

ПЕРМОТРИАСОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ АЗИИ И ЕГО СВЯЗЬ С ПРОЯВЛЕНИЕМ ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА

А.С. Борисенко, В.И. Сотников, А.Э. Изох, Г.В. Поляков, А.А. Оболенский

*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия.*

В областях влияния Сибирского и Таримского мантийных плюмов проявился характерный комплекс оруденения (Cu-Ni-Pt, Ni-Co-As — наиболее раннее; Hg, Au-Hg и Cu-Mo-порфировое — более позднее). В отдельных регионах отмечается Mo-W, Sn-W, Ag-Sb, Fe-скарново-гидротермальное, Fe-Ti (апатит) и РЗЭ-Ta-Nb карбонатитовое и другие виды оруденения. Для центральных областей характерно формирование крупных Cu-Ni-Pt месторождений, а для периферийных зон — Ni-Co-As, Hg, Au-Hg и Cu-Mo. В отдельных рудных районах наиболее крупные промышленные объекты приурочены к рифтогенным структурам или зонам глубинных разломов. Важным фактором формирования крупных месторождений является пространственное совмещение процессов плюмового магматизма и внутриплитного рифтогенеза и проявление активного мантийно-корового взаимодействия.

Металлогения областей влияния плюмов, возрастные рубежи, Сибирский и Таримский мантийные плюмы.

PERMO-TRIASSIC MINERALIZATION IN ASIA AND ITS RELATION WITH PLUME MAGMATISM

A.S. Borisenko, V.I. Sotnikov, A.E. Izokh, G.V. Polyakov, and A.A. Obolensky

Specific complex of different types of mineralization (early Cu-Ni-Pt and Ni-Co-As and late Hg, Au-Hg, and porphyry-Cu-Mo) has been revealed in the areas of influence of the Siberian and Tarim mantle plumes. In some regions, Mo-W, Sn-W, Ag-Sb, hydrothermal Fe-skarn, Fe-Ti (apatite), REE-Ta-Nb-carbonatite, and other types of mineralization have been found. The central parts of the areas bear large Cu-Ni-Pt deposits, whereas the peripheries are made up of Ni-Co-As, Hg, Au-Hg, and Cu-Mo ores. In some ore districts, the largest commercial deposits are confined to rift structures or deep-fault zones. Formation of large ore deposits was determined by the spatial co-occurrence of plume magmatism and within-plate rifting and the active mantle-crust interaction.

Metallogeny of areas of plume influence, age boundaries, Siberian and Tarim mantle plumes

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы все большее внимание привлекают исследования природы мантийных плюмов, их роли в эволюции литосферы, развитии процессов магматизма и эндогенного рудообразования. Проявления мантийных плюмов, установленные в пределах азиатского континента, позволяют выявить некоторые специфические особенности металлогении ареалов развития плюмового магматизма, условий зарождения и развития мантийных и мантийно-коровых рудообразующих систем, функционирования которых приводит к формированию крупных и уникальных рудных месторождений.

Специфика магматизма и металлогении азиатского континента на рубеже перми и триаса во многом связана с проявлениями крупномасштабных геологических процессов, являющихся отражением Сибирского суперплюма и развивающихся в ареале его взаимодействия с литосферой процессов внутриплитного рифтогенеза, горячих сдвиговых зон и т. д. [1—4]. Это обусловило проявление сложного и своеобразного комплекса эндогенного оруденения. В статье авторы попытались рассмотреть металлогению основных районов развития базитового и ассоциирующего с ним анорогенного гранитоидного магматизма данного возрастного рубежа и ее специфику для разных геодинамических обстановок на примере областей влияния трех мантийных плюмов: Сибирского, Таримского и Эмейшаньского. Для этой цели выбраны связанные с ними ареалы, характеризующиеся разной интенсивностью развития пермотриасового базитового, щелочно-базитового и гранитоидного магматизма и, как следствие, разнотипной металлогенией.

ОБЛАСТЬ ВЛИЯНИЯ СИБИРСКОГО СУПЕРПЛЮМА

Особенности пермотриасового магматизма и металлогении в области влияния Сибирского суперплюма рассмотрены на примере Сибирской платформы (СП) и Западно-Сибирской плиты (ЗСП); Урала, Кузбасса и примыкающих к нему структур Кольвань-Томской складчатой зоны (КТСЗ); а также складчатых систем Алтая, Восточного Казахстана и Северной Монголии.

Сибирская платформа и Западно-Сибирская плита являются крупнейшим ареалом проявления базитового внутриплитного магматизма, который представлен траппами, интрузивными комплексами

щелочного и щелочно-ультраосновного (с карбонатитами) состава, а также дифференцированными габбро-диорит-сиенитовыми и щелочно-гранитовыми интрузиями [1—9]. Наиболее широкое развитие здесь получили траппы, объем которых оценивается не менее чем $1,6 \cdot 10^7$ км³ [1]. Они проявлены на всей территории Тунгусской синеклизы, на северо-западе СП (Норильский и Маймеч-Котуйский районы, Хатангский прогиб), на Таймыре, под мезокайнозойским чехлом ЗСП и далее к северу в Карском и Баренцевом морях [1, 3]. Время формирования основного объема траппов СП и ЗСП укладывается в довольно узкий интервал 251,7—248 млн лет, при общем разбросе изотопных датировок 253—245 млн лет [8, 10—14]. Базитовый магматизм проявлен в эксплозивной, эффузивной и интрузивной формах. Анализ составов вулканитов и их стратификации позволил выделить два этапа [2, 8]. Обогащенные некогерентными элементами базальты первого этапа приурочены в основном к структурам палеорифтовых систем на северо-западе СП и ЗСП, а низкокальциевые толеиты второго этапа развиты более широко, в том числе на всей территории Тунгусской синеклизы. В разрезах Маймеч-Котуйского региона низкокальциевые толеиты перекрываются субщелочными и щелочными вулканитами пестрого состава [6].

Щелочно-ультраосновные интрузии Маймеч-Котуйской провинции имеют возраст 251,7—251,4 млн лет (U-Pb), а связанные с ними карбонатиты 250,2 млн лет (U-Pb, Гулинский массив) [15]. Возраст гранодиоритов Болгохтохского массива в Норильском районе, с которым связано Cu-порфировое оруденение, составляет 229 (U-Pb), 223 млн лет (Ar-Ar) [15, 16].

В пермотриасовой рифтовой системе ЗСП, представленной веерообразной сетью рифтовых структур, развиты разнообразны вулканиты. Среди них преобладают базальты и андезитобазальты, в подчиненном количестве встречаются риолиты, риодациты и шошониты; одной из скважин вскрыты фонолиты. Базальты относятся к субщелочной и толеитовой сериям. По геохимическим особенностям они идентичны базальтам раннего этапа Сибирской платформы, а Ar-Ar датирование базальтов (250,8—249,3 млн лет) свидетельствует о синхронности их формирования [8].

Траппы Таймыра представлены трахидолеритами, долеритами, пикрит-габбродолеритами, анкармит-габбродолеритами, феррогаббродолеритами. С ними ассоциируют массивы сиенитов, субщелочных и щелочных гранитов, а также дайковые комплексы гранит-порфиоров, керсантитов, минетт и бостонитов [17, 18]. По возрасту таймырские траппы близки к аналогичным образованиям СП [3, 9]. Щелочные и субщелочные граниты формировались с некоторым возрастным сдвигом относительно траппов: 249—241 (U-Pb) и 245—240; 232 млн лет (Ar-Ar) [9].

В последние годы установлено широкое проявление пермотриасового магматизма на Урале в виде траппов в Восточно-Уральской зоне и Северном Приуралье [19—22]. В Восточно-Уральской зоне наряду с базальтами отмечаются риолиты, плагиориолиты и гранит-порфиры [22]. Выявлены проявления щелочно-ультрабазитового и щелочно-базитового магматизма: слюдяных кимберлитов и ультракальциевых вулканитов (сандиновые лампроиты) на Приполярном Урале, а также лампрофиры в Алапаевском и Шарташском массивах на Среднем и Южном Урале [19, 24]. Признаки пермотриасового вулканизма установлены и на Восточно-Европейской платформе в Вятско-Камской межрифтовой зоне [23].

Особенностями пермотриасового магматизма СП и ЗСП являются: крупномасштабность и синхронность развития на всей территории этого обширного региона; резкое преобладание базитовой составляющей при подчиненной роли гранитоидов и кислых эффузивов, развитых лишь по периферии полей. Эти особенности магматизма во многом определили своеобразие металлогении региона.

На СП и ЗСП проявлен сложный комплекс разнотипного эндогенного оруденения: Cu-Ni-Pt, мало-сульфидного Pt, магнетитового, Hg и Au-Hg, Cu-порфирового, флюоритового, Ni-Co-арсенидного и карбонатитового редкоземельно-редкометалльного в щелочно-ультрабазитовых интрузивах. Наиболее крупными объектами в регионе являются Cu-Ni-Pt и железорудные месторождения. Первые наиболее широко развиты в основном в Норильском районе и связаны с дифференцированными базитовыми интрузиями; вторые в Ангаро-Илимском районе, где развиты недифференцированные базиты. Формирование Cu-Ni-Pt оруденения связано с дифференциацией базитовых расплавов, контаминированных коровыми компонентами (сера, углерод и др.) [25]. Выделяется несколько типов Cu-Ni-Pt руд: массивные, вкрапленные и прожилково-вкрапленные, локализованные в нижних частях расслоенных массивов, и малосульфидные платинохромитовые, развивающиеся на верхних горизонтах и в прикровельной части [25]. Другим типом являются платиноносные дифференцированные массивы Хунгтукун, Джалтул, Хининда и Маймечинский, которые в верхних горизонтах содержат руды самородного железа, обогащенного Ni и ЭПГ [26].

В Маймеч-Котуйской провинции развиты щелочные, щелочно-ультраосновные с карбонатитами массивы, с которыми связано апатит-магнетитовое, редкометалльно-редкоземельное, Cu-Ni-Pt и золотое оруденение. В породах Гулинского плутона и Крестовой вулканоплутонической структуры установлены повышенные концентрации ЭПГ [27, 28].

Следует отметить присутствие на месторождениях Норильского района низкотемпературной (<270 °C) Ag-Ni-Co-As минерализации в поздних карбонатных жилах. Она представлена арсенидами и

сульфоарсенидами Ni, Co, Fe (никелин, сафлорит, раммельсбергит, леллингит, герсдорфит и др.), минералами сурьмы (ульманнит, брейтгауптит, тетраэдрит), а также самородным Ag, содержащим до 12,5 % Hg [29, 30].

