

Геологическая позиция и генезис золоторудных месторождений Байкало-Патомской территории в связи с геодинамикой Центральной Азии

А.Н.БАРЫШЕВ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

Обсуждаются дискуссионные проблемы генезиса месторождений золота во флишоидных терригенно-сланцевых толщах и тектоники. Обосновывается осадочно-метаморфогенный генезис руд. Источник золота – осадки от размываемых рудоносных расслоенных базитовых массивов, внедрившихся при левосдвиговой трансенсии. Рудообразование происходило при региональном метаморфизме седиментогенного золота в зоне субдукции на краю конвективной ячеи. Золото перераспределялось из областей выжимания в складчатые области нагнетания. Позже субдуцированные толщи извлекались и перемещались на север, образуя Байкало-Патомский шарьяж, перекрывающий Становой, Алданский щиты и край Сибирской платформы.

Ключевые слова: месторождения, золото, флиш, конвекция, метаморфизм, субдукция, шарьяж.

Барышев Александр Николаевич



khachatryan_g_k@mail.ru

Geologic position and genesis of Baikal-Patom gold deposits in connection with geodynamics of Central Asia

A.N.BARYSHEV

The controversial problems of flyschoid terrigenous shale strata tectonics and their gold deposits genesis are discussed. Sedimentary-metamorphic genesis of ore was substantiated. Gold sources were sediments of eroded mineralized mafic layered massifs intruded with sinistral strike-slip transtension. Mineralization occurred during regional metamorphism of sedimentogene gold in a subduction zone at the edge of a convective cell. Gold was redistributed from wringing out regions to push-fold supercharge areas. Subsequently, subducted sequences were extracted and moved to the north, where they formed Baikal-Patom nappe, which covered Stanovoy, Aldan shields and the edge of the Siberian platform.

Key words: ore deposit, gold, flysch, convection, metamorphism, subduction, nappe.

Золоторудные месторождения Байкало-Патомской территории играют ведущую роль в минерально-сырьевой базе золота России. Относительно их генезиса ведется дискуссия. К дискуссионным проблемам относятся природа и позиция источника золота и сопутствующих ему элементов, способы и геологическая структура путей их переноса от источника, время локализации и формирования руд, геодинамика и тектоника окружающей среды, определяющие региональный метаморфизм рудовмещающих толщ и современную позицию месторождений. Предполагаются разные способы седиментогенного накопления золота, извлечение его из пород и перераспределение при метаморфизме, а также разная оценка роли гранитоидного магматизма в дополнительном поступлении золота с магматогенными гидротермами [13]. Все эти вопросы, так или иначе, влияют на обоснованность прогнозных и поисковых критериев.

Золоторудные месторождения Байкало-Патома расположены в регионально-метаморфизованных терригенно-сланцевых толщах докембрия. Месторождения представлены преимущественно залежами вкрапленных золотоносных сульфидов и прожилково-вкрапленных руд, а также золотоносными кварцевыми жилами и прожилками [9, 13].

В вопросе седиментогенного накопления золота преобладает точка зрения о связи его с гидротермально-осадочным процессом [6]. По мнению С.Г.Кряжева, доводом к этому может служить установленная им зональность изотопного состава серы в рудах месторождения Сухой Лог [15]. Вверх по стратиграфическому разрезу рудоносной пачки хомолхинской свиты увеличиваются значения $\delta^{34}\text{S}$ от +8,5 до +21,6‰ в обоих крыльях складки при нормальном и опрокинутом их залегании. Изменение состава трактуется как смешение «тяжелой» серы морской воды и «легкой», принадлежащей

эндогенным рудообразующим флюидам. Однако возможна и иная трактовка такой ситуации, если «легкая» сера поступала в бассейн не в эндогенных флюидах, а за счет механического переноса окисляемых сульфидов от размываемого эндогенного источника. Вверху осадка, находящегося ближе к поверхности морского дна, естественно, будет больше доля «тяжелой» серы морских сульфатов и сопутствующих брома и йода, определенных С.Г.Кряжевым.

Выводу о гидротермально-осадочном накоплении золота противоречит весьма рассеянный характер золотоносной сульфидной минерализации, отсутствие при этом метасоматических колонок кислотного выщелачивания с односторонней зональностью в лежащих боках стратоидных рудных зон, подобно тому, как это имеет место в колчеданных месторождениях, образующихся на границе с геохимическим барьером в виде морской воды. Метасоматиты в околорудном пространстве Сухого Лога отмечаются, но они являются метаморфогенными. По В.Л.Русинову [15, с. 41], «...рудно-метасоматический процесс и стресс-сдвиговые деформации, вызывающие расщепление пород, *развиваются параллельно*» (курсив А.Н.Барышева).

