

**ТЕРМОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПЕРМОТРИАСОВЫХ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ ЕВРАЗИИ
КАК ОСНОВА ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРОГНОЗА
МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ, БЛАГОРОДНО- И РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Н.Л. Добрецов, А.С. Борисенко, А.Э. Изох, С.М. Жмодик

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Четыре стадии термохимического взаимодействия плюма и литосферы, формирующего грибовидную форму плюма с широкой «шляпой» (особенно четвертая, регрессивная фаза охлаждения) играют важную роль в металлогении. На основе анализа термохимической модели мантийных плюмов, а также новых геологических и изотопно-геохронологических данных по магматизму и оруденению Сибирской, Таримской, Эмейшаньской, Центрально-Европейской и других крупных изверженных провинций (LIP) установлено, что главными чертами, определяющими специфику металлогении ареалов LIP, являются: 1) развитие своеобразного комплекса оруденения, включающего — магматическое Cu-Ni-Pt и Fe-Pt; гидротермальное Ni-Co-As (\pm Ag, U, Au), Au-As, Ag-Sb, Au-Hg, Sb-Hg и стратиформное Cu (медистые песчаники и сланцы, обогащенные Co, Ni, Ag, Pt); 2) ареально-очаговый характер размещения оруденения (в отличие от линейно-поясового для субдукционных и рифтогенных обстановок); 3) зональное распределение разных типов оруденения относительно центров LIP: преимущественная локализация Cu-Ni-Pt, Fe-Pt и стратиформного Cu в центральных их зонах, а гидротермального — в периферических частях LIP; 4) высокая синхронизация по времени формирования каждого из типов оруденения в ареалах крупных магматических провинций, а также временная сопряженность Cu-Ni-Pt, Ni-Co-As и Au-As, локализованных в разных зонах LIP; 5) отчетливая корреляция разных типов оруденения с определенными этапами проявления базитового, щелочно-базитового и гранитоидного магматизма; 6) единая последовательность формирования разных типов оруденения; 7) зависимость масштабов развития оруденения от объемов LIP и мощности плюмов.

Выявленные особенности локализации разных типов оруденения в ареалах LIP, его возрастные и генетические связи с определенными типами магматизма, своеобразии геологических обстановок формирования оруденения являются основой для разработки комплекса геологических, магматических, литологических и геохимических критериев прогноза и оценки перспектив выявления новых промышленных объектов в ареалах LIP

Мантийные плюмы, металлогения, термохимическая модель, геохронология, Ar-Ar, U-Pb, магматизм, Евразия.

**A THERMOCHEMICAL MODEL OF EURASIAN PERMO-TRIASSIC MANTLE PLUMES AS A BASIS
FOR PREDICTION AND EXPLORATION FOR Cu-Ni-PGE AND RARE-METAL ORE DEPOSITS**

N.L. Dobretsov, A.S. Borisenko, A.E. Izokh, and S.M. Zhmodik

Four stages of the thermochemical plume—lithosphere interaction generating a broad mushroom-like head of plume and especially fourth regressive cooling phase have the important role for metallogeny. The analysis of a thermochemical plume model together with recent geological and geochronological data on magmatic ore systems in the Siberian, Tarim, Emeishan, Central European, and some other large igneous provinces (LIPs) enabled the following characteristics of the metallogeny in large igneous provinces to be revealed: (1) the specific combination of mineralization types, which include magmatic Cu-Ni-Pt and Fe-Pt, hydrothermal Ni-Co-As (\pm Ag, U, Au), Au-As, Ag-Sb, Au-Hg, Sb-Hg, and stratiform Cu (copper-bearing sandstones and shales enriched in Co, Ni, Ag, Pt); (2) the areal or spot-like pattern of the location of mineralization types (opposed to the linear-belt localization in subduction and rift settings); (3) the zoned distribution of mineralization types relative to LIP centers, with Cu-Ni-Pt, Fe-Pt and stratiform Cu mineralization localized in a LIP center, and hydrothermal mineralization bound to a LIP periphery; (4) the essential contemporaneity of the formation of each mineralization type in LIPs, and the existence of coeval but spatially separated Cu-Ni-Pt, Ni-Co-As, and Au-As deposits; (5) the close linkage between different mineralization types and particular pulses of mafic, alkaline mafic, and felsic magmatism; (6) the unified succession of ore-forming events; (7) the close relationship between the extent of mineralization and LIP igneous volumes, which, in turn, depend on the plume heat power.

The major characteristics of localization of different mineralization types within LIPs, the timing and genetic relationships between mineralization and types of magmatism, as well as specific geological controls on ore formation provide a basis for establishing new geological, magmatic, lithological, and geochemical criteria crucial for predicting and targeting new mineralization within LIPs.

Mantle plumes, metallogeny, thermochemical model, geochronology, Ar-Ar, U-Pb, magmatism, Eurasia

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы большое внимание уделяется изучению магматизма крупных изверженных провинций (LIP), выяснению роли в их формировании мантийных плюмов, мантийно-корового взаимодействия, с учетом геодинамических обстановок их проявления [Maruyama, 1994; Storey et al., 1995; Pirajno, 2004; Добрецов, 1997, 2005; Ярмолюк и др., 2000; Добрецов, Верниковский, 2001; Коваленко и др., 2002, 2009; Кузьмин и др., 2003; Dobretsov et al., 2008]. Наиболее детально эти вопросы рассмотрены применительно к относительно молодым LIP — Сибирской, Эмейшаньской, Таримской, Онтонг Джава, Гавайской, а также древним докембрийским LIP на Канадском щите и Африканской платформе. Показано, что помимо континентальных траппов, океанических платобазальтов (Онтонг Джава), крупных расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузивов, гигантских дайковых роев и силловых комплексов, к своеобразным крупным изверженным провинциям следует относить анорогенные габбро-гранитные ассоциации и гранитоидные батолиты, широко проявленные в складчатых поясах Евразии и Сибири (раннепалеозойские батолиты «пестрого состава» Алтае-Саянской складчатой области и Западной Монголии (по Ю.А. Кузнецову), позднепалеозойский батолит калбинского комплекса Восточного Казахстана и Ангаро-Витимский батолит в Забайкалье). Формирование этих батолитов обусловлено аномальным разогревом коры в связи с глубинными мантийными плюмами, что позволяет выделять новый тип мантийно-коровых крупных изверженных провинций. Этот новый тип LIP принят Комиссией по крупным магматическим провинциям (www.largeigneousprovinces.org).

Анализ геологических процессов, связанных с формированием крупных магматических провинций и проявлением мантийных плюмов, позволяет выявить специфические особенности металлогении ареалов развития плюмового магматизма, условий зарождения и развития мантийных и мантийно-коровых рудообразующих систем, функционирование которых нередко приводит к формированию крупных и уникальных рудных месторождений. Наиболее полно такой анализ можно провести на примере азиатского континента, где в позднем палеозое и раннем мезозое развивались процессы, связанные с проявлением крупных, разновозрастных мантийных плюмов (рис. 1): Сибирского, Эмейшаньского (P_2 —T), Таримского (P_1) и Центрально-Европейского (C_3 — P_1), что привело к образованию крупных LIP со специфической металлогенией.

Решением проблем взаимодействия глубинного мантийного плюма с различными корово-мантийными оболочками и выяснение своеобразия металлогении LIP ведется по трем главным направлениям: 1) моделирование процессов зарождения и развития мантийных плюмов; 2) выяснение геохронологических и петролого-геохимических аспектов формирования и эволюции крупных магматических провинций, степени мантийно-корового взаимодействия, корреляция магматических и рудных комплексов; 3) металлогеническая специализация крупных магматических провинций и роль мантийных плюмов в формировании крупных и уникальных месторождений. Ниже последовательно рассмотрены эти три направления.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ЗАРОЖДЕНИЯ И РАЗВИТИЯ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ

В ранних экспериментах [Olson, Singer, 1985] плюмы моделировались инъекцией малоплотных и маловязких флюидов в более плотные жидкости. На основе этих работ была предложена типовая модель структуры плюма «head-and-tail» [Campbell, Griffiths, 1990; Farnetani, Richards, 1994]. Расчеты показывают, что при подъеме разогретого мантийного вещества диаметром в 1000 км в мантии уже при достижении границы 670 км должно происходить воздымание земной поверхности. Эта закономерность показана А. Сандерсом с соавторами на примере траппов Эмейшаньской LIP [Saunders et al., 2007]. В дальнейшем эта модель обнаружила много противоречий с реально наблюдаемыми фактами, что вызвало острые дискуссии.

Поставлена задача разработать модель, максимально учитывающую все геологические, петрологические, геохимические факторы. Наиболее адекватной, по нашему мнению, является модель термохимического

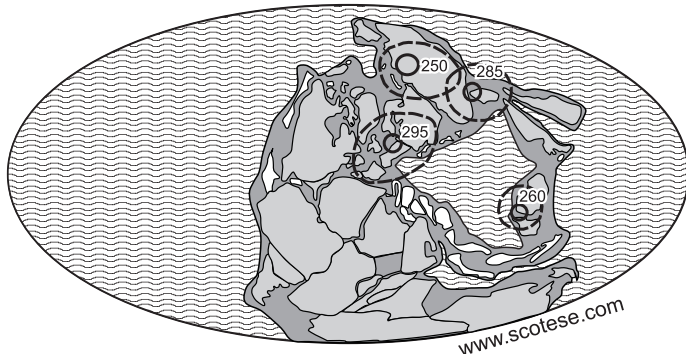


Рис. 1. Положение крупных магматических провинций и мантийных плюмов на 280 млн лет: Сибирской (250), Эмейшаньской (260), Таримской (285) и Центрально-Европейской (295).

Рис. 2. Модель термохимического плюма.

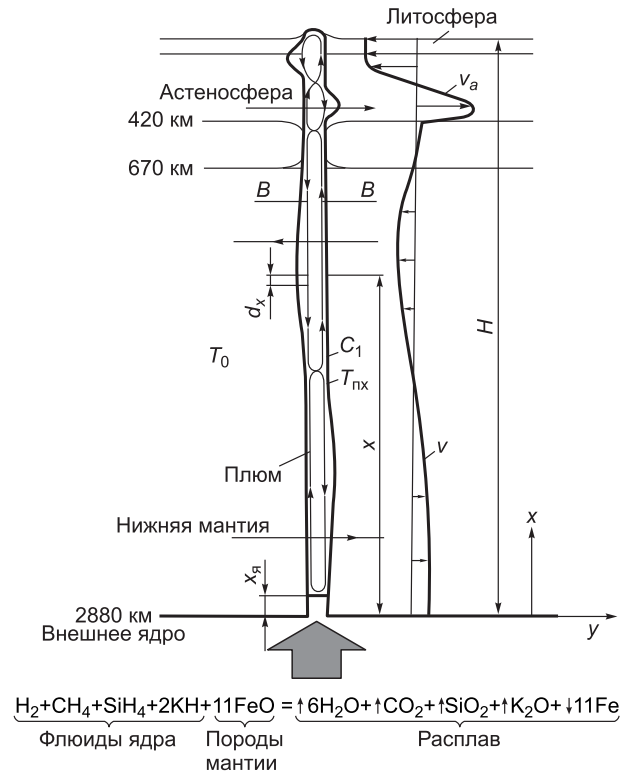
H — глубина подъема плюма до поверхности. Показаны линии тока в канале плюма и скорости набегающих течений в нижней мантии V и в астеносфере V_a . Другие пояснения см. в тексте.

плюма, основанная и на физическом эксперименте, и на численном моделировании, подтвержденная в основном геологическими данными, разрабатываемая Н.Л. Добрецовым с соавторами [Добрецов и др., 2003, 2005, 2006а,б]. Согласно этой модели (рис. 2), термохимические плюмы формируются при температуре $T_{пк}$ (плавление при химической добавке), промежуточном между T_1 на границе ядро—мантия и T_0 (средней температуры в нижней мантии). Снижение температуры $T_{пк}$ по сравнению с температурой сухого плавления нижней мантии $T_{пс}$ достигается за счет химической добавки «летучего» компонента с концентрацией C_1 , а именно (при игнорировании эффекта эвтектики ΔT_3):

$$T_{пк} = T_{пс} - KC_1,$$

где K — коэффициент (в град на 1 % C_1) снижения температуры.

В понижающей температуру добавке главными компонентами могут быть ($\text{SiH}_4 + 2\text{KH} + \text{H}_2 + \text{CH}_4$) + $n\text{FeO} = (6\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{K}_2\text{O} + \text{SiO}_2)\uparrow + n\text{Fe}\downarrow$, причем в левой части названы компоненты, выделяющиеся из металлического ядра, во второй скобке — образующиеся в нижней мантии за счет окисления железосодержащими оксидами нижней мантии с образованием самородного железа, стекающего в ядро [Добрецов и др., 2001, 2005]. Для понижения температуры плавления главное значение имеют CO_2 и H_2O . Расчеты показывают, что достаточно около 3 % CO_2 и H_2O . Если преобладает CO_2 (что подтверждается наличием карбонатов в ареалах плюмового магматизма, в основной массе кимберлитов, карбонатов в миндалаих и жилах траппов), то при $K = 20^\circ\text{C}$ [Соболев и др., 2009], понижение температуры $K \cdot C_1 = 60^\circ\text{C}$. Влияние H_2O примерно вдвое больше $K \cdot C_1 \sim 120^\circ\text{C}$. При этих условиях ($C_1 = 3\%$, $T_{пс} - T_{пк} = 60\text{—}120^\circ$, $\Delta T_1 = T_1 - T_{пс} = 15\text{—}20^\circ$ и диаметре канала плюма $d = 70\text{—}100$ км) проведенные расчеты с использованием полученных критериев [Добрецов и др., 2001; Dobretsov et al., 2008; Добрецов, 2008] дают скорость проплавления и подъема плюма $u = 0.6\text{—}1.1$ м/год, время подъема расплава до поверхности $t = 3\text{—}5$ млн лет и мощность плюма от $3.5 \cdot 10^8$ (Гавайский плюм) до $4.0\text{—}5.0 \cdot 10^9$ кВт (Сибирский суперплюм). Модель термохимического плюма была проверена и детализирована экспериментально на примере плавления парафина с использованием понижающей добавки гексадекана [Кирдяшкин и др., 2001, 2005].



Ни в одном из наших экспериментов как с чисто тепловым, так и термохимическим плюмом не

Рис. 3. Схема взаимодействия головы плюма с тугоплавким слоем литосферы [Dobretsov et al., 2008].

Стрелками показано движение расплава в канале плюма и его растекание вдоль подошвы тугоплавкого слоя мощностью $X = H - X_1$. Показано также положение границ сформировавшейся шляпы в моменты времени 1 и 2 и диаметр шляпы d_r , вторичный плюм и канал извержения с глубины $X_{2кр}$, распределение температуры в литосфере в моменты времени t_1, t_2, t_3 .

возникла первичная «шляпа» и структура «head-and-tail», полученная в экспериментах с сиропами [Campbell, Griffiths, 1990]. В наших экспериментах грибообразная шляпа плюма возникла только при подходе к тугоплавкому слою, когда дальнейшее проплавление плюма невозможно. На этой основе развита модель прорыва плюма через литосферу переменной мощности (рис. 3). Определены скорость подъема вторичного плюма 1—2 см/год (на два порядка меньше, чем в первичном плюме), время прорыва 5—15 млн лет, диаметр шляпы от 600 до 4500 км (в зависимости от мощности плюма). По этим параметрам можно выделить обычные плюмы с диаметром шляпы 600—1200 км (например, кайнозойские Эфиопский и Танзанийский плюмы) и суперплюм с диаметром шляпы 2—3.5 тыс. км (Таримский (295—280 млн лет) и Сибирский (260—245 млн лет)). В Таримском, Сибирском, Эмейшаньском плюмах подтверждается перерыв между 1-й и 2-й фазами в 10—15 млн лет, трактуемые нами как время роста шляпы и распространения ареала магматизма [Добрецов, 2008; Dobretsov et al., 2008]. Аналогичные эпизоды отмечаются и в других плюмах, трактуемых так же, как термохимические.

Растекание шляпы под подошвой литосферы описано также в термомеханической модели двухкомпонентного плюма, построенной в работе [Соболев и др., 2009] и использованной для объяснения серии меймечиты — пикриты — магнезиальные базальты сибирских траппов. Динамика растекания грибообразной линзы мощностью 120—150 км близка к нашей модели. Но расчеты, приведенные в работе [Соболев и др., 2009], показывают растекание такой линзы диаметром 2000 км всего за 1 млн лет, что требует скорости подъема горячего материала через «горло» плюма диаметром 100 км около 10 м/год, что на порядок выше нашей оценки скорости термохимического плюма и выглядит нереалистично. Не совпадают с реальной геологией и параметры моделирования плюма (время растекания и формирования ареала 1—2 вместо 10—20 млн лет, диаметр 2000 км вместо 4000 км, температура плюма 1640 °С на всем протяжении, степень плавления в интервале 400—300 км 0.5 %, 300—170 км — около 5 % и только вверху шляпы на глубине 170—30 км составляет 40—60%). Во всяком случае, эта модель требует дополнительного анализа и сопоставления с нашей термохимической моделью.

Важнейшим следствием этой модели является формирование грибообразной шляпы плюма как результат взаимодействия плюма с подошвой литосферы [Добрецов, 2008]. Модель термохимического плюма применительно к LIP провинциям может быть развита с учетом более детального рассмотрения прорыва плюма через толстую (или утоненную) литосферу. Эти особенности развития плюма предполагается проверить на примере эволюции пермотриасовых LIP Евразии. Следует отметить, что важную роль играет длительное остывание линзовидной шляпы плюма; поэтому необходимо рассматривать не только прогрессивную составляющую развития плюма и его шляпы, но и этапы, связанные с остыванием и отмиранием шляпы плюмов, что является крайне важным для оценок длительности существования конкретных LIP и их металлогении на регрессивной стадии их формирования.

На основе теоретических разработок по моделям эволюции глубинных плюмов, ответственных за формирование крупных изверженных провинций, и полученных в настоящее время эмпирических данных по эволюции конкретных LIP, предполагается следующая последовательность проявления магматических ассоциаций, с которыми сопряжены разнотипные рудные формации.