Железородные месторождения ангароилимского типа, располагающиеся в южной части провинции сибирских траппов, связаны с недифференцированными базитами Тунгусской синеклизы. Их формирование определялось взаимодействием основного расплава с эвапоритами платформенного чехла и захороненными в них хлоридными рассолами [31—33].

Таким образом, на СП в ареале развития траппов проявилось в основном оруденение фемического профиля: Cu-Ni-Pt, Cr-Pt, Ag-Ni-Co-As, Fe-Pt и Fe (магнетитовое). Другие типы эндогенного оруденения, как отмечалось [3], локализованы преимущественно по периферии этого ареала в ранне-, среднепалеозойских орогенных поясах, в связи с процессами пермотриасового рифтогенеза. К ним относятся Sb-Hg и Au-Hg, Cu-Mo-порфиоровое, флюоритовое и др. На Таймыре вдоль границы Северо- и Южно-Бырянской металлогенических провинций выделяется протяженный пояс с Hg и Au-Hg оруденением, локализованным в четырех рудных районах: Убойнинском, Тарейском, Энгельгардовском и Траутфеттерском [18, 34]. Руды выявленных здесь месторождений (Убойнинское, Извилистое, Узкое и др.) представлены минерализованными зонами дробления среди известняков, доломитов и раннемезозойских даек минетт и керсантитов. Они сложены реальгаром, антимонитом, киноварью, As-пиритом, арсенопиритом и тонкодисперсным, высокопробным Hg-содержащим золотом. Это оруденение, относимое нами к Au-Sb-Hg формации [35], тесно ассоциирует с триасовым дайковым комплексом щелочных базитов (минетты, керсантиты), а также с полиметаллическим оруденением, образуя комплексные месторождения [18, 36].

Sb-Hg и Au-Hg оруденение известно на Северном Урале, где также, как отмечалось выше, проявлены триасовые щелочно-базитовые дайковые комплексы, траппы и бимодальная базальт-риолитовая ассоциация [19, 20, 24 и др.]. К числу таких Au-Hg образований можно отнести и крупное Воронцовское месторождение (Средний Урал), руды которого сложены пиритом, арсенопиритом, реальгаром, аурипигментом, антимонитом, киноварью, минералами Pt, акташитом и тонкодисперсным золотом. Это месторождение по своей геохимической специфике не вписывается в традиционную герцинскую металлогению Урала, а относится к типовым объектам, как будет показано далее, характерным для пермотриасовой „плюмовой“ металлогении Азии. Следует отметить, что Hg встречается и в основных рудных районах Сибирской платформы: в Норильском — Hg-серебро в Ni-Co-As проявлениях; в Ангаро-Илимском — киноварная минерализация (Чапкинское, Капаевское), в Маймеча-Котуйском — ртутистое золото [28, 36]. Кроме Норильского района (Болгохтохское месторождение) Cu-Mo-порфиоровое оруденение выявлено также на Таймыре (Убойнинское и др.), где оно ассоциирует с массивами сиенитов и субщелочных гранитов, возраст которых 249—245 млн лет [9].

Кузбасс и Колывань-Томская складчатая зона. Базитовый магматизм в этом регионе представлен траппами Кузбасса, для которых, как и на Сибирской платформе, характерно двухэтапное развитие: первый рифтогенный — это внедрение даек и силлов монцонит-долеритов и монцонитов ($248,8 \pm 246,2 \pm 1,4$ млн лет, Ar-Ag метод) [37]; второй — трещинные излияния толеитовых базальтов, внедрение силлов и даек долеритов, для которых стратиграфически устанавливается раннетриасовый возраст. В отличие от толеитов платформы базальты Кузбасса характеризуются повышенной щелочностью (калиево-костью), титанистостью и фосфористостью, что сближает их с трахибазальтами Восточного Казахстана и Западной Сибири [38].

В КТСЗ широко развиты дайковые комплексы, наиболее ранний из них ташаринский пикродолеритовый ($252,6 \pm 1,4; 255 \pm 5,5$ млн лет). Близкие по возрасту дайки и силы долеритов ($259,1 \pm 3,4$ млн лет, Ar-Ag метод) установлены в Горловском прогибе, разделяющем структуры Салаира и КТСЗ [40]. В Томском дайковом ареале проявлены долериты, микрогаббро, монцодиориты (возраст $241,6 \pm 2,7 \text{—} 238,0 \pm 5,2$ млн лет) и керсантиты ($242,6 \pm 2,3$ млн лет, Ar-Ag метод) [37]. В Новосибирском ареале установлены долериты, микрогаббро, монцодиориты, диоритовые порфириты и спессартиты, отмечались единиты и минетты. Возраст долеритов (Гусинобродская дайка) этого ареала составляет $247,1 \pm 1,1$ млн лет (Ar-Ag метод) [37]. В ЮЗ части КТСЗ установлены штокообразное тело нефелиновых сиенитов и фонолитов триасового возраста (228 млн лет, K-Ag метод) [39] и габброиды (255 млн лет, Ar-Ag метод) [40].

Кроме базитовых образований в регионе широко проявлены разнообразные пермотриасовые гранитоидные комплексы [40—42]: приобский монцодиорит-граносиенит-гранитовый в КТСЗ ($252 \text{—} 249$ млн лет), жерновский монцонит-граносиенит-гранитовый на Салаире (258 ± 5 млн лет), барсуковский монцодиорит-сиенитовый в Горной Шории (251 ± 4 млн лет), а также несколько более поздний барлакский гранит-лейкогранитовый ($233 \pm 1,8; 235,9 \pm 2$ млн лет) в КТСЗ. Гранитоидный магматизм пермотриасового возраста широко проявлен и на Северном Алтае [43, 44].

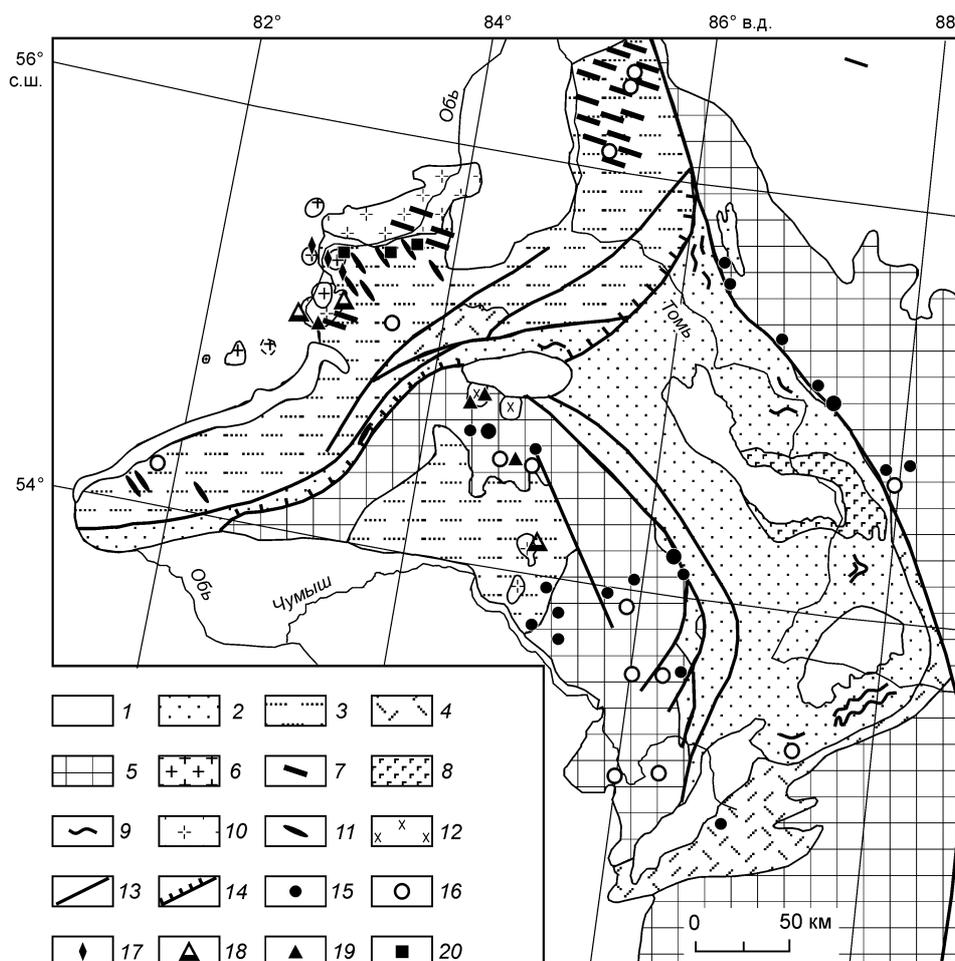


Рис. 1. Схема размещения основных проявлений пермтриасового магматизма и оруденения КТСЗ и СЗ Салаира.

Отложения: 1 — мезокайнозойские, 2 — среднепозднепалеозойские, 3 — среднепалеозойские КТСЗ и Хмелевской впадины, 4 — эффузивно-осадочные девона, 5 — раннепалеозойские и докембрийские; 6—12 — магматические образования: 6 — лейкограниты барлакского комплекса, 7 — дайки новосибирского монцодиорит-долеритового комплекса, 8 — базальты салтымаковского комплекса, 9 — силлы габродолеритов, 10 — граниты приобского комплекса, 11 — интрузии ташаринского пикрит-долеритового комплекса, 12 — среднепозднепалеозойские гранитоиды; 13 — разломы; 14 — надвиги; 15—20 — оруденение: 15 — ртутное, 16 — золото-ртутное, 17 — олово-вольфрамовое, 18 — молибден-вольфрамовое, 19 — медно-молибденовое порфиоровое, 20 — медно-никелевое.

Судя по геологическим соотношениям и изотопно-геохронологическим данным, для рассматриваемого региона последовательность развития пермтриасового магматизма такова: 255—252 млн лет — ташаринский пикрит-долеритовый комплекс, долериты Горловского прогиба, габброиды Караканского ареала; 258—249 млн лет — гранитоиды приобского и барсуковского комплексов; 249—246 млн лет — траппы Кузбасса; 243—238 млн лет — долериты, монцодиориты, керсантиты Томского ареала; 236—233 млн лет — граниты и лейкограниты барлакского комплекса.