На иное, не гидротермально-осадочное накопление золота указывают фациальная позиция месторождений в разрезе флишоидной надформации и общие геохимические особенности зон вкрапленных руд и осадков вмещающих свит [9]. Подавляющее большинство золоторудных месторождений располагается в терригенно-сланцевых толщах флишоидной надформации (комплекса) в большом стратиграфическом диапазоне рифея-венда, тяготея к определенным уровням и фациям (рис. 1). В рифейской части надформации выделяются крупные ритмы, каждый из которых объединяет по две свиты: 1) харлухтагская – хайвергинская, 2) бугарихтинская – бодайбокская; 3) бужуихтинская – угаханская; 4) хомолхинская – имняхская; 5) аунакитская – вачская. В основании каждого ритма преобладают псефитовые и псаммитовые фации, которые выше сменяются псаммитовыми и пелитовыми, завершаясь существенно карбонатными (кроме верха последнего ритма). Низ ритма перед псаммит-псефитовыми фациями может начинаться алеврит-пелитовой пачкой, налегающей на карбонаты предшествующего ритма.

В венде при продолжении накопления флишоидной надформации резко возрастает поступление псефит-псаммитового материала в бассейн, практически исчезают известняки, за исключением илигирской свиты. Появляются обломки вулканитов, что позволяет рассматривать бассейн как гомолог желоба, окаймляющего островную дугу. В вендских толщах золото локализуется в большей мере в кварцевых жилах, в ущерб рудам вкрапленным.

Золоторудные месторождения, сложенные вкрапленными и прожилково-вкрапленными сульфидными рудами, приурочены к углеродистым псаммит-пелито-

вым фациям в каждом ритме, соседствуя с карбонатными фациями. Важно отметить, что рудоносные фации соответствуют «конденсированной» части разреза, куда поступал преимущественно тонкий терригенный и коллоидный (пелитовый) материал с тончайшим кластогенным золотом. Среди псефит-псаммитовых фаций, где золото при поступлении в бассейн могло интенсивно «разубоживаться» терригенным материалом, нет стратоидных золоторудных тел. Нет таких и жил с золотом среди чисто карбонатных фаций. Иначе говоря, когда прекращалось поступление тонкого терригенного материала при исключительно хемогенном осадконакоплении карбонатов, отсутствовало и золото. Отсюда следует вывод, что золото и сопутствующие ему элементы поступали на дно бассейна не снизу в гидротермах, а со стороны.

Примечательны геохимические особенности месторождений и вмещающих их толщ. Золоту сопутствуют платиноиды. На тех же стратиграфических уровнях, что и золото, широко распространены железомagneзиальные карбонаты. Наиболее продуктивная хомолхинская свита с месторождением Сухой Лог обогащена ванадием [9]. Эти факты приводят к выводу, что источником золота и сопутствующих ему платиноидов, железа, магния, ванадия могли быть экзогенно-разрушаемые рудоносные тела базитов с золотопалладиевым медно-железо-ванадиевым оруденением. Такой рудно-формационный тип называется волковским. С Волковским массивом дунит-клинопироксенит-габбровой титаномагнетитовоносной формации Платиноносного пояса Урала ассоциируют медь-железо-ванадиевое и значительное по масштабам золотопалладиевое оруденение [1]. К югу от Байкало-Патома к фрагментам подобной рудоносной магматической формации могут быть отнесены раннепротерозойский Чинейский массив и другие тела.

Условия миграции золота от размываемого источника сопоставимы с условиями его поведения в зоне окисления золотосульфидных месторождений [18]. На основе обобщения экспериментальных и геологических данных было сделано заключение о наиболее вероятном переносе золота в комплексных соединениях при растворении в $Fe_2(SO_4)_2$. Как обоснованно считают многие исследователи, в восстановительную среду углеродистых алевритовых и пелитовых осадков поступали комплексные соединения золота и сульфаты, которые подвергались сульфатредукции, давая сульфиды.

Железо и магний, поступающие в бассейн из тех же размываемых рудоносных базитовых источников, осаждались в виде карбонатов на широкой площади, что приводило к обогащению ими золотоносных стратиграфических уровней. При региональном метаморфизме эти карбонаты превратились в фенобластические бурые шпаты. Бурошпатизация обоснованно выдвигается А.И.Ивановым [13] в качестве сопутствующей золоту, однако трактуется как гидротермальная, а не



Рис. 1. Позиция золоторудных месторождений в ритмах рифей-вендской флишоидной толщи Байкало-Патома. На основе материалов [9, 13]:

преимущественные фации в ритмах: 1 – известняковые, 2 – глинистых известняков, 3 – песчаных известняков, 4 – брекчированных известняков, 5 – углеродистые алевро-пелитовые, 6 – алевритовые, 7 – песчано-алевритовые, 8 – песчаные, 9 – псефит-псаммитовые; С_{орг} – содержание органического вещества по работе [5]

осадочно-метаморфогенная. Более локальное распространение золота, по сравнению с бурыми шпатами, естественно связывать с локальностью размываемого рудного источника и узкими путями выноса золота в бассейн, по аналогии с Витватерсрандом, где золотосодержащие осадки на разных стратиграфических уровнях имеют потоковый (преимущественно пролювиальный и частично аллювиальный) генезис [12]. Золото там присутствует преимущественно как в цементе конгломератов, состоящих в основном из кварцевых галек, так и в слоях черных сланцев [19].