1. Воздымание земной коры при подходе глубинного плюма к границе литосферы, что проявляется в формировании общего поднятия, а затем ранних рифтовых систем с щелочно-базитовым, щелочно-пикритовым и карбонатитовым магматизмом.

2. Растекание плюма вдоль границы литосферы, которое сопровождается ее трансформацией, на конечной стадии — массовым (катастрофическим) излиянием траппов (пикритов и базальтов), формированием структур с бимодальным магматизмом по периферии LIP.

3. Прогрев коры, который сопровождается наиболее активным мантийно-коровым взаимодействием, формированием габбро-гранитных серий, гранитоидных батолитов, синплутонических и минглиндаек.

4. Регрессивный этап остывания LIP, который фиксируется формированием редкометалльных гранитоидов, поясов даек лампрофиров, эльванов и онгонитов.

Кроме того, из модели вытекает зональность ареалов, с увеличением степени корово-мантийного взаимодействия к периферии ареалов. Одновременно, как правило, растет окисление расплавов и флюидов, хотя оба процесса могут осложняться пульсационно-ритмическим повторением благодаря верхнему этапу промежуточных камер. В результате в каждом ареале может возникнуть неповторимое своеобразие зональности и пульсационности (стадийности) магматизма и оруденения.

Своеобразие магматизма областей влияния мантийных плюмов и связанных с ними крупных магматических провинций неизбежно определяет специфику их металлогении. Как уже было показано ранее [Pirajno, 2004; Борисенко и др., 2006] в контурах LIP проявлен широкий комплекс эндогенного оруденения, который включает Cu-Ni-Pt, Ni-Co-As, Cu-Mo(Au) порфиоровое, Mo-W, Sb-Hg, Au-Hg, Ag-Sb и другие типы месторождений, синхронизированных с проявлениями плюмового магматизма. Однако наиболее тесные пространственно-временные и генетические связи такого магматизма выявляются для

Cu-Ni-Pt, Ni-Co-As, Sb-Hg, Au-Hg и Ag-Sb оруденения [Борисенко и др., 2006]. Наиболее наглядно такие взаимоотношения можно проследить на примере четырех разновозрастных ЛІР Евразии: Сибирской (P_2-T_1), Эмейшаньской (P_2-T_1), Таримской (P_1) и Центрально-Европейской (C_3-P_1) (см. рис. 1). Эти крупные магматические провинции существенно отличаются по масштабам и соотношению объемов проявленного в их контурах базитового, щелочно-базитового и гранитоидного магматизма, а также тектоническим режимом и геодинамическими обстановками его формирования.

ВОЗРАСТ, ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ И КОРРЕЛЯЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И РУДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЛІР

К настоящему времени, благодаря развитию изотопных методов датирования пород и руд (Ar-Ag, U-Pb, SHRIMP, Re-Os), накоплен большой объем геохронологических данных, позволяющих более обоснованно и корректно рассмотреть проблему пространственно-временных связей оруденения с магматизмом в областях влияния мантийных плюмов. Наиболее детально корреляцию магматических и рудных комплексов можно провести для Сибирской, Таримской, Эмейшаньской и Центрально-Европейской крупных магматических провинций.

Магматизму **Сибирской крупной изверженной провинции** (рис. 4) в литературе уделяется большое внимание [Золотухин и др., 1989; Добрецов, 1997, 2005; Добрецов, Верниковский, 2001; Рябов и др., 2001; Медведев, 2004; Борисенко и др., 2006; Владыкин, 2009]. Считалось, что трапповый магматизм Сибирского кратона и бимодальный вулканизм Западно-Сибирской плиты и ее обрамления происходил синхронно в узком возрастном интервале [Reichow et al., 2008; и др.]. В настоящее время появились данные, свидетельствующие о более длительном времени развития Сибирской ЛІР. В частности, раннему рифтогенному этапу эволюции Сибирской ЛІР отвечает Каменская провинция субщелочного базитового магматизма, время формирования которой 260 млн лет. Этому же времени отвечают дайковые пояса Томского ареала [Федосеев и др., 2005] и рифтогенный магматизм Орхон-Селенгинского прогиба в Северной Монголии. Это согласуется с данными по U-Pb датированию цирконов из рудоносных интрузий Норильского района, ранние генерации которых показали возраст 260 ± 5 млн лет [Петров и др., 2006]. Однако формирование основного объема траппов, пикритового магматизма и бимодального вулканизма в обрамлении Сибирского кратона приходится на границу перми и триаса — 250—248 млн лет, но проявлен и длительный спектр заключительных этапов магматизма и рудообразования в интервале 245—234 млн лет. Предполагается существование разноглубинных магматических очагов, наиболее крупный из которых располагался в мантии [Дюжиков, 1991]. Платиноносные ультрамафит-мафитовые интрузивы (Норильский район, Маймечка-Котуйская провинция) установлены только в северной части Сибирского кратона, где можно предполагать центральную часть глубинного мантийного плюма. Об этом указывают высокие степени плавления метасоматизированной мантии при генерации меймечитовых магм [Соболев и др., 2009]. Для Сибирского кратона нехарактерно масштабное развитие пермотриасового гранитоидного магматизма. Основные объемы гранитоидов сформированы по его периферии в Новосибирском Приобье, в Горном Алтае, Монголии и Забайкалье, на Таймыре, при этом коровый магматизм отстает по времени от главного этапа траппов на 10—15 млн лет. Регрессивному этапу Сибирского плюма отвечают дайки высококальциевых лампрофиров, установленных главным образом по периферии провинции (Горный Алтай, Таймыр, Урал). Аналогичные высококальциевые лампрофиры завершают пермотриасовый магматизм на Контуме в Центральном Вьетнаме, и их можно увязывать с регрессивным этапом Эмейшаньского плюма [Борисенко и др., 2008].

В ареале Сибирской магматической провинции, как известно, широко проявлен своеобразный комплекс триасового эндогенного оруденения, включающий месторождения Cu-Ni-Pt, Fe-Pt, Mg-Fe, Ni-Co-As, Sb-Hg, Au-Hg, Ag-Sb и Cu-Mo-порфиорового типов. Наиболее крупными из них являются уникальные Cu-Ni-Pt месторождения Норильского, железорудные — Ангаро-Илимского районов, Cu-Mo-порфиоровые Северной Монголии (Эрдэнет) и Бурятии (Кударинское), ртутные и серебро-сурьмяные месторождения Алтая и СЗ Монголии (Акташ, Чаган-Узун, Асгат, Озерное) [Мазуров, Бондаренко, 1997; Рябов и др., 2001; Шарапов и др., 2009].

Cu-Ni-Pt месторождения, связанные с дифференцированными базитовыми интрузиями, наиболее широко развиты в северной части Сибирской ЛІР (рис. 4). Выделяется несколько типов Cu-Ni-Pt руд: массивные, вкрапленные и прожилково-вкрапленные, локализованные в нижних частях расслоенных массивов, а также малосульфидные платинохромитовые, развивающиеся на верхних горизонтах. Главные запасы богатых руд сосредоточены в основном в Талнахском плутоне [Додин и др., 1994; Рябов и др., 2001]. Другим перспективным типом являются платиноносные дифференцированные массивы Хунгтукун, Джалтул, Хининда и Маймечинский, которые в верхних горизонтах содержат руды самородного железа, обогащенного Ni и ЭПГ [Рябов и др., 1985]. Возраст рудоносных базитовых интрузий и связанного с ними Cu-Ni-Pt оруденения составляет 250 ± 1 млн лет (Ar-Ag метод). Однако по данным U-Pb

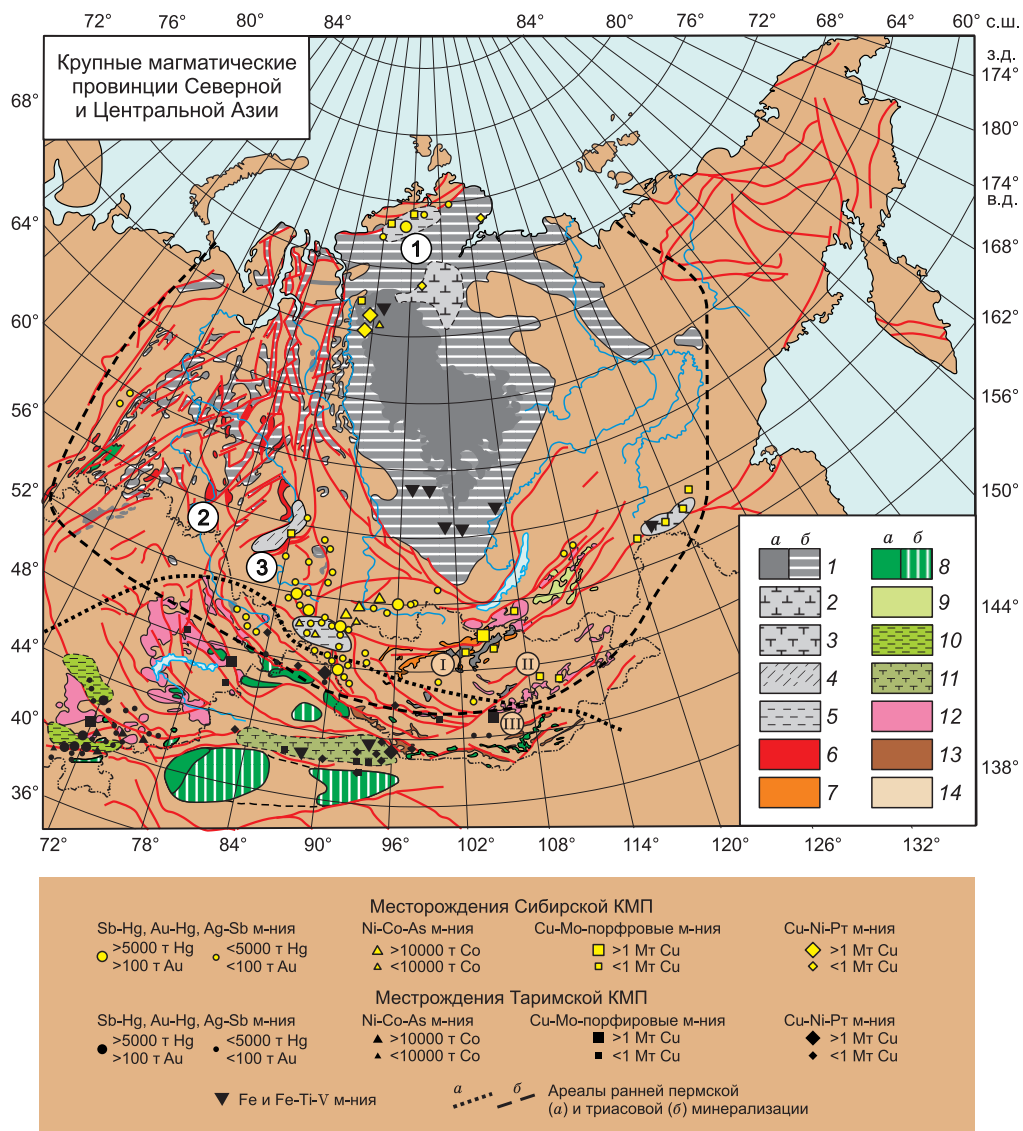


Рис. 4. Схема размещения ареалов пермотриасового магматизма и эндогенного оруденения в областях влияния Сибирского и Таримского мантийных плюмов.

Сибирская КМП: 1 — траппы: а — обнаженные, б — необнаженные; 2 — меймечиты; 3 — дуниты, габбро; 4 — долериты, керсантиты; 5 — щелочные мафиты; 6 — риолиты, андезиты; 7 — дацит-риолиты, андезит-трахиты. Таримская КМП: 8 — траппы (а) обнаженные, (б) необнаженные; 9 — трахибазальты; 10 — щелочные мафиты; 11 — дуниты, троктолиты; 12 — андезиты, риолиты; 13 — дациты-риолиты, андезиты-трахиты; 14 — невулканические области. Вулканические пояса: I — Северная Монголия, II — Центральная Монголия, III — Южная Монголия. Регионы (цифры в кружках): 1 — Енисей-Хатангский прогиб, 2 — Колывань-Томская зона, 3 — Кузнецкий бассейн.

(SHRIMP) датирования цирконов рудоносных пород Норильского интрузива [Петров и др., 2006; Малич и др., 2009] выделены три основные их генерации с возрастaми 260 ± 5 , 250.7 ± 1.5 и 228.4 ± 1.4 млн лет (идиоморфные оторочки). Кроме того, отмечается ксеногенный циркон с возрастaм 1914 \pm 92 млн лет. Полученные в последнее время Ar-Ag и U-Pb возрастa базальтов, даек долеритов и щелочных базитов и базит-ультрабазитовых интрузивов также указывают на многоэтапность развития магматизма и Cu-Ni-Pt оруденения в ареале Сибирской LIP (см. рис. 4) На периферии Сибирской LIP известны лишь мелкие месторождения Cu-Ni руд с низкими содержаниями Pt и Pd в Колывань-Томской складчатой зоне (рис. 5) и Орхон-Селенгинском поясе [Изох и др., 1998; Сотников и др., 1999]. Определенный нами возраст седовозаимской пикрит-долеритовой медь-никеленоносной интрузии составляет 256.6 ± 2.5 млн лет (U-Pb, SHRIMP), а по ранее полученным Ar-Ag данным [Сотников и др., 1999] — 255—252 млн лет. Близкий возраст установлен и для медь-никеленоносных перидотит-троктолит-анортозит-габбровых массивов в

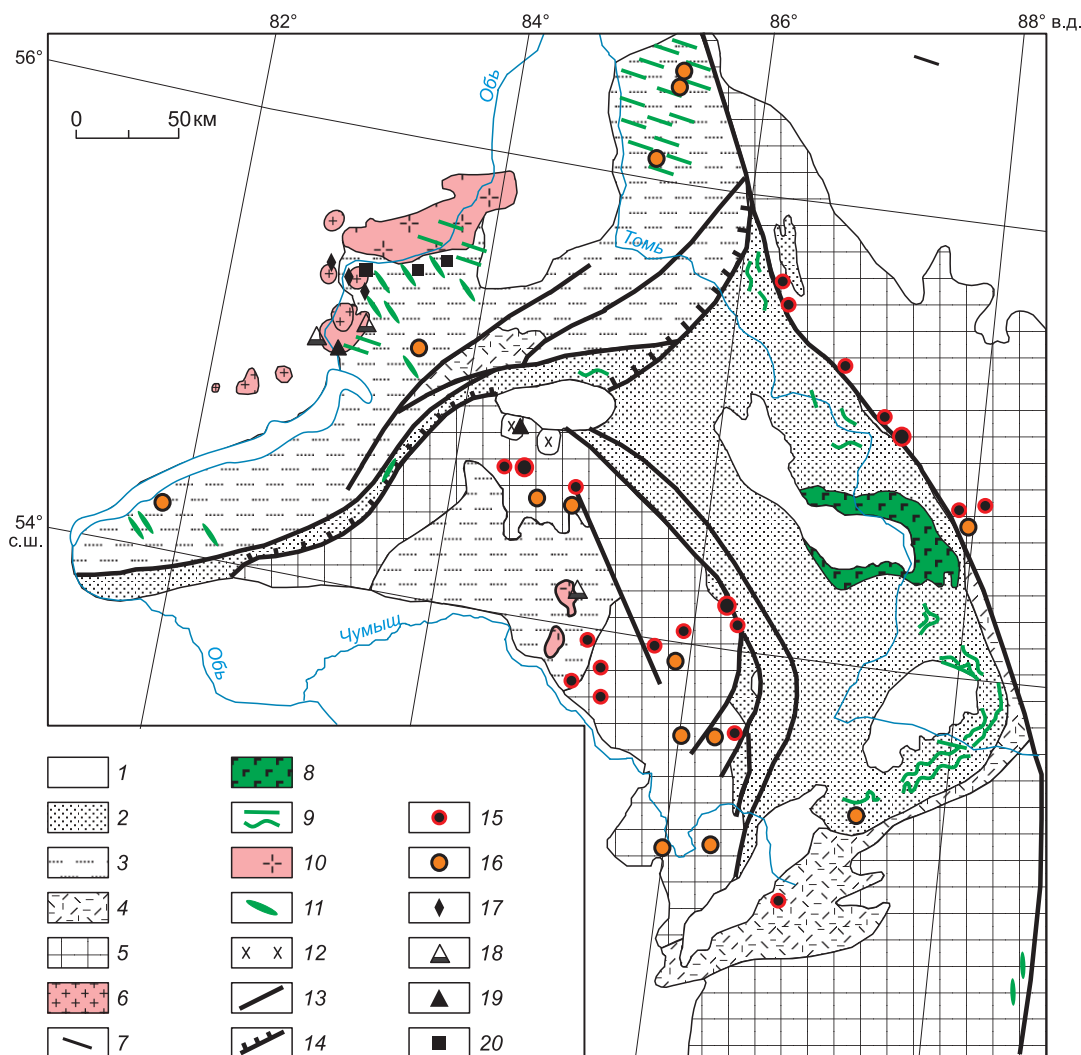


Рис. 5. Схема размещения основных проявлений пермотриасового магматизма и оруденения КТСЗ и СЗ Салаира.

Отложения: 1 — мезокайнозойские, 2 — среднепозднепалеозойские терригенные, 3 — среднепалеозойские терригенные КТСЗ и Хмелевской впадины, 4 — эффузивно-осадочные девона, 5 — раннепалеозойские и докембрийские; 6–12 — магматические образования: 6 — лейкограниты барлакского комплекса (T_2), 7 — дайки новосибирского монзодиорит-долеритового комплекса, 8 — базальты салтымаковского комплекса (T_1), 9 — силлы габбро-долеритов (T_1), 10 — граниты приобского комплекса (P_2 – T_1), 11 — интрузии ташаринского пикрит-долеритового комплекса (P_2), 12 — среднепозднепалеозойские гранитоиды; 13 — разломы; 14 — надвиги; 15–20 — оруденение: 15 — рутное, 16 — золото-рутное, 17 — олово-вольфрамовое, 18 — молибден-вольфрамовое, 19 — медно-молибденное порфировое, 20 — медно-никелевое.