В КТСЗ и прилегающих районах Салаира также проявлено разнотипное эндогенное оруденение [40]. Наиболее ранним является Cu-Ni Седовозаимское месторождение, связанное с интрузиями ташаринского пикрит-долеритового комплекса (рис. 1), более поздним — редкометальное Mo-W (Cu, Au) оруденение в гранитоидах приобского комплекса. Оно представлено жилами кварца с вкрапленностью молибденита, шеелита, халькопирита и пирита среди грейзенизированных гранитов. Возраст минерализации послегранитный (<249 млн лет). В этих гранитах отмечаются дайки более поздних (240—232 млн лет) гранит-монцодиорит-порфиров, с которыми пространственно связана Cu-Mo-порфировая минерализация. Cu-Mo-порфировое оруденение установлено и в прилегающих к КТСЗ структурах СЗ Салаира (Новолушниковское и Улантовское месторождения), но оно является, вероятно, более древним. Явно более поздними по отношению к Mo-W и Cu-Mo-порфировому оруденению являются Sn-W грейзены, оловоносные скарны и пегматиты, связанные с лейкогранитами барлакского комплекса, возраст которых 236—233 млн лет.

В пределах магматического ареала широко проявлено Hg и Au-Hg оруденение, представленное мелкими месторождениями и рудопроявлениями. В районе г. Томск известны Семилуженское, Каменское, Межовское и др. Au-Sb-Hg месторождения, локализованные в терригенных отложениях карбона и секущих их триасовых (236,2—238 млн лет) дайках долеритов и монцодиоритов. В Кузбассе установлено Кундельское Au-Hg проявление, расположенное в раннемезозойских траппах. Это позволяет оценить возраст Hg и Au-Hg оруденения как триасовый (<238 млн лет). Многочисленные участки с минерализацией такого типа известны на Салаире (Мавринское, Матвеевское, Орлиногорское — Hg; Уксунайское, Иродов Лог и др. — Au-Hg; Аштакское — реальгар-аурипигментовое и т. д.), а также на юго-западе КТСЗ (Чингизское).

В Восточном Казахстане раннемезозойские рифтогенные комплексы обнажаются в краевой части Кулунды, где они образуют крупные вулканоплутонические структуры (Семейтаускую и Биштаускую). Ar-Ag датирование санидинов из кислых вулканитов Семейтау (248 млн лет, Ar-Ag метод) показало, что их извержение происходило синхронно с траппами Сибирского кратона и с рифтогенным магматизмом Западной Сибири [45]. В развитии магматизма Семейтауской структуры выделяются три ритма: бимодальный вулканический (трахибазальты и высококалийевые трахириолиты, их игнимбриты и туфы); субвулканический (монцонит-, граносиенит- и гранит-порфиры) и плутонический (порфирировидные граниты). Завершающими являются дайки трахидолеритов, которые по составу аналогичны трахибазальтам начального этапа. К западу в более эродированном блоке, отделенном от Семейтауской структуры Горностаевским разломом, известны габбро-монцодиоритовые массивы, которые можно сопоставлять с монцонит-порфирами субвулканического ритма.

В структурах Рудного Алтая известны пикрит-диабазовые интрузивы с Cu-Ni оруденением, относимые к максутскому комплексу. Их возраст 250—240 млн лет (K-Ar и Rb-Sr методы), хотя есть определения 280 млн лет. Близкий возраст (251—243 млн лет, U-Pb, Rb-Sr) имеют массивы позднекалбинского гранодиорит-гранит-лейкогранитового комплекса, с которым связано Mo-W грейзеновое оруденение [44]. К более поздним образованиям относятся интрузии редкометалльных гранитов монастырского комплекса с возрастом 231—225 млн лет (U-Pb метод) [44]. С этим ареалом раннемезозойского щелочно-базитового магматизма пространственно связано Au-Sb-Hg промышленное оруденение Семейтауского рудного узла (месторождения Суздальское, Джерек, Мираж и др.) [46, 47]. Руды этих месторождений сложены пиритом, арсенопиритом, антимонитом, киноварью, блеклой рудой и тонкодисперсным золотом. Они локализованы в основном среди углистых терригенных отложений карбона, но накладываются и на триасовые вулканогенные образования, что указывает на их раннемезозойский возраст. В этом же районе в Чарском поясе известен ряд проявлений Ni-Co-As минерализации в листовниках.

Обособленный ареал развития раннемезозойского магматизма выделяется в **Юго-Восточном Алтае и Северо-Западной Монголии**. Здесь последовательно проявились комплексы: курайский габбро-долеритовый, чуйский щелочно-базитовый, теранжинский и тархатинский гранит-граносиенит-монцодиоритовые; кунгурджаринский, калгутинский и чиндагатуйский редкометалльно-гранитовые; восточно-калгутинский онгонит-эльвановый [42—44, 48—52]. Они образуют обособленные ареалы: Чуйский, в пределах которого сконцентрированы базитовые, щелочно-базитовые и щелочно-гранитовые интрузии четырех первых из вышеперечисленных комплексов, а также Калгутинский и Ачитнурский с массивами редкометалльных гранитов (рис. 2). В Чуйском ареале наиболее ранним является курайский комплекс с дайками оливиновых габбро, долеритов, долеритовых порфиритов. Их возраст оценивается как позднепермский—раннетриасовый по пересечению этих образований дайками минетт чуйского комплекса и имеющимся K-Ar датировкам — 237—233 млн лет [50]. Широко проявился чуйский щелочно-базитовый комплекс, представленный дайками керсантитов, минетт, эпилейцитовых минетт и бостонитов. Они развиты в Южно-, Северо-Чуйском и Курайском хребтах (Горный Алтай) и хр. Чихачева в Монголии. По семи пробам из разных даек Ar-Ag возраст их составляет $243 \pm 2,5$ млн лет (хр. Чихачева) и $244,0 \pm 0,8$ (два анализа)— $245,7 \pm 0,7$ млн лет (Южно-Чуйский хр.). Кроме того, имеются две датировки $236 \pm 3,8$ и $236,8 \pm 0,6$ млн лет [53, 54]. Более молодыми, хотя и близкими по возрасту, являются гранит-граносиенит-монцодиоритовые интрузивы (Южно-Чуйский и Курайский хр.). Возраст сиенодиоритов Тархатинского массива, по [55], составляет 240 млн лет. Юго-западнее Чуйского хр. располагается протяженный Калгутинский ареал разновозрастных редкометалльных гранитов, вытянутый в СЗ направлении более чем на 600 км от истоков р. Катунь в Горном Алтае до р. Булган-Гол на юге Монгольского Алтая. В этом ареале выделяются раннетриасовые массивы турмалин-мусковитовых гранитов кунгурджаринского комплекса (240 млн лет, Ar-Ag метод, 235 ± 9 млн лет, Rb-Sr метод) [44, 48] и его аналогов в Монгольском Алтае (242,3 млн лет) [51], гранитоидов калгутинского комплекса (225—218 млн лет, ЮВ Алтай, Монгольский Алтай) и связанных с ними гранит-порфиритов (218—214,9 млн лет, Ar-Ag метод). Здесь же выделяются восточно-калгутинский дайковый комплекс эльванов и онгонитов (202,4—204 млн лет, Ar-Ag метод) и чиндагатуйский редкометалльно-гранитовый (192—198 млн лет) [44, 51, 52] (табл. 1). С северо-востока к Чуйскому ареалу примыкает Ачитнурский, в пределах которого развиты редкометалльные граниты с Sn-W и Mo-W грейзеновыми месторождениями (см. табл. 1, 2; рис. 2).

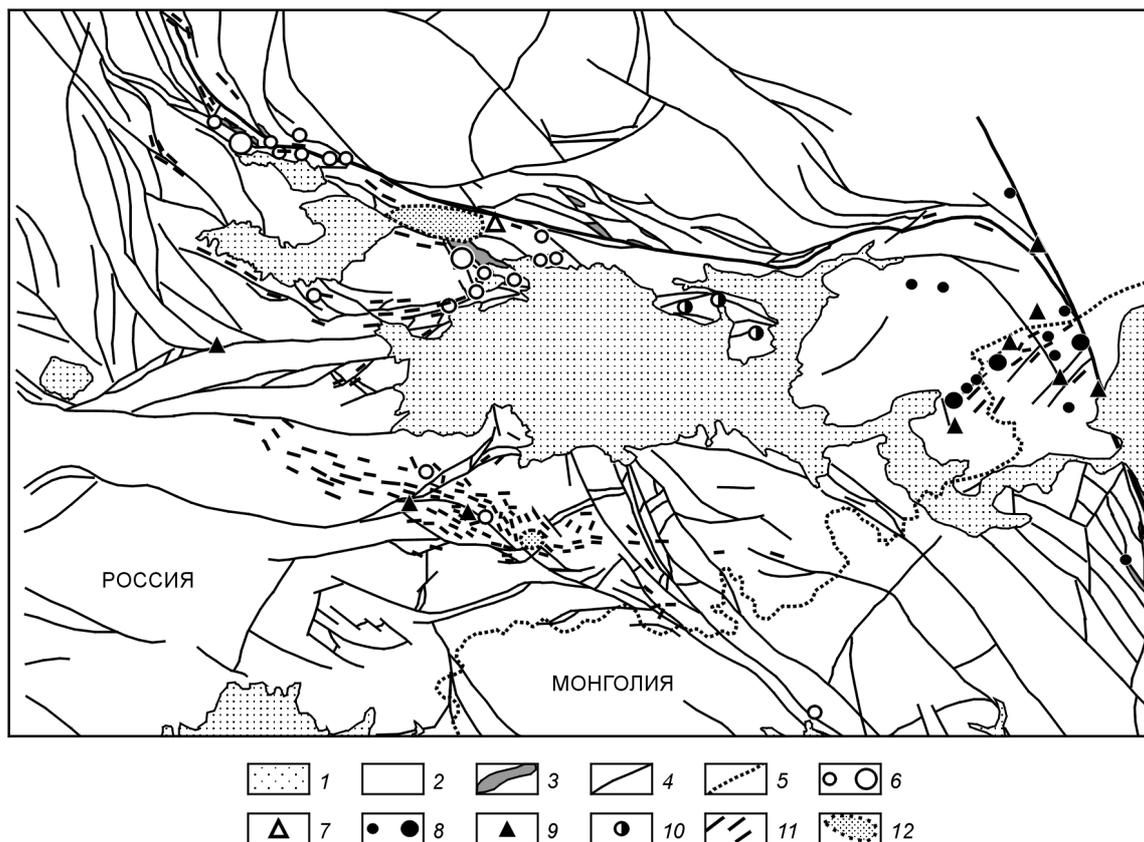


Рис. 2. Схема размещения основных проявлений раннемезозойского магматизма и оруденения ЮВ Алтая и СЗ Монголии.

