

ГЕОДИНАМИКА САЯНО-БАЙКАЛО-МУЙСКОГО АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОГО ПОЯСА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ—РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ЛОКАЛИЗАЦИИ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

С.М. Жмодик, А.А. Постников*, М.М. Буслов, А.Г. Миронов**

Институт геологии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

** Институт геологии нефти и газа СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

*** Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6, Россия*

В результате анализа геологических и изотопно-геохронологических данных по Саяно-Байкало-Муйскому поясу выявлено, что в неопротерозое—раннем палеозое важную роль играли процессы субдукции и последующей коллизии микроконтинентов с островной дугой. Они влияли на формирование, размещение и сохранение золотого оруденения в офиолитовых поясах, а также на образование рудных узлов с большим разнообразием типов благороднометалльных месторождений и минерализации: золото-платинометалльных в глаукофансланцевых породах, высокотемпературных (>400 °С) золото-порфировых и золоторудных в черносланцевых толщах, высокосульфидизированных (кислотно-сульфатный тип), золото-кварцевых и золото-кварц-сульфидных в магматических и осадочных комплексах, рутениридовосминовых и платино-палладиевых в хромититах и зонах углеродизации. В таких рудных узлах пространственно совмещены руды, формирование которых происходило в различных геодинамических обстановках: океанической, задуговых зонах спрединга, зонах субдукции и островных дугах, аккреционных и субдукционно-коллизионных, что привело к возникновению крупных месторождений, относимых к типу полигенных и полихронных (например Зун-Холбинское).

Микроконтинент, островная дуга, субдукция, коллизия, офиолиты, золото, месторождения благородных металлов.

GEODYNAMICS OF THE SAYAN-BAIKAL-MUYA ACCRETION-COLLISION BELT IN THE NEOPROTEROZOIC-EARLY PALEOZOIC AND REGULARITIES OF THE FORMATION AND LOCALIZATION OF PRECIOUS-METAL MINERALIZATION

S.M. Zhmodik, A.A. Postnikov, M.M. Buslov, and A.G. Mironov

Analysis of geological and isotope-geochronological data on the Sayan-Baikal-Muya belt has shown that in the Neoproterozoic-Early Paleozoic, subduction and the following collision of microcontinents with island arc were essential. They influenced the formation, localization, and preservation of gold mineralization in ophiolite belts and the formation of ore clusters with diverse types of precious-metal deposits and mineralization: gold-PGE, in glaucophane-schist rocks; high-temperature (>400 °C) porphyry-gold and gold, in black-shale strata; high-sulfide (acid-sulfate type), gold-quartz, and gold-quartz-sulfide, in igneous and sedimentary complexes; and ruthenium-iridium-osmium and platinum-palladium in chromitites and carbonization zones. In these ore clusters, ores that were produced in different geodynamic settings (oceanic, back-arc spreading, subduction, island-arc, accretion, and subduction-collision) coexist, thus forming large polygene and polychronous deposits (e.g., Zun-Kholbinskoe).

Microcontinent, island arc, subduction, collision, ophiolites, gold, precious-metal deposits

ВВЕДЕНИЕ

Приуроченность золотого и платинометалльного оруденения к офиолитовым поясам активно обсуждается в последние годы. Одним из многих примеров пространственной совмещенности благороднометалльного оруденения с офиолитовыми комплексами являются Саяно-Байкало-Муйский складчатый пояс, возникший в результате закрытия Восточно-Саянского и Байкало-Витимского бассейнов, характеризующих ранние стадии раскрытия Палеоазиатского океана [1—4]. В то же время в пределах складчатых поясов отчетливо проявляется пространственная связь наиболее крупных рудных месторождений и узлов, а также значительного количества рудопроявлений золота и платиноидов с древними структурами — глыбами (микроконтинентами), что отмечалось ранее [5, 6]. В юго-восточной части Восточного Саяна и в Северном Забайкалье Гарганский и Муйский микроконтиненты [2, 7, 8] расположены в составе неопротерозойско-раннепалеозойского аккреционно-коллизионного пояса. Он сложен также породами офиолитового комплекса — ультрамафитами, мафитами, вулканитами основного состава, кремнистыми, карбонатными и углеродистыми (черносланцевыми) отложениями, олистостромами, турбидитами, глаукофансодержащими породами. В настоящей статье рассмотрены основные этапы неопротерозойско-раннепалеозойского развития аккреционно-коллизионного пояса, островодужных и океанических структур вдоль южной окраины (в современных координатах) Сибирского континента, на основе новых данных

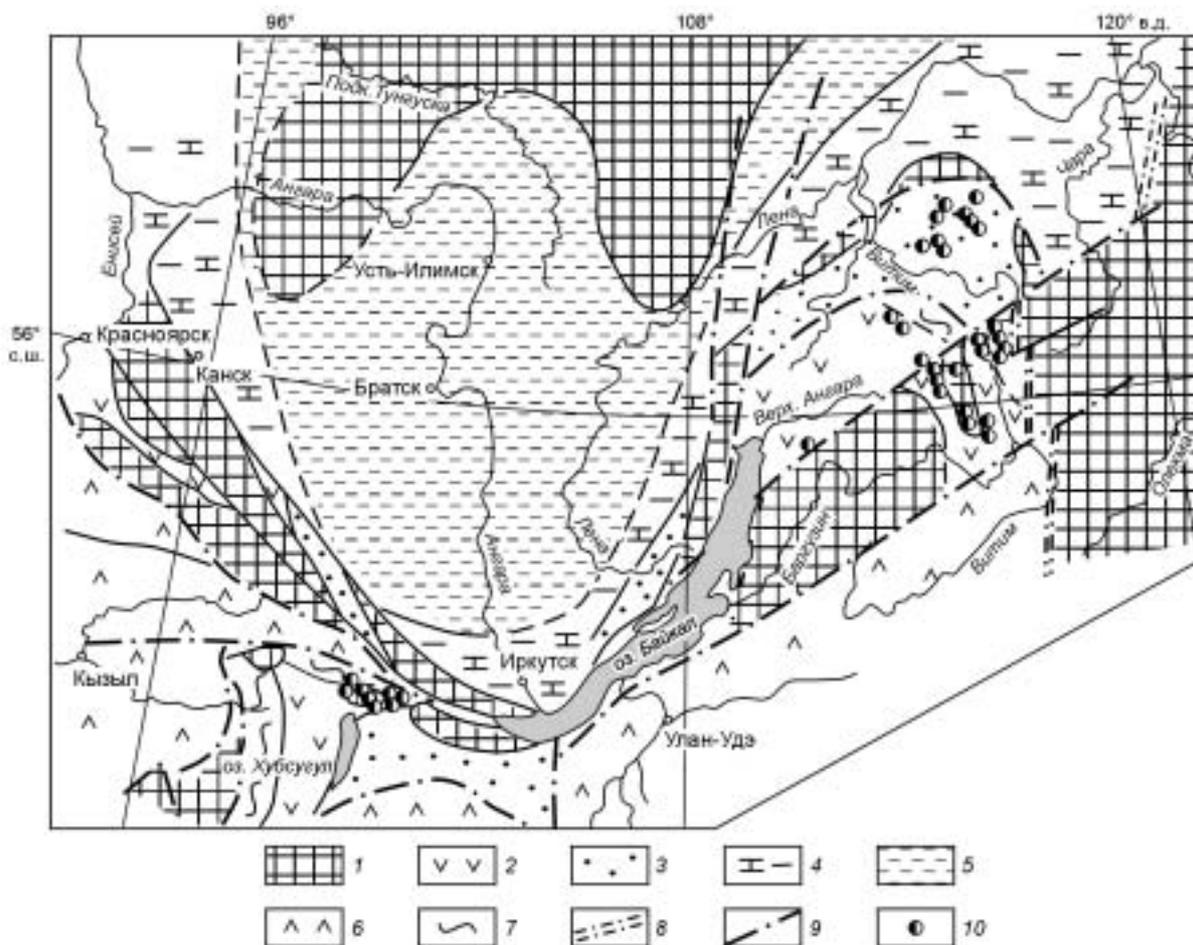


Рис. 1. Схема распространения неопротерозойских комплексов Саяно-Байкало-Муйской области.

1 — палео-мезопротерозойские образования фундамента Сибирской платформы и крупных массивов-„глыб“ (микроконтинентов); 2 — комплексы пород позднерифейских островодужно-океанических обстановок; 3—5 — отложения позднерифейско-вендского задугового — окраинно-морского бассейна: 3 — терригенные породы склона шельфа и его подножия, 4 — карбонатно-терригенные породы шельфа, 5 — глинисто-карбонатные породы эпиконтинентальных бассейнов; 6 — комплексы пород венд-кембрийских островных дуг и задуговых бассейнов (нерасчлененные); 7 — зоны неопротерозойской коллизии и аккреции; 8 — зона Жуинских разломов раннепротерозойского заложения; 9 — зоны неопротерозойских тектонических нарушений; 10 — месторождения золота.

анализа и опубликованной литературы (рис. 1). В целом они хорошо коррелируются с эволюцией Палеоазиатского океана в неопротерозое—раннем ордовике, охарактеризованной в работах Н.Л. Добрецова с соавторами [1, 4], а также других авторов [9—11]. Обосновываются закономерности формирования и локализации золотого оруденения, сочетающего большое разнообразие формационных, минеральных и геохимических типов руд золота и платиноидов в этом аккреционно-коллизионном поясе.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КОНТИНЕНТА

В Саяно-Байкало-Муйском поясе (палеозоне субдукции) выделяется следующая последовательность событий (этапы), происходивших в неопротерозое—раннем палеозое в южном обрамлении Сибирского континента при закрытии Палеоазиатского океана (рис. 2):

1) 1100—850 млн лет — раскрытие Восточно-Саянского и Байкало-Витимского океанических бассейнов;

2) 850—650 млн лет — закрытие океанических бассейнов: заложение и эволюция островодужной системы с задуговыми бассейнами и зонами задугового спрединга. На завершающем этапе ~700—650 млн лет происходит коллизия Гарганского и Муйского микроконтинентов с островной дугой;

3) 650—490 млн лет — новая субдукция(?), задуговой спрединг, коллизия и причленение островной дуги к Сибирскому континенту, что привело к закрытию задугового бассейна с формированием тектонических покровов и сдвиговых деформаций, а также коллизионного магматизма.