Орхон-Селенгинском поясе — 256 млн лет [Изох и др., 1998]. Таким образом, устанавливаются два возрастных уровня формирования Cu-Ni-Pt оруденения — 260–255 и 250 млн лет.

Ni-Co-As оруденение развито как в центральных частях ареала Сибирской ЛIP в Норильском районе [Гриценко, 2007; и др.], так и в периферических его зонах на Алтае, в Западной Туве и СЗ Монголии, где оно тесно ассоциирует с базитовыми интрузиями. В Норильском районе такое оруденение в карбонатных жилах (арсениды Ni, Co, Hg-содержащее серебро, сульфосоли Cu, Ag, Pb) наложено на магматические Cu-Ni-Pt руды и дифференцированные базитовые интрузии и локализовано как в последних, так и во вмещающих их породах. Возраст таких карбонатно-арсенидных жил 255–248 млн лет. Близки по возрасту является и Ni-Co-As оруденение Алтая и ЮЗ Тувы (рис. 6, табл. 1). По данным U-Pb датирования уранинита, возраст Ni-Co-As руд ЮВ Алтая (Южно-Чуйский хр.) составляет 258–250 млн лет [Митропольский, Кулик, 1975]. Это оруденение коррелируется по времени формирования с теректинским дайковым комплексом долеритов, возраст которых составляет 257–255 млн лет. Кроме того, в Западной Туве (м-ние Байтайга) известно Ni-Co-As оруденение с возрастом — 252–242 млн лет (U-Pb), а

Таблица 1. Возраст мезозойских магматических пород и оруденения ЮВ Алтая и СЗ Монголии

№ п/п	Образец	Минерал	Возраст (млн лет)		Метод	Лит. источник
			плато	изохрона		
Долериты теректинского комплекса						
1	Дайки долеритов	Циркон		255	Ar-Ar	[Борисенко и др., 2010]
2	Ni-Co арсенидное м-ние, Южно-Чуйский хребет	Настуран		258—250	U-Pb	[Митропольский, Кулик, 1975]
Лампрофиры чуйского комплекса. Этап I						
3	Минетты, дайка чуйского комплекса, Ag-Sb м-ние Асгат (СЗ Монголия)	Циркон		250.8±4.5	U-Pb, SHRIMP	[Борисенко и др., 2010]
4	Минетты, Южно-Чуйский хребет	Флогопит	245.7±0.7		Ar-Ar	[Врублевский и др., 2004]
5	»	»	244±0.8		»	»
6	»	»	244±0.8		»	»
7	Минетты, дайка чуйского комплекса, Ag-Sb м-ние Асгат (СЗ Монголия)	»	243±3.7		»	[Павлова и др., 2008]
8	Минетты, Hg м-ние Акташ, р. Чибит	»	242.6±2.8		»	»
Тархатинский сиенит-граносиенитовый комплекс						
9	Граносиенит, Тархатинский массив, Южно-Чуйский хр.	Циркон		247.0±5.2	U-Pb, SHRIMP	[Борисенко и др., 2010]
10	Сиенит	»		243±3	U-Pb, SHRIMP	»
Гранитоидные интрузии						
11	Лейкогранит, Цагангольский массив (СЗ Монголия)	Мусковит		242.3±2.7	Ar-Ar	[Павлова и др., 2008]
12	Граносиенит, Цузутусайский массив	Циркон		239.6±2.5	U-Pb SHRIMP	[Борисенко и др., 2010]
Дайки долеритов (<242 млн л.—>240 млн л.)						
Оруденение						
13	Ag-Sb м-ние Асгат, уч. Турген (СЗ Монголия)	Серицит из березитизированного керсантита	240±3.5	—	Ar-Ar	[Борисенко и др., 2010]
Лампрофиры чуйского комплекса. Этап II						
14	Минетты, дайка чуйского комплекса, Южно-Чуйский хребет	Флогопит	236.5±3.8		»	[Врублевский и др., 2004]
15	»	»	236.8±0.6	236.2±1	»	[Борисенко и др., 2010]
16	Минетты, дайка чуйского комплекса, Пограничное Ag-Sb м-ние	»	236.9±2.8		»	»
17	Минетты, дайка чуйского комплекса, Ag-Sb м-ние Асгат (СЗ Монголия)	»	234.6±3.1		»	»
Оруденение						
18	Ag-Hg-Sb м-ние Кок-Узек, Южно-Чуйский хребет	Серицит из березитизированного керсантита	234.4±1.3	237.1±2.1	»	»
19	Hg месторождение Тюте, Северо-Чуйский хребет	Серицит из руд	231.5±1	—	»	»

в Юстыдском рудном узле (ЮВ Тува) еще более молодая Со минерализация, наложенная на граниты Цузутусайского массива (242 млн лет, U-Pb, SHRIMP), но, в свою очередь, пересекающаяся сидеритовыми жилами с Ag-Sb рудами (240 ± 2.5 млн лет, Ar-Ar метод) [Борисенко и др., 2003, 2010; Павлова и др., 2008; Borisenko et al., 2009; Гусев и др., 2009]. Все это свидетельствует о том, что гидротермальное Со оруденение в контурах Сибирской LIP является разновозрастным и по времени формирования коррелируется с тремя этапами проявления базитового и щелочно-базитового магматизма 260—255, 250, 240 млн лет (рис. 7).

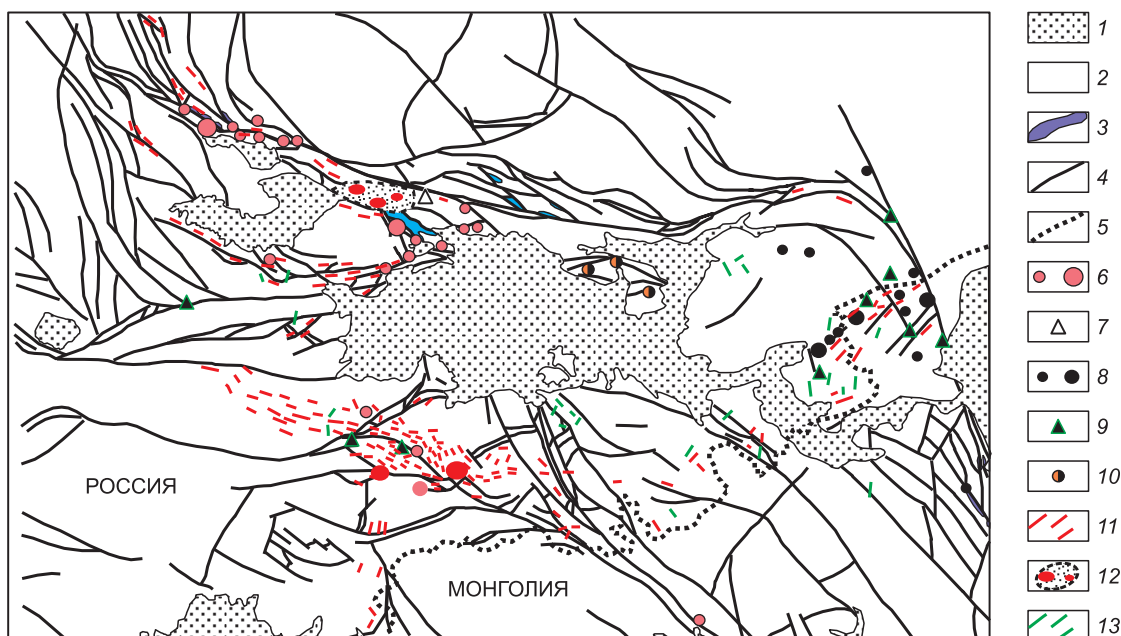


Рис. 6. Схема размещения основных проявлений раннемезозойского магматизма и оруденения ЮВ Алтая и СЗ Монголии.

1 — кайнозойские отложения; 2 — раннесреднепалеозойские осадочные и магматические образования; 3 — офиолиты; 4 — разломы; 5 — государственная граница; 6–10 — оруденения: 6 — ртутное, 7 — флюоритовое, 8 — серебро-сурьмяное, 9 — Ni-Co-As, 10 — медно-ртутное; 11 — дайки щелочных базитов чуйского комплекса (T_1), 12 — районы проявления теранжинского и тархатинского латитовых комплексов (T_1); 13 — дайки долеритов теректинского комплекса (P_2-T_1).

Для внешних зон Сибирской LIP характерно развитие Sb-Hg и Au-Hg оруденения, проявленного в Восточном Казахстане, на Алтае, Салаире, в Кольвань-Томской зоне, Западной Туве, на Таймыре (см. рис. 4–6). В этих регионах оно тесно пространственно связано с дайковыми комплексами ультракалийных щелочных базитов раннемезозойского возраста (см. табл. 1). Ртуть является сквозным элементом и отмечается в рудах разных по возрасту эндогенных месторождений ареала Сибирской LIP: Cu-Ni-Pt — паторит $PdHg_2$; Ni-Co-As — Hg-содержащие серебро самородное и Hg-сфалерит; Ag-Sb — Hg-тетраэдрит, но самостоятельные крупные ртутные месторождения являются наиболее молодыми образованиями (234–228 млн лет). Им предшествует формирование Ag-Sb оруденения, также тесно связанного с дайковыми комплексами щелочных базитов (первый этап лампрофиров Чуйского комплекса ЮВ Алтая, 246–242 млн лет). Таким образом, в ареале влияния Сибирского суперплюма устанавливается следующая последовательность формирования рудных месторождений: Cu-Ni-Pt, Fe-Pt, Fe- магматические в два этапа: (260–255 и 250–248 млн лет) + Ni-Co-As, гидротермальные (260–242 млн лет) → Ag-Sb (240 млн лет) → Cu-Hg-Sb-Ag (234 млн лет) → Sb-Hg (238–231 млн лет). Крупные промышленные месторождения Cu-Ni-Pt, Fe-Pt и Fe типов локализуются в центральных частях Сибирской LIP, а Ni-Co-As, Ag-Sb и Sb-Hg месторождения — в ее периферических зонах.

К периферическим зонам тяготеют и промышленные Cu-Mo-порфировые месторождения триасового возраста: Эрдэнэт (235–220 млн лет), Кударинское (232 млн лет) и другие [Сотников и др., 2005а,б]. Реже Cu-порфировое оруденение такого же возраста отмечается и в центральной части Сибирской LIP (Болгохтоцкое — 229–223 млн лет). Это самое молодое из рассматриваемых типов оруденения имеет сложную многоэтапную историю формирования и его связь с плюмовым магматизмом требует специального обоснования.

На примерах локальных ареалов развития пермтриасового магматизма Сибирской LIP (ЮВ Алтай, Кузбасс и КТСЗ) также выявлена многоэтапность проявления базитовых и щелочно-базитовых комплексов и ассоциирующего с ним эндогенного оруденения, во многом повторяющая характер развития плюмового магматизма Сибирской LIP в целом. Так, в ЮВ Алтае (см. рис. 6) на основе детальных изотопно-геохронологических исследований выявлены два этапа проявления базитового магматизма в виде дайковых комплексов долеритов теректинского комплекса (259.6 млн лет, U-Pb) и более поздние дайки долеритов, геологический возраст которых устанавливается по их соотношениям с гранитоидными интрузиями (242.7 млн лет, U-Pb) и Ag-Sb оруденением (240 млн лет, Ar-Ar). С этими импульсами базитово-

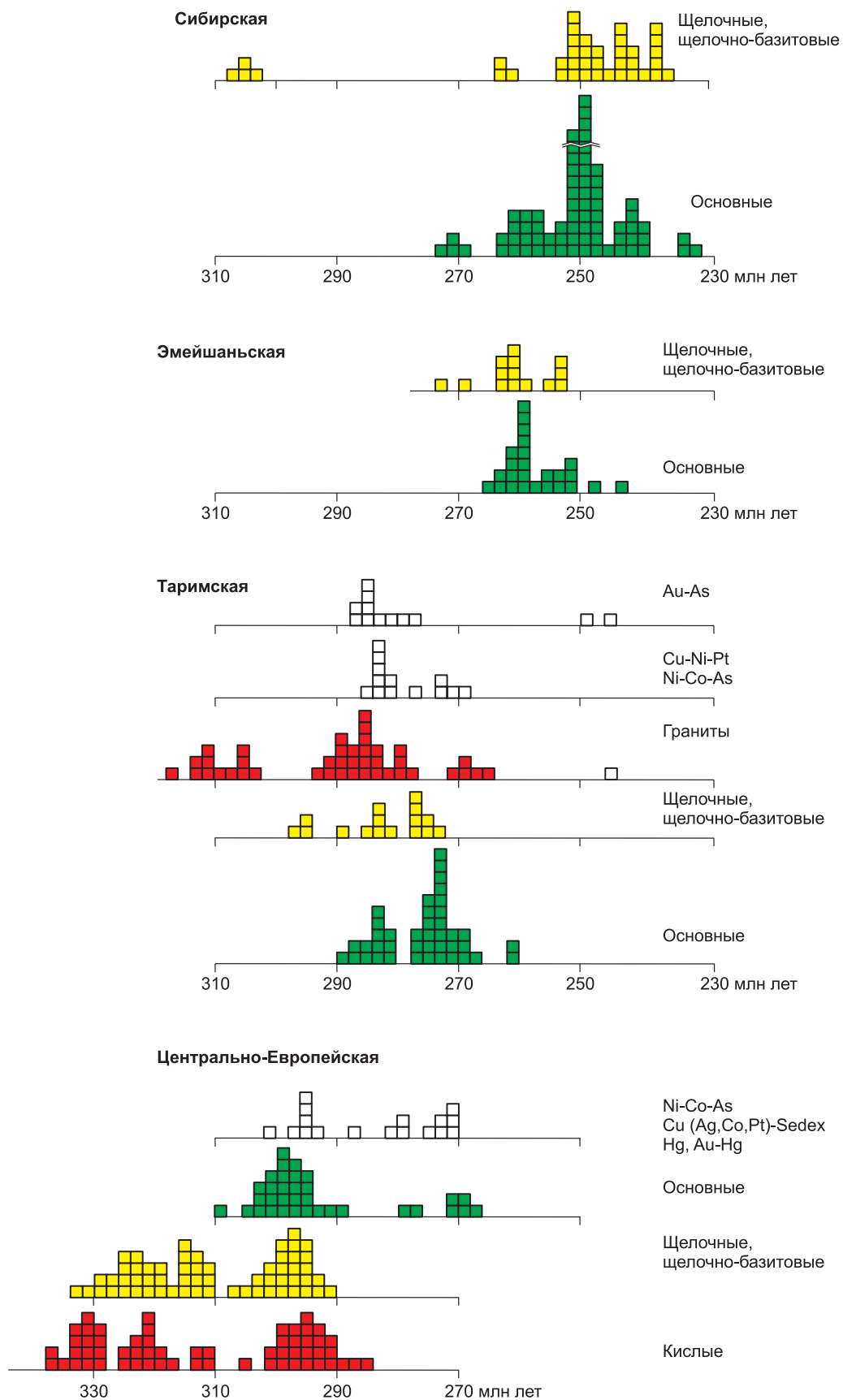


Рис. 7. Возрасты магматических пород и оруденения пермотриасовых крупных магматических провинций Евразии (по авторским и литературным данным).

го магматизма связано формирование Ni-Co-As и Cu-Co-As минерализации (см. табл. 1). Достаточно обоснованно выделяется и двухэтапность развития ультракалийевого щелочного магматизма — чуйский лампрофировый комплекс (250.8—242.6 и поздний этап — 236.5—234.6 млн лет, U-Pb и Ar-Ar, см. табл. 1), с которыми ассоциирует Ag-Sb (240 млн лет) и более молодое (234.4—231.5 млн лет, Ar-Ar) Ag-Hg-Sb и Sb-Hg оруденение.

Такая же многоэтапность проявления пермотриасового базитового магматизма достаточно отчетливо прослеживается и в Кузбасском ареале (см. рис. 5, Кузбасс, КТСЗ, Салаир). Наиболее ранними являются дайки долеритов и диоритовых порфиритов — 262—268.5 млн лет [Федосеев и др., 2005] и интрузии ташаринского пикрит-долеритового комплекса, с которыми связано Cu-Ni магматическое оруденение (256.6 ± 2.5 U-Pb SHRIMP, 255—252.6 млн лет, Ar-Ar). С главным этапом связаны траппы Кузбасса (249.6—246 млн лет, Ar-Ar). Завершается магматизм долерит-лампрофировым дайковым комплексом Томского ареала (243—238 млн лет). В целом же, судя по геологическим соотношениям и изотопно-геохронологическим данным, для рассматриваемого региона последовательность развития пермотриасового магматизма такова: дайки долеритов и диоритов — 262—268.5 млн лет — ташаринский пикрит-долеритовый комплекс — 256.6—252 млн лет → гранитоиды приобского комплекса 255—249 млн лет → Mo-W оруденение → траппы Кузбасса — 249.6—246 млн лет → 2-я фаза даек, долериты, монцодиориты, керсантиты Томского ареала — 243—238 млн лет → Au-Sb-Hg оруденение — граниты и лейкограниты барлакского комплекса — 236—233 млн лет → Sn-W оруденение.

Таримская крупная изверженная провинция. В ряде районов Центральной Азии широко проявлен раннепермский (295—270 млн лет) этап базитового магматизма (см. рис. 4), также представленный траппами (Таримская платформа и Джунгарский блок), ареалами пикродолеритовых и пикритовых интрузивов с Cu-Ni и платиновым оруденением [Поляков и др., 1994, 2008; Mao et al., 2005, 2006, 2008; Борисенко и др., 2006] и бимодальными вулканическими сериями [Ярмолук, Коваленко, 1991; Ярмолук и др., 1997]. Базальты западной окраины Таримской плиты принадлежат к щелочно-базитовой и толеитовой вулканическим сериям пермского возраста [Цзян и др., 2006]. В северо-восточной части Таримского блока, кроме того, широко проявлены раннепермские бимодальные ассоциации (трахибазальты и кислые туфы) [Zhang et al., 2008]. Карбон-пермская бимодальная вулканоплутоническая (базальт-щелочно-риолитовая) ассоциация хр. Ноен и Тост в Южной Монголии относится к Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоне, развитие которой связывается с «перекрытием» континентальной литосферой мантийного плюма [Козловский и др., 2006]. Характерно, что рифтогенез в обрамлении Джунгарского и Таримского блоков протекал в условиях активной континентальной окраины и сопровождался крупноамплитудными сдвигами с возрастом 280—290 млн лет.