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

В Чуйском ареале развиты преимущественно низкотемпературное ртутное (месторождения Акташ, Чаган-Узун, Курайское и др.), Cu-Hg-Ba (Джилкыдал, Отсалар), серебро-сурьмяное (Асхатин, Озерное, Пограничное), Ni-Co-As (Карагемское, Асхатингольское), Cu-Co-As (Могенбуренское) оруденение, а также проявления золото-ртутной и флюоритовой минерализации [58]. Пространственно-временные и генетические соотношения оруденения с магматическими комплексами достаточно надежно обосновываются геологическими, изотопно-геохронологическими и изотопно-геохимическими данными [30, 50, 53, 57–60].

Селенгинский вулканоплутонический пояс. В этом поясе пермотриасовый магматизм наиболее полно проявился в Орхон-Селенгинском прогибе, выполненном мощными (до 10 км) вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями (P–T₁) двух серий: ранней дифференцированной базальт-андезит-риолитовой (P) и поздней трахиандезит-базальтовой (P₂–T₁) [61]. К базальтоидам этих серий приурочены рудопоявления самородной меди. Пермской дифференцированной вулканической серии комагматичны интрузивные образования известково-щелочного состава, объединяемые в селенгинский диорит-граносиенит-гранитовый комплекс. Для гранитоидов этого комплекса получены ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировки 258,6 ± 3,3 млн лет (диориты и гранодиориты) и 247 ± 3,7 млн лет (граносиениты) [62, 63]. Позднепермские гранитоиды (254 ± 4–251 ± 3 млн лет) проявлены также в восточной части Монголо-Охотского пояса [64]. Им предшествуют разнообразные по составу и формационному типу габброиды. В осевой части Орхон-Селенгинского прогиба широко проявлены силлы и дайки субщелочных оливиновых долеритов и габбродолеритов. Они прорываются многофазными габбро-монцодиоритовыми массивами с K-Ar возрастом 252–249 млн лет [65]. В Селенгинском поясе проявлены перидотит-троктолит-анортозит-габбровые массивы, с которыми связано малосульфидное медно-платиновое оруденение: Номгонский массив — 256 ± 21 млн лет (Sm-Nd метод) [66]. В восточной части Монголо-Охотского пояса известны перидотит-габбровые массивы с возрастом 250 млн лет [67].

Таблица 1. Возрастные рубежи формирования позднепалеозойско-раннемезозойских магматических комплексов и оруденения ЮВ Алтай и СЗ Монголии

Возраст, млн лет	Магматические ареалы				
	Калгутинский (млн лет)	Чуйский (млн лет)	Ачитнурский (млн лет)		
200	Li-Ta оруденение				
	Чиндагатуйский гранит-лейкогранитный (192—198)				
	Онгониты, эльваны (202,4—204)				
210	Мо-W-грейзеновое (213,8—213)			Мо-W-грейзеновое	
	Гранит-порфиры (218—214,9)			Гранит-порфиры (214,9)	
220	Мо-W-грейзеновое (220—218)			Мо-W-грейзеновое	
	Калгутинский гранит-лейкогранитный (225—220)			Уланульский массив (СЗ Монголия)	
230	Мо-W (Cu, Au)			Hg, Au-Hg (234,4—231,5)	
				Тархатинский граносиенит-монцодиоритовый (240—235)	
240	Кунгурджиринский гранит-лейкогранитный (242,3—240)			Ag-Sb, Ag-Pb (240)	
		Чуйский щелочно-базитовый (245,7—243)			
250		Ni-Co-As (250—258)			
		Курайский габбро-долеритовый			
260		Sn-W-грейзеновое			
		Амазонитовые граниты, СЗ Монголия (265,9)			

Примечание. По данным авторов и [42—44, 48, 50—57]; Ar-Ar и U-Pb методы.

Гранитоиды селенгинского комплекса перекрыты трахиандезит-базальтовой толщей, с которой ассоциируют интрузивы габбро-монцодиоритов и граносиенитов шивотинского комплекса ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки $244,6 \pm 1$ — $239,3 \pm 1,4$ млн лет) [63]. Более поздними являются порфиры гранодиоритового состава эрдэнэтского комплекса, с которыми связано Cu-Mo оруденение. На месторождении Эрдэнэтуин-Обо наиболее продуктивными являются два первых порфировых ритма (порфиры I — $234,6 \pm 1,7$ млн лет; порфиры II — $225,3 \pm 1$; $220,3 \pm 5,8$ млн лет). По серициту из рудно-метасоматических образований, связанных с порфирами I, определен возраст $235,8 \pm 1,9$ млн лет [63]. Близкая к порфирам I Эрдэнэтуин-

Таблица 2. Возрастные рубежи формирования Cu-Ni, Ni-Co-As, Hg и Au-Hg оруденения западной части АССО

Этап	Cu-Ni, Ni-Co-As	Hg, Au-Hg
Позднемезозойский	K (120 млн лет) Ni-Co-As (Каргинский грабен, СВ Монголия; Улаятай-Чозский рудный узел, ЮЗ Тува)	?
Раннемезозойский	255—252 млн лет — Cu-Ni (Седовозаимское, КТСЗ) 258—250 млн лет — Ni-Co-As (ЮВ Алтай, ЮЗ Тува)	234,4—231,5 млн лет — ртутные месторождения Алтай
Среднепалеозойский	Cu-Co-Au — D_3-C_1 ($355,7 \pm 8,6$) (Каракульское, Алтай) D_3-C_1 (Владимировское, Алтай)	$358,3 \pm 8$ млн лет — Au-Hg (Мурзинское, Алтай)
Раннепалеозойский	480—470 млн лет Базит-ультрабазитовые интрузии с Cu-Ni-Pt оруденением (Урэг-Нур, СЗ Монголия; Кайгадатский, Среднетерсинский массив в Кузнецком Алатау)	$486,7 \pm 8,2$ млн лет — Au-Hg (Мозголевское, Тува)

Обо $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка ($232 \pm 2,7$ млн лет) получена для рудоносных порфиров Cu-Mo месторождения Кудара, расположенного на юге Западного Забайкалья [62].

Позднепермский вулканизм прослеживается далеко на запад вдоль Булнайского сдвига в структурах Дзабханской и Озерной зон Западной Монголии. Ранние образования здесь представлены андезибазальтами, андезитами и дацитами, поздние — бимодальной вулканической ассоциацией (оливиновые базальты, трахириолиты и комендиты) и комагматичными ей массивами щелочных гранитов [4]. Этому же этапу отвечают дайки щелочных лампрофиров (камptonитов и керсантитов) на южном склоне хр. Хан-Хухэй [68], приближающиеся по составу к базитам чуйского комплекса.

ОБЛАСТЬ ВЛИЯНИЯ ЭМЕЙШАНЬСКОГО ПЛЮМА

В западном обрамлении Южно-Китайской платформы в структурах Палеотетиса в поздней перми формировались островодужные вулканические серии [69], которые фиксируют наличие зоны субдукции под Южно-Китайский континент. Пермотриасовые базальты Эмейшань рассматриваются как крупная изверженная провинция — Large igneous province (LIP) [70—73]. Непосредственно перед внедрением траппов произошло быстрое ее воздымание, что привело к прекращению осадкообразования в поздней перми—раннем триасе. Время массового извержения базальтов оценивается по стратиграфическим данным на уровне 258—253 млн лет, а по геохронологическим — 253—250 млн лет.

На западе платформы проявлены базальты двух типов. Раннему этапу (P_2) отвечают низкотитанистые базальты, которые выше по разрезу сменяются высокотитанистыми в ассоциации с высокотитанистыми пикритами. Кислые вулканы (риолиты и их туфы) появляются в верхних частях разрезов вулканогенных толщ на границе перми и триаса [75]. В центральной части и на востоке платформы развиты только высокотитанистые базальты и пикриты. В верхах разрезов появляются трахиты.

В Южном Китае платиноносные ультрабазит-базитовые массивы установлены на платформе как в связи с высокотитанистыми, так и низкотитанистыми базальтами и пикритоидами. В центральной части платформы известны дифференцированные перидотит-габбровые массивы с комплексным Fe-V-Ti и ЭПГ оруденением. К ним, в частности, относится пермотриасовый (250 млн лет) массив Панчихуа [76], а также ряд аналогичных массивов в ближайших районах, с которыми связаны высокие содержания ЭПГ [77]. В восточной части ареала платобазальтов Эмейшань установлены ультрамафит-мафитовые силлы, сопровождающиеся Cu-Ni и ЭПГ оруденением. Содержания Pt и Pd в базальтах Эмейшань превышает $n \cdot 10$ мг/т [78], что на порядок выше значений, характерных для конвектирующей мантии.

В юго-западном обрамлении платформы на территории Северного Вьетнама пермотриасовый магматизм проявился в рифтогенных структурах Шонгда и Шонгхиен. В первой производные ультрамафит-мафитового магматизма представлены позднепермскими пикрит-андезит-базальтовым, диабаз-пикритовым и риолит-андезит-базальтовым комплексами повышенной щелочности и титанистости (бортовые части структуры) и позднепермско-раннетриасовой (257 ± 24 млн лет, Rb-Sr метод) ассоциацией платинометалльно-медь-никеленосных высокомагнезиальных и низкотитанистых вулканических коматиит-базальтовой серии (осевая часть структуры) [79]. Такая латеральная зональность ультрамафит-мафитового магматизма зоны Шонгда согласуется с ее принадлежностью к внутриконтинентальным рифтам [80].

В зоне Шонгхиен, расположенной на северо-востоке Вьетнама, ультрамафит-мафитовый магматизм представлен позднепермским (255 ± 14 млн лет, Rb-Sr метод) лерцолит-габбронорит-долеритовым комплексом Каобанг, объединяющим многочисленные малые интрузии, приуроченные к шовным разломам СЗ простирания. Становление массивов сопряжено с последовательным внедрением различных по составу интрузивных серий: ранней, включающей плагиолерцолиты, ассоциирующие с ними верлиты, пикриты, пикродолериты и оливиновые габбронориты, и более поздней, объединяющей долериты, субофитовые габбро, конгадиабазы и в очень малых количествах гранофиры. В районе массива Суойкун выявлены своеобразные пикриты со структурами закалки, которые можно рассматривать в качестве слабо дифференцированных комагматов той же ассоциации. С интрузиями этого комплекса, как и с коматиит-базальтовой серией рифта Шонгда, связано ЭПГ-Cu-Ni оруденение [76]. С учетом крупноамплитудного перемещения в сдвиговой зоне Шонгхонг системы пермотриасовые ультрамафит-мафитовые комплексы рифта Шонгда могут рассматриваться как смещенный юго-западный фланг ареала развития траппов Эмейшань, а лерцолит-габбронорит-долеритовая ассоциация зоны Шонгхиен (комплекс Каобанг) — как юго-восточное продолжение этих траппов [31].