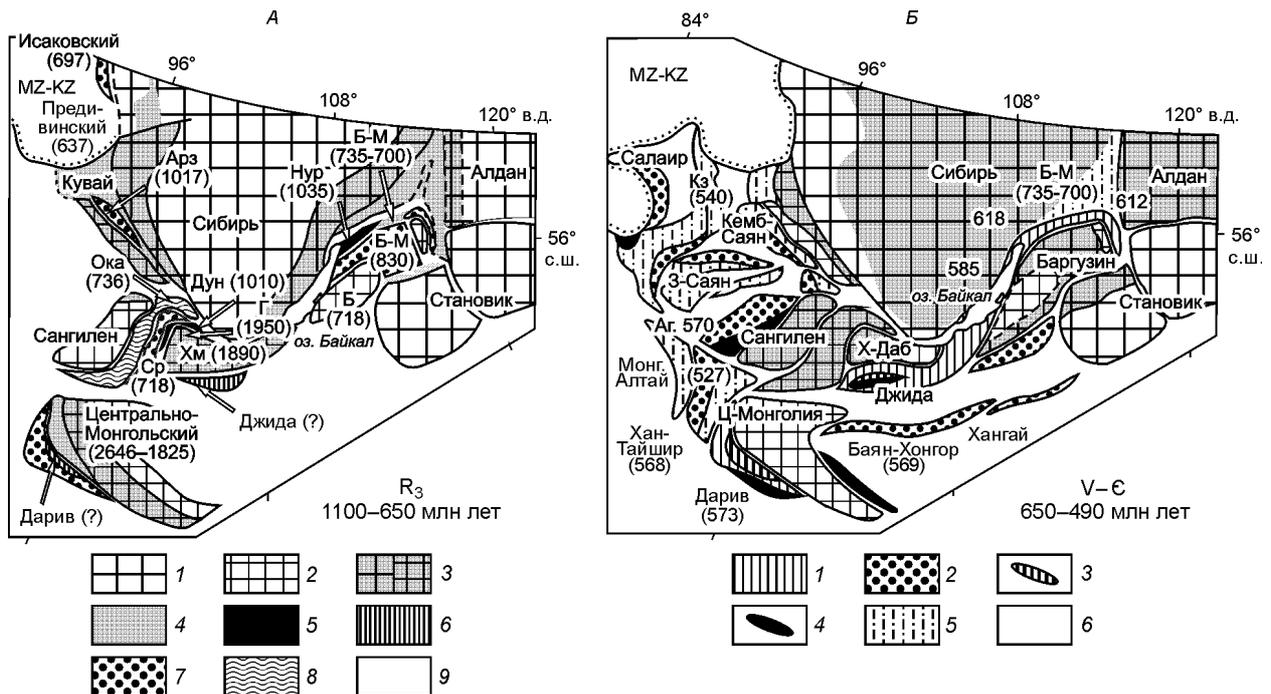


Рис. 2. Основные неопротерозойские (рифейские) (А) и венд-кембрийские (Б) тектонические единицы юго-западной части Сибирского континента и его обрамления (по [14,15] с изменениями). Современные координаты.

А: 1 — кратон; 2 — микроконтинент; 3 — пассивная окраина; 4 — рифтовый домен; 5 — офиолиты — 1000 млн лет; 6—8 — неопротерозойские комплексы: офиолитов (6), островных дуг (7), аккреционных зон (8); 9 — пострифейские комплексы пород.
 Б: 1, 2 — комплексы пород островных дуг венда (1) и кембрия (2); 3, 4 — магматические серии: бонинитосодержащие комплексы (3) и базальты MORB (4); 5 — преддуговые и окраинные бассейны; 6 — посткембрийские комплексы пород.
 В скобках — возраст комплексов в млн лет: Арз — Арзыбейский, Г — Гарганский, Хм — Хамардабанский, Б — Баргузинский, Ср — Сархойский, Нур — Нюрундуканский, Кз — Котласский Кузнецкого Алатау; Ока — Окинская серия, Дун — дунжугурские офиолиты, Аг — агардагские офиолиты, Б-М — Байкало-Муйский пояс. В пределах Байкало-Муйской зоны (см. Б) возраст приведен для массивов: Тонкий мыс — 585 млн лет, Слюдинский — 618 млн лет, Заоблачный — 612 млн лет.

1 этап (океанический) — 1100—850 млн лет — режим пассивной континентальной окраины Сибирского континента и начало раскрытия Восточно-Саянского и Байкало-Витимского океанических бассейнов [3], о чем свидетельствуют Sm-Nd и U-Pb датировки амфиболитов нюрундуканской свиты — 1050 ± 160 млн лет [12], офиолитов — 1035 ± 92 [13] и метавулканитов муйского офиолитового комплекса — 932 ± 72 [14] в Северном Забайкалье. Близкие U-Pb — 1010 ± 10 и Pb-Pb — $1019,9 \pm 0,7$ млн лет датировки имеют дунжугурские офиолиты Восточного Саяна [15, 16]. Последние даты получены для плагиогранитов, расположенных среди ильчирских офиолитов, и это позволяет предполагать, что возраст базит-гипербазитового комплекса Восточного Саяна сопоставляется с датами по нюрундуканским амфиболитам.

2 этап (субдукционный, островодужный) — 850—650 млн лет — заложение и дальнейшее развитие островных дуг и сопряженных Байкало-Патомского и Окинского задуговых бассейнов. Этап является наиболее важным в раскрытии закономерностей формирования и локализации благороднометалльного оруденения, поэтому охарактеризован более полно. Полученные в последние годы Sm-Nd, U-Pb, Ag-Ag и Rb-Sr датировки позволяют предполагать существование сложно развивавшейся единой Саяно-Байкало-Муйской островодужной системы (Средневитимской и Дунжугурской [3] островных дуг). Об этом свидетельствует возраст пород Байкало-Муйского пояса: 835 ± 12 млн лет — лейкократового габбро надсубдукционного комплекса [17] (Маринкинский массив, Муйский сегмент); 824 ± 2 млн лет — кислых вулканитов Келяно-Ирокиндинской зоны [18]; 815 ± 46 млн лет — гнейсогранитов [13]; 812 ± 19 млн лет — плагиогранитов, ассоциирующихся с кислыми вулканитами Келяно-Ирокиндинской зоны [13, 18]; 735 ± 26 млн лет — высокотитанистых габброидов Ирокиндинского массива; 707 ± 40 , 704 ± 71 , 774 ± 67 , 673 ± 22 млн лет — габбро-норитов и оливиновых габбро Довыренского и Среднемамаканского

массивов [18, 19]; 664 ± 3 млн лет — кислых островодужных вулканитов Каралон-Мамаканской зоны [13, 18]; 653 ± 21 млн лет — эфалитов Северо-Муйского блока [20].

Для Гарганской зоны в Восточном Саяне определены аналогичные или близкие возрасты: 812 ± 18 млн лет, 800 ± 19 млн лет, 785 ± 11 млн лет для тоналитов Гарганского массива [21]; 829 млн лет для метабазитов хазалхинской и хугейнской свит [22]; 718 млн лет — островодужных вулканитов сархойской серии [23]. Развитие Восточно-Саянского региона характеризуется возникновением примитивной островной дуги с бонинитами [2, 8], обнаруженными в Ильчирской зоне, которая к позднебайкальскому этапу (720—650 млн лет) формируется как зрелая дуга с сопряженным с ней Окинским задуговым бассейном и зоной задугового спрединга, о чем свидетельствует Sm-Nd датировка — 736 ± 43 млн лет пироксенит-габбрового силла среди пород окинской серии [21—24].

С более поздним временем этого этапа связана коллизия Гарганского и Муйского микроконтинентов с Дунжугурской и Средневитимской островными дугами. Породы фундамента Гарганского микроконтинента датированы возрастом от мезоархея — 2905 ± 170 млн лет [25] до палеопротерозоя — $2160—1950 \pm 10$ млн лет [26]. После аккреции микроконтинента к островной дуге он был прорван островодужными плагиогранитами сумсунурского комплекса — 790, по [21]; 692 ± 73 , по [27]; >690 млн лет (Ar-Ar), по [28]. Для пород Муйского микроконтинента, несмотря на большинство датировок ≈ 800 млн лет, устанавливаются и древние возрасты по цирконам и Sm-Nd систематике, которые отчетливо свидетельствуют о присутствии в микроконтиненте раннедокембрийской коры [18]. В настоящее время за нижнюю возрастную границу магматизма в Муйском микроконтиненте в Анамакит-Муйской зоне принимается рубеж 1 млрд лет, а осадочные породы и кислые вулканиты вместе с гранитоидами являются продуктами переработки древней континентальной коры раннепротерозойского возраста [18]. Причиной такой переработки, вероятно, послужило вовлечение Муйского континентального блока в зону субдукции. Природа Гарганского и Муйского микроконтинентов во многом не изучена. По-видимому, близкими к реальным являются данные о том, что они являются составными частями более крупных Баргузино-Витимского и Тувино-Монгольского микроконтинентов [1]. На основании изучения особенностей состава и строения обрамления Гарганского микроконтинента [8] были выделены два типа офиолитов — океанический и островодужный. Для офиолитов первого типа, распространенных в южном обрамлении Гарганского микроконтинента, характерны: ритмическая полосчатая переходная кумулятивная зона; полосчатые габбро-пироксенит-анортозитовые породы, нижние габбро при слабой распространенности верхних; отдельные дайки диабазов в габброидах и ультрабазитах, присутствие базальтоидов океанического типа в олистолитах и их отсутствие — в покровах. Офиолиты второго типа распространены в северном обрамлении Гарганского микроконтинента. Для этого типа офиолитов типичны: сетчато-полосчатый облик переходной кумулятивной зоны; средне-крупнозернистые амфиболовые верхние габбро; комплекс параллельных даек; пиллоу-лавы и пиллоу-брекчии, преимущественно марианит-бонинитовой и островодужной серий [2, 8].