К этой же провинции, по-видимому, относится и Ангаро-Витимский ареал (см. рис. 4), описанный в статье [Цыганков и др., 2010] настоящего выпуска. Но поскольку оруденение этого ареала нами не проанализировано, он в настоящей статье не рассмотрен.

В зайсанской части Зайсан-Гобийского пояса позднепалеозойские ультрабазит-базитовые интрузии проявились в Жарма-Саурской и Западно-Калбинской структурно-формационных зонах герцинид Восточного Казахстана. Возраст интрузий, согласно геологическим данным, отвечает позднему карбону и ранней перми. Изотопные датировки пород аргимбайского комплекса составляют 293 ± 2 млн лет, а максутского 278—280 млн лет [Хромых и др., 2007; Владимиров и др., 2008], что согласуется с геологическими данными. Выделяются три главных ареала развития таких интрузий: Максутский (Коконьский), Аргимбайский и Тастауский [Кузевный и др., 1979; Ермолов и др., 1983; Колотилов и др., 1990].

В Максутском ареале ультрабазит-базитового магматизма раннепермского возраста выделяются койтасская и максутская группы массивов. Первая группа характеризуется однородным недифференцированным внутренним строением, вторая — сложные многофазные интрузивы с элементами магматической расслоенности. Относительно крупные дифференцированные интрузивы второго типа сложены породами трех фаз внедрения: 1) оливиновыми габбро-долеритами, 2) габброноритами и норитами главной фазы, 3) небольшими телами плагиоперидотитов, пикродолеритов и мезократовых оливиновых норитов завершающей фазы.

Основные породы рудоносного Южно-Максутского массива характеризуются повышенными содержаниями кремнезема, что обусловлено отчетливо выраженным ортопироксеновым уклоном их минералогического состава. В нижней, придонной, части массива находится сульфидное медно-никелевое вкрапленное и прожилково-вкрапленное оруденение, которое по содержаниям основных рудных компонентов относится к категории сравнительно бедных (Cu — 0.44, Ni — 0.33, Co — 0.017 %). Сплошные богатые руды распространены в небольшой степени. Среди них преобладают пентландит-халькопирит-пирротиновые руды, реже встречаются магнетит-халькопирит-пирротиновые (с пентландитом) разновидности.

В Аргимбайском ареале преобладают небольшие линейные дайко- и силлообразные интрузивные тела, реже встречаются относительно крупные лополитообразные интрузивы, сложенные в основном

габброидами и монцонитоидами повышенной щелочности и титанистости, сочетающиеся с небольшими по масштабам инъекциями плагиосиенитов. Пикрит-долеритовые интрузии максутского типа встречаются здесь значительно реже (Карасуйский, Петропавловский, Кокпектинский и др. интрузивы).

В Тастаусском ареале Западно-Калбинской зоны пермские пикрит-долеритовые тела максутского типа (Тастаусские, Буконьский, Преображенский и др.) находятся в полях более крупных позднепалеозойских гранитоидных плутонов (Тастаусского, Преображенского и др.). Они подверглись под воздействием последних дезинтеграции и различного рода изменениям. Наиболее сохранившиеся, не подвергшиеся глубоким изменениям их разновидности соответствуют по составу типичным породам максутского комплекса.

Синьцзянский сегмент представляет собой среднюю часть Зайсан-Гобийской зоны. На северо-западе он граничит с рассмотренными выше структурами Зайсанской области, на юго-востоке протягивается в герциниды Южной Монголии. Южнее в герцинидах Восточного Тяньшаня, разделяющих Джунгарский и Таримский континентальные блоки, сконцентрировано наибольшее количество ультраосновных и основных интрузий раннепермской пикрит-долеритовой формации Гоби-Тяньшаньского пояса и связанного с ними Cu-Ni оруденения [Mao et al., 2005, 2006; Pirajno et al., 2008]. Эти интрузивы приурочены к зонам, маркируемым расчлененными телами офиолитов и (или) рифтогенными бимодальными вулканоплутоническими ассоциациями. Известное месторождение Калатонг (Kalatongke) и некоторые другие интрузивы с Cu-Ni минерализацией локализованы вдоль Иртышского глубинного разлома, отделяющего Алтайский ороген от Джунгарского бассейна (блока). Этот пояс является непосредственным продолжением ареала пикрит-долеритовых интрузивов Зайсанской складчатой области (Бакырчик-Суздальская коллизонная зона), включая рудоносный интрузив Южный Максут [Ермолов, Исох, 1977; Ермолов и др., 1983; Поляков и др., 1994]. Другой пояс рудоносных ультрамафит-мафитовых интрузивов приурочен к сuture Кангуртаг (Kanggurtag), отделяющей Джулуотагский (Jueluotage) орогенный пояс от блока Турпан-Хами. В этот пояс входят массивы Хуангшань, Хуангшаньдонг, Ксяншань, Тудун (Huangshan, Huangshandong, Xiangshan, Tudun) и другие, содержащие в ряде случаев промышленные сульфидные Cu-Ni руды. На территории Казахстана этот пояс протягивается в Джунгаро-Балхашскую складчатую область, где известны небольшие ультрабазит-базитовые интрузивы с сульфидным оруденением, где установлены Cu-Ni месторождения Камкор, рудопроявления Тасты, Кенший и другие. Здесь оруденение ассоциирует с расчлененными (дифференцированными) интрузивами перидотит-габброноритового и габбрового типа [Антоненко, 2008; Антоненко и др., 2008].

Месторождения Байшауань, Тианью, Тианксян (Baishiquan, Tianyu, Tianxiang) расположены вдоль разлома Арчекехудук (Arqikekuduke), который разделяет Джулуотагский (Jueluotage) орогенный пояс от Центрально-Тяньшаньского докембрийского террейна, тогда как месторождения Поюй, Поши, Люодонг (Poyi, Poshi, Luodong) располагаются вдоль разлома Байдива (Baidiwa), отделяющего этот террейн от палеозойского рифта Бейшань (Beishan). Re-Os датирование Cu-Ni сульфидных руд и U-Pb исследования цирконов из ультрамафит-мафитовых интрузивов и даек SHRIMP методом свидетельствует, что все эти пояса формировались в узком интервале времени 288—282 млн лет (ранняя пермь) (см. табл. 2, рис. 7).

Все Cu-Ni месторождения Синьзяна разделяют на два типа. Первый тип месторождений образуется в результате фракционной кристаллизации магмы после ее внедрения в камеру с сегрегацией сульфидного расплава в нижнюю часть интрузива. Типичными примерами являются месторождения Хуангшань, Хуангшаньдонг, Поши. Второй тип месторождений образуется в нижней глубинной магматической камере за счет нескольких пульсов внедрения, при этом может происходить сегрегация сульфидных руд на глубине или в промежуточных камерах. При этом могут образовываться крупные скопления сульфидов в небольших интрузивах (например Калатонг, Тула-ерген, Байшауань, Тианью).

В Таримской, так же как и в Сибирской, крупной магматической провинции устанавливается тот же комплекс гидротермального оруденения с аналогичной последовательностью его формирования [Кабо и др., 1992; Борисенко и др., 2006; Mao et al., 2006; Zhang et al., 2008; Наумов и др., 2009; и др.]. Возрастная корреляция оруденения и магматизма показана в табл. 2 и на рис. 7. Ареал Таримской LIP охватывает Таримскую платформу, Джунгарский блок и их складчатое обрамление, Западную Монголию, весь Тянь-Шань, Восточный и Южный Казахстан, а также Центральную и Северную Монголию и Западное Забайкалье (см. рис. 4). В центральной части этого ареала в северном и северо-восточном обрамлении Тарима, Восточном (Китайском) Тянь-Шане и Китайском Алтае локализованы многочисленные Cu-Ni-Pt и Ti-Fe месторождения в дифференцированных базитовых интрузивах с возрастом 288—280 млн лет. Более мелкие месторождения этих типов отмечаются и на периферии ареала Таримской LIP в Восточном и Центральном Казахстане и Тянь-Шане. Их формирование протекало в два этапа: 287—280 и 278—269 млн лет (см. табл. 2). Гидротермальное Ni-Co-As(Ag), Co-As(Au), Ag-Sb и Sb-Hg оруденение локализовано по периферии этого ареала в Тянь-Шане, Восточном Казахстане: крупные Ni-Co-As(Ag) (Актепе) и Co-As(Au) (Чалкуйрюк-Акджилга и Куру-Тегерек). Их возраст, по данным Ar-Ar и

Таблица 2. **Возраст Co-Ni-Pt, Ni-Co-As, Au-As и Sb-Hg оруденения Таримской LIP**
(по данным авторов и [Mao et al., 2006, 2008; Zhang et al., 2007;
Хромых и др., 2007; Наумов и др., 2009] и др.)

Месторождение	Минерал, порода	Возраст, млн лет	Метод
Cu-Ni-Pt. Этап I			
Калатонг	Габбро	287±5	U-Pb
	Cu-Ni руды	282.5	Re-Os
	»	281.4	Sm-Nd
Ксянгань	Циркон	285±1.2	U-Pb
Байшауань	»	285±1.0	»
	»	284±8	»
Хулу	Cu-Ni руда	283±13	Re-Os
Хуанганьдонг	»	282±20	»
Максут	—	280±8	Ar-Ar
	—	278±3	»
Cu-Ni-Pt. Этап II			
Бейшань	Циркон	278±2	U-Pb
	»	274±4	»
Хуангань	»	274±3	»
	»	269±2	»
Ni-Co-As			
Чалкюйрюк (Ni-Co-Au)	Серицит	286.3±12	
Актепе (Ni-Co-Bi-Ag-U)	»	285.4±3.9	Ar-Ar (изохр)
	»	285.4±3.9	Ar-Ar (плато)
	Уранинит	279	U-Pb
	Серицит	271.8±2.8	Ar-Ar (плато)
Au-As			
Мурунтау (Au-Ag)	Арсенопирит	287.3	Re-Os
Кумтор (Au)	Серицит	288.4±0.6	Ar-Ar
	—	288.4±0.6	»
	—	288.4±0.6	»
	Серицит	286.7±3.4	»
Джерек (Au-As)	»	285.2±3.3	»
Большевик (Au-As)	»	285±4.3	»
Саербулак (Au-As)	»	285±3.3	Ar-Ar (изохр)
Баладжал (Au-As)	»	277.6±3.5	Ar-Ar (плато)
	»	281.9±3.3	Ar-Ar
Суздаль (Au-As)	»		
Sb-Hg			
Карасу (Hg)	»	271±2.4	»
Хайдаркан (Hg)	»	270±3.0	»

U-Pb датирования (285 и 279—271 млн лет), отвечает двум этапам формирования Cu-Ni-Pt оруденения и масштабного проявления базитового магматизма. Характерно, что с этим возрастным рубежом связано формирование Au-As (золото-сульфидного) оруденения (288—281 млн лет), к которому относятся такие крупные и уникальные месторождения Тянь-Шаня, Восточного Казахстана и Китайского Алтая, как Мурунтау, Кумтор, Бакырчик, Сузаль, Саербулак и др. (см. табл. 2). Они так же, как и Ni-Co-As оруденение, локализованы по периферии ареала Таримской LIP. Более молодыми являются Ag-Sb (в Таласе и Восточном Алае — 281 млн лет), Sb и Sb-Hg (271—270 млн лет) оруденение (табл. 2, рис. 7). В этом регионе широко проявлено и разновозрастное Cu-Mo(Au) порфиоровое оруденение. Общий интервал его формирования в ареале Таримской LIP составляет 314—270 млн лет.

Таким образом, для Таримской крупной магматической провинции, как и для Сибирской, характерен сходный комплекс эндогенного оруденения, формировавшийся в такой же последовательности: Cu-

Ni-Pt и Ni-Co-As (288—280 млн лет, этап 1) + Au-As (288—281 млн лет) → Cu-Ni-Pt и Ni-Co-As(Ag, Au) (279—269 млн лет, этап 2) → Ag-Sb → Sb и Sb-Hg (271—270 млн лет). Первые три типа оруденения коррелируются по времени формирования с двумя этапами масштабного развития базитового магматизма. Для Ag-Sb и Sb-Hg и Sb оруденения устанавливаются тесные пространственно-временные связи с проявлениями щелочно-базитового магматизма (курганский и тянь-шаньский дайковые комплексы щелочных базитов) [Мушкин, 1977]. Ртуть для рассмотренных выше типов оруденения является (как и для Сибирской LIP) сквозным элементом и присутствует в них в виде паторита (Cu-Ni-Pt месторождения), Hg-серебра, ртутистого золота, Hg-блеклой руды, паторита (PdHg₂) на Ni-Co-As (Актепе, Чалкуйрюк-Акджилга, Куру-Тегерек), киновари, ртутистого золота и значимых геохимических ореолов на Au-As месторождениях (Суздаль, Бакырчик, Мурунтау). Платина и палладий в минеральной форме и в виде повышенных содержаний присутствуют в рудах Ni-Co-As, Co-As и Au-As месторождений [Коробейников, 2004; Tretiakova et al., 2009; Третьякова и др., 2010].

Эмейшаньская крупная магматическая провинция. Пермотриасовые базальты платформы Янцзы (рис. 8) давно рассматриваются как пример крупной изверженной провинции (LIP) [Coffin, Eldholm, 1994; Chung, Jahn, 1995; Mahoney, Coffin, 1997; Chung et al., 1998]. Для Эмейшаньской LIP доказывается

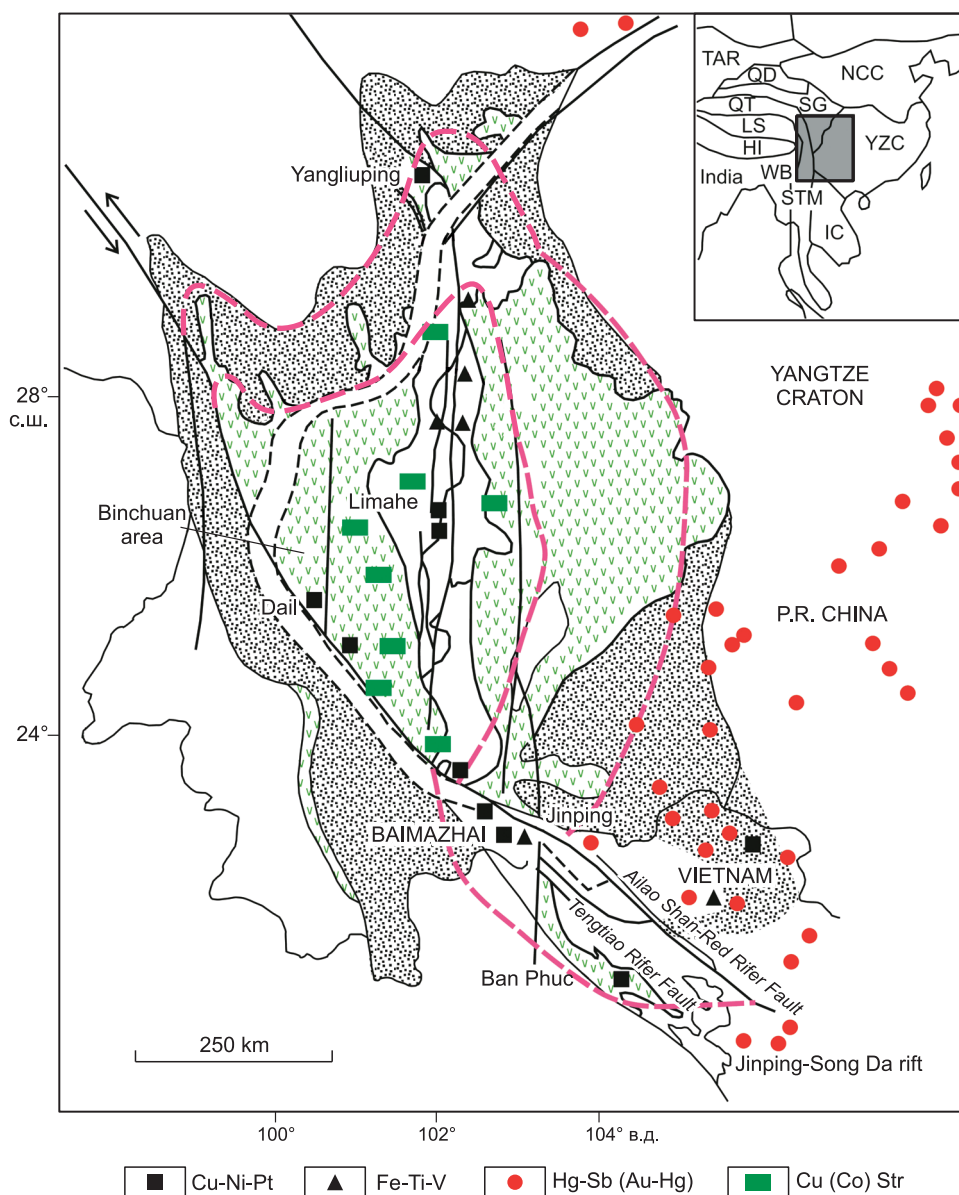


Рис. 8. Схема размещения позднепермского—раннетриасового Cu-Ni-Pt, Fe-Ti-V, Hg-Sb и стратиформного Cu-Co оруденения в ареале Эмейшаньской LIP, по [Zhang et al., 2006] с дополнениями авторов.

Красной штриховой линией показаны зоны развития плюмового магматизма.

