления батолитов.

Следует заметить, что при анализе эволюции и становления современных континентов необходимо учитывать как процессы, связанные с границами литосферных плит, так и активность суперплюмов, определяющих внутриплитную активность в их пределах.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта СО РАН № 87, программ ОНЗ РАН № 2, 10, 4.3 и грантов РФФИ № 13-05-12026 офи_м, 13-05-12043 офи_м, НШ-6153.2012.5.

ЛИТЕРАТУРА

Айзекс Б., Оливер Дж., Сайкс Л. Сейсмология и новая глобальная тектоника // Новая глобальная тектоника. М., Мир, 1974, с. 133—179.

Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О., Томурхуу Д. Джидинская зона — фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника, 1996, т. 30, № 4, с. 25—42.

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1575—1587.

Берзина А.П., Сотников В.И. Особенности формирования Cu-Mo-порфирового магматического центра Эрдэнэтуин-Обо (Северная Монголия) в области влияния пермотриасового плюма // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (2), с. 185—203.

Берзина А.П., Гимон В.О., Николаева И.В., Палесский С.В., Травин А.В. Базиты полихронного магматического центра с Cu-Mo-порфировым месторождением Эрдэнэтуин-Обо (Северная Монголия): петрогеохимия, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология, геодинамическая позиция, связь с рудообразованием // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (10), с. 1077—1094.

Верниковская А.В., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 5—21.

Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // ДАН, 1999, т. 369 (6), с. 795—798.

Владыкин Н.В., Котов А.Б., Борисенко А.С., Ярмолюк В.В., Похиленко Н.П., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Травин А.В. Возрастные рубежи формирования щелочно-ультраосновного массива Томтор: результаты U-Pb и Ar/Ar геохронологических исследований // ДАН, 2014, т. 454, № 2.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Сандиминова Г.П., Пахольченко Ю.А. Источники базитовых расплавов девонских бимодальных рифтогенных магматических ассоциаций Центральной Азии (на основе данных о редких элементах и изотопах стронция в базитах Северо-Западной Монголии) // Петрология, 1997, т. 5, № 3, с. 236—252.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Дриль С.И., Татарников С.А., Сандиминова Г.П. Источники магматизма и геодинамика формирования раннемезозойской Северо-Монгольской—Западно-Забайкальской рифтовой зоны // Петрология, 2007, № 1, с. 37—60.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандиминова Г.П. Изотопно-геохимическая зональность магматизма девонской Алтае-Саянской рифтовой области: к оценке состава и геодинамической природы мантийных магматических источников // Петрология, 2010, № 6, с. 621—634.

Врублевский В.В., Изох А.Э., Поляков Г.В., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Крупчатников В.И. Раннепалеозойский щелочной магматизм Горного Алтая: ^{40}Ar - ^{39}Ar -геохронологическое свидетельство комплекса Едельвейс // ДАН, 2009, т. 427, № 1, с. 96—100.

Горошко М.В., Шевченко Б.Ф., Гурьянов В.А., Старосельцев В.С., Сальников А.С., Заможная Н.Г., Петров А.В. Лено-Алданская протерозойская зона базальтоидной протоактивизации юго-востока Сибирской платформы // ДАН, 2013, т. 451, № 3, с. 303—307.

Гречищев О.К., Жмодик С.М., Щербов Б.Л. Редкометалльное месторождение Улуг-Танзек. Новосибирск, Изд-во «ГЕО», 2010, 193 с.

Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Петухова Л.Л., Потоцкий Ю.П., Соболев Л.П. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // ДАН, 2009, т. 425, № 3, с. 505—508.

Добрецов Н.Л. Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика, 2011, № 12, с. 1957—1973.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.

Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Избродин И.А. Щелочные породы Витимской провинции (Западное Забайкалье) этапы, условия формирования, источники вещества // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2011, вып. 9, с. 81—83.

Дриль С.И., Спиридонов А.М., Ефремов С.В., Владимирова Т.А., Чуканова В.С., Ильина Н.Н. Карийская золоторудно-магматическая система Восточного Забайкалья: Rb-Sr геохронология гранитоидов и изотопный состав рудных свинцов // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. Материалы научной конференции. Москва, 8—10 ноября 2010 г. М., ИГЕМ РАН, с. 66—67.

Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И., Лазебник К.А. Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии // Якутск, ЯНЦ СО РАН, 1992, 248 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника, 1983, № 1, с. 28—45.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976, 231 с.

Зоненшайн Л.Р., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2 кн. М., Недра, 1990, кн. 1, 326 с.; кн. 2, 334 с.

Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А. Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии // Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 1, с. 10—31.

Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н., Чернышов Р.А., Никифоров А.В. Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-западной части Вилуйского рифта: состав, источники, геодинамика // Петрология, 2010, № 6, с. 626—648.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология, 2003, т. 11, № 2, с. 164—178.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Саватенков В.М., Владыкин Н.В., Пономарчук В.А. Геология, геохронология и геодинамика Хан-Богдинского массива щелочных гранитоидов в Южной Монголии // Геотектоника, 2006а, № 6, с. 52—72.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Андреева И.А., Ашихмина Н.А., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Кузнецов В.А., Листратова Е.Н., Лыхин Д.А., Никифоров А.В. Типы магм и их источники в истории Земли. Часть 2. Редкометалльный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования. М., ИГЕМ РАН, 2006б, 280 с.

Коваль П.В. Региональный геохимический анализ гранитоидов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1998, 483 с.

Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М., Котов А.Б., Терентьева Л.Б. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии. II. Геохимические и Nd-изотопные данные // Петрология, 2011, т. 19, № 4, с. 417—444.

Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосенко А.М., Плоткина Ю.В. Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты U-Pb геохронологических исследований // ДАН, 2012, т. 444, № 2, с. 184—189.

Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Коробразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология, 2003, т. 11, № 5, с. 491—511.

Козаков И.К., Диденко А.Н., Азимов П.Я., Киринова Т.И., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Эрдэнэжаргал Ч. Геодинамические обстановки и условия формирования кристаллических комплексов Южно-Алтайского и Южно-Гобийского метаморфических поясов // Геотектоника, 2011, № 3, с. 7—30.

Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Саватенков В.М., Ковач В.П. Состав и источники базальтоидов и андезитов позднепалеозойской Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны (хр. Ноён и Тост, Южная Монголия): изотопные (Sr, Nd, O) и геохимические данные // Петрология, 2006, т. 14, № 4, с. 358—389.

Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Травин А.В., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Саватенков В.М., Федосеенко А.М., Яковлева С.З. Этапы и закономерности проявления позд-непалеозойского анорогенного магматизма в герцинидах Южной Монголии // ДАН, 2012, т. 445, № 3, с. 308—314.

Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П. Месторождения лития в редкометалльных пегматитах Республики Тыва // Литий России. Новосибирск, ИГиМ СО РАН, 2011, с. 65—76.

Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов / Ред. Л.В. Таусон. Новосибирск, Наука, 1985, 199 с.

Кузьмин М.И., Филиппова И.Б. История развития Монголо-Охотского пояса в среднем—позднем палеозое и мезозое // Стрoение литосферных плит (взаимодействие плит и образование структур земной коры). М., 1979, с. 189—226.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Глубинная геодинамика или как работает мантия Земли // Наука из первых рук, 2011, № 6, с. 18—35.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника, 2011, т. 45, № 6, с. 3—23.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Иванов В.Э. О возрасте Катугинского Та-Nb месторождения (Алдано-Становой щит): к проблеме выделения новой глобальной редкометалльной металлогенической эпохи // ДАН, 2002, т. 383, № 6, с. 807—811.

Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Раннедокембрийские гранитоиды А-типа Алданского щита и его складчатого обрамления: источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология, 2012, т. 20, № 3, с. 242—265.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Возраст и тектоническое положение улканской серии — стратотипа верхнего карелия Восточной Сибири и Дальнего Востока // ДАН, 2013, т. 449, № 4, с. 447—451.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит — крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск, Наука, 1992, 141 с.

Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Сандиминова Г.П., Кузьмин Д.В. Позднетриасовый этап формирования Монголо-Забайкальской щелочно-гранитоидной провинции: данные изотопно-геохимических исследований // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (3), с. 445—456.

Лыхин Д.А. Рудоносный магматизм Западно-Забайкальской бериллиевой провинции: возраст, состав, источники (на примере Ермаковского, Оротского, Ауникского и Амандакского месторождений): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. М., ИГЕМ РАН, 2011, 30 с.

Лыхин Д.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Ковач В.П. Изотопно-геохимические параметры и источники бериллиеносных гранитоидов и других пород на примере Ермаковского месторождения (Западное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений, 2010, т. 52, № 4, с. 321—336.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 666—688.

Оролмаа Д., Эрдэнэсайхан Г., Борисенко А.С., Федосеев Г.С., Бабич В.В., Жмодик С.М. Пермотриасовые гранитоиды и металлогения Хангая (Центральная Монголия) // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 706—719.

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., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.

Петров О.В., Малич К.Н., Дистлер В.В., Служенкин С.В., Шевченко С.С., Кнауф В.В., Матуков Д.И., Лепехина Е.Н., Пресняков С.Л., Толмачева Е.В., Туганова Е.В., Халенев Е.О., Сергеев С.А. Первые минералого-геохимические и геохронологические характеристики цирконов из пород интрузива Норильск-1 (Сибирская платформа, Россия) // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. М., ГЕОС, 2006, т. 2, с. 102—104.

Поляков Г.В., Изох А.Э., Борисенко А.С. Пермский ультрабазит-базитовый магматизм и сопутствующее Cu-Ni оруденение Гоби-Тяньшаньского пояса как результат Таримского плюма // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 605—620.

Редкометалльные гранитоиды Монголии. Труды совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции. Вып. 5. М., Наука, 1971, 157 с.

Рипп Г.С., Владыкин Н.В., Дорошкевич А.Г., Сотникова И.А. Акитский массив щелочных пород и ассоциирующее с ним оруденение // Глубинный магматизм, его источники и плюмы. Мирный–Иркутск, ИГХ СО РАН, 2006, с. 285—304.

Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П., Шелепаев Р.А., Терентьева Л.Б. Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология, 2009, № 5, с. 470—508.

Саватенков В.М., Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М. Источники и геодинамика позднекайнозойского вулканизма Центральной Монголии по данным изотопно-геохимических исследований // Петрология, 2010, т. 18, № 3, с. 297—327.

Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Яковлева С.З., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Ткачев А.В., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Гороховский Б.М. О возрасте Вишняковского месторождения редкометалльных пегматитов (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований манганотанталита // ДАН, 2011, т. 441, № 1, с. 72—76.

Самойлов В.С. Коваленко В.И. Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. М., Наука, 1983, 199 с.

Сотникова И.А. Минералого-геохимические особенности редкометалльных щелочных пород Северного Прибайкалья: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Иркутск, ИГХ СО РАН, 2009, 22 с.

Сотникова И.А., Владыкин Н.В. Петрогеохимические и минералогические особенности редкометалльных массивов Сев. Прибайкалья // Известия Сиб. отд. секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск, Изд-во ИрГТУ, 2009, № 9 (35), с. 100—110.

Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н., Зубков В.С. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1984, 215 с.

Турутанов Е.Х., Гребенщикова В.И., Носков Д.А. Форма и размеры Ангаро-Витимского батолита // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2006, вып. 4, т. 2, с. 183—187.

Турутанов Е.Х., Гребенщикова В.И., Оглоблин Р.В. Глубинная структура и геохимия пород Хангайского гранитоидного батолита (Монголия) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2007, вып. 5, т. 2, с. 133—135.

Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М., ГЕОС, 2006, 316 с.

Федорова М.Е. Геологическое положение и петрология гранитоидов Хангайского батолита. М., Наука, 1977, 150 с.

Харин Г.С. Импульсы магматизма Исландского плюма. Петрология, 2000, т. 8, № 2, с. 115—130.

Хирозе К. Новое о составе Земли. В мире науки, 2010, № 8—9, с. 72—81.

Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Церенов Б.С., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 156—180.

Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1249—1276.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М., Наука, 1991, 263 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика и мантийные плюмы: их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2003а, т. 11, № 6, с. 504—531.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003б, т. 44 (12), с. 1305—1320.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений, 2012, т. 54, № 5, с. 375—399.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская—кайнозойская вулканическая провинция Центрально-Восточной Азии — проекция горячего поля мантии // Геотектоника, 1995, т. 29, № 5, с. 395—421.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника, 1997, № 5, с. 359—373.

- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // *Геотектоника*, 2000, № 5, с. 343—366.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П.** Тектономагматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области // *Геотектоника*, 2002, № 4, с. 293—311.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В.** Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // *ДАН*, 2005, т. 404, № 3, с. 400—406.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Ранние стадии формирования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // *ДАН*, 2006, т. 410, № 5, с. 657—662.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикина Е.В., Ковач В.П., Козловский А.М., Котов А.Б., Лебедев В.И., Ээнжин Г., Фугзан М.М.** Возраст Хангайского батолита и проблема батолитообразования в Центральной Азии // *ДАН*, 2008а, т. 423, № 1, с. 92—98.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козловский А.М., Котов А.Б., Лебедев В.И.** Геохронология магматических пород и специфика формирования позднепалеозойской Южно-Монгольской активной континентальной окраины Сибирского континента // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 2008б, т. 16, № 2, с. 59—80.
- Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Яковлева С.З., Федосеенко А.М.** Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии: I. Геологические и геохронологические данные // *Петрология*, 2011а, т. 19, № 1, с. 83—107.
- Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Шурига Т.Н., Воронцов А.А., Сугоракова А.М.** Возраст, состав пород, руд и геологическое положение бериллиевого месторождения Снежное: к обоснованию позднепалеозойской Восточно-Саянской редкометалльной зоны (Россия) // *Геология рудных месторождений*, 2011б, т. 53, № 5, с. 438—450.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А.** Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Геология и геофизика*, 2013а, т. 54 (12), с. 1831—1850.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М.** Позднепалеозойский-раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // *Петрология*, 2013б, т. 21, № 2, с. 115—142.
- Begg G.C., Hronsky J.A.M., Arndt N.T., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Hayward N.** Lithospheric, cratonic, and geodynamic setting of Ni-Cu-PGE sulfide deposits // *Econ. Geol.*, 2010, v. 105, p. 1057—1070.
- Bryan S.E., Ernst R.E.** Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs) // *Earth Sci. Rev.*, 2008, v. 86, p. 175—202.
- Burke K., Torsvik T.H.** Derivation of large igneous provinces of the past 200 million years from long-term heterogeneities in the deep mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 227, p. 531—538.
- Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J.** Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 205, p. 295—308.
- Dergunov A.B., Kovalenko V.V., Ruzhentsev S.V., Yarmolyuk V.V.** Tectonics, magmatism, and metallogeny of Mongolia. London, New York, Routledge. Taylor and Francis Group, 2001, 288 p.
- Dziewonski A.M.** Mapping the lower mantle, determination of lateral heterogeneity up to degree and order 6 // *J. Geophys. Res.*, 1984, v. 89, p. 5929—5952.
- Dziewonski A.M., Hager B., O'Connell R.J.** Large scale heterogeneities in the lower mantle // *J. Geophys. Res.*, 1977, v. 82, p. 239—255.
- Fukao Y., Maruyama S., Obayashi M., Inoue H.** Geological implication of the whole mantle *P*-wave tomography // *J. Geol. Soc. Japan*, 1994, v. 100, p. 4—23.
- Han B.'f., Wang S.'g., Jahn B.'m, Da-Wei Hong, Hiroo Kagami, Yuan-Rin Sun.** Depleted-mantle source for the Ulungur River *A*-type granites from North Xinjiang, China: geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth // *Chem. Geol.*, 1997, v. 138, p. 135—159.
- Han B.F., Ji J.Q., Song B., Lihui Chen, Zonghuai Li.** SHRIMP zircon U-Pb ages of Kalatongke No. 1 and Huangshandong Cu-Ni-bearing mafic-ultramafic complexes, North Xinjiang, and geological implications // *China Sci. Bull.*, 2004, v. 49, № 22, p. 2424—2429.