Рассеянный, не контрастный характер первичного поступления золота в бассейн в виде экзогенных пото-

ков, определяет одно из важных свойств месторождений в терригенно-сланцевых толщах, позволяющих относить их к крупнообъемному промышленному типу при соответствующих кондициях. Это же не дает оснований рассматривать глубинные разломы в качестве рудоконтролирующих структур и критерия прогноза и поисков месторождений золота этого типа.

Размытые базитовые источники золота, естественно, не сохранились. Однако общность состава сохранившихся разновозрастных гипербазит-базитовых массивов Байкало-Патома и окружения указывают на существующую расслоенность базальтового слоя земной коры, откуда они поднимались, наследуя дифференци-

ацию этого слоя и повышенную щелочность. Это относится к архейскому Мускунахскому метагаббровому комплексу (хр. Кодар) с расслоенностью на зоны метапироксенит-габбро-норитовую, метагаббро-норитовую и метадиоритовую (по 300–600 м каждая). Комплекс содержит руды с пиритом, пирротином, халькопиритом, пентландитом, платиной, палладием [9]. К аналогичным комплексам относится упомянутый раннепротерозойский рудоносный Чинейский массив. Общие черты геологии массива, его латеральная неоднородность позволяют предполагать, что он является остатком фланга крупного деформированного лакколита, расслоенный комплекс которого внедрился в субсолидусном состоянии, аналогично лакколитах Платиноносного пояса Урала. В разрезе Чинейского массива выделяются три зоны. Верхняя и нижняя зоны сходны, сложены недифференцированными диоритами, монцодиоритами, габбродиоритами и лейкогаббро мощностью около 500 м каждая, причем в нижней присутствуют сульфидные руды с медью и платиноидами. Средняя зона представлена такситовыми расслоенными лейко- и мезократовыми габбро, габброноритами, габбро с массивными ильменит-титаномагнетитовыми рудами. Мощность зоны составляет 700–950 м [9]. Сходство нижней и верхней зон позволяет предположить их первоначальное единство, а позицию в массиве – результатом механизма внедрения. Механизм подобен перемещению гусеницы трактора или формированию фланга плюма. Подобным образом, как глубинные покровы пеннинского типа, образуются «срединные массивы» в геосинклиналиях, по А.В.Пейве [16].

На окружающей территории повышенной щелочностью обладают и все последующие по возрасту базиты: позднерифейские кедровский (перидотит-анортит-габбровый), заоблачный (габбро-перидотитовый) расслоенные комплексы, вплоть до неоген-четвертичных базальтов (Удоканское вулканическое поле) [9]. Это отличает данные континентальные субщелочные базиты от нормальных базитов офиолитовой ассоциации, присущей океаническому типу земной коры с иным, колчеданным типом металлогении, при иной, спрединговой геодинамике.

О геодинамических условиях, способствующих формированию Чинейского и других массивов той же рудоносной формации, можно судить, исходя из особенностей трансформной сдвиговой зоны в пределах Монголо-Охотского пояса (рис. 2) [5]. В настоящее время здесь существует кулисообразная полоса левосторонних близширотных сдвигов, подходящих с востока к северному, а с запада к южному окончаниям оз. Байкал, что отражено на всех геологических картах обзорного масштаба. К таким сдвигам относятся, в частности, нарушения вдоль рек Верхняя Ангара, Малый Енисей, Иркут. Озеро Байкал, а также серия параллельных ему хребтов и впадин Забайкалья, развиваются по механизму pull apart. Вдоль разломов в настоящее время фикси-

руются очаги землетрясений. Подобная трансформная сдвиговая геодинамика, как известно, реализуется за счет замедления вращения в ротационном поле Земли поднятых при гравитационной дифференциации сиалических масс [2], в данном случае Сибири относительно масс, расположенных южнее. Именно постоянство действия ротационных сил Земли обеспечивает периодическую реализацию декомпрессии (при транстенсии), частичное плавление и подъем базитовых масс. Учитывая то, что кратонизация фундамента Сибирской платформы наступила в раннем протерозое [20], есть основание полагать, что уже в это время ротационные силы Земли обеспечивали возможность существования обстановок транстенсии в полосе, близкой к Кодарскому разлому. Это способствовало периодическому формированию лакколитов и лополитов дунит-пироксенит-габбровой формации. Их размыв, очевидно, начался в борту линейного бассейна типа pull apart. В рифее на геодинамику территории стало существенно влиять развитие Северо-Китайской конвективной ячейки, что привело к перерастанию бассейна pull apart в тип, аналогичный преддуговому желобу.