Кроме того, в Окинской зоне (Ехэ-Шигнинский массив, междуречье Белая—Хончин) обнаружены фрагменты офиолитовых покровов с меланжем и олистостромой, для которых характерны: матрикс, состоящий из углеродистых отложений ильчирской(?) свиты, и олистолиты углеродистых кремней и кремнистых сланцев дабанжалгинской свиты с необычно высокими концентрациями урана, ванадия, молибдена, серебра, свинца. Этот тип офиолитов рассматривается нами как реликт коры задугового бассейна с возрастом 736 ± 43 млн лет [21] (рис. 3). А.П. Секерин с соавторами [29] эту цепь базит-гипербазитовых образований выделяют в Бельско-Дугдидский офиолитовый пояс, считая их возникновение результатом внутриконтинентального рифтогенеза.

Металлоносные отложения в Саяно-Байкало-Муйском поясе представлены углеродистыми осадками и вулканогенно-осадочными образованиями как океанической части разреза коры (ильчирская, нюрн-дунканская, оспинская и иркутная свиты), так и задугового бассейна (дабанжалгинская свита, дальнетайгинская и жуинская серии или кадаликанская и бодайбинская подсерии). Состав континентальных образований, а также отложений иркутной свиты достаточно полно отражают историю развития Гарганского микроконтинента до начала обдукции. Платформенная обстановка на начальном этапе характеризуется формированием коры выветривания на породах Гарганского микроконтинента, проявленной в виде „аркозового контакта“, впервые описанного В.Н. Лодочниковым [30]. Вышележащие отложения отражают фациальный ряд осадков от прибрежно-морских мелководных, сменяющихся более глубоководными шельфовыми и, наконец, абиссальными [31]. Наличие слоев и пачек углеродистых (черносланцевых) и кремнистых отложений, в разной мере содержащих органический углерод, свидетельствует о формировании этой части разреза иркутной свиты на относительно больших глубинах с существованием восстановительной обстановки. Такой же вывод можно сделать в отношении отложений дабанжалгинской свиты, которые, вероятнее всего, отражают условия накопления осадков в относительно глубоководной части задугового бассейна. Углеродистые металлоносные сланцы, выделенные в составе ильчирской и

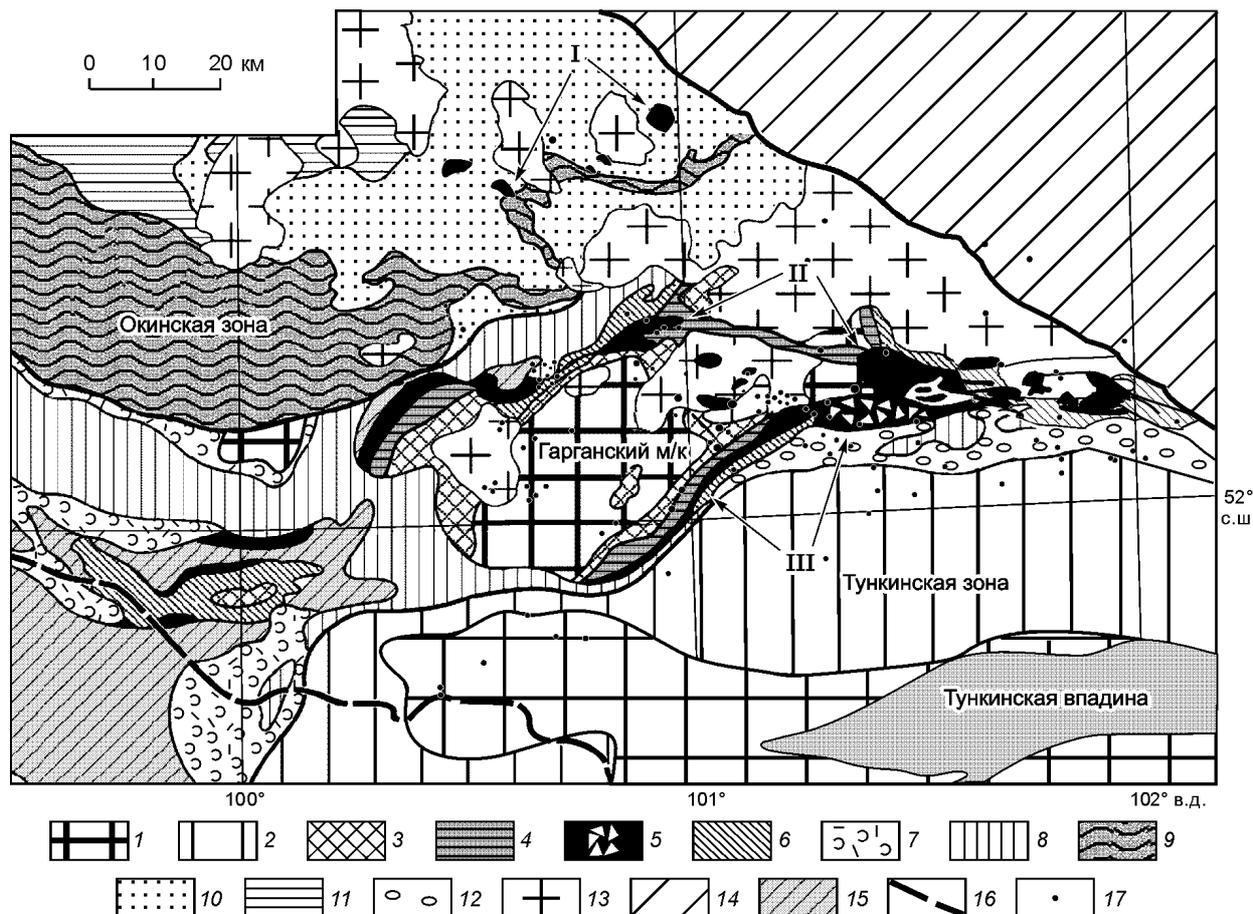


Рис. 3. Главные литотектонические единицы юго-восточной части Восточного Саяна (по [15] с дополнениями).

Крупной клеткой показан метаморфический комплекс основания Хамардабанского микроконтинента. I — Ехэ-Шигнинская ветвь офиолитов, представляющих реликты коры задугового бассейна; II — северная ветвь островодужного офиолитового покрова; III — южная ветвь океанического офиолитового покрова. 1 — метаморфический комплекс основания (автохтона) (Гарганский микроконтинент); 2 — метасадки и метавулканы осадочного чехла Хамардабанского микроконтинента; 3 — карбонатные отложения осадочного чехла (параавтохтон). Нижний аллохтон: 4 — сланцы и олистостромы, метавулканы, 5 — офиолиты с меланжем (белые треугольники), 6 — флиш и вулканы основного состава, 7 — островодужные вулканы сархойской серии. Средний аллохтон: 8 — известняки и доломиты боксонской серии ($V-C_2$). Верхний аллохтон: 9 — глаукофан-зеленосланцевые образования окинской серии, 10 — метасадки окинской серии, 11 — известняки и доломиты боксонской серии ($V-C_2$). Неоавтохтон: 12 — конгломераты сагансайрской свиты (D_3-C (?)); 13 — граниты; 14 — комплекс основания Сибирского кратона; 15 — терригенные отложения дибинской свиты; 16 — Российско-Монгольская граница; 17 — месторождения и рудопроявления золота.

оспинской свит и входящие в состав офиолитового комплекса, имеют также признаки отложения в глубоководных желобах, о чем свидетельствует присутствие в их составе красных и вишневого кремнистых осадков, а также турбидитов [32].

Подобный характер эволюции геодинамических обстановок имеет также северная часть обширного Саяно-Байкало-Муйского пояса — Бодайбинская зона (рис. 4). В ее развитии определенно устанавливается смена рифтогенного континентального этапа (медвежьевская свита) на обстановки пассивной окраины (баллаганахская серия) и последующую их трансформацию в задуговый бассейн (дальнетайгинская и жуинская серии). При этом черносланцевые терригенные отложения, завершающие задуговый этап развития (хомолхинская—аунакитская свиты) и вмещающие золотое оруденение (сухоложская группа месторождений), имеют четкую приуроченность к приплатформенной, достаточно глубокой части этого бассейна. В расположенной южнее Котерской зоне существенное влияние на характер седиментации оказывали процессы, проходившие в Байкало-Муйской островодужной системе. Это влияние островодужных процессов выразилось в чередовании углеродистых отложений (сланцев, алевропесчаников) с эффузивами среднего и основного составов. О существовании под Бодайбинским неопротерозойским комплексом островодужно-океанического основания ранее писали А.Н. Булгатов и Н.П. Лаверов с соавторами [33, 34].

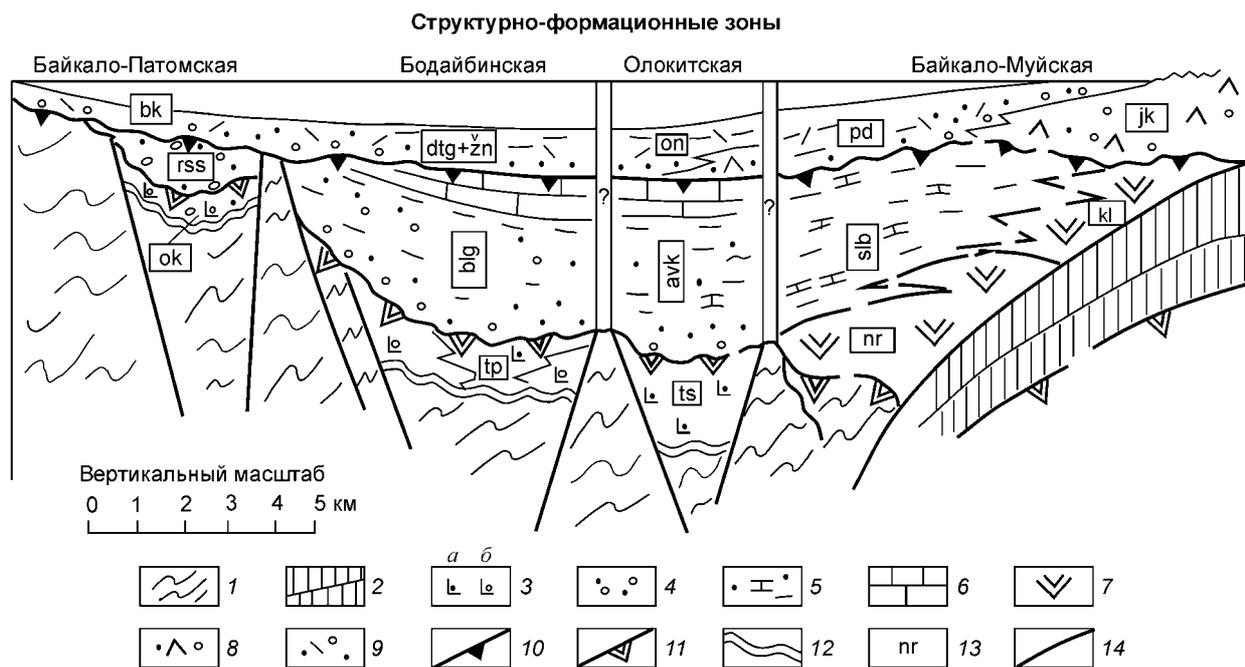


Рис. 4. Палеогеологический профиль рифейских образований Байкало-Витимского бассейна (горизонтальный масштаб не выдержан).