ОБЛАСТЬ ВЛИЯНИЯ ТАРИМСКОГО ПЛЮМА

Еще один ареал развития пермского и триасового базитового и гранитоидного магматизма выявлен на северо-западе Китая в пределах Таримской платформы и рифтогенных структур Восточного Тянь-Шаня [82—87]. На Таримской платформе под мезокайнозойским чехлом скважинами оконтурено

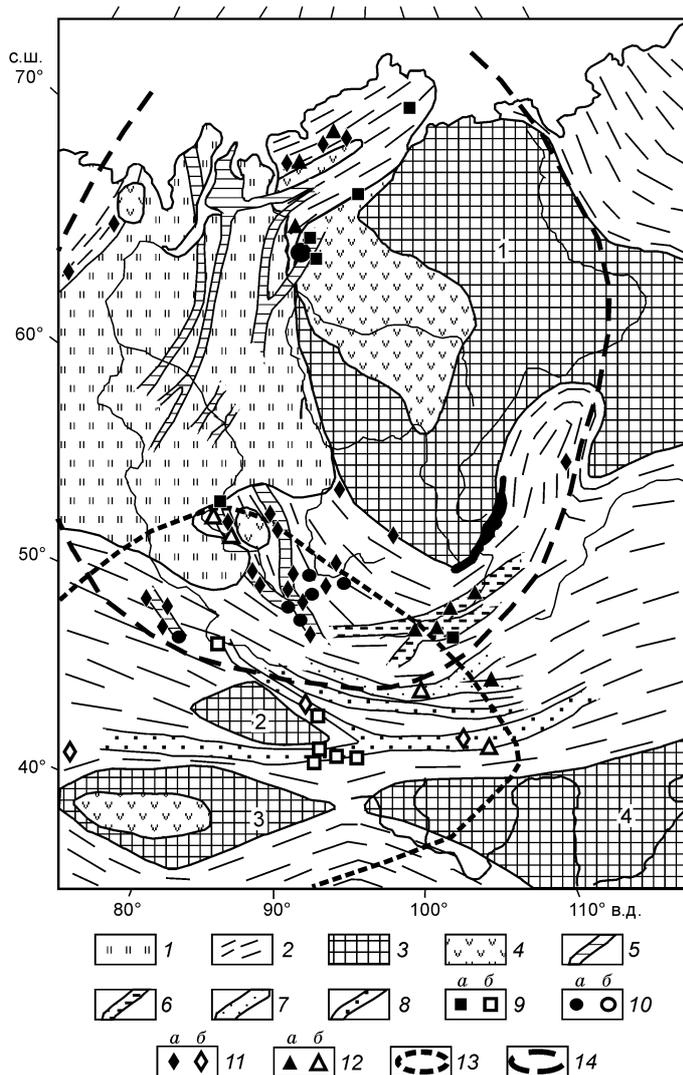


Рис. 3. Схема размещения Cu-Ni-Pt, Ni-Co-As, Hg, Au-Hg и Cu-Mo-порфирового оруденения в областях влияния Сибирского и Таримского плюмов.

1 — мезозойский чехол ЗСП; 2 — орогенные пояса; 3 — кратоны: 1 — Сибирский, 2 — Джунгарский блок, 3 — Таримский, 4 — Северо-Китайский; 4 — основные ареалы развития траппов; 5—8 — рифтогенные пояса: 5 — ЗСП (Т), 6 — Селенгинский (Р—Т), 7 — Гоби-Алтайский (Р), 8 — Гоби-Тяньшаньский (С₃—Р₁); 9—12 — раннемезозойское (а) и раннепермское (б) оруденение: 9 — Cu-Ni-Pt, 10 — Ni-Co-As, 11 — Hg и Au-Hg, 12 — Cu-Mo-порфировое; 13, 14 — области влияния мантийных плюмов: 13 — Сибирского, 14 — Таримского.

обширное поле щелочных и толеитовых базальтов среди фаунистически охарактеризованных нижнепермских отложений. К северу от платформы в структурах Восточного Тянь-Шаня на территории Китая, а также на их продолжении к западу (Киргизстан) и востоку (Монголия) проявлены пермские и триасовые вулканоплутонические и интрузивные комплексы, связанные с развитием Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны (рис. 3) [4, 82, 88]. Выделяются два этапа их формирования: пермский (или С₃—Р) и триасовый. Последовательность развития магматизма первого этапа и связанного с ним оруденения, по геологическим и геохронологическим данным, представляется в следующем виде (табл. 3): 1) бимодальные базальт-командитовые ассоциации (305—285 млн лет), с которыми ассоциирует Cu-Mo-порфировое и Au-Ag оруденение (Ксайтан, Аксай); 2) диорит-гранитовые, монцитит-граносиенит-гранитовые комплексы и связанное с

ними Cu-Mo-порфировое и золотое оруденения (300—270 млн лет, U-Pb, Rb-Sr методы); 3) базит-ультрабазитовые массивы с Cu-Ni-Pt оруденением (285—282 млн лет, U-Pb, Re-Os методы). В Среднеазиатском секторе Тянь-Шаня по возрасту формирования ему отвечает низкотемпературное Ni-Co-Ag-As с Hg (месторождение Актепе) и Co-As с Au (Акжилгинское) оруденение [30, 89]. Наиболее молодыми в регионе являются ртутные месторождения в Западном Тянь-Шане (271 ± 2,4 млн лет, Ag-Ag метод), а также в Гоби-Тяньшаньском и Гоби-Алтайском поясах Монголии.

Ко второму этапу относятся базальты и риолиты (248 млн лет), а также граниты (249—233 млн лет, U-Pb метод, 246—223 млн лет, Ag-Ag метод), с которыми ассоциируют Mo-W (Au) проявления [82, 83, 85]. Наиболее молодыми являются Cu-Mo-порфировые месторождения Восточного Тянь-Шаня с возрастом 233—225 млн лет (Re-Os метод) [87].

Таким образом, вывод о существовании раннепермского мантийного плюма на ЮЗ Монголии и СЗ Китая [4, 90] подтверждается новыми геологическими и геохронологическими данными: развитие траппов на Таримской платформе, щелочного и щелочно-базитового магматизма в структурах её обрамления, а также базит-ультрабазитовых комплексов с Cu-Ni-Pt оруденением. Он проявился в условиях активной континентальной окраины и интенсивного развития процессов внутриплитного рифтогенеза, чем и обусловлена специфика магматизма и металлогении этого региона. Область влияния Таримского мантийного плюма, судя по ареалам развития раннепермского магматизма и Cu-Ni, Ni-Co-As, Hg, Au-Hg и Cu-Mo-порфирового оруденения (см. табл. 3; рис. 3), охватывает Таримскую платформу и практически весь Тянь-Шань, включая его среднеазиатскую часть, а также рифтогенные структуры Гоби-Тяньшаньского и Гоби-Алтайского поясов. Вероятно, это крупное геологическое событие оказало влияние и на развитие раннепермского магматизма и оруденения в Восточном Казахстане, Салаире, Западной Монголии и других регионах, расположенных к северу (см. рис. 3).

Таблица 3. **Возрастные рубежи (млн лет) формирования пермотриасового оруденения Азии в области влияния плюмов**

Тип оруденения	Сибирский суперплюм				Эмейшань-ский плюм	Таримский плюм		
	Сибирский кратон, Таймыр	КТСЗ, Кузбасс	Алтай, Вост. Казахстан	Орхон-Селенгинский прогиб		Вост. Тянь-Шань, Юж. Монголия	Зап. Тянь-Шань	Калба-Нарымский район
Mo-W-грейзеновое	—	214—213 220—218	—	—	—	—	—	—
Sn-W (Ta-Nb)	—	236—233	—	—	—	—	—	231—225
Hg, Au-Hg	(Т)	<238	234—231	Т	(219)	—	236—231	—
Cu-Mo-порфировое	229—223	240—232	—	225—200 234—232	230	233—225	—	—
Mo-W (Cu-Au)-грейзеновое	—	240—232	242—237	238	234	248—244	—	—
Ni-Co-As Cu-Ni-Pt	<248 250—248	255—252	258—250 (250—240)	256	250	—	—	—
Sn-W	—	—	266	—	—	—	—	—
Hg, Au-Hg	—	—	—	—	—	—	271	—
Cu-Mo-порфировое	—	274—273	—	—	—	275—270	—	—
Mo-W (Cu, Au)	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni-Co-As Cu-Ni-Pt	—	—	—	—	—	285—282	290	—
Cu-Mo-порфировое	—	—	—	—	—	296	294—290	—

Анализ имеющихся палеореконструкций [91] для перми и триаса показывает, что в результате перемещения в это время континентальных блоков к северу (рис. 4) Таримский плюм в раннем триасе оказался под платформой Янцзы и Контумским блоком и проявился в формировании Эмейшаньского ареала траппов, базит-ультрабазитового, щелочного и гранитоидного магматизма и соответствующих типов оруденения. Таким образом, рассмотренные выше два обособленных ареала плюмового магматизма являются следствием деятельности одного мантийного плюма — Таримского.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПЕРМОТРИАСОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ АЗИИ

Приведенный выше обзор показывает, что специфику металлогении Азии в перми и триасе определило широкое развитие своеобразного комплекса эндогенного оруденения, включая крупные и уникальные месторождения: Cu-Ni-Pt — Норильск, Талнах (СЗ Сибирской платформы), Калатонг; Хиангшань и др. (СЗ Китай); Янглаупинг, Джанг Бао Шан (ЮВ Китай); Банфук (Северный Вьетнам); Ni-Co-Ag-As — Актепе (Тянь-Шань); Hg и Sb-Hg — Хайдаркан, Кадамжай и др. (Тянь-Шань); Акташ, Чаган-Узун (Горный Алтай); Au-Hg — Воронцовское (Урал); Терексай, Скальное (Тянь-Шань); Cu-Mo-порфировые — Эрдэнэтуин-Обо (Сев. Монголия); Кальмакыр (Тянь-Шань).

Последовательность формирования такого оруденения достаточно определенно устанавливается на примере ряда рудных районов: Норильский, КТСЗ, ЮВ Алтай—СЗ Монголия, Орхон-Селенгинский прогиб и другие (см. табл. 3). Наиболее ранним является Cu-Ni-Pt и Ni-Co-As оруденение, к более поздним относится Cu-Mo-порфировое, Hg и Au-Hg и Ag-Sb (см. табл. 1). В ряде рудных районов завершающим является редкометалльное оруденение — Mo-W, Sn-W, Li-Ta-Nb (Алтай, Восточный Тянь-Шань, КТСЗ и др.). Иногда этому комплексу оруденения предшествует формирование более раннего Cu-Mo-порфирового (Тянь-Шань, КТСЗ и др.). В трех вышеописанных областях влияния мантийных плюмов (Сибирского, Таримского и Эмейшаньского) формирование такого оруденения укладывается в интервал около 30 млн лет (см. табл. 3).