Седиментогенное золото - всего лишь предпосылка к преобразованию его в руды промышленных месторождений в углеродисто-терригенно-сланцевых толщах. Один из главных факторов образования руд – это перераспределение седиментогенного золота при региональном динамо-термальном метаморфизме. Его геодинамическая и геологическая сущность применительно к рассматриваемым месторождениям понимается по-разному. В.А.Буряк [6], А.И.Иванов [13] рассматривают его как наложенный на складчатость, сопутствующий гранитизации. К главной причине регионального метаморфизма авторы относят субдукцию и вызванный ею стресс, приводящий к развитию кристаллизационной сланцеватости, чередованию областей пластического выжимания и компенсирующего нагнетания, что сопровождается образованием складок [4]. Пластическому течению на разном масштабном уровне поддаются в первую очередь флюидонасыщенные и углеродистые массы пониженной вязкости. Кварцевые жилы образуются, главным образом, за счет флюидов, мигрирующих из областей выжимания, и локализуются в трещинах и в областях нагнетания. Нагнетание происходит, прежде всего, в призматические части антиклинальных складок, формирующихся в это время. Яркий пример тому - структура месторождения Сухой Лог [18].

Для обоснования взаимосвязи субдукции, регионального метаморфизма, особенностей тектоники Байкало-Патома, позиции месторождений в единой системе, напомним основы ячейистой конвективной геодинамики и ее краевых эффектов, что подробно изложено в [2, 4]. Математическая модель деформаций слоистой толщи на разных этапах конвективного процесса разработана М.А.Гончаровым [7]. Петрология, структурно-



Рис. 2. Позиция структурных элементов Байкало-Патома на стыке Сибирской и Северо-Китайской конвективных ячеей Центральной Азии. На геологической карте Евразии масштаба 1:5 000 000:

I, II – центральные части областей ячейистой мантийно-коревой конвекции, проявленной: I – в раннем протерозое (Сибирская ячей), II – в рифее–раннем палеозое (Северо-Китайская ячей); БПШ – Байкало-Патомский шарьяж; разломы вдоль зон тектонических сдвигов: К – Кодарский, Ж – Жуинский (стрелками показаны направления сдвиговых перемещений); тектонические блоки архей-раннепротерозойских толщ: 1 – Чуйский, 2 – Тонодский, 3 – Нечерский; ЧН – Чинейский габброидный массив

геологическое, литологическое, геохимическое, геохронологическое, термодинамическое тестирование такой модели для докембрийской континентальной коры охарактеризованы Л.Л.Перчуком [17].

Конвекция реализует гравитационную дифференциацию масс Земли. При большой вязкости (практически твердых) масс она возможна в ячейках с поперечником в

несколько сотен – первые тысячи километров. Модель ячейистой конвекции (рис. 3) включает: а) извлечение (эдукцию) глубинных масс восходящим потоком, формирующим плюм в центре ячейи; б) растекание плюма с отжиманием сиала на периферию (зона обдукции); в) зону субдукции – как нисходящие под плюм массы в виде сжатой синклинали, которая при приближении к