1 — дорифейский комплекс пород фундамента; 2 — океанические образования; 3 — вулканогенные (*a*) и грубообломочные (*б*) породы рифтогенных структур; 4—6 — отложения пассивной окраины: 4 — грубообломочные, 5 — терригенно-карбонатные, 6 — карбонатные; 7 — комплекс пород примитивных островных дуг; 8 — комплекс пород зрелой островной дуги; 9 — отложения задугового бассейна; 10—12 — нижние границы байкалия (10), маяния (11), рифея (12); 13 — индексы серий и свит: *tr* — тепторгинской, *ts* — тыйской, *ok* — окуньской, *rss* — рассохинской, *blg* — баллаганахской, *avk* — авкитской, *slb* — сольбанской, *kl* — келянской, *bk* — байкальской, *dtg* — дальнетагйинской, *zn* — жуинской, *on* — ондокской, *pd* — падринской, *jk* — якорной; 14 — зоны тектонических нарушений.

Коллизия Гарганского и Муйского микроконтинентов (700—650 млн лет) с Дунжугурской и Средне-Витимской островными дугами явилась решающим событием, повлиявшим на формирование тектонических покровов, в том числе и офиолитовых, и эксгумацию эклогит-глаукофановых комплексов пород. Процессы коллизии в зоне субдукции и возникновение коллизионно-субдукционных комплексов детально рассмотрены в работе Н.Л. Добрецова с соавторами [35]. Согласно этим данным, на ранней стадии в результате коллизионного сжатия и избыточной плавучести глыб (микроконтинентов) происходит неоднородное возвратное течение вязкого материала в верхней части субдукционного клина и быстрое поднятие тонких пластин в оболочке низковязкого материала. Главные стадии деформаций характеризуются транспрессией и растяжением, возникновением детачмента и региональной сланцеватости; образованием разлома на верхнем контакте и надвиганием тонкого клина горячих пород в нижней части; литосферной деляминацией с надвигами и общим растяжением. Последующие стадии деформаций приводят к возникновению гранитогнейсового купола, чередованию сжатия и растяжения, появлению лежащих складок, поздних надвигов и сдвигов.

Практически все эти стадии фиксируются при погружении Гарганского и Муйского микроконтинентов в Саяно-Байкало-Муйскую зону субдукции. Они проявлены в формировании океанического офиолитового покрова (до внедрения плагиигранитов сумсунурского комплекса) с олистостромами и меланжем и во взаимодействии островодужных кислых расплавов с породами микроконтинентов вплоть до повторного переплавления континентальной коры (гранитизации первичных пород), как это наблюдается в Муйском микроконтиненте. Глаукофановые сланцы и эклогиты встречаются главным образом по обрамлению микроконтинентов и в настоящее время рассматриваются как индикаторы высокобарического низкотемпературного метаморфизма в зоне субдукции. Наличие глаукофановых сланцев в Восточном Саяне [2, 36, 37] и эклогитов в Муйской зоне [20] подтверждено неоднократно.

3 этап (коллизионно-субдукционный) — 650—490 млн лет — продолжалось формирование новых островных дуг (650—550 млн лет). Затем (550—490 млн лет) произошла коллизия Баргузино-Витимского и Тувино-Монгольского микроконтинентов с островной дугой и аккреция к Сибирскому континенту, что привело к обдукции офиолитов задугового бассейна (в частности, офиолитов Ехэ-Шиггинской ветви

Окинского задугового бассейна). По окончании третьего этапа широко проявился постколлизийный магматизм (476 ± 4 млн лет) [38] и сдвиговые деформации. Роль сдвиговых деформаций пока слабо изучена.

В результате аккреционно-коллизийных процессов произошло совмещение офиолитов, сформированных в различных геодинамических обстановках: океанической стадии, примитивной дуги, задугового бассейна, а также магматических и вулканических образований зрелой островной дуги.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Установлено, что к различным геодинамическим обстановкам Саяно-Байкало-Муйского пояса приурочены золоторудные узлы, сочетающие поразительное разнообразие формационных, минеральных и геохимических типов руд золота и платиноидов. На сравнительно небольших площадях Гарганского и Муйского микроконтинентов и их обрамления (50×120 км) обнаруживаются месторождения, рудопроявления и минерализация благородных металлов различных типов с температурами образования от более $450\text{—}500$ °С до низкотемпературных (менее 100 °С) [39—41].

Золоторудная благороднометалльная минерализация и руды представлены разнообразными типами, характеризующимися различными ассоциациями вмещающих оруденение пород, метасоматическими изменениями, минералогическим составом и геохимическими особенностями. В породах офиолитового комплекса выявлены хромититы с самородным золотом ($84,72$ мас.% Au; $15,31$ мас.% Ag) и минералами Ru, Ir, Os [42]. Среди метасоматически измененных лиственитизированных и карбонатизированных офиолитов обнаружены хромититы с самородным золотом и минералами, представляющими собой твердый раствор состава (Pt, Au) [Cu, Sb]₃ в ассоциации с PtCu₃, Pt(Cu, Sb)₃, Pt, Fe, Ni, Cu [43]. Данные типы минерализации в полной мере сопоставляются с минералами Au и ЭПГ (AuCu, Pt-Ni-Cu, Cu-Pt-Au, Pt-Au-Cu-Ni-Fe, Pd-Sn-Cu, Pt-Fe-Ni-Cu, Pt-Ni-Fe, Pt-Fe, Ir-Pt), содержащимися в породах современной океанической коры в депрессии Хесса восточной окраины Тихого океана [44]. Кроме того, выявлены углеродизированные ультрабазиты с Au, AuAg, AuCu, AuHg, минералами и соединениями Pt, Pd, Sn и Pb [28], а также золото-порфиновый тип оруденения с кюстелитом и низкопробным золотом [39]. Родингиты и амфиболитизированные породы с кросситом, винчитом, барруазитом в участках магнетитизации и сульфидизации содержат Au, AuCu, AuHg, AuCuSnHg(Sb) и сперрилит (PtS) [37]. Зоны с сульфидными, золото-кварц-сульфидными, золото-пирротиновыми, золото-галенит-кварцевыми, золото-кварцевыми с теллуридами и без них и золото-кварц-карбонат-сульфидными рудами характерны для черных сланцев с Pt, Pd специализацией [45]. Золото-теллуридный, золото-серебряный и золото-ртутный проявлены в карбонатных отложениях [46]. Масштабы оруденения различны: от крупных и средних месторождений до рудопроявлений.

Можно предполагать, что причиной пространственной связи золоторудных узлов с различными типами оруденения с древними глыбами, окруженными офиолитовыми комплексами в складчатых поясах, в первую очередь является коллизия микроконтинент—островная дуга, приводящая к эксгумации и обдукции офиолитов и совмещению островодужных образований с породами, формировавшимися на разных уровнях зоны субдукции: от наиболее глубоких высокотемпературных с золото-порфировым оруденением (Таинское месторождение в Восточном Саяне и Дикое — в Муйской зоне) и низкотемпературных высокобарических (Хурайжалгинское месторождение с Na-амфиболами, в частности с глаукофаном) до низкотемпературных приповерхностных эпитептермальных (Каменное в Муйской зоне и группа Au, Sb, As, Hg проявлений в Самарта-Оспинской зоне Восточного Саяна). Периодическое возникновение локальных участков растяжения, благоприятных для проникновения рудоносных флюидонасыщенных расплавов и гидротермальных растворов, взаимодействующих с металлоносными образованиями офиолитовых комплексов, привело к формированию наиболее крупных месторождений (Зун-Холбинское, Иркиндинское) и узлов.

Перераспределение элементов в зонах деформации. В пределах участков коллизии микроконтинентов в зоне субдукции значительную роль в локализации золотого оруденения играют сдвиговые зоны, являющиеся важным контролирующим фактором. Применение ГИС-технологий для анализа спектрональных космических снимков позволило выявить зону, к которой приурочены наиболее крупные месторождения золота в юго-восточной части Восточного Саяна: Зун-Холбинское и Барун-Холбинское, а также обнаруженное Харанурское рудопроявление (рис. 5). Результаты картирования и данные предшествующих работ [47] свидетельствуют о том, что данная зона является сдвиговой.

Своеобразной моделью перераспределения рудного вещества при деформации являются данные, полученные с использованием автордиографического метода (альфа-радиография, эмульсия типа А-2) при изучении металлоносных (Au, U, Mo, V и др.) углеродисто-кремнистых сланцев дабанжалгинской свиты (рис. 6).