Образование оруденения связано с функционированием мантийных и мантийно-коровых рудно-магматических систем, для которых предполагается преимущественно мантийная природа рудного вещества [30, 60, 92, 93]. Для Cu-Ni-Pt магматических месторождений глубинный источник рудного вещества достаточно очевиден, а влияние коровых факторов проявляется через участие флюидов экзогенного происхождения и заимствование сульфатной серы, Cl и S из окружающих осадочных пород. Важная роль мантийных флюидов в формировании гидротермальных Ni-Co-As и Cu-Co-As месторождений доказывается пространственно-временной связью этого оруденения с базитовыми и щелочно-базитовыми дай-

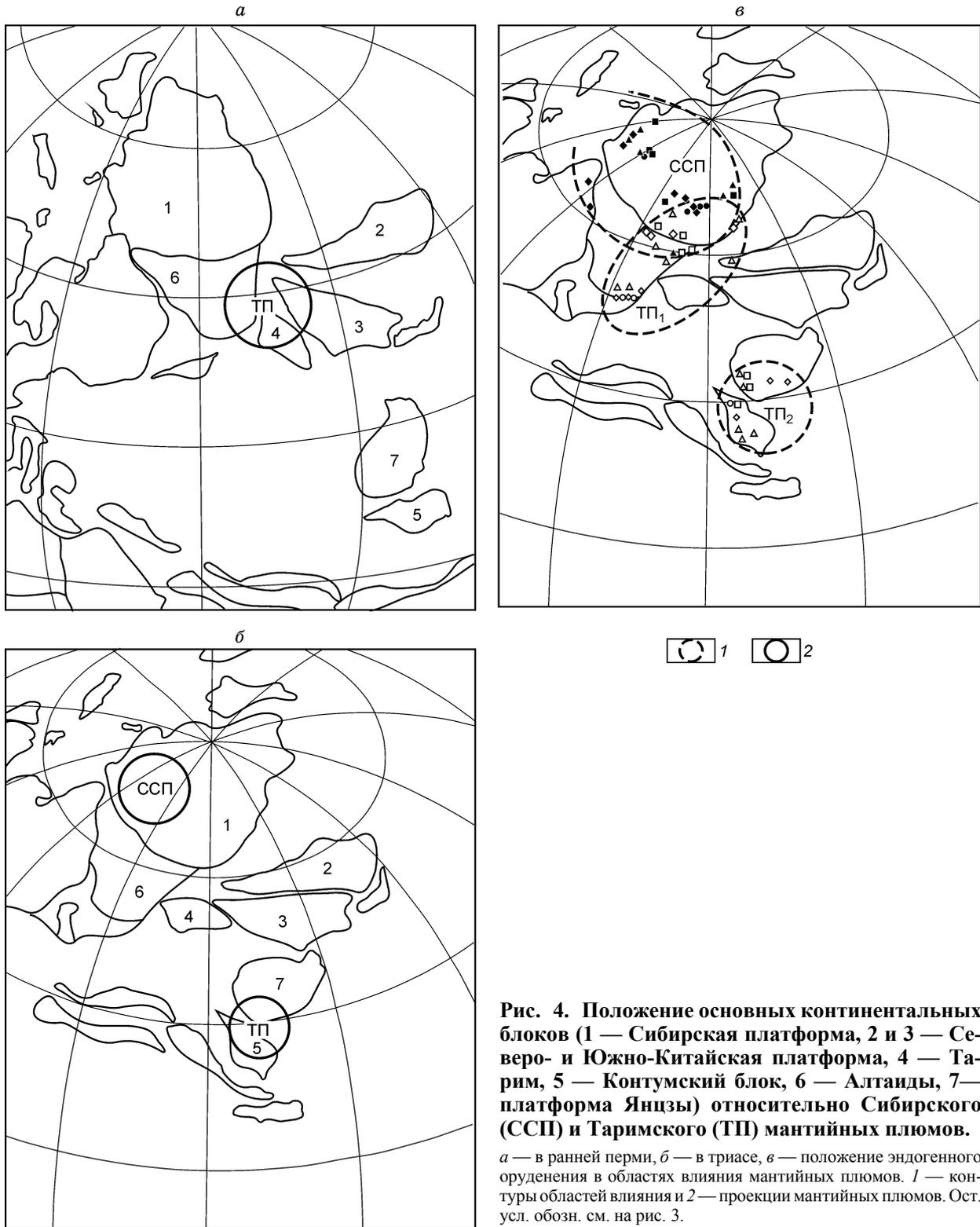


Рис. 4. Положение основных континентальных блоков (1 — Сибирская платформа, 2 и 3 — Северо- и Южно-Китайская платформа, 4 — Тарим, 5 — Контумский блок, 6 — Алтаиды, 7 — платформа Янцзы) относительно Сибирского (ССП) и Таримского (ТП) мантийных плюмов.

а — в ранней перми, *б* — в триасе, *в* — положение эндогенного оруденения в областях влияния мантийных плюмов. 1 — контуры областей влияния и 2 — проекции мантийных плюмов. Ост. усл. обозн. см. на рис. 3.

ковыми комплексами, присутствием в рудах таких глубинных компонентов, как Hg и Sb (Hg-золото, Hg-блеклая руда и др.), и изотопным составом He ($^3\text{He}/^4\text{He}$ — до $6,16 \cdot 10^{-6}$). Это же можно предполагать и для Ag-Sb (+Hg) месторождений, что подтверждается, в частности, данными по изотопному составу He, имеющему весьма высокие $^3\text{He}/^4\text{He}$ — до $(13,1—22,9) \cdot 10^{-6}$. Достаточно обоснована связь с мантийными источниками и для ртути [60, 93]. Это следует как из общих особенностей распределения Hg в породах земной коры и мантии, ее поведения в различных геологических процессах (метаморфизм, магматизм, рудообразование) [93], связи ртутных месторождений со щелочно-базитовыми дайковыми комплексами

[49, 50, 60], так и из данных по изотопии Hg ртутных и золото-ртутных месторождений [94]. Следует отметить, что Hg является сквозным элементом для всех типов рассматриваемого оруденения, что подтверждается присутствием потарита (PdHg) в Cu-Ni месторождениях, ртутистых серебра и блеклой руды в Ni-Co-As рудах, сульфидов и сульфосолей Hg на ртутных и золото-ртутных месторождениях. Важная роль мантийных источников прослежена и для Cu-Mo-порфировых месторождений по изотопному составу Sr, S, минерало-геохимическим особенностям руд, в том числе присутствию минералов ЭПГ в Cu-Mo рудах [95].

Таким образом, комплекс рассматриваемых типов оруденения генетически связан с мантийными и мантийно-коровыми рудно-магматическими системами и является характерной чертой металлогении ареалов проявления глубинного плюмового магматизма. Это устанавливается не только для рассмотренных выше регионов, но и для других разновозрастных рудных провинций мира: Невада, Средиземноморье, Канада, Австралия [94, 96, 97].

В конкретных рудных районах в пределах областей влияние мантийных плюмов в соответствии с характером развития в них мантийного и корово-мантийного магматизма проявлены определенные комплексы эндогенного оруденения (рудные комплексы). Для районов интенсивного развития базитового, базит-ультрабазитового и щелочно-базитового магматизма (Норильский, Ангаро-Илимский, Эмейшань) характерен комплекс магматогенного Cu-Ni-ЭПГ, малосульфидного Sr-ЭПГ, Fe-ЭПГ, Fe-Ti, а также слабо проявленного Ni-Co-As, Cu-Mo-порфирового и ртутного оруденения. В районах, где базитовый и щелочно-базитовый магматизм проявился в виде дайковых образований (ЮВ Алтай, Тува и др.), рудные комплексы включают в себя лишь эпitherмальное Hg, Sb-Hg и Ni-Co-As оруденение (см. табл. 1, 3). Эти типы оруденения являются производными мантийных рудно-магматических систем, а в их формировании важная роль отводится „коровым“ факторам: контаминация рудоносных расплавов компонентами вмещающих пород (S, Cl, C и др.), участие экзогенных вод в гидротермальном рудообразовании и т. д. [25, 26, 30, 31, 60, 98]. Существенно усложняется состав рудных комплексов в районах развития бимодальных базальт-риолитовых, габбро-гранитовых ассоциаций, щелочного и щелочно-гранитного магматизма, проявленного, как правило, в рифтогенных структурах в пределах областей влияния разновозрастных мантийных плюмов. Примерами таких районов являются Таймыр, КТСЗ, Восточный Тянь-Шань (СЗ Китай, Южная Монголия) и др. В них Cu-Ni, Ni-Co-As и Hg оруденение проявлено слабее, но характерны Cu-Mo-порфировое, Au-Hg, Ag-Sb, Au-Ag и редкометалльные Mo-W и Sn-W, являющиеся производным мантийно-коровых рудно-магматических систем с различным соотношением мантийных и коровых составляющих.

В размещении эндогенного оруденения в пределах областей влияния мантийных плюмов намечаются определенные закономерности, что уже отмечалось ранее [3, 96]. Крупные Cu-Ni-Pt месторождения тяготеют к их центральным частям и преимущественно пространственно связаны с рифтогенными структурами: Енисейско-Хатангский рифт на СЗ Сибирской платформы (Норильский район), Гоби-Тяньшаньский в северном обрамлении Тарима, рифтовые структуры платформы Янцзы и др. Во внешних зонах областей влияния плюмов отмечаются лишь мелкие Cu-Ni-Pt проявления (Седовозаимское в КТСЗ, Номгон в Орхон-Селенгинском прогибе, Максут в Восточном Казахстане и др.).

Ni-Co-As и Cu-Co-As гидротермальные оруденения в виде небольших проявлений отмечаются в центральных частях этих областей в пределах рудных узлов и районов Cu-Ni-Pt металлогенического профиля (Норильский р-н, ЮВ Китай—Северный Вьетнам и др.). Крупные месторождения этого типа (Актепе на Тянь-Шане, Хову-Аксы в Туве и др.) располагаются в пределах районов развития дайковых комплексов базитов и щелочных базитов на периферии ареалов плюмового магматизма. Еще более отчетлива приуроченность к периферийным зонам Hg и Au-Hg оруденения (см. рис. 3). Оно локализуется в районах обособленного проявления траппов, дайковых комплексов базитов и щелочных базитов (Средний и Полярный Урал, КТСЗ, ЮВ Алтай, Тянь-Шань и др.) или развития трахибазальт-трахидацит-трахириолитового вулканизма (Вост. Казахстан) [18—21, 24, 37, 41, 47, 50, 99]. Такие же особенности локализации характерны и для Cu-Mo-порфировых месторождений, наиболее крупные из которых, как правило, приурочены к рифтогенным структурам по периферии областей влияния мантийных плюмов (Орхон-Селенгинский прогиб, Тянь-Шань, Вост. Казахстан и др.).