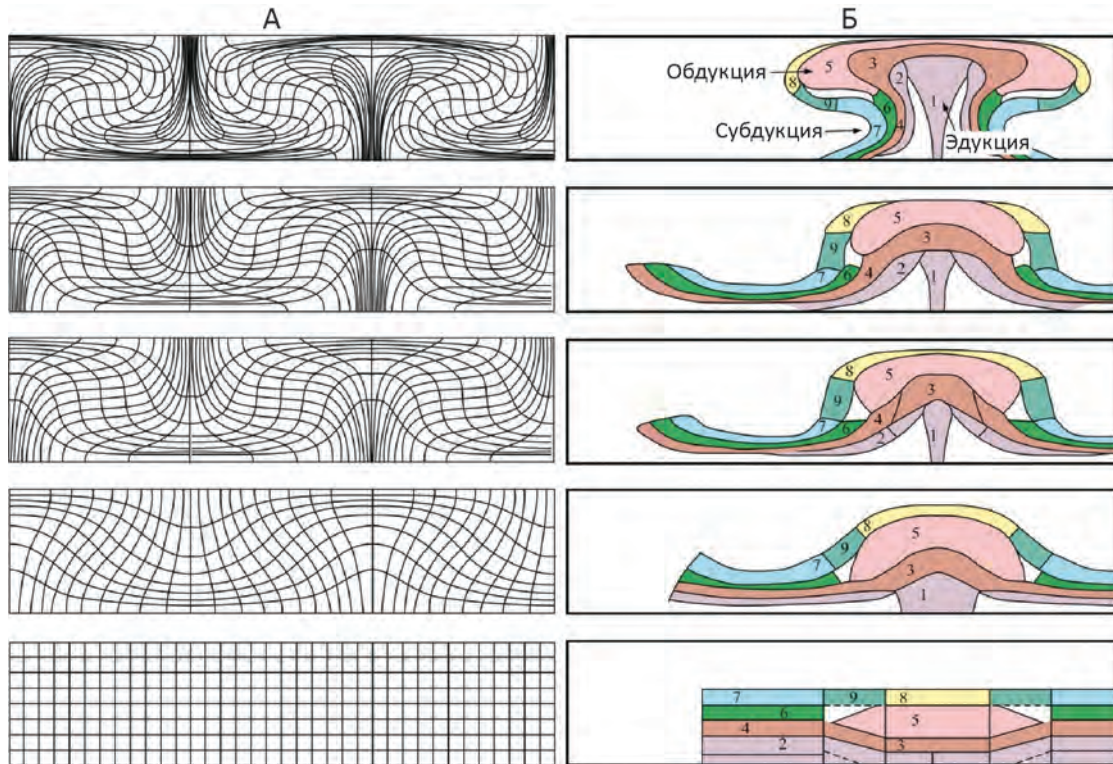


Рис. 3. Модель ячеистой конвекции и преобразования литосферы:

А – математическая модель последовательного развития деформаций слоистой среды при ячеистой конвекции по работе [7]; Б – геологическая модель со слоями древней литосферы континентального (1, 3, 5, 8) и океанического (2, 4, 6, 7) типов, нанесенными на модель А; слои: 1–2 – мантии, 3–9 – коры: 3–4 – габбро-базальтоидные («базальтовый слой»), 5 – гранит-метаморфический, 6 – эффузивных базальтов, 7–8 – осадочные, 9 – переходных фаций шельфа

центру ячеи в последующие фазы конвекции может извлекаться вверх и далее обдукцироваться на периферию, образуя шарьяжи, перекрывающие зону *б*. В древних ячеях обдукцированный сиаль (периферия зоны *б*) соответствует щитам, например, Анабарскому и Алданскому по периферии Сибирской ячеи (см. рис. 2). Крупные конвективные ячеи на картах обзорного масштаба ярко выражаются дугообразными поясами орогенных структур или островных дуг по периферии и депрессиями в центре. Тип земной коры в центре ячеи может быть океаническим и субокеаническим (Тирренское море), континентальным (Эгейское море, центр Малой Азии с впадиной оз. Тус, Яно-Колымская ячея, обрамляемая Верхоянским орогеном).

Особенно важно подчеркнуть, что субдукция на краю ячеи осуществляется не в виде плоской плиты, а в форме сжатой синклинали. Подтверждением этой закономерности служит извлеченная из глубин в виде сжатой синклинали метаморфизованная офиолитовая ассоциация на востоке Кубы [4, рис. 9]. Другой пример – сужающееся вниз поле очагов землетрясений, по которому выделяется зона субдукции, обрамляющая Ку-

рильскую островную дугу [11, рис. 7]. Третий пример – развитие синклиналей по краям диапиров в многочисленных тектонофизических экспериментах, проведенных Х.Рамбергом. Именно в субдукционной синклинали и осложняющих ее дополнительных складках осуществляется расплющивание толщ при глубинных температурах с участием горной влаги (метаморфогенных гидротерм), образование кристаллизационной сланцеватости пород, областей выжимания и нагнетания, что характеризует региональный динамо-термальный метаморфизм.

Новый фактический материал, отраженный на геологических картах третьего поколения [8–10], при рассмотрении его с позиций основ конвективной геодинамики дает возможность подойти к решению ряда дискуссионных проблем общей тектоники, необычных структурных особенностей месторождений Байкало-Патома.