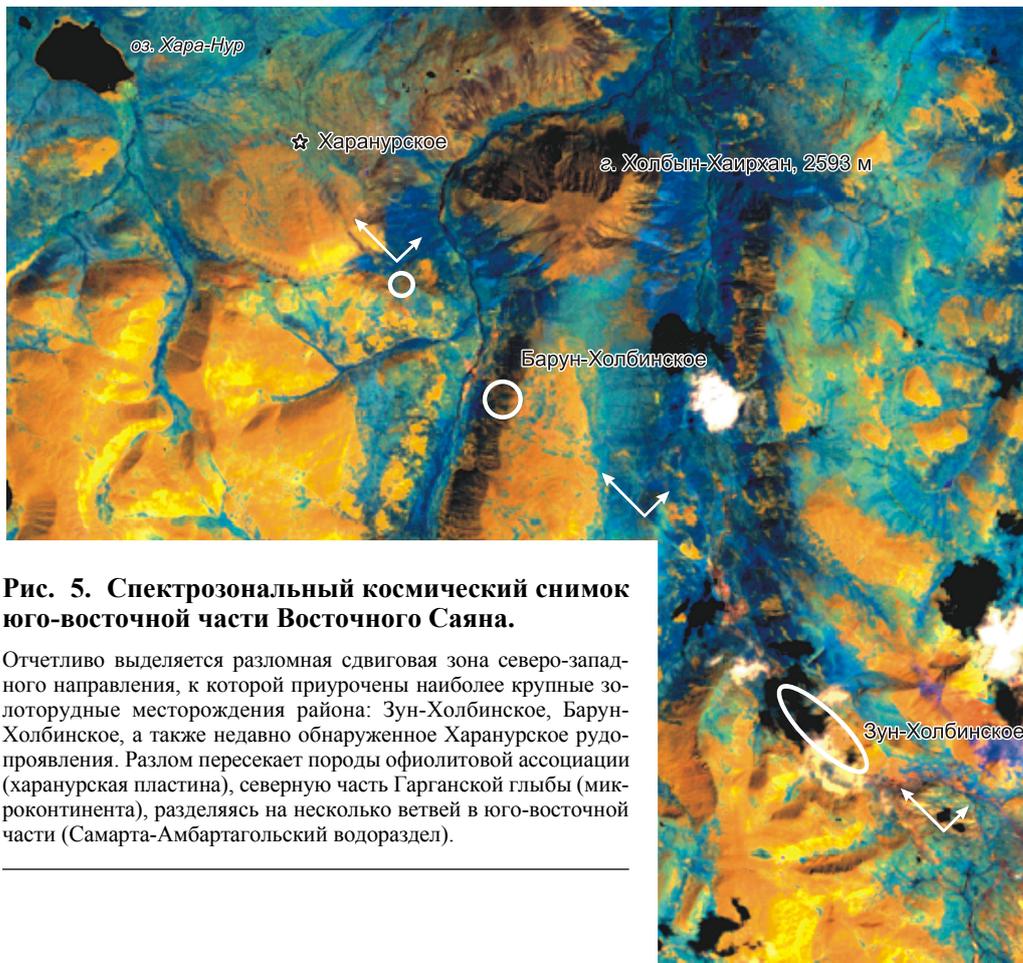


Рис. 5. Спектрозональный космический снимок юго-восточной части Восточного Саяна.

Отчетливо выделяется разломная сдвиговая зона северо-западного направления, к которой приурочены наиболее крупные золоторудные месторождения района: Зун-Холбинское, Барун-Холбинское, а также недавно обнаруженное Харанурское рудопроявление. Разлом пересекает породы офиолитовой ассоциации (харанурская пластина), северную часть Гарганской глыбы (микроконтинента), разделяясь на несколько ветвей в юго-восточной части (Самарга-Амбартагольский водораздел).

В условиях зеленосланцевого метаморфизма хлорит-мусковитовой зоны первично-осадочное, параллельно-слоистое распределение урана и его связь с органическим веществом сохраняются. Повышение метаморфизма до гранат-биотитовой зоны приводит к возникновению собственных минералов урана, распределенных в пределах слоя за счет разрушения связей урана с органическим веществом.

Совершенно иная картина наблюдается при деформации пород и формировании складок изгиба [48]. Возникает серия изоклинальных складок, что приводит к перераспределению и концентрированию урана в замковых частях складок. Близкоодновременно с этим или несколько позже образуются трещины и (или) серии эшелонированных трещин, параллельных осевым поверхностям складок. Причем такие дислокационные зоны возникают как параллельно слою, так и нормально слою, выходя в некоторых случаях за его пределы на расстояние, превышающее $1/5$ — $1/3$ мощности слоя. Характерно, что трещины значительно

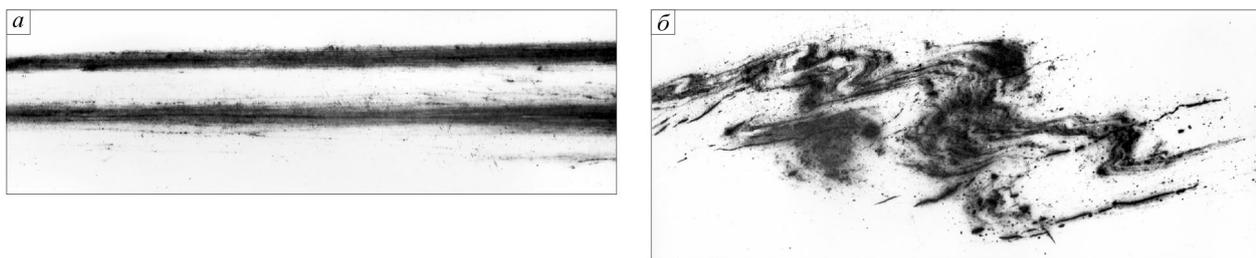


Рис. 6. Авторадиограммы, фиксирующие пространственное распределение урана в срезах образцов углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев дабанжалгинской свиты.

a — параллельно-слоистое распределение урана, связанного с рассеянным органическим веществом, в недеформированном сланце; *b* — перераспределение урана в деформированном смятом в изоклинальные складки сланце. В максимальной степени обогащены рудным компонентом трещины, параллельные осевым поверхностям складок, а также замковые части складок. Максимальная плотность почернения ядерной эмульсии на авторадиограмме соответствует максимальным концентрациям урана в образцах. Увел. 2.

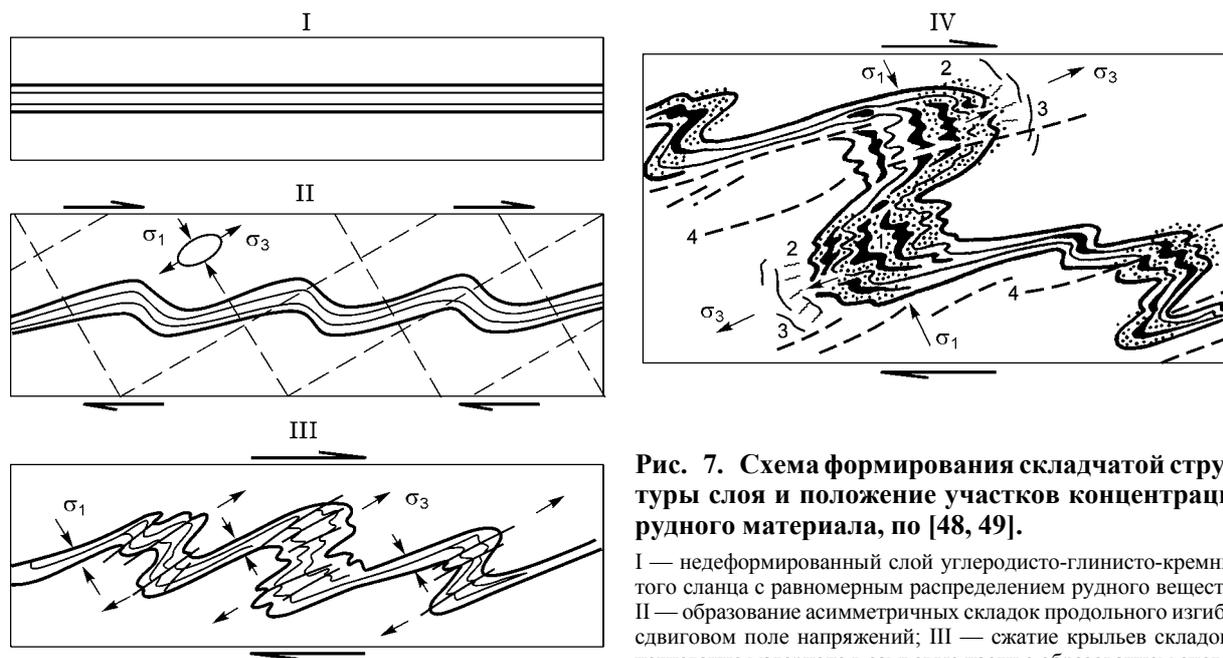


Рис. 7. Схема формирования складчатой структуры слоя и положение участков концентрации рудного материала, по [48, 49].

I — недеформированный слой углеродисто-глинисто-кремнистого сланца с равномерным распределением рудного вещества; II — образование асимметричных складок продольного изгиба в сдвиговом поле напряжений; III — сжатие крыльев складок и нагнетание материала в замковые части с образованием систем

микроскладок течения, плоскостей пластического скольжения и формированием в синклинальных и антиклинальных изгибах узлов смятия; IV — образование полостей отслоения в узлах смятия согласных сегрегационных жил (1), систем внешних трещин (2, 3), эшелонированной системы трещин (4), параллельных осевым поверхностям складок, концентрация рудного материала (крап).

обогащены ураном относительно концентраций, находящихся в слое. Затем образуется система трещин, перпендикулярных этому направлению, которые также обогащены ураном.

Характерная общая морфология и внутреннее строение дислоцированного участка слоистой породы, распределение в нем структурных элементов и рудного вещества указывают на его формирование в несколько стадий деформационного процесса. По данным тектонофизического анализа, проведенного П.М. Бондаренко [49], последовательность и механизм образования выявленных структур могут быть представлены в следующем виде (рис. 7).

1. В результате межслоевых сдвиговых перемещений при формировании крупных складчатых структур и покровов образуются упругие изгибы жестких слоев, вызывающие сдвиговое проскальзывание вдоль более податливых слоев, обогащенных глинистым или углеродистым материалом. В результате, такие слои образуют типичные складки продольного изгиба со скольжением (типа складок волочения) и вергентностью в сторону сдвигового смещения объема, включающего данный слой (см. рис. 7, II).