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Проведенный обзор и анализ магматизма и металлогении Азии в перми и триасе позволил выявить специфику эндогенного оруденения и особенности его размещения в областях влияния мантийных плюмов и зонах внутриплитного рифтогенеза.

1. В трех рассмотренных выше областях влияния Сибирского и Таримского плюмов, а также в аналогичных ситуациях в других регионах мира, проявлен характерный комплекс эндогенного оруденения, включающий Cu-Ni-Pt, Ni-Co-As, Hg, Au-Hg и Cu-Mo-порфировые месторождения. В отдельных

регионах отмечается Mo-W, Sn-W, Ag-Sb, Fe-скарново-гидротермальное, карбонатитовое Fe-Ti (апатит) и P3Э-Ta-Nb и некоторые другие типы оруденения.

2. Выявляются определенные закономерности размещения оруденения как в областях влияния мантийных плюмов в целом, так и в конкретных рудных районах, находящихся в их контурах. Для центральных частей таких областей характерны крупные Cu-Ni-Pt и Ti-Fe месторождения, а на их периферии в орогенных поясах и структурах внутриплитного рифтогенеза проявлены Ni-Co-As, Hg, Au-Hg и Cu-Мо-порфиновые месторождения. В отдельных рудных районах наиболее крупные промышленные объекты приурочены к рифтогенным структурам или крупным разломам, чем обусловлен линейный характер конкретных рудных зон.

3. Общий временной интервал формирования рассмотренных типов оруденения составляет 30 ± 5 млн лет (см. табл. 3). К наиболее ранним из них относятся Cu-Ni-Pt, Ni-Co-As, более поздним — Hg, Au-Hg и Cu-Мо-порфиновые месторождения. Возраст этих типов оруденения достаточно хорошо синхронизируется в пределах конкретных областей влияния мантийных плюмов.

4. Важным фактором формирования крупных месторождений рассмотренных выше типов является пространственное совмещение процессов плюмового магматизма и внутриплитного рифтогенеза. Этим, вероятно, определяется разная рудопродуктивность областей влияния мантийных плюмов, например, Сибирский и Таримский плюмы, с одной стороны, и области проявления траппов Декан и Карру — с другой.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 04-05-64238, 04-05-64399), НШ-1573 2003.5 и интеграционного проекта СО РАН № 69.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л. Пермско-триасовый магматизм и осадконакопление Евразии как отражение мантийного суперплюма // Докл. РАН, 1997, т. 354, № 4, с. 497—500.
2. Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12, с. 1243—1261.
3. Добрецов Н.Л., Верниковский В.А. Мантийные плюмы и их геологические проявления // Смирновский сборник — 2001. М., 2001, с. 46—69.
4. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 6, с. 3—29.
5. Золотухин В.В., Васильев Ю.Р., Дюжиков О.А. Многообразие траппов и исходные магмы. Новосибирск, Наука, 1989, 248 с.
6. Альмухамедов А.И., Васильев Ю.Р., Медведев А.Я. Низкокальциевые базальтиты Маймеча-Котуйской провинции и их вероятная геодинамическая позиция // Докл. РАН, 1999, т. 366, № 4, с. 507—510.
7. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 11, с. 1575—1587.
8. Медведев А.Я. Пермотриасовый вулканизм Северо-Азиатского кратона (Западно-Сибирская плита и Тунгусская синеклиза): геохимия, петрология и геодинамика: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Иркутск, Ин-т геохимии СО РАН, 2004, 306 с.
9. Верниковский В.А., Пинс В.Л., Верниковская А.Е. и др. Раннетриасовые А-граниты Таймыра — результат Северо-Азиатского суперплюма // Докл. РАН, 2001, т. 380, № 1, с. 87—93.
10. Campbell I.H., Czamanske G.K., Fedorenko V.A. et al. Synchronism of the Siberian traps and the Permian-Triassic boundary // Science, 1992, v. 258, p. 1760—1763.
11. Basu A.R., Poreda R.J., Renne P.R. et al. High ^3He plume origin and temporal-spatial evolution of the Siberian flood basalt // Science, 1995, v. 269, p. 822—825.
12. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Митчелл Л., Золотухин В.В. Покровные базальты центра Тунгусской синеклизы: сравнительная геохимия // Геология и геофизика, 1996, т. 37, № 10, с. 3—16.
13. Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., Феоктистов Г.Д., Прусская С.Н. Оценка объемов и проблема генезиса пермотриасового траппового магматизма Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 12, с. 1696—1705.
14. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996, 202 с.
15. Kamo S., Czamanske G., Amelin Yu. et al. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // Earth Planet. Sci. Lett., 2003, v. 214, p. 75—91.

16. **Комарова М.З., Козырев С.М., Кокорин М.И., Кнауф В.В.** Расслоенная интрузия реки Дюмталей: петрология, рудоносность // Недра Таймыра / Под ред. О.Н. Симонова, Н.С. Малича. Норильск, 1999, с. 42—67.
17. **Додин Д.А., Вишневский А.Н., Гулин С.А., Кавардин Г.И.** Проблемы минерагении Арктики // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 9, с. 78—90.
18. **Равич М.Г.** Металлогения малых интрузий Горного Таймыра // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. II / Ред. Н.С. Шацкий. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 289—307.
19. **Пучков В.Н.** Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2000, 200 с.
20. **Душин В.А., Попова М.Н., Малюгин А.А. и др.** Мезозойский плюмовый вулканизм и металлогения северной части Уральского орогена // „Вулканизм и геодинамика“. Материалы II всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2003, с. 205—208.
21. **Тимонин Н.И., Юдин В.В.** Раннетриасовый базальтовый магматизм Северного Приуралья — следствие действия исландской горячей точки. Там же, с. 216—219.
22. **Иванов К.П., Иванов К.С., Коротеев В.А.** Редкие и редкоземельные элементы Туринского вулканогенного комплекса. Там же, с. 375—377.
23. **Чайкин В.Г., Месхи А.М.** Позднепермский вулканизм Вятско-Камской межрифтовой зоны. Там же, с. 130—134.
24. **Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В.** Щелочно-ультраосновной, кимберлитовый, лампроитовый и лампрофировый магматизм Урала (обзор) // Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма. Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004, с. 227—241.
25. **Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П.** Магматические образования Норильского района, Т. 1: Петрология траппов. Новосибирск, Изд-во Нонпарель, 2001, 408 с.
26. **Рябов В.В., Павлов А.Л., Лопатин Г.Г.** Самородное железо сибирских траппов. Новосибирск, Наука, 1985, 168 с.
27. **Малич К.Н., Лопатин Г.Г.** Геология и формационная принадлежность ультрамафитов Гулинского интрузива // Недра Таймыра. М., ВСЕГЕИ, 1997, с. 86—103.
28. **Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И. и др.** Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. Томск, Изд-во ЦНТИ, 2001, 510 с.
29. **Дистлер В.В., Лапутина И.П., Смирнов А.В., Балбин В.С.** Арсениды, сульфоарсениды и антимониды никеля, кобальта и железа Галнахского рудного поля // Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Л., Наука, 1975, с. 61—74.
30. **Борисенко А.С., Лебедев В.И., Тюлькин В.Г.** Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. Новосибирск, Наука, 1984, 172 с.
31. **Мазуров М.П., Бондаренко П.М.** Структурно-генетическая модель рудообразующей системы ангаро-илимского типа // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 10, с. 1584—1593.
32. **Мазуров М.П., Титов А.Т.** Магнезиальные скарны из участков послонных инъекций базитовой магмы в эвапориты платформенного чехла // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 1, с. 82—89.
33. **Фон-дер-Флаас Г.С., Никулин В.И.** Геолого-генетическая модель магномагнетитовой формации (Ангарская провинция) // Рудообразующие и генетические модели эндогенных рудных формаций (Матер. 2 всесоюз. совещ., Новосибирск, 27—29 ноября, 1985). Новосибирск, 1988, с. 48—57.
34. **Сердюк С.С.** Золотоносные провинции центральной Сибири: геология, минерагения и перспективы освоения. Красноярск, КНИИГиМС, 2004, 480 с.
35. **Borisenko A., Naumov E., Pavlova G., Zadorozhny M.** Gold-mercury deposits of the Central Asia: types of deposits, regularities of localization, genetic models // J. Geology, Series B., 2004, № 23, p. 42—51.
36. **Металлогения ртути** / Под ред. В.И. Смирнова, В.А. Кузнецова, В.П. Федорчука. М., Недрa, 1976, 255 с.
37. **Федосеев Г.С., Сотников В.И., Рихванов Л.П.** Геохимия и геохронология пермотриасовых базитов западной части Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2005, т. 46, № 3, с. 289—302.
38. **Крук Н.Н., Плотников А.В., Владимиров А.Г., Кутолин В.А.** Геохимия и геодинамические условия формирования траппов Кузбасса // Докл. РАН, 1999, т. 369, № 6, с. 812—815.
39. **Врублевский В.А., Амшинский Н.Н.** Проявление щелочного магматизма в Колывань-Томской складчатой зоне // Геология и полезные ископаемые Сибири, Т. II. Петрология. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1974, с. 93—94.
40. **Сотников В.И., Федосеев Г.С., Кунгурцев Л.В. и др.** Геодинамика, магматизм и металлогения Колывань-Томской складчатой зоны. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999, 227 с.