К дискуссионным относятся раннепротерозойский возраст и тектоническая позиция михайловской свиты, которая в Тонодском блоке вмещает крупное месторождение золота Чертово Корыто, а также ее возраст-

ные соотношения с подстилающей албазинской свитой (рис. 4). Их состав и типы руд близки к упомянутым выше свитам рифея. Раннепротерозойский возраст определен косвенным образом по наличию на отдельных интервалах экзоконтакта Амандракского гранитоидного массива тонкозернистых пород кварц-турмалинового состава с роговиковой структурой, которые отнесены к михайловской и албазинской свитам [9]. Кроме того подобные роговики показаны на карте [10] фрагментарно в поле контакта гранитоидов с породами пурпольской и харлухтавской свит рифея. Возраст всего Амандракского массива, тем не менее, считается раннепротерозойским на основании определений изотопного возраста цирконов из других (Кевактинского, Ченчинского) массивов чуйско-нечерского комплекса. Вместе с тем отмечается, что выделение чуйско-нечерского комплекса условно и требует дальнейшего изучения. В него объединены разнотипные и разновозрастные гранитоиды [9]. Большинство гранитоидов чуйско-нечерского комплекса относится к калиевой серии и имеет редкометалльную специализацию. Состав гранитоидов Амандракского массива неоднороден. Одна часть образована плагиогранитами, с которыми связаны кварц-турмалиновые роговики, другая гранитами биотитовыми, амфибол-биотитовыми, в которых микроклин преобладает над альбит-олигоклазом, как в Кевактинском массиве. Значительная часть контактов Амандракского массива с албазинской свитой не имеет роговиков [10]. Иначе говоря, раннепротерозойский возраст роговиков, как и возраст албазинской и михайловской свит, нельзя признать вполне обоснованным.

Дискуссии и их возрастные соотношения. В рудном поле месторождения Чертово Корыто смена общей ритмичности свит больше соответствует их перевернутому залеганию. Верхняя часть михайловской свиты состоит из полевошпатовых, реже кварцевых метапесчаников с подчиненным количеством сланцев. Средняя часть представлена полевошпат-кварцевыми мелко-среднезернистыми метапесчаниками и слюдисто-хлоритовыми метаалевролитами. Нижняя часть сложена в основном углеродистыми черными кварцево-слюдистыми сланцами, которые переслаиваются с мелкозернистыми метапесчаниками. В залегающей под ними албазинской свите верхняя часть представлена полевошпат-кварцевыми песчаниками, чередующимися с углеродистыми биотит-мусковитовыми сланцами, а в нижней части свиты резко преобладают сланцы, причем слои метапесчаников подчинены [9]. Наконец, весьма примечательно положение месторождения Чертово Корыто и сопровождающих его рудопроявлений [13]. Все они занимают стратиграфический уровень михайловской свиты, в котором преобладают углеродистые кварцево-слюдистые сланцы, однако в отличие от других аналогичных месторождений Бодайбинского района сосредоточены у замыкания синклинали, а не антиклинали. Однако если возрастная последователь-

ность свит, как показано выше, иная, то месторождение окажется как обычно в замке антиклинали, но перевернутой.

Дискуссионны существующие представления о структуре, по которым территория трактуется как Бодайбинский синклиорий, обрамляемый дугой, состоящей из орогенных поднятий: Чуйского, Тондского, Чипикетского и Нечерского, сложенных наиболее древними толщами. Геологические карты третьего поколения показали, что во вскрытых реками тектонических окнах под архей-раннепротерозойскими толщами, например, в окнах Чипикетского блока присутствуют рифейские толщи (см. рис. 4) [10]. Кроме того, выделенный на карте пологий синформный тектонический блок складчатых рифейских толщ с анангской свитой венда в центре, на северо-западе непосредственно сменяется Чипикетским блоком, основание которого имеет падение под него. То есть Чипикетский блок расположен в ядре синформы, где она расширяется за счет погружения. Более того, Г.Л.Митрофанов [9] отмечает, что упомянутые блоки древних пород в гравиметровом поле практически не прослеживаются, что может косвенно указывать на их небольшую мощность и пластиноподобную форму, что подтверждается сейсмическими данными. Аналогично этому, судя по космическому снимку [13], на севере Нечерского блока нижние границы Окаевского и Истанахского гранитоидных массивов имеют пологие залегания, не согласующиеся с представлением о гранитокупольной их структуре, рвущей протерозойские толщи. На вероятную шарьяжную природу ряда контактов между толщами на Байкало-Патомской территории указывает наличие олистостромовых «пудинговых» конгломератов [8]. Некоторые из них содержат валуны гранитоидов, неизвестных среди окружающих нижнепротерозойских толщ, то есть не соответствуют представлению об их образовании за счет разрушения плечей грабенов, пересекающих Тондский блок [13]. Все это приводит к выводу о том, что дугообразно размещенные крупные блоки древних пород не отражают антиклинорные поднятия, как это принято считать.