воздымание земной поверхности, предшествующее излиянию траппов [Saunders et al., 2007]. Траппы Эмейшаньской провинции охватывают платформу Янцзы и прилегающие территории Вьетнама и Таиланда. Их площадь достигает 250 тыс. км², при мощности, варьирующей от первых сотен метров до 5 км, при средней мощности 2 км их объем составляет 0.5·10⁶ км³. До проявления Эмейшаньского плюма платформа Янцзы представляла собой мелководный бассейн с карбонатным осадконакоплением. Перед формированием траппов в юго-западной части платформы редуцируются карбонатные разрезы, и излияние базальтов происходило в субаэральных условиях, тогда как по периферии фиксируются осадочные бассейны с терригенным осадконакоплением и излияние базальтов происходило в подводных условиях. Эти данные позволяют фиксировать не только время и место появления плюма, но и его площадные масштабы и изменения в масштабах осадконакопления. Для этапа воздымания Эмейшаньского плюма пока не установлено каких-либо проявлений магматизма.

Для траппового этапа Эмейшаньского плюма характерно масштабное излияние базальтов, возраст которых отвечает 260 млн лет (см. рис. 8). По химическому и геохимическому составам выделяются пять групп пород: 1) низкотитанистые высокомагнезиальные базальты, пикробазальты и пикриты; 2) высокотитанистые базальты и пикробазальты, обогащенные высокозарядными элементами; 3) низкотитанистые базальты, обогащенные высокозарядными элементами в восточной части провинции; 4) низкотитанистые; 5) высокотитанистые базальты с низкими содержаниями высокозарядных элементов. Различный геохимический состав базальтов и пикритов свидетельствует о неоднородности строения литосферы, разной степени взаимодействия глубинного мантийного плюма с литосферными субстратами или о дифференциации плюмовой шляпы. Для всех районов проявления Эмейшаньской LIP характерно присутствие пикритоидов [Изох и др., 2005]. В отдельных структурах (рифт Шонгда в Северном Вьетнаме) это приводит к коматиит-базальтовым ассоциациям [Балыкин и др., 2010].

Месторождения Cu-Ni руд с ЭПГ, связанные с Эмейшаньским плюмом, известны в Южном Китае и во Вьетнаме. Коматиит-базальтовый комплекс рифта Шонгда является одним из редких примеров проявления коматиитового магматизма в фанерозое, а в связи с сопряженными с ним платиноидно-медно-никелевыми месторождениями и рудопроявлениями (Банфук, Бансанг, Банмонг и др.), он представляет собой уникальный пример рудоносного платиноидно-медь-никеленосного фанерозойского коматиит-базальтового комплекса. Содержания благородных металлов, Ni и Cu в рудах месторождения Банфук, нормированных на примитивную мантию, отражают нефракционированное их распределение, типичное для коматиитов. Характерно, что и дайки коматиитов (Банмонг) характеризуются повышенными концентрациями ЭПГ. В породах месторождения Банфук содержания Pt достигают 0.8—1.5, Pd — 0.2—0.84, Rh — 0.33 г/т и серебра — до 30 г/т. Изотопно-геохимические исследования коматиитов показали, что для них характерны высокие содержания Os (до 10 мг/т) и хондритовые ¹⁸⁸Os/¹⁸⁷Os отношения ($\gamma = +0.02$), что подтверждает их плюмовую природу.

Медно-никелевые рудопроявления с высокими содержаниями платиноидов установлены и в связи с комплексом Каобанг, возраст которого, как показали наши исследования, отвечает основному этапу траппов Эмейшань — 260 млн лет [Чан Чонг Хоа и др., 2008]. Сульфидное оруденение наиболее полно изучено в массиве Суойкун, где оно приурочено преимущественно к плагиоцерцолитам, достигая наибольших концентраций в юго-западной части восточного блока. Высокие содержания ЭПГ установлены в недифференцированных пикритах этого района (Pd — 80, Pt — 25 мг/т).

В Южном Китае в центральной части платформы Янцзы известны дифференцированные перидотит-габбровые массивы с комплексным Fe-V-Ti и ЭПГ оруденением. К таким образованиям относится, в частности, массив Панчихуа (260 млн лет). В последнее время установлен еще целый ряд подобных массивов, с которыми связаны высокие содержания ЭПГ (Hongge, Xinjie — 259 млн лет). В восточной части распространения платобазальтов Эмейшань установлены ультрамафит-мафитовые силлы также сопровождающиеся медно-никелевым и платинометалльным оруденением (Yangliuping, Zhengzianwuo, Jing-Baoshan, Baimazhai) с возрастом 258 млн лет. Содержания платины и палладия в базальтах Эмейшань превышало $n \cdot 10$ мг/т [Song et al., 2003], что на два порядка выше значений, характерных для конвектирующей мантии.

Исследование цирконов из других интрузивов LIP (Лимахэ, Панчихуа, Хонгги), показало, что они также кристаллизовались 260 млн лет назад синхронно с эмейшаньскими траппами. U-Pb возраст кислых игнимбритов формации Суаньвей — 260 ± 4 млн лет отвечает времени формирования Эмейшаньского вулканизма [He et al., 2007]. Для базит-ультрабазитовых интрузий Xinjie, Panzhihua и Limahе получены надежные геохронологические данные по цирконам — 259 ± 3—263 ± 3 млн лет [Zhou et al., 2005], а по данным [Zhong et al., 2006, 2007] для интрузий Hongge, Binggu и гранитов Cida 259.3 ± 1.3, 260.7 ± 0.8 и 261 ± 4 млн лет соответственно. Кислый магматизм, связанный с плавлением коры, для первого этапа развит весьма ограниченно. Известны проявления игнимбритов в центральной части провинции с возрастом 260 млн лет, а также проявления фаялитовых сиенитов в районе массива Панчихуа (260 млн лет), которые рассматриваются как остаточные расплавы при формировании кумулятивной серии рудоносно-

го интрузива и не являются продуктами корового магматизма. Щелочные и высокоглиноземистые гранитоиды отмечаются в тесной ассоциации с ранним этапом ультрамафит-мафитового магматизма [Shellnutt, Zhou, 2006].

В Китае на платформе Янцзы и в Северном Вьетнаме удалось установить, что значительные объемы кислого корового магматизма характерны для второго этапа формирования Эмейшаньской LIP — 250 млн лет. В Северном Вьетнаме этот этап фиксируется проявлениями бимодальной базальт-риолитовой ассоциации в зоне Шонгхиен (248 ± 4.5 млн лет) [Чан Чонг Хоа и др., 2008]. Эти данные согласуются с геологическими наблюдениями о перекрытии габброидов интрузива Суойкун (260 млн лет) вулканогенно-осадочной толщей, включающей риолиты. Кислые вулканы этой толщи отвечают по составу высококалийным риодацитам и риолитам, а субвулканические образования — гранит-порфирам, характеризующимся повышенными содержаниями Rb, Th, U, P3Э и пониженными — Nb, Ta.

Пермтриасовые магматические комплексы широко проявились в структурах, обрамляющих сводовое поднятие Шонгчай (зоны Логаи и Фунги). Здесь выделяются три типа габбро-сиенитовых интрузий: 1) низкотитанистые габбро и сиениты; 2) высокотитанистые—высококалийные монцогаббро и сиениты; 3) щелочные габбро и нефелиновые сиениты. Rb-Sr и Ar-Ar изотопные датировки низкотитанистого пироксен-амфиболового габбро в районе Лукьен составляют 247 и 243 млн лет [Чан Чонг Хоа, 2007].

Возраст расчлененного перидотит-габбрового плутона Нуйчуа, который относится к одноименному комплексу основных интрузий Северо-Вьетнамского складчатого пояса, обрамляющего на юге платформу Янцзы, определенный по циркону из габбро-норитов U-Pb, SHRIMP методом показал 251 ± 3.4 млн лет [Чан Чонг Хоа и др., 2008, Поляков и др., 2009]. Близкие датировки получены по монцонитоидам массива Шонгда в западном ареале плутона Нуйчуа (250.4 ± 3.1 млн лет, U-Pb, SHRIMP и 250.1 ± 3.1 млн лет, Ar-Ar), а также по гранитам Бансанг и Кимбой комплекса Пиабюк (250.5 ± 1 млн лет, Ar-Ar и 242 ± 2 млн лет, U-Pb). Обнаружение в составе комплекса Нуйчуа основных пород повышенной калиевой щелочности (монцонитоиды массива Шонгда и других сателлитов плутона Нуйчуа в западном его ареале) существенно расширяет металлогеническую специализацию комплекса, повышая его перспективность на Fe-Ti-V оруденение.

Подобные датировки установлены и для щелочных и высокоглиноземистых гранитоидов в Китае (массив Ailanghe 251 ± 6 млн лет, U-Pb, SHRIMP [Zhong et al., 2007]). Аналогичный возраст получен и для сиенитов массива Huangcao 252 ± 6 млн лет [Shellnutt, Zhou, 2006]. Необходимо также отметить, что появились данные по щелочно-базитовым дайкам, для которых получен триасовый возраст 242 млн лет, что можно рассматривать как завершающий этап Эмейшаньского плюма, аналогичный завершающему этапу Сибирского суперплюма.

Показательно, что молодые датировки фиксируются и по цирконам в ультрамафит-мафитовых интрузивах раннего этапа. Время формирования Pt-Pd месторождения Джаньбаошань, располагающегося главным образом в верлитах, оценивается в 259.2 ± 4.5 млн лет (U-Pb, SHRIMP) [Tao et al., 2009]. Исследовано 19 точек из различных зерен циркона. Три точки дают древние возрасты 2632 ± 73 , 1842 ± 40 и 545.2 ± 12 млн лет и относятся к ксенокристаллам цирконов из вмещающих пород. Три других зерна цирконов дают возрасты 242.1 ± 5.8 , 240.9 ± 5.8 и 242.3 ± 5.7 млн лет, что объясняется более поздними гидротермальными процессами. Оставшиеся 13 зерен дают время кристаллизации верлита 260.6 ± 3.5 млн лет. Из плагиогорнблендита проанализировано 9 цирконов. Два зерна дали возраст 244.7 ± 5.9 и 245.9 ± 5.9 млн лет. Один анализ показал дискордантный возраст 266.8 ± 6.6 млн лет, тогда как остальные 6 цирконов дают время кристаллизации 260.7 ± 5.2 млн лет (MSWD = 0.89).

Аналогичные датировки приведены выше для рудоносных интрузий Норильского района. Таким образом, в формировании Эмейшаньской LIP выделяются три этапа проявления базитового и гранитоидного магматизма: 260, 250 и 240—245 млн лет (см. рис. 7). Причем установлено нарастание роли гранитоидных и щелочно-базитовых комплексов к поздним этапам магматизма. Металлогения этой крупной магматической провинции также отличается многоэтапностью проявления процессов рудообразования. Кроме упомянутых выше магматических Cu-Ni, Pt и Fe-Ti-V месторождений, в ареале этой LIP широко развито гидротермальное Sb, Sb-Hg, Au-Hg, Ag-Pb-Zn, Au-As, а также гидротермально-осадочное Cu и Cu-Co оруденение [Чан Чонг Хоа, 2007; Борисенко и др., 2008]. Как и в ареалах других крупных магматических провинций, в центральных ее зонах локализованы Cu-Ni, Pt и Fe-Ti-V месторождения, а в периферических — гидротермальное Sb, Sb-Hg, Au-As и Au-Hg оруденения. Возраст гидротермального оруденения наиболее детально изучен для Северо-Вьетнамского сегмента Эмейшаньской LIP. Здесь установлены два этапа формирования такого оруденения: 255—250 и 235—230 млн лет (Ar-Ar — метод [Tran Tuan Anh et al., 2007; Борисенко и др., 2009]). Заметно более молодым является Au-As (золото-сульфидно-кварцевое и золото-сульфидное) оруденение 223—214 млн лет. Гидротермально-осадочные Cu и Cu-Co месторождения (медистые песчаники и сланцы) тяготеют в основном к центральным частям Эмейшаньской LIP. В целом Эмейшаньский плюм очень сходен по этапности и характеру

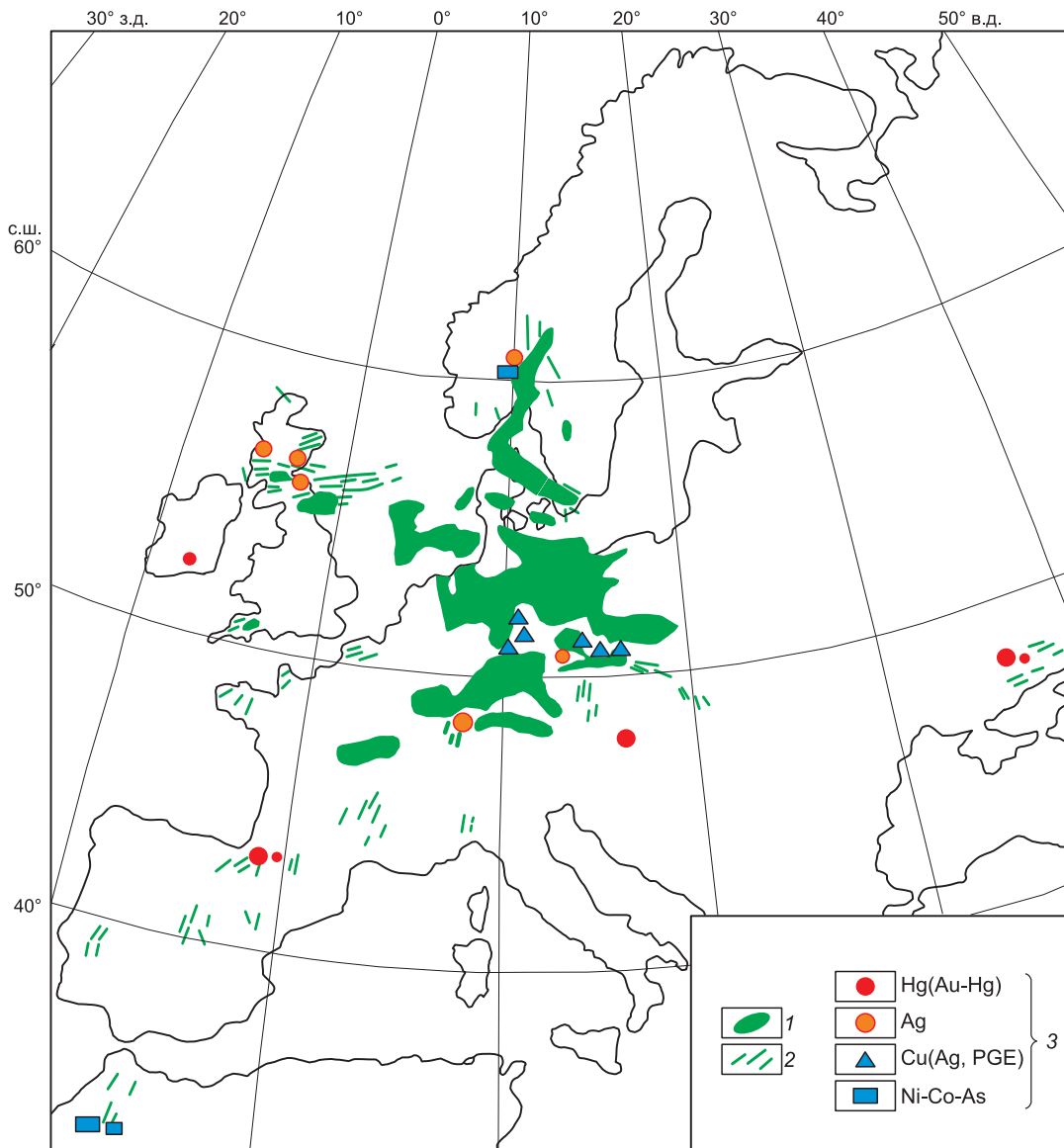


Рис. 9. Схема размещения позднепалеозойских (C_3 — P_1) базитов и оруденения в ареале Центрально-Европейской ЛIP.

1 — базальты, трахиты; 2 — дайки долеритов; 3 — рудопроявления.

оруденения с Сибирским плюмом, но здесь сильно проявлен ранний этап (260 млн лет) из-за меньшей мощности литосферы, в полном соответствии с моделью (см. рис. 3).

Центрально-Европейская ЛIP (C_3 — P_1) (рис. 9) существенно отличается от Сибирской, Таримской и Эмейшаньской широким развитием щелочных и щелочно-базитовых комплексов, объем проявления которых равен или даже превышает масштабы проявления базитового магматизма. Хотя следует отметить, что в некоторых отдельных локальных ареалах Сибирской (Маймеча-Котуйский, Южно-Алтайский) и Таримский ЛIP (Виллойский ареал) щелочные, щелочно-базитовые и щелочно-ультрабазитовые породы играют весьма существенную роль.

Формирование Центрально-Европейской ЛIP происходило на фоне широкого развития процессов позднепалеозойского (постварисского) рифтогенеза, сопровождавшихся многоэтапным проявлением гранитоидного и щелочно-базитового магматизма [Rock, 1991; Timmerman, 2004; Wilson et al., 2004; Sekenddorf et al., 2004a,b; Mikulski et al., 2005; Mikulski, 2007; Awdankiewicz, 2007; Seifert, 2009]. Рифтогенные структуры маркируются ареалами дайковых комплексов лампрофиров, интрузиями анорогенных гранитов, проявлениями щелочного, щелочно-базитового и кислого вулканизма. Выделяются несколько

этапов формирования щелочно-базитовых дайковых комплексов лампрофиров (334—323, 316—310, 305—295 млн лет) и гранитоидных интрузий (340—330, 325—315, 314—308 и 300—290 млн лет, см. рис. 7). Масштабное развитие базитового магматизма проявилось лишь на рубеже перми и карбона (305—295 млн лет), с которым связаны излияния базальтов Северного моря, Северогерманских впадин, рифта Осло, Шотландии, рои долеритовых даек на севере Англии, в Скандинавии, Франции и других регионах Европы. По оценкам [Benek et al., 1996; Neumann et al., 2004] объем эффузивных и интрузивных пород, сформировавшихся на рубеже перми и карбона (305—295 млн лет) только в контурах грабена Осло и Северогерманской впадины, составляет около 0.5 млн км³, как в Эмейшаньской LIP, а с учетом магматических пород в других районах (базальты Северного моря, других прогибов Центральной Европы, дайковые комплексы, см. рис. 9) эту цифру можно удвоить.