2. Сдвиговое поле напряжений вызывает внутрислойные напряжения, неравномерное распределение которых, вследствие изгибов слоя, приводит к сжатию удлиненных крыльев складок и выжиманию материала в замковые их части с образованием пloyчатости и мелкой складчатости нагнетания. Этот процесс, соответствующий пластичной стадии деформации слоя, сопровождается образованием вдоль осевых плоскостей складок смятия и течения, множественных поверхностей скольжения (микронных пластин) и способствует сдвоению разрезов слоя, увеличивая его мощность в области изгиба (III).

3. Ядерные части складок течения и нагнетания обособляются в виде самостоятельных узлов смятия, соединенных прямолинейными маломощными частями слоев, образующих крылья складок, что отражает процесс отрыва ядер складок от их основания.

4. Узлы межслоевого смятия, выполняя роль жестких включений, в соответствии с распределением напряжений в сдвиговой зоне группируются (в данном случае сдвигаются) в направлении, поперечном первичному положению слоя. Чередование процессов нагнетания материала в ядерные части складок (узлы смятия) и их сжатия по оси σ_1 при сдвиге вызывает ускоренное движение материала вдоль оси растяжения (σ_3). Вследствие этого происходит утолщение складчатых прослоев, ослабление сцепления между ними до образования послойных отрывов или отслоений. Возникновение последних вызывает сегрегацию растворов и формирование из них жильного материала, который заимствовался из окружающего объема. Жилы альпийского типа наследуют складчатую, сигмоидную и птигмоидную морфологию пустотного пространства (псевдоморфные дилатационные складки (IV, 1)). Со стадией деформационной дилатации, по-видимому, также связано обогащение узлов смятия рудным веществом.

5. Продолжающееся в условиях сдвига расширение узлов смятия в направлении, поперечном общему сжатию, вызывает в окрестностях этих узлов локальную концентрацию также сжимающих напряжений. Их реализация приводит к образованию в окружающих узлы более жестких породах (снижение пластичности по мере удаления флюида) систем хрупких микротрещин отрыва, ориентированных поперечно к контурам узлов (IV, 2), а также более протяженных, согласных этим направлениям, трещин отслоения (IV, 3), соответствующих границам окружающих прослоев.

6. Возникновение системы параллельных трещин, секущих складчато-слоистую структуру в узлах смятия или образующих пограничные и внутрислойные разрывы на прямолинейных участках крыльев складок (IV, 4), следует отнести к завершающим стадиям процесса, возможно, связанным с понижением температуры и отвечающим образованию в сдвиговом поле напряжений хрупких разрывов. Их ориентация вдоль осевых поверхностей складок позволяет полагать, что эти разрывы наследуют направления пластической стадии деформации: сплющивания, межлитонного проскальзывания вдоль осевых поверхностей общих изгибов и мелкой плейчатости в узлах смятия.

Перераспределения рудного вещества такого масштаба возможны только при участии поровых растворов. Подтверждением этому служат данные, полученные методом нейтронно-осколочной авторадииографии, позволяющей изучать распределение урана при больших увеличениях (до 1000^x). В замковых частях складок, в зонах локального растяжения, образуется сеть тонких трещинок (1—5 мкм), в которые мигрирует уран. На контакте с линейными дислокациями фиксируются участки с удлинненными пересекающимися трещинками-порами, в которых также концентрируется уран, образуя микроструктуру, характерную для перемещающейся в поровом пространстве жидкости. Соотношение мощностей трещин с высоким содержанием урана к слою, первоначально обогащенному ураном, — 1:50, 1:100. Соотношение концентраций урана между слоем, замками складок и трещинами, параллельными осевым поверхностям складок, — 1:л:(10—100)л. Представленное изображение пространственного распределения урана является своеобразной моделью месторождения, возникшего в процессе сдвиговых деформаций осадочной пачки со слоем, обогащенным рудным компонентом. Важен тот факт, что для формирования различных морфологических типов руд в подобном месторождении (в том числе и зон с высокими содержаниями рудного компонента, секущих слоистость) источником рудного вещества служат осадочные породы. Естественно, что первоначальное накопление рудного элемента могло быть связано с осадочным, вулканогенно- или гидротермально-осадочным процессом.

Выявленные закономерности перераспределения урана в процессе сдвиговых деформаций углеродисто-кремнистых сланцев представляют интерес в связи с тем, что они характерны для многих рудных элементов. Подобные типы пространственного распределения — обогащение слоев, замков складок и линейных дислокационных зон, параллельных осевым поверхностям складок, — были установлены во многих типах месторождений золота и различных регионах [50—57], в том числе на Зун-Холбинском месторождении [58]. Аналогичные морфологические типы руд и структуры описаны в масштабах рудных полей и узлов для стратиформных (стратифицированных) полиметаллических, редкометалльных, золото- и железорудных месторождений [59—61].

ВЗАИМОСВЯЗЬ ЛОКАЛИЗАЦИИ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ С ГЕОДИНАМИЧЕСКИМИ ЭТАПАМИ И ОБСТАНОВКАМИ

На основании вышеизложенного можно заключить, что благороднометалльная минерализация пространственно и генетически тесно связана с геодинамическими этапами формирования аккреционно-коллизийного пояса (рис. 8):

1) с океаническим этапом, 1100—850 млн лет — формирование гидротермального Au-Cu оруденения в базит-гипербазитах (нюрндукуканская серия) и металлоносных осадков с сульфидными залежами (ильчирская свита, стратиформные залежи руд в черных сланцах Зун-Холбинского месторождения золота, многочисленные рудопроявления пирротиновых руд с Au в Ольгинской зоне [62] и вдоль основания южной ветви офиолитов Восточного Саяна);

2) с субдукционным (островодужным) этапом, 850—650 млн лет — с образованием золото-порфирового оруденения (месторождения Таинское, Дикое), зон углеродизации и хромититов с Au-Ru-Ir-Os и Au-Pt-Ni-Pd минерализацией, а также оруденения низко- и высокосульфидизированного типов (Наминское, Чипчиконское, Каменное, Хурай-Жалгинское месторождения Талаи-Каралонской зоны);

3) с коллизийно-субдукционным этапом, 650—490 млн лет, который характеризуется широким проявлением магматизма и вулканизма островодужного типа и формированием крупных месторождений в зонах взаимодействия островодужных гранитоидов с металлоносными отложениями ранних этапов: многочисленные месторождения и рудопроявления кварцево-жильного, кварц-сульфидного, сульфидного типов, а также наиболее крупные полигенные и полихронные месторождения Зун-Холбинское и Иркиндинское.

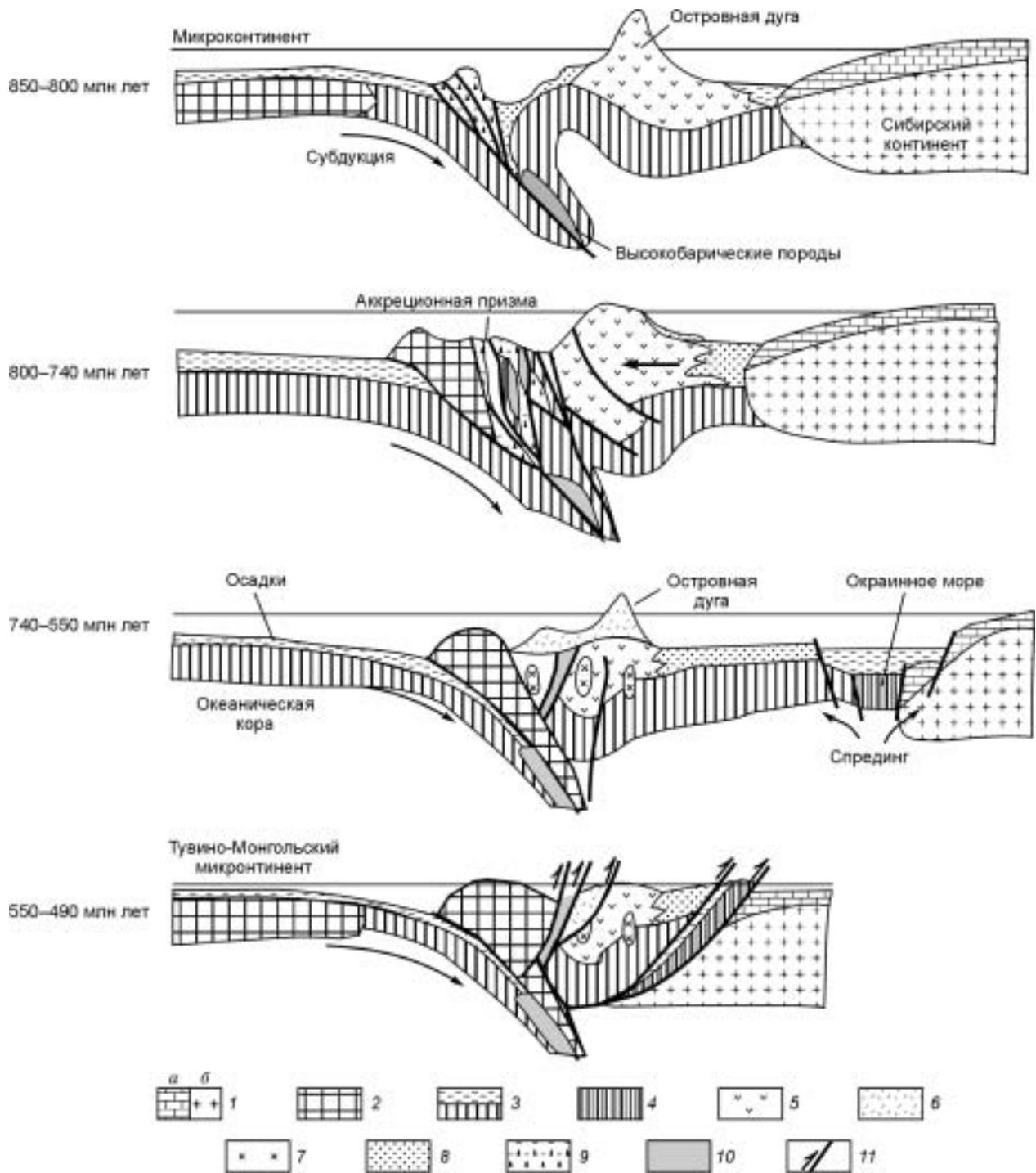


Рис. 8. Упрощенные палеорекострукции формирования Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизонного пояса на период 850—490 млн лет.