К иному толкованию генезиса структуры и общей тектонической позиции Байкало-Патомского блока в Центральной Азии приводит анализ вергентности складок рифей-вендских толщ. На территории, относимой в схемах тектонического районирования к внутренней зоне Бодайбинского синклиория, в рифей-вендских толщах интенсивно развиты лежащие складки с южной вергентностью их осевых поверхностей. Это подчеркивалось разными исследователями [13] и связывалось с раздавливанием толщ над ядрами гранитогнейсовых куполов и тектоническим растеканием в стороны. Однако близширотное простирание этих складок в большинстве случаев не согласуется с простиранием дугообразно размещенных блоков дорифейских толщ. Это не позволяет рассматривать происхождение данной

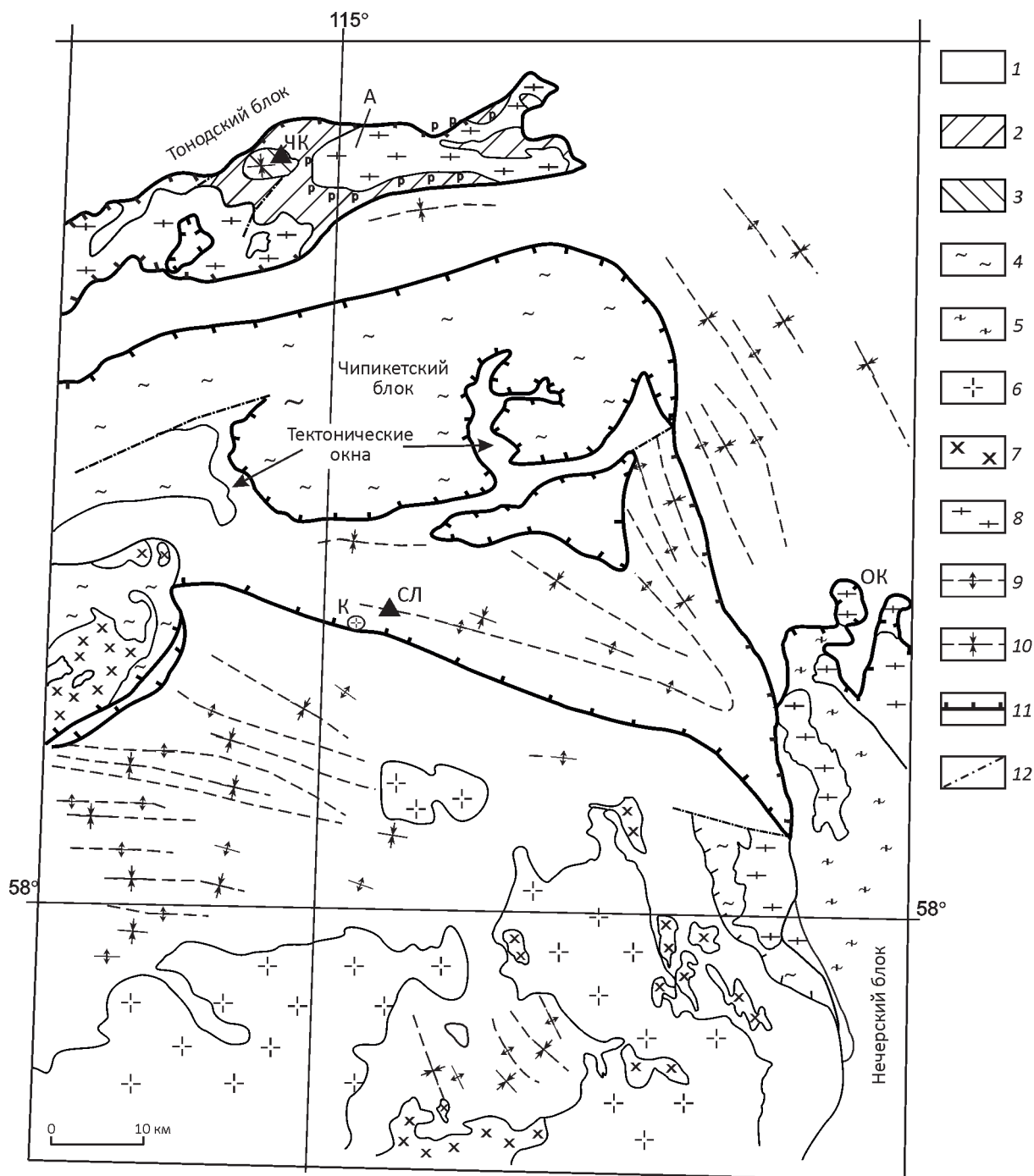


Рис. 4. Схема геологической структуры Байкало-Патомской территории. На основе работы [10]:

1 – флишидная надформация рифея–венда без расчленения; 2–3 – свиты проблематичного возраста: 2 – албазинская, 3 – михайловская; 4 – метаморфические толщи раннего протерозоя–архея (?); 5 – то же с массивами раннепротерозойских гранитоидов; 6–8 – гранитоидные комплексы: конкудеро-мамаканский C_{2-3} , 7 – мамский O–S, 8 – чуйско-нечерский раннего протерозоя; оси: 9 – антиклиналей, 10 – синклиналей; 11 – основание шарьяжей; 12 – крутопадающие разрывы; золоторудные месторождения: СЛ – Сухой Лог, ЧК – Чертово Кoryто; интрузивные массивы: А – Амандракский (р – связанные с ним роговики), ОК – Окаевский, К – Константиновский штот

складчатости с поднятиями блоков, которые, как показано выше, не являются антиклинорными. Вместе с тем складки внешней зоны, дугообразно обрамляющие эти блоки, близки к ним по простиранию, имеют вергентность, направленную от дуги, сопровождаются надвигами в том же направлении [8].