Не исключено, что ранние этапы (335—315 млн лет) соответствуют коллизионному, а не плюмовому этапу. Главному этапу отвечают излияния толеитовых базальтов в Донбассе (см. рис. 9), предшествующих формированию раннепермского (290—270 млн лет) Южно-Донбасского щелочно-базитового комплекса, а также дайки долеритов в СЗ Африке (Анти-Атлас в Марокко) [Бутурлинов, Скаржинский, 1970; Leblanc, 1986]. В этот период произошли основные излияния щелочных лав и формирование щелочных интрузий грабена Осло, Северогерманских впадин, дайковых комплексов щелочных базитов во многих районах Западной Европы (см. рис. 9). Максимум известных (Ar-Ar и U-Pb методы) датировок этих пород охватывают довольно узкий интервал времени — 300—290 млн лет (см. рис. 7). Такие масштабные излияния мантийных расплавов на огромной территории и в относительно короткий интервал времени позволяют выделить этот ареал развития базитового, щелочно-базитового и щелочного магматизма в качестве крупной позднепалеозойской (295 ± 5) магматической провинции, связанной с мантийным плюмом.

Особенности магматизма Центрально-Европейской магматической провинции во многом определили специфику металлогении на рубеже перми и карбона (300—290 млн лет) и ее Cu-Ni-Co-Ag-Sb-Hg геохимический профиль. По имеющимся неполным геологическим и геохронологическим данным с этим возрастным рубежом связано формирование Ni-Co-Ag, Ag-Sb и Ag-полиметаллических, Sb-Hg, Au-Hg, флюоритовых и Cu-Mo-порфириновых месторождений, а также крупных месторождений Cu-сланцев в Центральной Европе. Наиболее достоверные геологические и изотопно-геохронологические данные о возрасте имеются для медного осадочно-диагенетического оруденения (Sedex-type), локализованного среди раннепермских красноцветных терригенных отложений (антрацитовые сланцы с Cu-минерализацией) и в перекрывающих углеродистых, местами битуминозных сланцах. Медистые сланцы широко распространены в Западной Европе и являются маркирующим горизонтом во всех разрезах пермских отложений от Англии и Голландии до Германии и Польши, что позволило в 1969 г. Ж. Ренцшу и Г. Книшшке [1968] выделить Центрально-Европейский медный пояс. Такого же типа медная минерализация известна и в раннепермских красноцветных отложениях Бахмутской и Кальмиус-Торецкой впадин в Донбассе. Руды в медистых сланцах кроме основных компонентов Cu, Pb, Zn содержат высокие концентрации Co, Ni, Ag (до *n*·100 г/т), Pt, Pd, Hg, Sb, As [Kucha, 1982, 1984]. Возраст таких руд, определенный Re-Os методом, показал разброс значений от 297.3 до 271.8 млн лет [Pašava et al., 2007]. Наиболее древние цифры (297.3—280 млн лет) согласуются со стратиграфическим положением Cu-сланцев и отвечают времени формирования металлоносных осадков, более поздние цифры — этапам их преобразования при диагенезе и катагенезе. Близкий возраст (295—290 млн лет) имеют гидротермальные Ni-Co-As месторождения: района Конгсберг в Норвегии, Строншиан, Очилс, Хилдерстон в Шотландии и другие [Минеральные..., 1982; Russell, Smythe, 1984; Pedersen, Beek, 1994]. В районе Конгсберг (рифт Осло) дайки диабазов (295 млн лет) являются внутрирудными для раннепермского Ag-Pb-Zn и Ni-Co-Ag оруденения: они пересекают серебро-полиметаллические жилы и на них наложены серебро-арсенидные. Раннепермский возраст имеет Ni-Co-As минерализация Au-Hg месторождения Саломон в Пиренеях — 295 ± 5 млн лет [Crespo, 1998]. Возраст других Cu-Co-Ni-Au месторождений в этом районе составляет 273—271 млн лет (U-Pb метод [Paniagua et al., 1993, 1996]). В рудах аналогичного месторождения Провиденсия из этого же района установлены повышенные содержания Pt и Pd (до 0.3 г/т). Гидротермальное Co-Ni-Ag оруденение достаточно широко распространено в Центральной Европе, однако возраст его надежно не обоснован изотопно-геохронологическими методами. К тому же оно относится по разным данным к нескольким разновозрастным этапам рудообразования, наиболее важным из которых для Центральной Европы является раннемеловой и охватывают интервал 150—100 млн лет, близкий возраст определен и для серебро-сурьмяного оруденения Словацкого рудогорья [Urlan et al., 2008]. Время формирования ртутного оруденения, по нашим данным, составляет 121.7 ± 1.4 млн лет. Все это позволяет отнести проявление такого магматизма и оруденения к меловому этапу развития плюмовой активности в Центральной Европе.

Близкий к карбон-пермскому рубежу возраст имеет Ni-Co-As оруденение в Анти-Атласской кобальтоносной провинции в Марокко, где оно ассоциирует с пермскими (?) дайками долеритов [Крутов,

1970]. U-Pb датирование браннерита из Co-руд месторождения Бу-Аззер показало, что его возраст 301.6 ± 8 млн лет [Oberthur et al., 2007, 2009]. Возраст уранового оруденения Богемского массива, с которым в тех или иных масштабах ассоциирует Ni-Co-As минерализация, охватывает довольно широкий интервал значений от 295 до 40 млн лет [Арапов и др., 1984; Минеральные..., 1988; Seifert, 2008].

Кроме гидротермального кобальтового оруденения в ряде рудных районов Центральной Европы (Рудные горы, Корнуол и др.) проявлено Ag-Sn-полиметаллическое и Ag-Sb оруденение. Оно формировалось после Sn-W-грейзенового, но до уранового оруденения (≈ 300 —290 млн лет) [Baumann et al., 2000; Seifert, 2008].

В контурах ареала Центрально-Европейской LIP проявлено ртутное и сурьмяно-ртутное оруденение, наиболее значимые проявления которого тяготеют к ее периферическим зонам (Пиренеи, Ирландия, Альпы и, возможно, Донбасс). Данные о возрасте ртутного и золото-ртутного оруденения известны лишь для месторождений в Пиренеях: Саломон (Ag-As-Sb-Hg) — 269 ± 5 , Педроса-дель Рей (Hg) — 263 ± 12 [Panagua et al., 1993].

Таким образом, спецификой металлогении Центрально-Европейской LIP является широкое развитие Ag-полиметаллического, Ni-Co-Ag, Sb-Hg и Au-As оруденения, локализующегося в основном в периферических зонах провинции, а также месторождений Cu-сланцев, развитых преимущественно среди пермских отложений позднепалеозойских—раннемезозойских впадин в центральных частях ареала. Значимых проявлений Cu-Ni-Pt магматического оруденения в ареале этой LIP не выявлено, что частично может быть связано с перекрытостью ее центральной части платформенным чехлом отложений поздне-го палеозоя и мезозоя (P—MZ) и слабой ее эродированностью.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ LIP И РОЛЬ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ В ФОРМИРОВАНИИ КРУПНЫХ И УНИКАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Анализ металлогении крупных магматических провинций, проведенный на примерах четырех ареалов масштабного развития базитового, щелочно-базитового и гранитоидного магматизма, связанного с Сибирским, Таримским, Эмейшаньским и Центрально-Европейским мантийными плюмами, позволил выявить следующие характерные ее особенности.

1. В рассмотренных ареалах пермотриасовых LIP Евразии проявлен своеобразный комплекс эндогенного оруденения, включающий Cu-Ni-Pt и Fe-Ti-V магматические, разные типы гидротермального Ni-Co оруденения (Co-As, Cu-Co-As, Ni-Co-Bi-Ag-U и др), Au-As, Sb-Hg, Ag-Sb и Au-Hg, а также месторождения Cu-сланцев (с Ag, Co, Ni, Pt, Hg, As), что характерно и для крупных магматических провинций других возрастных рубежей [Pirajno, 2004; Борисенко и др., 2006]. Эти типы оруденения отчетливо синхронизированы с соответствующими этапами проявления магматизма в истории каждого из рассмотренных выше плюмов. Причем Cu-Ni-Pt и гидротермальные Ni-Co, Au-As, а также медистые песчаники и сланцы синхронны проявлению базитового магматизма, а для Sb-Hg, Ag-Sb и Au-Hg месторождений выявляются более тесные пространственно-временные связи с комплексами щелочных базитов (см. табл. 1, 2). В ряде случаев этапы рудообразования и дайкового магматизма перемежаются в пространстве и времени.

2. Общая длительность развития процессов магматизма и рудообразования в таких LIP составляет около 30 млн лет. Причем для многих из них устанавливается многоэтапность проявления этих процессов, которая наиболее отчетливо выражена в орогенных поясах и рифтогенных структурах. Так, для Сибирской LIP выделяются три этапа развития базитового магматизма и синхронизированного с ним магматического и гидротермального оруденения: 265 — 255 , 250 ± 1 и 243 — 230 млн лет, отвечающих трем этапам развития мантийного суперплюма: 1) подход к литосфере и ранние этапы прорыва плюма; 2) массовые излияния и интрузии на этапе максимального развития; 3) регрессивные этапы. Магматизм раннего этапа проявлен незначительно и представлен в основном дайковыми комплексами долеритов, силлами и потоками базальтов, а также мелкими дифференцированными базитовыми интрузиями с Cu-Ni оруденением, в орогенных поясах на периферии ареалов LIP. Мелкие и средние по масштабу Cu-Ni месторождения, относящиеся к раннему этапу развития Таримской LIP, локализованы в основном в центральной ее части (Восточный Тянь-Шань в северном обрамлении Тарима) и реже по ее периферии (Китайский Алтай, Вост. Казахстан и др.). Таким образом, ранний этап развития LIP является слабопродуктивным в отношении Cu-Ni оруденения, хотя небольшие промышленные объекты этого типа известны в центральных их частях. Значительно более перспективен этот этап развития крупных магматических провинций на Au-As и Ni-CoAs гидротермальное оруденение, крупные месторождения которых широко развиты во внешних зонах Таримской LIP (см. рис. 7, табл. 2).

Второму этапу в Сибирской LIP отвечает масштабное развитие траппов, формирование в ее центральных зонах крупных Cu-Ni-Pt-носных интрузий Норильского района и крупных железорудных месторождений на ее периферии (Ангаро-Илимский и другие районы). Такой характер локализации крупных и уникальных Cu-Ni-Pt месторождений устанавливается и в других аналогичных магматических

провинциях мира: Маскок в крупнейшем ареале долеритовых даек Маккензи (Канада), Эмейшаньская LIP и другие. С этим же этапом связано широкое развитие щелочно-базитового и щелочно-ультрабазитового (с карбонатитами) магматизма в центральной части ареала Сибирской LIP (Маймеча-Котуйская провинция), а в ее внешних зонах дайковых комплексов щелочных базитов (лампрофиров), сопровождавшихся гидротермальным Ni-Co-As, Ag-Sb и Au-Hg оруденением.

Заключительный этап характеризуется развитием магматизма пестрого состава, включающего ареалы дайковых комплексов лампрофиров и базитов, интрузии сиенит-граносиенитового и габбро-гранитного состава и редкометалльных гранитов. С ними связаны соответствующие типы гидротермального оруденения: Sb-Hg, Ag-Sb, Au-Hg, Cu-Mo-порфирирового и Mo-W. Сходная этапность развития процессов магматизма и рудообразования проявлена и в ареале Таримской и Эмейшаньской LIP. При этом общая последовательность формирования характерных для таких LIP типов рудных месторождений, особенно крупных, для всех известных ареалов устанавливается в следующем виде: Cu-Ni-Pt + Ni-Co-As + Au-As → Ag-Sb → Au-Hg и Sb-Hg. Наиболее продуктивными в отношении Cu-Ni-Pt, Ni-Co-As и Au-As оруденения является второй основной этап развития LIP, для гидротермального Ag-Sb, Au-Hg, Sb-Hg и других типов — поздний, заключительный.

3. Главной особенностью пространственного размещения разных типов эндогенного оруденения в контурах рассмотренных LIP является преимущественная локализация месторождений Cu-Ni-Pt и Fe-Ti-V и Cu-сланцев и песчаников в центральных частях ареалов крупных магматических провинций, а гидротермальных Ni-Co, Ag-Sb, Au-As и Sb-Hg — в периферических их зонах (рис. 10). При этом выявляются следующие особенности локализации этих типов оруденения в разных геологических обстановках (табл. 3):

— крупные Cu-Ni-Pt месторождения в расслоенных базит-ультрабазитовых интрузивах развиты преимущественно в пределах древних кратонов (Норильский и Эмейшаньский рудные районы соответственно на Сибирском и Южно-Китайском кратонах), мелкие и средние (менее 1 млн т) в орогенных и рифтогенных поясах (Восточный Тянь-Шань в Таримской и СЗ Вьетнам в Эмейшаньской LIP);

— для оруденения As геохимического профиля (Ni-Co-As и Au-As), локализуемого в периферических зонах рассмотренных LIP, весьма наглядно проявляется литологический контроль в его размещении: Ni-Co-As оруденение, формирующееся в тесной пространственной и временной сопряженности с габбро-гранитными и габбро-сиенитовыми вулканоплутоническими комплексами, локализуется среди пород фемического профиля (базальты, серпентиниты, скарны и др.), Au-As — в черносланцевых толщах;

Таблица 3. Особенности локализации оруденения в ареалах LIP

Тип оруденения	Положение в ареалах LIP	Связь с этапами развития LIP	Магматический контроль	Литологический контроль	Связь с другими типами оруденения
Cu-Ni-Pt	Крупные и уникальные в центральных зонах Мелкие и средние в центральных и периферических зонах	Крупные и уникальные с основным этапом Мелкие и средние с ранним этапом	Связь с дифференцированными базит-ультрабазитовыми комплексами	—	Синхронизировано с Ni-Co-As и Cu-стратиформным
Cu (Co, Ag, Pt) стратиформное	Центральные зоны LIP	Ранний и основной этапы	В ареалах базальтового и базальт-риолитового магматизма	Высокоуглеродистые пачки песчаников и сланцев среди красноцветных и пестроцветных толщ	Синхронизировано с Cu-Ni-Pt и Ni-Co-As
Ni-Co-As	Периферические зоны	Ранний этап	Габбро-гранитные и габбро-сиенитовые комплексы	Породы фемического профиля	Синхронизировано с Cu-Ni-Pt, Cu-стратиформным и Au-As
Au-As	»	»	—	Черносланцевые толщи	Синхронизировано с Cu-Ni-Pt, Ni-Co-As и Cu-стратиформным
Ag-Sb	»	Поздний	Ареалы щелочно-базитового магматизма	»	Сближено во времени с Sb-Hg и Au-Hg
Sb-Hg, Au-Hg	»	»	»	Карбонатные и терригенно-карбонатные, офиолиты	Сближено во времени с Ag-Sb

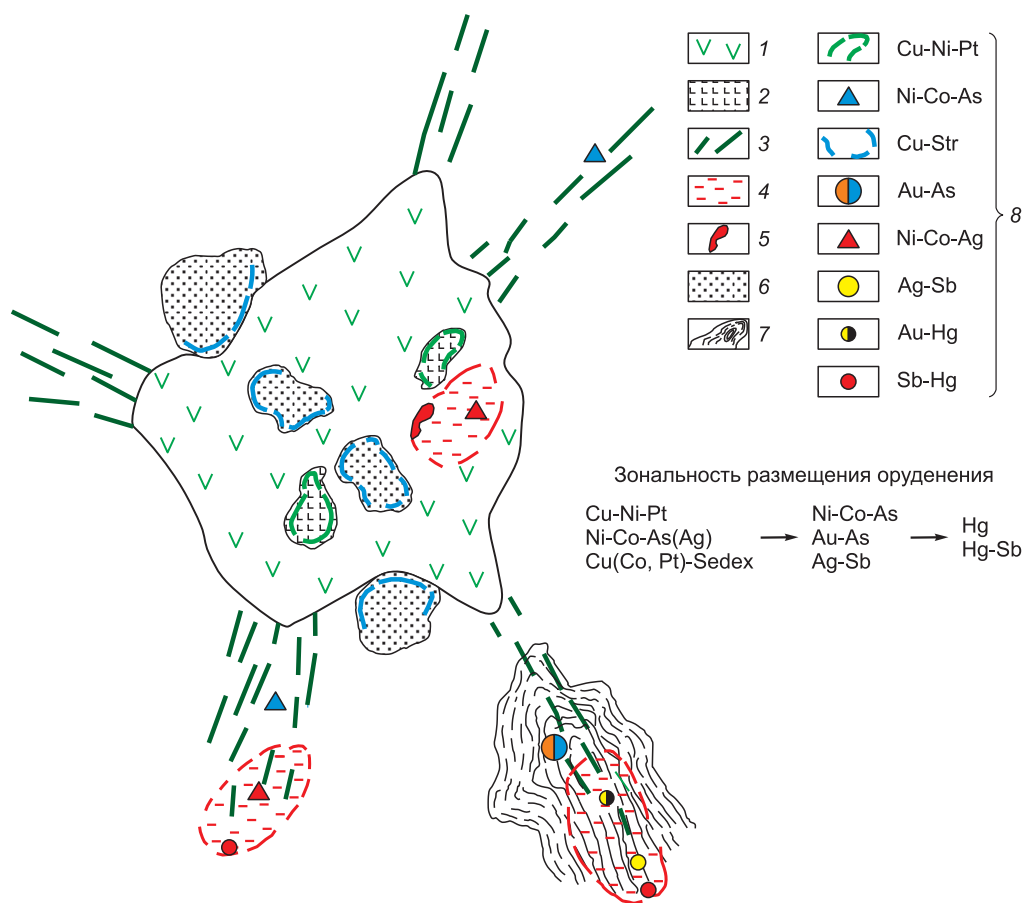


Рис. 10. Идеализированная схема размещения оруденения в ареалах крупных магматических провинций.

1 — базальты, 2 — габбро, 3 — дайки долеритов, 4 — щелочные породы, 5 — щелочные интрузии и карбонаты, 6 — осадочные бассейны, 7 — черные сланцы, 8 — месторождения.