- Hofmann A.W.** Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*, 1997, v. 385, p. 219—229.
- Izokh A.E., Polyakov G.V., Shelepaev R.A., Vrublevskii V.V., Egorova V.V., Rudnev S.N., Lavrenchuk A.V., Borodina E.V., Oyunchimeg T.** Early Paleozoic Large Igneous Province of the Central Asia Mobile Belt // Published on Large Igneous Provinces Commission. May 2008 LIP of the Month. (<http://www.largeigneousprovinces.org>).
- Jahn B.-M., Capdevila R., Liu D., Vernov A., Badarch G.** Sources of Phanerozoic granitoids in the transect Bayanhongor—Ulan Baator, Mongolia: geochemical and Nd isotopic evidence, and implications of Phanerozoic crustal growth // *J. Asian Earth Sci.*, 23, 2004, p. 629—653.
- Jahn B.M., Litvinovsky B., Zanzvilevich A.N., Reichow M.** Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian-Transbaikalian Belt: evolution, petrogenesis and tectonic significance // *Lithos*, 2009, v. 113, p. 521—539.
- Jian P., Liu D., Kröner A., Windley B.F., Shi Y., Zhang F., Shi G., Miao L., Zhang W., Zhang Q., Zhang L., Ren J.** Time scale of an early to mid-Paleozoic orogenic cycle of the long-lived Central Asian Orogenic Belt, Inner Mongolia of China: implications for continental growth // *Lithos*, 2008, v. 101, p. 233—259.
- Jian P., Kröner A., Windley B.F., Shi Y., Zhang F., Miao L., Tomurhuu D., Zhang W., Liu D.** Zircon ages of the Bayankhongor ophiolite mélangé and associated rocks: time constraints on Neoproterozoic to Cambrian accretionary and collisional orogenesis in Central Mongolia // *Precam. Res.*, 2010, v. 177, p. 162—180.
- Kearey Ph., Klepeis K.A., Vine F.J.** Global tectonics. 3rd ed. Wiley-Blackwell, 2009, 482 p.
- Kiselev A.I., Ernst R.E., Yarmolyuk V.V., Egorov K.N.** Radiating rifts and dyke swarms of the middle Paleozoic Yakutsk plume of eastern Siberian craton // *J. Asian Earth Sci.*, 2012, v. 45, p. 1—16.
- Kröner A., Windley B.F., Badarch G.** Accretionary growth and crust-formation in the Central Asian Orogenic Belt and comparison with the Arabian-Nubian shield // *Geol. Soc. Amer. Memoir* 200, 2007, p. 181—209.
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.** Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // *Earth Science Rev.*, 2010, v. 102, № 1—2, p. 29—59.
- Lawver L.A., Muller R.D.** Iceland hotspot track // *Geology*, 1994, v. 22 (4), p. 311—314.
- Li Z.L., Yang S.F., Chen H.L., Langmuir C.H., Yu Xing, Lin X.B., Li Y.Q.** Chronology and geochemistry of Taxinan basalts from the Tarim basin: evidence for Permian plume magmatism // *Acta Petrologica Sinica*, 2008, v. 24, № 5, p. 959—970.
- Li Z.X., Zhong S.** Supercontinent—superplume coupling, true polar wander and plume mobility: plate dominance in whole-mantle tectonics // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2009, v. 176, p. 143—156.
- Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzin Y., Be'eri-Shlevin Y.** Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: the Late Palaeozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // *Lithos*, 2011, v. 125, p. 845—874.
- Lundin E.R., Doré A.G.** The fixity of the Iceland «hot spot» on the Mid-Atlantic Ridge: observational evidence, mechanism and implications for Atlantic volcanic margins // *Geol. Soc. Amer.*, 2005, v. 388, p. 627—651, Special Paper.
- Mao Q.G., Xiao W.J., Han C.M.** Zircon U-Pb age and the geochemistry of the Baishiquan mafic-ultramafic complex in the Eastern Tianshan, Xinjiang province: constraints on the closure of the Paleo-Asian Ocean // *Acta Petrol. Sinica*, 2006, v. 22, № 1, p. 153—162.
- Meert J.G.** What's in a name? The Columbia (Paleopangaea/Nuna) supercontinent // *Gond. Res.*, 2012, v. 21, p. 987—993.
- Morgan W.J.** Deep mantle convection plumes and plate motions // *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geols.*, 1972, v. 56, p. 203—213.
- Maruyama S.** Plume tectonics // *J. Geol. Soc. Japan*, 1994, v. 100, p. 24—49.
- Maruyama S., Santosh M., Zhao D.** Superplume, supercontinent, and postperovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core—mantle boundary // *Gondwana Res.*, 2007, v. 11, № 1—2, p. 7—37.
- Nokleberg W.L., Parfenov L.M., Badarch G., Berzin N.A., Hwang D.H., Khanchuk A.I., Kuzmin M.I., Obolenskiy A.A., Ogasawara M., Prokopiev A.V., Rodionov S.M., Smelov A.P., Yan H., Diggle M.F.** Metallogenesis and tectonics of Northeast Asia // Professional Paper 1765. 2010. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia.
- Pirajno F.** Ore deposits and mantle plumes. Kluwer Ac. Publishers, Netherlands, 2000, 550 p.
- Pirajno F., Jingwen M., Zhaochong Z., Zuoheng Zhang, Fengmei Chai.** The association of mafic-ultramafic intrusions and A-type magmatism in the Tian Shan and Altay orogens, NW China: implications for geodynamic evolution and potential for the discovery of new ore deposits // *J. Asian Earth Sci.*, 2008, v. 32, p. 1165—183.

Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Yu., Scott R.A., Saunders A.D. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2009, v. 277, p. 9—20.

Rogers J.J.W., Santosh M. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent // *Gond. Res.*, 2002, v. 5, p. 5—22.

Takahashi Y., Arakawa Y., Oyungerel S., Naito K. Geochronological data of granitoids in the Bayankhongor area, central Mongolia // *Bull. Geol. Soc. Japan*, 2000, v. 51, p. 167—174.

Tomurtogoo O., Tomurkhuu D., Erdenesaikhan G., Kröner A., Demoux A., Rojas-Agramonte Y. Excursion in Central and Southern Mongolia. Structure and tectonic correlation across the Central Orogenic Collage // Implications for continental growth and intracontinental deformation. Abstracts and excursion guidebook, IGCP480. Institute of Geology and Mineral Resources, Mongolian Academy of Science, Ulaanbaatar, Mongolia, 2006, p. 107—146.

Torsvik T.H. The Rodinia Jigsaw puzzle // *Science*, 2003, v. 300, p. 1379—1381.

Wang Sh., Han B. Geochemistry and tectonic significance of alkali granites along Ulungur River, Xin-gan // *Sci. Geol. Sinica*, 1994, v. 29, № 4, p. 373—383.

Wilson J.T. A possible origin of the Hawaiian Islands // *Canad. J. Phys.*, 1963, v. 41, p. 863—866.

Yu X., Yang Sh-F., Chen H.-L., Chen Zh.-Q., Li Z.-L., Batt G.E., Li Y.-Q. Permian flood basalts from the Tarim Basin, Northwest China: SHRIMP zircon U-Pb dating and geochemical characteristics // *Gond. Res.*, 2011, v. 20, p. 485—497.

Yuen D.A., Maruyama S.H., Karato S.I., Windley B.F. Superplumes: beyond plate tectonics. Springer, 2007a, 569 p.

Zhao D. Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 192, p. 251—265.

Zhao D. Seismic images under 60 hotspots: search for mantle plumes // *Gond. Res.*, 2007, v. 12, p. 335—355.

Zhong C.-L., Li X.-H., Li Z.-X., Ye H.-M., Li C.-N. A Permian layered intrusive complex in the western Tarim Block, northwestern China: product of 285 Ma mantle plume // *J. Geol.*, 2008, v. 16, p. 269—287.

*Поступила в редакцию
23 сентября 2013 г.*