1 — Сибирский континент: *а* — осадочный чехол, *б* — фундамент; 2 — микроконтиненты; 3 — океаническая кора Палеоазиатского океана и перекрывающие ее осадки; 4 — офиолиты зоны задугового спрединга; 5 — островодужные образования ранних стадий, в том числе примитивных островных дуг; 6 — островодужные образования зрелых островных дуг; 7 — интрузивные образования зрелых островных дуг; 8 — терригенно-туфогенные породы; 9 — олистостромы и турбидиты; 10 — эклогиты и голубые сланцы; 11 — надвиги и направления смещения по ним. Пояснения — в тексте.

В качестве источников рудного вещества в субдукционный и коллизионный этапы выступали породы океанической коры с осадками (ильчирская, нюрундуканская и оспинская свиты), задугового бассейна (дабанжалгинская свита) и металллоносные углеродистые отложения, сформированные на Гарганском (иркутская свита) и, вероятно, Муйском микроконтинентах, представлявших собой фрагменты пассивной континентальной окраины.

С возникновением и развитием задугового бассейна, сопровождаемыми активной гидротермальной деятельностью, вероятно, в зоне спрединга, связывается формирование крупномасштабного золотого гидротермально-осадочного оруденения в Бодайбинской зоне. Последующие тектонические и метаморфические процессы, обусловленные коллизией Баргузинского микроконтинента с Сибирским континентом, привели к перераспределению золота и возникновению контрастного оруденения сухоложского типа в деформационных зонах, модель формирования которых приведена в предыдущем разделе.

Собственно офиолиты (океанические и островодужные) содержат медно-колчеданные залежи (основание Улан-Сарьдагской офиолитовой пластины) и золото-порфировый тип оруденения, а также золотое оруденение, источником которого служила мантия, о чем свидетельствуют данные Pb-Pb датирования (золото-кварц-сульфидные месторождения) [25, 63] и C-изотопии (зоны углеродизации в ультрабазитах) [28].

Подобную Саяно-Байкало-Муйскому поясу геодинамическую ситуацию можно наблюдать на юго-западной окраине Тихого океана [64], где на фоне субдукции происходит коллизия плато Онтонг Джава и возникновение задуговых бассейнов Вудларк и Манус. С зонами спрединга этих бассейнов связана активная гидротермальная деятельность, формирующая гидротермальные и гидротермально-осадочные образования с очень высокими концентрациями золота (до 260 г/т Au) [65—68]. Характерной особенностью задуговых бассейнов Вудларк и Манус является тот факт, что они были заложены на пассивной континентальной окраине Австралийского континента. Заклинивание зоны субдукции плато Онтонг Джава повлекло образование Новобританской зоны субдукции, имеющей С-СВ погружение, т. е. направленной в сторону прекратившей существование зоны субдукции Килинаилау. В результате такой последовательности геодинамических событий — вовлечения в зону субдукции золотосодержащих осадков и пород океанической коры и задуговых бассейнов, возникла серия месторождений золота: Ладолом, Табар, Коникал-Симаунт, Кабанг, Голд Ридж и другие, приуроченные к Новобританской и Табар-Бугенвилльской островным дугам [64]. Причем формирование золотого оруденения в обстановках зоны субдукции происходило в условиях, при которых возникли месторождения различных типов: медно-золото (золото-медно) порфирового, низко- и высокосульфидизированного, субмаринного золото-сульфидного, океанического (зоны задугового спрединга) золото-сульфидного и золото-сульфатного.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, представленные данные свидетельствуют о важной роли субдукционно-коллизионных процессов при формировании, размещении и сохранении золотого оруденения. Геодинамическая обстановка аккреции и последующей коллизии микроконтинента с островными дугами приводит к возникновению и совмещению в виде рудных узлов большого количества типов месторождений золота и платинометалльной минерализации: золото-платинометалльных в высокобарических глаукофансланцевых образованиях, высокотемпературных (>400°) золото-порфировых, средне- и низкотемпературных золоторудных в черносланцевых толщах, высокосульфидизированных (кислотно-сульфатный тип), золото-кварцевых и золото-кварц-сульфидных месторождений в магматических и осадочных комплексах, рутен-иридоосминовой и платино-палладиевой минерализации в хромититах и зонах углеродизации. В таких рудных узлах пространственно совмещены руды, формирование которых происходило в различных геодинамических обстановках: океанической, задуговых зонах спрединга, зонах субдукции и островных дугах, а также при возникновении аккреционных и субдукционно-коллизионных комплексов. Не случайно именно в таких узлах обнаруживаются крупные месторождения, относимые к типу полигенных и полихронных (например Зун-Холбинское) [58, 69]. Подобная последовательность проявления геодинамических событий и связанных с ними структурных преобразований также описывается при анализе условий формирования крупнейших месторождений золота (Бендиго, Стауэл) в складчатом поясе Lachlan [70]. По данным этих авторов, коллизия симаунта или микроконтинента с островной дугой могла продуцировать значительные напряжения и изменения в тектономагматической ситуации на восточной окраине Гондваны в период 440—455 млн лет, что, в конечном счете, привело к образованию задугового бассейна и формированию в зоне коллизии микроконтинента с островной дугой месторождений золота с различными типами оруденения, выделенного в класс медно-золото-порфировых месторождений.

Авторы выражают искреннюю признательность рецензентам Н.А. Берзину, А.С. Борисенко, М.И. Кузьмину, А.М. Спиридонову за доброжелательное отношение и труд по устранению недостатков в рукописи; Н.В. Верховцевой и Е.В. Солобоевой за создание компьютерной графики, а также С.К. Кривоногову за помощь при анализе космоснимков Восточного Саяна.

Работа выполнена при поддержке гранта Ведущей научной школы Н.Л. Добрецова НШ-03-01, грантов РФФИ 03-05-64563; 03-05-65162; 05-05-64899 и Президиума СО РАН (ИП-161; ИП-6.7.1).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Добрецов Н.Л.** Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 1—2, с. 5—27.
2. **Игнатович В.И., Бутов Ю.П., Боос Р.Г. и др.** Геология и метаморфизм Восточного Саяна. Новосибирск, Наука, 1988, 192 с.
3. **Хоментовский В.В., Постников А.А.** Неoproterозойская история развития Байкало-Виллюйской ветви Палеоазиатского океана // Геотектоника, 2001, № 3, с. 3—21.
4. **Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A.** Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: implications to the break-up of Rodinia // Gondwana Res., 2003, v. 6, № 2, p. 143—159.
5. **Смирнов В.И.** Геология рудных месторождений. М., Недра, 1982, 669 с.
6. **Буряк В.А., Бакулин Ю.И.** Металлогения золота. Владивосток, Дальнаука, 1998, 403 с.
7. **Добрецов Н.Л.** Модель покровной тектоники Восточного Саяна // Геотектоника, 1985, № 1, с. 39—50.
8. **Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Складчиков Е.В.** Офиолиты и олистостромы Северной Евразии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск, Наука, 1985, с. 34—58.
9. **Складчиков Е.В.** Петрологические индикаторы тектонической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Иркутск, ИЗК СО РАН, 1994, 53 с.
10. **Цыганков А.А.** Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Улан-Удэ, ГИ СО РАН, 2002, 48 с.
11. **Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.** Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.
12. **Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Крымский Р.Ш. и др.** О возрасте нюрндукуанской толщи (Кичерская зона, Байкало-Муйский складчатый пояс): новые U-Pb и Sm-Nd данные // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии (Мат. совещания). СПб., Тема, 1999, с. 130—132.
13. **Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Крымский Р.Ш. и др.** Байкало-Муйский пояс: возраст, этапы формирования и эволюция корообразования (U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства) // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма, Т. 2. М., 1999, ГЕОС, с. 93—95.
14. **Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.V. et al.** The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // Precam. Res., 2003, v. 122, p. 329—358.
15. **Федотова А.А., Хаин Е.В.** Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М., Научный мир, 2002, 175 с.
16. **Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A. et al.** The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth Planet. Sci. Lett., 2002, v. 199, p. 311—325.
17. **Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З., Балыкин П.А.** Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // Докл. РАН, 1998, т. 360, № 1, с. 88—92.
18. **Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др.** Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001, т. 9, № 4, с. 3—15.
19. **Amelin Y.V., Neymark L.A., Ritsk E.Y., Nemchin A.A.** Enriched Nd-Sr-Pb isotopic signatures in the Dovyren layered intrusion (eastern Siberia, Russia): evidence for source contamination by ancient upper-crustal material // Chemical Geol., 1996, v. 129, p. 39—69.
20. **Шацкий В.С., Ягоутц Э., Рыбошлыков В.Ю. и др.** Эклогиты Северо-Муйской глыбы: свидетельство вендской коллизии в Байкало-Муйском офиолитовом поясе // Докл. РАН, 1996, т. 350, № 5, с. 677—680.
21. **Кузьмичев А.Б.** Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., Пробел-2000, 2004, 192 с.
22. **Складчиков Е.В., Постников А.А., Посохов В.Ф.** Структурное положение, метаморфизм и петрология хугейнской серии (Северная Монголия) // Геология и геофизика, 1996, т. 37, № 6, с. 69—78.
23. **Буякайте М.И., Кузьмичев А.В., Соколов Д.Д.** 718 Ma Rb-Sr эрохрона сархойской серии Восточного Саяна // Докл. АН СССР, 1989, т. 309, № 1, с. 150—154.
24. **Кузьмичев А.Б., Журавлев Д.З.** Окинская серия Восточного Саяна — верхнерифейский комплекс задугового бассейна // Геодинамика и эволюция Земли (Материалы научной конференции РФФИ). Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996, с. 83.