— сходный литологический контроль характерен и для оруденения сурьмяного геохимического профиля (Sb-Hg, Au-Hg и Ag-Sb), пространственно связанного с ареалами щелочно-базитового магматизма: Sb-Hg и Au-Hg оруденение локализовано, как правило, в карбонатных, терригенно-карбонатных или эффузивно-осадочных породах, а Ag-Sb — только лишь среди черносланцевых отложений.

Литологический контроль гидротермального оруденения находит свое объяснение в полигенности источников рудного вещества и заимствовании части рудных компонентов из вмещающих оруденение пород, что доказывается унаследованием рудами их геохимической специфики и данными по изотопному составу Pb, Sr, S, указывающими на смешанный, мантийно-коровый их источник [Борисенко и др., 1984; Наумов, 2007; Pavlova, Borisenko, 2009; Третьякова и др., 2010].

4. Полученные данные свидетельствуют о том, что проявление такого специфического комплекса магматогенного и гидротермального оруденения является характерной чертой металлогении крупных магматических провинций, связанных с мантийными плюмами, а эти типы оруденения могут рассматриваться в качестве металлогенических индикаторов мантийных плюмов. Доказательством участия мантийных источников рудного вещества в формировании рассматриваемых типов оруденения является высокое содержание мантийного гелия в рудообразующих флюидах Ni-Co-As, Ag-Sb, Sb-Hg и Au-Hg месторождений [Наумов, 2007; Павлова и др., 2008; Pavlova, Borisenko, 2009; Tretiakova et al., 2009] (рис. 11), повышенные содержания Pt и Pd в рудах гидротермальных кобальтовых месторождений [Tretiakova et al., 2009], а также примеси Hg в минералах руд Ni-Co-As и Ag-Sb Au-As и Cu-Ni-Pt месторождений.

Таким образом, на основе анализа металлогении Сибирской, Таримской, Эмейшаньской, Центрально-Европейской и других крупных магматических провинций (LIP) установлено, что главными чер-

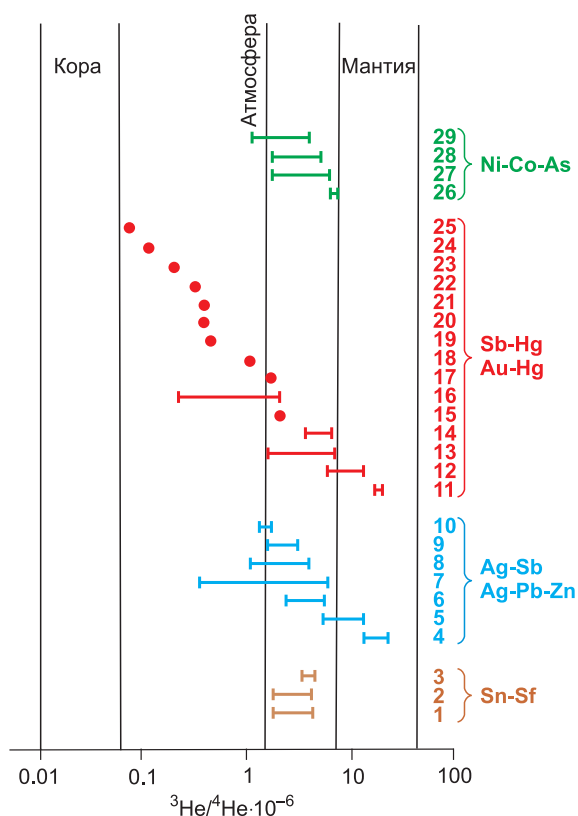


Рис. 11. Изотопный состав He в минералах руд кобальтовых, ртутных, серебряных и олово-сульфидных месторождений в ареалах разновозрастных ЛIP.

Месторождения: 1—3 — олово-сульфидные: 1 — Дачанг, 2 — Фуронг, 3 — Хинган; 4—10 — серебро-сурьмяные и серебро-полиметаллические: 4 — Акджилга, 5 — Хинган, 6 — Асгат, 7 — Дукат, 8 — Имитер, 9 — Санта-Рита, 10 — Джилкидал; 11—25 — ртутные, золото-ртутные и сурьмяно-ртутные: 11 — Салфер-Бенк, 12 — Узон, 13 — Стимбот-Спринг, 14 — Новая Зеландия, 15 — Иликалар, 16 — Гетчел, 17 — Джилкидал, 18 — Мурзинское, 19 — Терексай, 20 — Ваньшань, 21 — Лысогорское, 22 — Акташ, 23 — Кундат, 24 — Никитовка, 25 — Акташ; 26—29 — никель-кобальт-арсенидные: 26 — Тамдрот, 27 — Бу-Аззер, 28 — Актепе, 29 — Имитер.

тами определяющими специфику металлогении ареалов ЛIP, являются:

- 1) развитие своеобразного комплекса оруденения, включающего — магматическое Cu-Ni-Pt и Fe-Pt; гидротермальное Ni-Co-As (\pm Ag, U, Au), Au-As, Ag-Sb, Au-Hg, Sb-Hg и стратиформное Cu (медистые песчаники и сланцы, обогащенные Co, Ni, Ag, Pt);
- 2) ареально-очаговый характер размещения оруденения (в отличие от линейно-поясового для субдукционных, островодужных и рифтогенных обстановок);
- 3) зональное распределение разных типов оруденения относительно центров ЛIP: преимущественная локализация Cu-Ni-Pt, Fe-Pt и стратиформного Cu в центральных их зонах, а гидротермального — в периферических частях ЛIP;
- 4) высокая синхронизация по времени формирования каждого из типов оруденения в ареалах крупных магматических провинций, а также временная сопряженность Cu-Ni-Pt, Ni-Co-As и Au-As, локализованных в разных зонах ЛIP;
- 5) отчетливая корреляция разных типов оруденения с определенными этапами проявления базитового, щелочно-базитового и гранитоидного магматизма;
- 6) единая последовательность формирования разных типов оруденения;
- 7) зависимость масштабов развития оруденения от объемов ЛIP, зависящая от мощности плюмов и толщины литосферы (см. рис. 3).

Выявленные особенности локализации разных типов оруденения в ареалах ЛIP, его возрастные и генетические связи с определенными типами магматизма, своеобразие геологических обстановок формирования оруденения являются основой для разработки комплекса геологических, магматических, литологических и геохимических критериев прогноза и оценки перспектив выявления новых промышленных объектов в ареалах ЛIP.

В то же время полученные результаты неизбежно ставят вопрос о причинах разной интенсивности, локальности и несовместности проявления разных типов оруденения в разных зонах ареалов развития плюмового магматизма. Решение этой проблемы возможно путем детального изучения условий зарождения и эволюции рудно-магматических систем, продуцирующих оруденение этих типов, и выявления главных геологических, магматических и физико-химических факторов, контролирующих их высокую рудопродуктивность, а также дальнейшее развитие модели термохимического плюма, изложенной выше. Установление таких факторов послужит основой для конкретизации и научного обоснования критериев регионального и локального прогноза и поисков рудных месторождений в ареалах крупных магматических провинций.

ЛИТЕРАТУРА

Антоненко А.А. О перспективах мафит-ультрамафитовых комплексов Казахстана на медно-никелевое оруденение // Актуальные проблемы наук о Земле (Материалы Международной научно-практической конференции «Сатпаевские чтения», 10—11 апреля 2008 г.). Алматы, 2008, с. 20—22.

Антоненко А.А., Жуков И.М., Павлова З.Н., Гойколова Т.В. Медно-никелевое месторождение Камтор. Актуальные проблемы наук о Земле (Материалы Международной научно-практической конференции «Сатпаевские чтения», 10—11 апреля 2008 г.). Алматы, 2008, с. 23—24.

Балыкин П.А., Поляков Г.В., Изох А.Э., Чан Чонг Хоа, Нго Тхи Фыонг, Чан Куок Хунг, Петрова Т.Е. Геохимические особенности и петрогенезис пермских ультрамафит-мафитовых комплексов рифта Джинпинг-Шонгда (Юго-Восточная Азия) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 785—803.

Борисенко А.С., Лебедев В.И., Тюлькин В.Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. Новосибирск, Наука, 1984, 171 с.

Борисенко А.С., Говердовский В.А., Пономарчук В.А., Наумов Е.А. Возраст золото-ртутной минерализации Алтае-Саянской орогенной области // Вестн. Том. ун-та, 2003, № 3 (Ш), с. 216—217.

Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связи с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 166—182.

Борисенко А.С., Чанг Чонг Хоа, Изох А.Э., Дашкевич Е.Г., Неволько П.А. Минералого-геохимические особенности руд Au-As оруденения Северного Вьетнама // Металлогения древних и современных океанов – 2008. Рудоносные комплексы и рудные фации. Материалы XIV научной студенческой школы. Миасс, 2008, с. 218—221.

Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Васюкова Е.А., Травин В.А., Говердовский В.А., Гусев Н.И. Возраст лампрофиров Алтая и северо-запада Монголии и их соотношение с другими типами магматизма и оруденения // Геология и минералогия Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2010, с. 143—149.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформация литосферы как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 621—636.

Владыкин Н.В. Петрология калиево-щелочных лампроит-карбонатитовых комплексов, их генезис и рудоносность // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1443—1455.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Поляков Г.В., Изох А.Э., Крупчатников В.И., Травин А.В., Войтенко В.В. Ag-Ag изотопный возраст лампроитовых даек чуйского комплекса, Горный Алтай // Докл. РАН, 2004, т. 399, № 4, с. 516—519.

Гриценко Ю.Д. Кобальт-никелевая антимонидная и арсенидная минерализация Норильского рудного района: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. М., 2007, 17 с.

Гусев Н.И., Шокальский С.П., Вовшин Ю.Е., Кашин С.В., Крупчатников В.И., Пономарев А.Л. Гранитоиды и базиты Юстыдского рудного узла. Региональная геология и металлогения, № 39, 2009, с. 47—63.

Добрецов Н.Л. Пермотриасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН, 1997, т. 354, № 2, с. 220—223.

Добрецов Н.Л. Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 870—890.

Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 587—604.

Добрецов Н.Л., Верниковский В.А. Мантийные плюмы и их геологические проявления // Смирновский сборник – 2001. М., 2001, с. 46—69.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика (2-изд. доп. и перераб.) Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2001, 409 с.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Физико-химические условия на границе ядро—мантия и образование термохимических плюмов // Докл. РАН, 2003, т. 393, № 6, с. 797—801.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Параметры горячих точек и термохимических плюмов // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (6), с. 589—602.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А. Г. Диаметр и время формирования головы плюма на подошве «тугоплавкого слоя в литосфере» // Докл. РАН, 2006а, т. 406, № 1, с. 99—103.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А. Г., Гладков И.Н., Сурков Н.В. Параметры горячих точек и термохимических плюмов в процессе подъема и излияния // Петрология, 2006б, т. 14, № 5, с. 508—523.

Додин Д.А., Вишневский А.Н., Гулин С.А., Кавардин Г.И. Проблемы минералогии Арктики // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (9), с. 78—90.

- Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М., Мкртычян А.К., Шерман М.Л., Служеникин С.Ф., Лурье А.М.** Геология и рудоносность Норильского района. М., Наука, 1988, 279 с.
- Ермолов П.В., Изох А.Э.** Петрология магматических пород семейтауской вулканической серии // Геология и геофизика, 1977 (6), с. 52—62.
- Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузбный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д.** Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана) // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 561. Новосибирск, Наука, 1983, 207 с.
- Золотухин В.В., Васильев Ю.Р., Дюжиков О.А.** Многообразие траппов и исходные магмы. Новосибирск, Наука, 1989, 248 с.
- Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Ф.З., Пархоменко В.Л.** Высокотемпературные расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1565—1577.
- Изох А.Э., Поляков Г.В., Чан Чонг Хоа, Балыкин П.А., Нго Тхи Фыонг.** Пермотриасовый ультрамафит-мафитовый магматизм Северного Вьетнама и Южного Китая как проявление плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 942—951.
- Кабо А.Е., Коваленкер В.А., Русинов В.Л.** Актепинское рудное поле в Кураминских горах — новое проявление серебро-арсенидного оруденения // Геология рудных месторождений, 1992, т. 34, № 2, с. 67—81.
- Кирдяшкин А.Г., Добрецов Н.Л.** Влияние структуры конвективных течений и плюмовых струй в мантии Земли на периодичность эндогенных процессов // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, с. 27—41.
- Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Гладков И.Н., Сурков Н.В.** Гидродинамические процессы при подъеме мантийного плюма и условия формирования канала излияния // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 891—907.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Владыкин Н.В., Иванов В.Г., Ковач В.П., Козловский А.М., Костицын Ю.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометалльного магматизма Центральной Азии // Петрология, 2002, т. 10, № 3, с. 227—253.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А.** Закономерности пространственного распределения «горячих точек» мантии современной Земли // Докл. РАН, 2009, т. 427, № 5, с. 654—658.
- Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Саватенков В.М., Ковач В.П.** Источники базальтоидного магматизма в условиях рифтогенеза на активной континентальной окраине (на примере бимодальной ассоциации хребтов Ноен и Тост позднепалеозойской Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, Южная Монголия) // Петрология, 2006, т. 14, № 14, с. 358—383.
- Колотилов Л.И., Петров В.В., Глотов А.И.** Позднепалеозойские габброиды Зайсанской области // Медь-никеленосные формации складчатых областей Сибири. Новосибирск, Наука, 1990, с. 136—145.
- Коробейников А.Ф.** Платинометалльные месторождения мира. Т. Ш. Комплексные золото-редкометалльно-платиноидные месторождения. М., Научный мир, 2004, 236 с.
- Крутов Г.А.** Месторождения никель-кобальтовых руд района Бу-Аззер (Марокко). Геология рудных месторождений, 1970, № 4, с. 27—40.
- Кузбный В.С., Владимиров А.Г., Ермолов П.В., Марьин А.М.** Главные типы габброидных интрузий Зайсанской складчатой области // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 441. Новосибирск, Наука, 1979, с. 166—195.
- Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А.** Рифтогенный и внутриплитовый магматизм, соотношение с «горячими» и «холодными» полями мантии // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1270—1279.
- Мазуров М.П., Бондаренко П.М.** Структурно-генетическая модель рудообразующей системы ангаро-илимского типа // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (10), с. 1584—1593.
- Медведев А.Я.** Пермотриасовый вулканизм Северо-Азиатского кратона (Западно-Сибирская плита и Тунгусская синеклиза): геохимия, петрология и геодинамика: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Иркутск, Ин-т геохимии СО РАН, 2004, 60 с.
- Минеральные месторождения Европы.** В 5-ти томах. Том. 1 Северо-Западная Европа / Ред. С.Х.У. Боуиб, А. Кволхейма, Х.У. Хэслема. М., Изд-во Мир, 1982, 583 с.
- Минеральные месторождения Европы.** В 5-ти томах. Том. 3. М., Изд-во Мир, 1988, 516 с.
- Митропольский А.С., Кулик Н.А.** Висмут-никель-кобальтовое оруденение в зонах мезозойской активизации Горного Алтая и Западной Тувы // Закономерности размещения полезных ископаемых, Т. XI. М., Наука, 1975, с. 306—313.

Мушкин И.В. Раннемезозойская щелочно-базальтоидная формация и проблемы состава гранулит-базитового слоя и верхней мантии Южного Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1977, 51 с.

Наумов Е.А. Типы золото-ртутной минерализации Алтае-Саянской складчатой области и физико-химические условия их формирования: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2007, 21 с.

Наумов Е.А., Борисенко А.С., Ковалев К.Р., Федосеев Г.С., Травин А.В., Калинин Ю.А. Возрастные рубежи формирования золотого оруденения Восточного Казахстана и Западной Сибири // Геология, минералогия и перспективы развития минеральных ресурсов / Ред. Б.М. Ракишев. Алматы, Изд-во ИГН РК, 2009, с. 224—228.

Павлова Г.Г., Борисенко А.С., Говердовский В.А., Травин А.В., Жукова И.А., Третьякова И.Г. Пермотриасовый магматизм и Ag-Sb оруденение ЮВ Алтая-СЗ Монголии // Геология и геофизика, 2008, т. 48 (7), с. 720—733.

Петров О.В., Малич К.Н., Дистлер В.В., Служеникин С.Ф., Шевченко С.С., Кнауф В.В., Матуков Д.И., Лепехина Е.Н., Пресняков С.Л., Толмачева Е.В., Туганова Е.В., Халенек В.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. 6—8 июня 2006 г., Москва, ИГЕМ РАН). Том 2. М., ГЕОС, 2006, с. 102—104.

Поляков Г.В., Кривенко А.П., Изох А.Э., Глотов А.И. Медьникеленосная пикрит-долеритовая формация Зайсан-Гобийской складчатой зоны // Докл. РАН, 1994, т. 336, № 2, с. 229—233.

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.

Поляков Г.В., Шелепаев Р.А., Чан Чонг Хоа, Изох А.Э., Балыкин П.А., Нго Тхи Фьонг, Чан Куок Хунг, Буй Ан Ньен. Расслоенный перидотит-габбровый плутон Нуйчуа как проявление пермско-триасового мантийного плюма на севере Вьетнама // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (6), с. 653—669.

Рябов В.В., Павлов А.Л., Лопатин Г.Г. Самородное железо сибирских траппов. Новосибирск, Наука, 1985, 168 с.

Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. Т. 1: Петрология траппов. Новосибирск, Изд-во Нонпарель, 2001, 408 с.

Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1293—1334.

Сотников В.И., Федосеев Г.С., Кунгурцев Л.В., Борисенко А.С., Оболенский А.Л., Васильев И.П., Гимон В.О. Геодинамика, магматизм и металлогения Колывань-Томской складчатой зоны. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1999, 227 с.

Сотников В.И., Пономарчук В.А., Сорокин А.А., Травин А.В. Возрастные рубежи Cu-Mo-порфировых месторождений в структурах обрамления Монголо-Охотского орогенного пояса // Докл. РАН, 2005а, т. 403, № 4, с. 522—525.

Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О., Берзина А.П. Cu-Mo-порфировое месторождение Эрдэнэтуин-Обо (Северная Монголия): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология, факторы крупномасштабного рудообразования // Геология и геофизика, 2005б, т. 46 (6), с. 633—644.