41. **Сотников В.И., Федосеев Г.С., Пономарчук В.А. и др.** Гранитоидные комплексы Колывань-Томской складчатой зоны (Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 1, с. 120—125.
42. **Корреляция** магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / С.П. Шокальский, Г.А. Бабин, А.Г. Владимиров и др. (Ред. А.Ф. Морозов). Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2000, 187 с.
43. **Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П. и др.** Позднепалеозойский—раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 4, с. 715—729.
44. **Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др.** Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 8, с. 1157—1178.
45. **Lyons J.J., Coe R.S., Zhao X.X. et al.** Paleomagmatism of the early Triassic Semitau igneous series, eastern Kazakhstan // J. Geophys. Res. Solid Earth, 2002, v. 107, № 7, p. 2139—2149.
46. **Щерба Г.Н.** К систематике месторождений золота Казахстана // Геология и разведка недр Казахстана, 1995, № 5, с. 7—16.
47. **Нарсеев В.А.** К дискуссии о генезисе руд карлинского типа, Суздаль-тренд, Юго-Западный Алтай // Металлы и руды, 2002, № 1, с. 67—70.
48. **Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н.** Пермотриасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплюма // Докл. РАН, 2005, т. 400, № 4, с. 305—309.
49. **Оболенская Р.В.** Чуйский комплекс щелочных базальтоидов Горного Алтая. Новосибирск, Наука, 1971, 146 с.
50. **Оболенская Р.В.** Мезозойский магматизм Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1983, 48 с. (Препр. / ИГиГ СО АН СССР, № 2).
51. **Борисенко А.С., Оболенский А.А., Говердовский В.А., Пономарчук В.А.** Возрастные рубежи формирования редкометалльного оруденения Западной Монголии и юго-востока Алтая // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научн. совещ. Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004, с. 43—47.
52. **Анникова И.Ю.** Редкометалльные граниты, онгониты и эльваны Калгутинского массива, Южный Алтай: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2003, 20 с.
53. **Борисенко А.С., Говердовский В.А., Пономарчук В.А. и др.** Возраст золото-ртутной минерализации Алтае-Саянской орогенной области // Вестн. Том. ун-та, 2003, № 3 (III), с. 216—217.
54. **Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Поляков Г.В. и др.** Ag-Ag изотопный возраст лампроитовых даек чуйского комплекса, Горный Алтай // Докл. РАН, 2004, т. 399, № 4, с. 516—519.
55. **Крук Н.Н., Руднев С.Н., Журавлев Д.З. и др.** Этапы формирования и источники континентальной коры западной части Алтае-Саянской складчатой области (по данным изотопно-геохимических исследований) // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири: Материалы научно-практической конференции. Новосибирск, Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001, 245 с.
56. **Гусев А.И.** Металлогения золота Горного Алтая и южной части Горной Шории. Томск, STT, 2003, 308 с.
57. **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.
58. **Борисенко А.С., Скуридин В.А., Лебедев В.И. и др.** Металлогения рудного района юго-востока Горного Алтая и северо-запада Монголии // Закономерности размещения полезных ископаемых, Т. XV. М., Наука, 1988, с. 131—140.
59. **Троицкий В.А., Чернышев И.В., Борисенко А.С., Оболенский А.А.** Изотопный состав свинца эпитермальных месторождений Алтае-Саянской складчатой области // Изотопная геохимия процессов рудообразования. М., Наука, 1988, с. 39—46.
60. **Оболенский А.А.** Генезис месторождений ртутной рудной формации. Новосибирск, Наука, 1985, 194 с.
61. **Гаврилова С.П., Лучицкая А.И., Фрих-Хар Д.И., Бадамгарав Ж.** Вулканоплутонические ассоциации Центральной Монголии. М., Наука, 1991, 232 с.
62. **Сотников В.И., Пономарчук В.А., Сорокин А.А. и др.** Возрастные рубежи Cu-Mo-порфировых месторождений в структурах обрамления Монголо-Охотского орогенного пояса // Докл. РАН, 2005, т. 403, № 4, с. 522—525.
63. **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, 2005, т. 46, № 6, с. 633—644.

64. **Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Пономарчук В.А. и др.** История формирования Монголо-Охотского пояса на основе новых изотопно-геохронологических и геохимических данных // *Изотопная геология в решении проблем геодинамики и рудогенеза (Матер. II Российской конф. по изотопной геохронологии, 25—27 ноября, 2003 г. С.-Петербург)*. СПб., Центр информ. культуры, 2003, с. 480—483.
65. **Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П. и др.** Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск, Наука, 1990, 269 с.
66. **Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С. и др.** Высокоглиноземистые 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.
67. **Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Сальникова Е.Б.** Геохронология гранитоидных и габбро-гранитоидных комплексов восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса и его обрамления как граничные условия для геодинамических реконструкций // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы науч. совещ. Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004, с. 106—110.*
68. **Изох А.Э., Калинин Ю.А.** Геохимия щелочных базитовых даек хребта Хан-Хухэй (МНР) // *Редкоземельные элементы в магматических породах*. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1988, с. 33—43.
69. **Бин-Цюань Ч., Яо-Гуо Х., Сянь-Ян Ч. и др.** Крупнейшая магматическая провинция Эмейшань: результат плавления примитивной мантии и субдуцированного слэба // *Геология и геофизика*, 2005, т. 46, № 9, с. 924—941.
70. **Coffin M.F., Eldholm O.** Large igneous provinces — crustal structure, dimensions, and external consequences // *Rev. Geophys.*, 1994, v. 32, Iss. 1, p. 1—36.
71. **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, Iss. 10, p. 889—892.
72. **Mahoney J.J., Coffin M.F.** Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism. New York, AGU Geophys. Monogr., 1997, v. 100, 438 p.
73. **Chung S.L., Jahn B.M., Wu G.Y. et al.** 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 // *Mantle dynamics and plate interaction in East Asia / M.F.J. Flower, S.-L. Chung, C.-H. Lo, T.-Y. Lee (eds.). (AGU Geodyn. Ser., v. 27). Washington D.C., AGU, 1998, p. 47—58.*
74. **Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V. et al.** A geologic time scale. New York, Cambridge Univ. Press., 1989, 263 p.
75. **Xu Y., Chung S.L., Jahn B.M., Wu G.** Petrological and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China // *Lithos*, 2001, v. 58, p. 145—168.
76. **Поляков Г.В., Чан Чонг Хоа, Акимцев В.А. и др.** Рудно-геохимическая специализация пермотриасовых ультрамафит-мафитовых комплексов Северного Вьетнама // *Геология и геофизика*, 1999, т. 40, № 10, с. 1474—1487.
77. **Zhong H., Zhou X.-H., Zhou M.-F. et al.** Platinum-group element geochemistry of the Hongge Fe-V-Ti deposit in the Pan-Xi area, southwestern China // *Miner. Depos.*, 2002, v. 37, № 2, p. 226—239.
78. **Song X.-Y., Zhou M.-F., Cao Z.-M. et al.** 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.
79. **Поляков Г.В., Балыкин П.А., Глотов А.И. и др.** Пермотриасовая ассоциация высокомагнезиальных вулканитов зоны Шонгда (Северо-Западный Вьетнам) // *Геология и геофизика*, 1991, № 9, с. 3—14.
80. **Поляков Г.В., Балыкин П.А., Чан Чонг Хоа и др.** Эволюция мезозойско-кайнозойского магматизма рифта Шонгда и структур его обрамления (Северо-Западный Вьетнам) // *Геология и геофизика*, 1998, т. 39, № 6, с. 695—706.
81. **Изох А.Э., Поляков Г.В., Чан Чонг Хоа и др.** Пермотриасовый ультрамафит-мафитовый магматизм Северного Вьетнама и Южного Китая как проявление плюмового магматизма // *Геология и геофизика*, 2005, т. 46, № 9, с. 942—951.
82. **Tectonic evolution and metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan.** Proceedings of Volume of the International Symposium on IGCP-473 project / J.-W. Mao, R.J. Goldfarb, R. Seltmann, D.-H. Wang, W.-J. Xiao, C. Hart (eds). London, IAGOD Guidebook Series 10, 2003, CERCAMS/NHM, 270 p.
83. **Li H.Q., Xie C.F., Chang H.L.** Study on metallogenic chronology of nonferrous and precious metallic ore deposits in northern Xinjiang, China (in Chinese with English abstract). Beijing, Geological Publication House, 1998, p. 1—263.
84. **Li S.L., Li W.Q., Feng X.C., Dong F.R.** Age of formation of Weiya composite stocks in eastern Tianshan mountains (in Chinese with English abstract) // *Xinjiang Geol.*, 2002, v. 20, p. 355—359.

85. **Gu L.X., Guo X.Q., Zhang Z.Z., Wu C.Z.** Geochemistry and petrogenesis of a multi-zoned high Rb and F granite in eastern Tianshan (in Chinese with English abstract) // *Acta Petrol. Sin.*, 2003, v. 19, p. 585—600.
86. **Mao J.-W., Yang J.-M., Qu W.-J. et al.** Re-Os age of Cu-Ni ores from the Huangshandong Cu-Ni sulfide deposit in the east Tianshan mountains and its implications for geodynamic processes // *Acta Geol. Sin.*, 2003, v. 77, p. 220—226.
87. **Zhang L., Xiao W., Qin K. et al.** Re-Os isotopic dating of molybdenite and pyrite in the Baishan Mo-Re deposit, eastern Tianshan, NW China, and its geological significance // *Miner. Depos.*, 2005, v. 39, p. 960—969.
88. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др.** Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области (статья I) // *Петрология*, 2003, т. 11, № 2, с. 164—178.
89. **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.
90. **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.
91. **Skotes Ch.R.** Dynamic computer model for the tectonics of Northeast Asia // *Proceedings of the International IAGOD conference. Vladivostok, Dalnauka*, 2004, p. 151—152.
92. **Сотников В.И., Пономарчук В.А., Берзина А.Н. и др.** Эволюция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в изверженных породах медно-молибден-порфириновых рудных узлов (по данным изучения акцессорного апатита) // *Геология и геофизика*, 2000, т. 41, № 8, с. 1112—1123.
93. **Озерова Н.А.** Ртуть и эндогенное рудообразование. М., Наука, 1986, 232 с.
94. **Naumov E.A., Airiyants A.A., Borisenko A.S. et al.** Helium, carbon and oxygen isotope composition study of the epithermal deposits // *Proceedings of the International IAGOD conference. Vladivostok, Dalnauka*, 2004, p. 300—303.
95. **Sotnikov V.I., Berzina A.N., Economou-Eliopoulos M., Eliopoulos D.G.** Palladium, platinum and gold distribution in porphyry Cu \pm Mo deposits of Russia and Mongolia // *Ore Geology Reviews*, 2001, v. 2001, p. 98—111.
96. **Pirajno F.** Ore deposits and mantle plumes. Kluwer, Academic Publishers, 2000, 556 p.
97. **Oppliger G.L., Murphy J.B. and Brimhall G.H.** Is the ancestral Yellowstone hotspot responsible for the Tertiary „Carlin“ mineralization in the Great Basin of Nevada? // *Geology*, 1997, v. 25, p. 627—630.
98. **Борисенко А.С.** Рудообразующие системы низкотемпературных гидротермальных месторождений (типы систем, генетические модели, факторы рудопродуктивности): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1999, 97 с.
99. **Мушкин И.В.** Раннемезозойская щелочно-базальтоидная формация и проблемы состава гранулит-базитового слоя и верхней мантии Южного Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1977, 51 с.

*Поступила в редакцию
6 июля 2005 г.*