25. **Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Овчинникова Г.В. и др.** Изотопы свинца в золоторудных месторождениях Восточного Саяна (Россия) // Геология рудных месторождений, 1995, т. 37, № 3, с. 237—249.
26. **Неймарк Л.А., Амелин Ю.В.** Каледонский этап ремобилизации докембрийского фундамента Гарганской глыбы, Восточный Саян (изотопно-геологические данные) // Докл. РАН, 1995, т. 342, № 6, с. 776—780.
27. **Посохов В.Ф., Миронов А.Г., Утина Е.Д.** Исследование рубидий-стронциевым методом Зун-Холбинского золоторудного месторождения (Восточный Саян) // Ежегодник-94, вып. 1. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 1994, с. 11—13.
28. **Жмодик С.М., Миронов А.Г., Агафонов Л.Г. и др.** Углеродизация гипербазитов Восточного Саяна и золото-палладий-платиновая минерализация // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 2, с. 228—243.
29. **Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Егоров К.Н.** Ехешигнинский гипербазитовый массив Бельско-Дугдинского офиолитового пояса Восточного Саяна // Отечественная геология, 2002, № 6, с. 45—51.
30. **Лодочников В.Н.** Петрология Ильчиро-Мондинского района. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1941, 150 с.
31. **Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К.** Литологические и геохимические особенности карбонатов в осадочном чехле Гарганской глыбы // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 10, с. 1614—1619.
32. **Петтиджон Ф.Дж.** Осадочные породы. М., Недра, 1981, 751 с.
33. **Булгатов А.Н., Гордиенко И.В.** Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений, 1999, т. 41, № 3, с. 230—240.
34. **Лаверов Н.П., Лишневский Э.Н., Дистлер В.В., Чернов А.А.** Модель рудно-магматической системы золотоплатинового месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия) // Докл. РАН, 2000, т. 375, № 5, с. 652—656.
35. **Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2001, 406 с.
36. **Добрецов Н.Л., Беличенко В.Г., Боос Р.Г. и др.** Геология и рудоносность Восточного Саяна. Новосибирск, Наука, 1989, 127 с.
37. **Жмодик С.М., Миронов А.Г., Деревенец В.Г. и др.** Новый тип олово-золото(ртуть)-платинометалльной рудной минерализации в Восточном Саяне // Докл. РАН, 1998, т. 361, № 4, с. 510—513.
38. **Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др.** Верхняя возрастная граница окинской серии (Восточный Саян) // Докл. РАН, 2000, т. 374, № 1, с. 84—87.
39. **Миронов А.Г., Жмодик С.М., Очиров Ю.Ч., Боровиков А.А.** Таинское золоторудное месторождение (Восточный Саян) — редкий тип золото-порфировой формации // Геология рудных месторождений, 2004, № 5, с. 395—413.
40. **Миронов А.Г., Жмодик С.М.** Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений, 1999, № 1, с. 54—69.
41. **Миронов А.Г., Жмодик С.М., Боровиков А.А. и др.** Золото-сульфидное месторождение Каменное (Северное Забайкалье, Россия) — представитель рифейского эпитермального золото-теллуридно-серебряного оруденения // Геология рудных месторождений, 2004, т. 46, № 5, с. 407—426.
42. **Жмодик С.М., Агафонов Л.В., Миронов А.Г. и др.** Уникальная платинометалльная и никелевая минерализация в офиолитах Оспинско-Китойского района (Восточный Саян) // Докл. РАН, 2000, т. 373, № 1, с. 73—77.
43. **Орсов Д.А., Толстых Н.Д., Кислов Е.В.** Минерал состава PtCu₃ из хромититов Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Вост. Саян) // Зап. ВМО, 2001, ч. СХХХ, № 4, с. 61—71.
44. **Prichard H.M., Puchelt H., Eckhardt J.-D., Fisher P.C.** Platinum-group-element concentrations in mafic and ultramafic lithologies drilled from Hess Deep // Proc. ODP, SR, 1996, v. 147, p. 77—90.
45. **Миронов А.Г., Жмодик С.М., Очиров Ю.Ч. и др.** Геохимия и металлоносность углеродистых отложений различных геодинамических обстановок Саяно-Байкальской горной области // Геология и геофизика, 2002, т. 43, № 4, с. 364—381.
46. **Айриянц Е.В., Жмодик С.М., Миронов А.Г. и др.** Золото-ртутный и золото-серебряный типы оруденения в Восточном Саяне: минеральный состав, физико-химические условия образования // Геология и геофизика, 2002, т. 43, № 3, с. 273—285.
47. **Конников Э.Г., Миронов А.Г., Цыганков А.А. и др.** Генезис плутоногенного золотого оруденения в позднем докембрии Саяно-Байкальской складчатой области // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 4, с. 37—52.
48. **Жмодик С.М., Бондаренко П.М., Немировская Н.А.** Авторадиографическое изучение перераспределения урана при метаморфизме и деформации углеродисто-кремнистых сланцев // Докл. АН СССР, 1991, т. 318, № 1, с. 207—211.

49. **Бондаренко П.М.** Моделирование тектонических полей напряжений элементарных деформационных структур // Экспериментальная тектоника: методы, результаты, перспектива. М., Наука, 1989, с. 126—163.
50. **Cox S.F., Wall V.J., Etheridge M.A., Potter T.F.** Deformation and metamorphic processes in the formation of mesothermal vein-hosted gold deposits — examples from the Lachlan Fold Belt in central Victoria, Australia // *Ore Geol. Rev.*, 1991, v. 6, p. 391—423.
51. **Craw D., Campbell J.R.** Tectonic and structural setting for active mesothermal gold vein systems, Southern Alps, New Zealand // *J. Struct. Geol.*, 2004, № 6—7, p. 995—1005.
52. **Peters S.G.** Syn-deformational features of Carlin-type Au deposits // *Ibid.*, p. 1007—1023.
53. **Stephens J.R., Mair J.L., Oliver N.H.S. et al.** Structural and mechanical controls on intrusion-related deposits of the Tombstone Gold Belt, Yukon, Canada, with comparisons to other vein-hosted ore-deposit types // *Ibid.*, p. 1025—1041.
54. **Tripp G.I., Vearncombe J.R.** Fault/fracture density and mineralization: a contouring method for targeting in gold exploration // *Ibid.*, p. 1087—1108.
55. **Cox S.F., Ruming K.** The St Ives mesothermal gold system, Western Australia — a case of golden aftershocks? // *Ibid.*, p. 1109—1125.
56. **Miller J.McL., Wilson C.J.L.** Structural analysis of faults related to a heterogeneous stress history: reconstruction of a dismembered gold deposit, Stawell, western Lachlan Fold Belt, Australia // *Ibid.*, p. 1231—1256.
57. **Tunks A.J., Selley D., Rogers J.R., Brabham G.** Vein mineralization at the Damang Gold Mine, Ghana: controls on mineralization // *Ibid.*, p. 1257—1273.
58. **Zhmodik S.M., Dobretsov N.L., Mironov A.G. et al.** Mineralogical and geochemical signatures of hydrothermal-sedimentary origin of gold ore formation of the Kholba deposits, Eastern Sayan, Russia // *Res. Geol. Special Issue*, 1993, № 17, p. 287—313.
59. **Добрецов Н.Л., Кривцов А.И.** Модели магматогенно-гидротермального и метаморфогенно-гидротермального рудонакопления и критерии их отличия // Критерии отличия метаморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений. Новосибирск, Наука, 1985, с. 5—14.
60. **Добрецов Н.Л., Меляховецкий А.А., Ащепков И.В. и др.** Структурно-минералогические критерии метаморфогенного оруденения на примере колчеданных месторождений. Новосибирск, Наука, 1987, 167 с.
61. **Гарьковец В.Г.** Литологические и геолого-структурные условия размещения золотого оруденения кызыл-кумского типа // Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 1, с. 193—196.
62. **Миронов А.Г., Бахтина О.Т., Жмодик С.М. и др.** Новый тип золотого оруденения в стратиформных пирротиновых рудах Вост. Саяна // Докл. РАН, 1999, т. 365, № 6, с. 798—801.
63. **Жмодик С.М., Травин А.В., Пономарчук В.А. и др.** Pb, S-изотопная систематика золоторудных месторождений юго-восточной части Восточного Саяна // Докл. РАН, 1999, т. 366, № 3, с. 392—394.
64. **Solomon M.** Subduction, arc reversal, and the origin of porphyry copper-gold deposits in island arcs // *Geology*, 1990, v. 95, p. 630—633.
65. **Binns R.A., Scott S.D., Bogdanov Y.A. et al.** Hydrothermal oxide and gold-rich sulfate deposits of Franklin Seamount, western Woodlark Basin, Papua New Guinea // *Econ. Geol.*, 1993, v. 88, p. 2122—2153.
66. **Binns R.A., Parr J.M., Gemmel J.B. et al.** Precious metals in barite-silica chimneys from Franklin Seamount, Woodlark Basin, Papua New Guinea // *Marine Geol.*, 1997, v. 142, p. 119—141.
67. **Бортников Н.С., Лисицын А.П.** Условия формирования современных сульфидных построек в зонах спрединга задуговых бассейнов Лау и Манус (Тихий океан) // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. СПб., ВНИИОкеангеология, 1995, с. 158—173.
68. **Herzig P.M., Hannington M.D.** Polymetallic massive sulfides and gold mineralization at mid-ocean ridges and in subduction-related environments // *Marine mineral deposits / D.S. Cronan (ed.). Florida, CRC Press*, 2000, p. 347—368.
69. **Добрецов Н.Л., Жмодик С.М., Карманов Н.С. и др.** Минералого-геохимические признаки полигенности самородного золота золоторудного месторождения Восточного Саяна // Докл. АН СССР, 1989, т. 308, № 3, с. 703—707.
70. **Squir R.J., Miller J.McL.** Synchronous compression and extension in East Gondwana: tectonic control on world-class gold deposits at 440 Ma // *Geology*, 2003, v. 31, № 12, p. 1073—1076.

*Поступила в редакцию
30 июня 2005 г.*