Тимофеева Т.С. Особенности минерального состава руд месторождения Куру-Тегерек // Зап. Узб. отд. ВМО, 1976, вып. 29, с. 33—35.

Третьякова И.Г., Борисенко А.С., Лебедев В.И., Павлова Г.Г., Говердовский В.А. Возрастные рубежи формирования кобальтового оруденения Алтае-Саянской складчатой области и его корреляция с магматизмом // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1379—1395.

Урановые месторождения Чехословакии / Ред. А. Арапов. М., Недра, 1984, 445 с.

Федосеев Г.С., Сотников В.И., Рихванов Л.П. Геохимия и геохронология пермотриасовых базитов северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (3), с. 289—302.

Фон-дер-Флаас Г.С., Никулин В.И. Геолого-генетическая модель магномагнетитовой формации (Ангарская провинция) // Рудообразующие и генетические модели эндогенных рудных формаций (Матер. 2 Всесоюзного совещания, Новосибирск, 27—29 ноября, 1985). Новосибирск, 1988, с. 48—57.

Хромых С.В., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Куйбида М.Л., Травин А.В. Первые свидетельства активности Таримского плюма в Восточном Казахстане // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещ. Вып. 5. Т. 2. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2007, с. 152—154.

- Цзян Ч., Ли Ю., Чжан П., Шуфен Е.** Петрогенезис пермских базальтов Западной окраины Таримской впадины (Китай) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (2), с. 232—241.
- Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М.К., 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.
- Чан Чонг Хоа.** Внутриплитный магматизм Северного Вьетнама и его металлогения: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, 2007, 32 с.
- Чан Чонг Хоа, Изох А.Э., Поляков Г.В., Борисенко А.С., Чан Туан Ань, Балыкин П.А., Нго Тхи Фьонг, Руднев С.Н., Ву Ван Ван, Буй Ан Ньен.** Пермотриасовый магматизм и металлогения Северного Вьетнама в связи с Эмейшанским плюмом // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 637—651.
- Шарапов В.Н., Борисенко А.С., Мазуров М.П., Перепечко Ю.В., Черепанов А.Н., Бессонова Е.П., Павлова Г.Г., Боровиков А.А., Житова Л.М., Пономарчук В.А., Попов В.Н., Черепанова В.К., Чудненко К.В.** Модельный анализ континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2009, 409 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М., Наука, 1991, 263 с.
- Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Коваленко В.И., Журавлев Д.З.** Изотопная неоднородность источников позднепалеозойского магматизма Центральной Азии (на основе данных по изотопии Sr и Nd базальтов бимодальных ассоциаций) // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (6), с. 1142—1147.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 6, с. 3—29.
- Awdankiewicz M.** Late Palaeozoic lamprophyres and associated mafic subvolcanic rocks of the Sudetes (SW Poland): petrology, geochemistry and petrogenesis // *Geologia Sudetica*, 2007, v. 39, p. 11—97.
- Baumann L., Kuschka E, Seifert T.** Lagerstätten des Erzgebirges. Enke im Georg Thieme Verlag, Stuttgart, 2000, 300 p.
- Benek R., Kramer W., McCann T., Schenk M., Negendank J.F.W., Korich D., Huebschher H-D., Bayer U.** Permo-Carboniferous magmatism of the Northeast German Basin. *Tectonophysics*, 1996, v. 266, p. 379—404.
- Borisenko A., Naumov E., Pavlova G., Zadorozhny M.** Gold-mercury deposits of the Central Asia: types of deposits, regularities of localization, genetic models // *J. Geol., Series B.*, 2004, № 23, p. 42—51.
- Borisenko A.S., Pavlova G.G., Goverdovsky V.A., Gusev N.I., Vasyukova E.A.** The age of lamprophyres of the Chuya complex and their correlation with granitoid magmatism and mineralization // *Large Igneous Provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny: abstracts of the International Symposium, Novosibirsk*, 2009, p. 50—53.
- Campbell I.H., Griffiths R.W.** Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990, v. 99, p. 79—83.
- Chen Y., Clark A.H., Farrar E, Wasteneys H.A., Hodgson M.J., Bromley A.V.** Diachronous and independent histories of plutonism and mineralization in the Cornubian Batholith, southwest England // *J. Geol. Soc.*, 2005, v. 150, № 6, p. 1183—1191.
- Chung S.L., Jahn B.M.** Plume — lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary // *Geology*, 1995, v. 23, № 10, p. 889—892.
- Chung S.L., Jahn B.M., Wu G.Y., Lo C.H., Cong B.L.** The Emeishan flood basalt in SW China: a mantle plume initiation model and its connection with continental break-up and mass extinction at the Permian—Triassic boundary // Eds. M. Flower, S.L. Chung, C.H. Lo, *Mantle dynamics and plate interaction in East Asia. AGU Monograph, Washington, American Geophysical Union.*, 1998, v. 27, p. 47—58.
- Coffin M.F., Eldholm O.** Large Igneous Provinces — crustal structure, dimensions, and external consequences // *Rev. Geophys.*, 1994, v. 32, № 1, p. 1—36.
- Costa S.** Nouvelles donnees ³⁹Ar-⁴⁰Ar sur les gneiss mylonitiques a-3500 m et interpretation // *BRGM*, 1988, № 137, p. 235—237.
- Crespo J.L.** The Salamón Gold Project (León, España) / Eds. D. Arias, I.A. Martin, A. Paniagua // *International Meeting of Gold Exploration and Mining in NW Spain, Iviedo, Facultad de Geologia, Universidad de Oviedo*, 1998, p. 86—95.
- Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A. G., Vernikovskiy V.A., Gladkov I.N.** Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // *Lithos*, 2008, v. 100, № 1—4, p. 66—92.
- Farnetani C.G., Richards V.A.** Numerical investigations of the mantle plume initiation model for flood basalt events // *J. Geophys. Res.*, 1994, v. 99, № 137, p. 13813—13833.

- Fedoseev G.S.** The role of mafic magmatism in age specification of Devonian continental trough deposits: evidence from Minusa Basin, western Siberia, Russia // *Bull. Geosci.*, v. 85, № 4, p. 473—480.
- He B., Yi-Gang Xu Y.-G., Huang X.-L., Zhen-Yu Luo Z.-Y., Shi Y.-R., Yang Q.J., Yu S.-Y.** Age and duration of the Emeishan flood volcanism, SW China: geochemistry and SHRIMP zircon U—Pb dating of silicic ignimbrites, post-volcanic Xuanwei Formation and clay tuff at the Chaotian section // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 255, p. 306—323.
- Kucha H.** Platinum-group metals in the Zechstein copper deposits in Poland // *Econ. Geol.*, 1982, v. 77, № 6, p. 1578—1591.
- Kucha H.** Platinum minerals in the Zechstein copper deposits in Poland // *Chem. Erde.*, 1984, v. 43, № 1, p. 27—43.
- Mahoney J.J., Coffin M.F.** (Eds.). Large igneous provinces: continental, ocean and planetary flood magmatism. AGU Geophys. Monogr., 1997, v. 100, 436 p.
- Mao J.W., Goldfarb R.J., Wang Y.T., Hart C.J., Wang Z.L., Yang J.M.** Late Paleozoic base and precious metal deposits, East Tianshan, Xinjiang, China: characteristics and geodynamic setting // *Episodes*, 2005, v. 28, № 1, p. 23—36.
- Mao J.W., Xiao W.J., Han C.M., Sun M., Yuan C., Yan Z., Li J.L., Yong Y., Zhang J.E.** Zircon U-Pb age and the geochemistry of the Baishiquan mafic-ultramafic complex in the eastern Tianshan, Xinjiang province: constrains on the closure of the Paleo-Asian Ocean // *Acta Petrol. Sinica*, 2006, v. 22, № 1, p. 153—162.
- Mao J.W., Pirajno F., Zhang Z.H., Chai F.M., Wu H., Chen S.P., Cheng L.S., Yang J.M., Zhang C.Q.** A review of the Cu—Ni sulphide deposits in the Chinese Tianshan and Altay orogens (Xinjiang Autonomous Region, NW China): principal characteristics and ore-forming processes // *J. Asian Earth Sci.*, 2008, v. 32, p. 184—203.
- Maruyama Sh.** Plume tectonics // *Geol. Soc. Japan*, 1994, v. 100, № 1, p. 24—34.
- Mikulski S.Z.** Comparison of geotectonic settings and age of gold formations in the Kaczawa Mountains (SW Poland) with those from European Variscan belt during Carboniferous-Permian. Proceedings of the Ninth Biennial SGA Meeting, Dublin, 2007, p. 601—604.
- Mikulski S.Z., Markey R.J., Stein H.J.** Re-Os ages for auriferous sulfides from the gold deposits in the Kaczawa Mountain (SW Poland) // Eds. J. Mao, F.P. Bierlein. *Mineral deposit research: meeting the global challenge*, Berlin, Springer, 2005, p. 793—796.
- Neumann E.R., Wilson M., Heeremans M., Spencer E.A., Timmerman M.J., Kirstein L.** Carboniferous-Permian rifting and magmatism in southern Scandinavia, the North Sea and northern Germany: a review // Eds. M. Wilson, E.R. Neumann, G.R. Davies, M.J. Timmerman, M. Heeremans, B.T. Larsen. *Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 2004, v. 223, p. 11—40.
- Oberthur T., Stein H., Gerdes A., El Ghorfi M.** Evidence for a Hercynian age for cobalt-arsenide-(gold) mineralization, Bou Azzer, Anti-Atlas, Morocco from new U-Pb, Sm-Nd and Re-Os age determinations. «Digging Deeper» Proceedings of the 9 Biennial SGA Meeting, Dublin, Ireland, 2007, p. 357—360.
- Oberthur T., Melcher F., Henjes-Kunst F., Gerdes A., Stein H., Zimmerman A., Ghorfi M.** Hercynian age of the cobalt-nickel-arsenide-(gold) ores, Bou Azzer, Anti-Atlas, Morocco: Re-Os, Sm-Nd, and U-Pb age determinations // *Soc. Econ. Geol. Inc. Economic Geology*, 2009, v. 104, p. 1065—1079.
- Olson P., Singer H.** Creeping plumes // *J. Fluid Mech.*, 1985, v. 158, p. 511—531.
- Paniagua A., Fontboté L., Fenoll Hach-Alí P., Fallick A.E., Moreiras D.B., Corretgé L.G.** Tectonic setting, mineralogical characteristics, geochemical signatures and age dating of a new type of epithermal carbonate-hosted, precious metal-five element deposits: the Villamann area (Cantabrian zone, Northern Spain) // *Current research in geology applied to ore deposits.*, Granada, Granada University, 1993, p. 531—534.
- Paniagua A., Fontboté L., Fenoll Hach-Alí, Fallick A.E., Moreiras D.B., Corretgé L.G.** Un yacimiento de Au en carbonatos del Orógeno Hercínico: el área de Salamón (N. León) // *Geogaceta*, 1996, v. 20, № 7, p. 1605—1608.
- Pašava J., Vymazalová A., Mao J., Du A., Qu W., Korzekwa W.** A Re-Os study of noble metal-rich black shale from the Polish Kupferschiefer // Proceedings of the Ninth Biennial SGA Meeting, Dublin, 2007, p. 221—224.
- Pavlova G.G., Borisenko A.S.** The age of Ag-Sb deposits of Central Asia and their correlation with other types of ore systems and magmatism // *Ore Geol. Rev.*, v. 35, № 2, 2009, p. 164—185.
- Pedersen T., Van Der Beek P.** Extension and magmatism in the Oslo rift, southern Norway: no sign of a mantle plume // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994, v. 123, № 1—4, p. 317—329.
- Pirajno F.** Ore deposits and mantle plumes. Kluwer, Academic Publishers, 2004, 556 p.
- Pirajno F., Jingwen M., Zhaochong Z., Zuoheng Z., Fengmei C.** 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.*, 2008, № 9, v. 277, p. 9—20.

Reintzsch J., Knitzschke G. Die Erzmineralparagenesen des Kupferschiefers und ihre regionale Verbreitung. *Freiberger ForschHft.* 1968, C231, p. 189—211.

Rock N.M.S. *Lamprophyres.* Blackie, Van Nostrand Reinhold, Glasgow, New York, 1991, 285 p.

Russell, M., J., Smythe D.K. Metalliferous resources associated with rifting: the proto North Atlantic example // Abstracts of paper to the Conference on Processes of Planetary Rifting. 1984, Napa Valley, p. 184—187.

Saunders A.D., Jones S.M., Morgan L.A., Pierce K.L., Widdowson M., Xu Y.G. Regional uplift associated with continental large igneous provinces: the roles of mantle plumes and the lithosphere // *Chem. Geol.*, 2007, v. 241, p. 282—318.

Seifert Th. Metallogeny and petrogenesis of lamprophyres in the Mid-European Variscides — post-collisional magmatism and its relationship to Late-Variscan ore forming processes (Bohemian Massif). Amsterdam, Netherlands, IOS Press BV, 2008, 304 p.

Seckendorf V., Arz C., Lorenz V. Magmatism of the late Variscan intramontane Saar-Nahe Basin (Germany) // *Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 2004a, v. 223, p. 361—391.

Seckendorf V., Timmermann M.J., Kramer W., Wrobel P. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and geochemistry of Late Carboniferous—Early Permian lamprophyres and related volcanic rocks in the Saxonthuringian zone of the Variscan Orogen (Germany) // *Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 2004b, v. 223, p. 335—359.

Shellnutt, J.G., Zhou, M.-F. Rifting-related, Permian ferrosyenites in the Panxi region of the Emeishan Large Igneous Province, SW China // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2006, v. 70, p. 579.

Shellnutt J. G., Zhou M.-F. Permian peralkaline, peraluminous and metaluminous *A*-type granites in the Panxi district, SW China: their relationship to the Emeishan mantle plume // *Chem. Geol.*, 2007, v. 243, p. 286—316.

Song X.Y., Zhou M.F., Cao Z.M., Sun M., Wang Y.L. Ni-Cu-(PGE) magmatic sulfide deposits in the Yangliuping area, Permian Emeishan Igneous Province, SW China // *Miner. Depos.*, 2003, v. 38, № 7, p. 831—843.

Spišiak J., Hovorka D. Teschenite clan rocks and their possible analogues in the western Carpathians. *Miner. Soc. Poland Spec. papers*, v. 24, 2004.

Storey B.C. The role of mantle plumes in continental break-up: case histories from Gondwanaland // *Monthly Nature*, 1995, v. 3, p. 62—69.

Tao Y., Sheng M.Y., Cheng M.L., Lin Z.F. SHRIMP U-Pb zircon age of the Jinbaoshan ultramafic intrusion, Yunnan Province, SW China // *Chinese Sci. Bull.*, 2009, v. 54, № 1, p. 168—172.

Timmermann M.J. Timing, geodynamic setting and character of Permo-Carboniferous magmatism in the foreland of the Variscan Orogen, N.W. Europe / Eds. M. Wilson, E.R. Neumann, E.R. Davies, M.J. Timmermann, M. Heeremans, B.T. Larsen. *Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe // Geol. Soc. London Spec. Publ.*, v. 223, 2004, p. 41—74.

Tran Tuan Anh, Tran Trong Hoa, Izokh A.E., Borisenko A.S., Travin A.V. Permo-Triassic post-orogenic lamprophyre of the South Central Vietnam: evidence of the ending of the Indosinian orogeny and crust-mantle interactions. Intern. Symp. «Larce Igneous Province of Asia, mantle plume and metallogeny», abstract. Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, 2007, p. 7.

Tretiakova I.G., Borisenko A.S., Naumov E.A., Lebedev V.I. The hydrothermal cobalt deposits of the Altay-Sayan fold area (Russia): age and relationships with magmatism // *Smart science for exploration and mining. Proceedings of the Tenth Biennial SGA Meeting, Townsville*, 2009, v. 1, p. 297—299.

Urban M., Thomas R., Hurai V., Konečný P., Chovan M. Superdense CO₂ inclusions in Cretaceous quartz-stibnite veins hosted in low-grade Variscan basement of the Western Carpathians, Slovakia // *Miner. Deposita*, 2008, v. 40, p. 867—873.

Wilson M., Lyashkevich Z. M. Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets rift, East European Platform // *Tectonophysics*, 1995, v. 268, № 1—4, p. 65—81.

Wilson M., Neumann E.R., Davies G.R., Timmermann M.J., Heeremans M., Larsen B.T. Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe: introduction // *Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 2004, 223, p. 1—10.

Wilson T. Continental drift and a theory of convection // *Terra Nova*, 1990, v. 2, № 6, p. 519—538.

Zhang X.-C., Pirajno F., Qin D.-X., Fan Z.-G., Liu G.-L., Nian H. Baimazhai Yunnan Province, China, a hydrothermally modified magmatic nickel-cooper-PGE sulfide deposit // *Inter. Geol. Rev.*, 2006, v. 48, p. 725—741.

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

Zhong H., Zhu W.-G. Geochronology of layered mafic intrusions from the Pan-Xi area in the Emeishan Large Igneous Province, SW China // *Miner. Depos.*, 2006, v. 41, p. 599—606.

Zhong H., Zhu W.-G., Chu Z.-Y., He D.-F., Song X.Y. SHRIMP U—Pb zircon geochronology, geochemistry, and Nd—Sr isotopic study of contrasting granites in the Emeishan large igneous province, SW China // *Chem. Geol.*, 2007, v. 236, p. 112—133.

Zhou M.F., Wang Y., Pang K.N., Shellnut G.J. Origin of giant Fe-Ti-V oxide deposits in layered gabbroic intrusions, Pan Xi district, Sichuan Province, SW China / Eds. J.W. Mao, F.P. Bierlein // *Mineral deposits research: meeting the global challenge*, v. 1. Springer, Berlin, 2005, p. 511—513.

Zhou M.-F., Arndt N.T., Malpas J., Wang Ch.Y., Allen K. Kennedy Two magma series and associated ore deposit types in the Permian Emeishan Large Igneous Province, SW China // *Lithos*, 2008, v. 103, p. 352—368.

*Поступила в редакцию
14 мая 2010 г.*