Все отмеченные особенности складчатости в сумме с региональным метаморфизмом рифей-вендских толщ, данными о типе вендского бассейна осадконакопления, подобного преддуговому желобу, позволяет сделать заключение о связи этих структур и явлений с зоной субдукции на краю Северо-Китайской конвективной ячеи, с последующим извлечением метаморфизованных толщ и шарьированием их на край Сибирской платформы.

Процессы и соответствующие структуры, с учетом перечисленных выше фактов, развивались в следующей последовательности.

Субдуцирование рифей-вендских толщ происходило с севера под блок Становика, так как Сибирская ячея была стабилизирована уже в раннем протерозое. Начало субдукции можно датировать концом рифея или вендом, когда в желоб стали поступать обломки вулканитов. То есть субдукция осуществлялась, как обычно, под вулканическую дугу. В зоне субдукции пластические течения идут определенным образом, расплющивая толщ и выжимая их от замка погружающейся синклинали (рис. 5, А). Образующиеся дополнительные метаморфогенные складки имеют две важные особенности. Во-первых, даже при погружении субдукционной синклинали в дополнительных складках наиболее подвижные массы пониженной плотности и вязкости (рудоносные флюиды, углеродистое вещество) устремляются вверх, в сводовые части антиклиналей, а не днище синклиналей, где вещество стремится вниз. Во-вторых, в обоих крыльях субдукционной синклинали вергентность дополнительных складок обращена к ее осевой поверхности в направлении от замка. То есть ориентировка осевых поверхностей дополнительных складок подобна ориентировке веерообразного кливажа, сопровождающего главную складку – субдукционную синклинали. При извлечении субдукционной синклинали из недр (см. рис. 5, Б) и последующем сползании ее на край Сибирской платформы былая вергентность дополнительных складок в толщах нижней части шарьяжа сохраняется, но при повороте толщ становится южной (см. рис. 5, В). В случае сохранности фрагментов верхней части шарьяжа метаморфогенные складки в нем будут иметь северную вергентность, а рудоконтролирующие антиклинали окажутся перевернутыми и похожими на синклинали. К подобной ситуации, вероятно, относится складчатая структура месторождения Чертово Корыто. К этому добавим, что в фундаменте островных дуг и краевых поясов (подобно рис. 5, Б) часто формируются плагиограниты. К таким плагиогранитам может принадле-

жать та часть гранитоидов Амандракского массива, которая вызывает ороговикование пород, относимых к толщам, вмещающим месторождение Чертово Корыто. Их возраст, вероятнее всего, не раннепротерозойский, а моложе.

Нахождение рифей-вендских толщ в зоне субдукции, региональный метаморфизм и начало их извлечения вверх, очевидно, отвечает венду и раннему кембрию. Извлечение происходило южнее Станового блока, а шарьирование – на Становой, Алданский щиты и край Сибирской платформы. Процесс шарьирования, очевидно, растянулся до силура-раннего девона, так как совместно со складчатой деформацией толщ фронта шарьяжа деформировались аналогичным образом кембрий-ордовикские толщ Сибирской платформы, расположенные восточнее Жуинского разлома. Вверху шарьяжа перемещались на север толщ Чуйского, Тондского, Чипикетского, Нечерского блоков. Главный Байкало-Патомский шарьяж осложнен рядом надвигов с амплитудами до десятков километров, например, в Чуйском блоке [8]. Наличие частных надвинутых блоков, неоднозначность трактовки природы «пудинговых конгломератов» в качестве олистостромовых толщ либо иных образований затрудняют точное определение границ фронта Байкало-Патомского шарьяжа.

Развитие шарьяжей, дугообразно огибающих периферию конвективных ячей, – явление закономерное. Это подтверждают примеры поясов Альп, Карпат, Кубы, Урала на периферии крупных ячей соответственно Миланско-Венецианской, Паннонской (Венгерской), Карибской, Западно-Сибирской и Казахстанской [2, 4, 16]. Геодинамика субдуцирования раннепалеозойских комплексов Полярного Урала под его восточную окраину в связи с развитием Западно-Сибирской ячеи, последующее извлечение этих комплексов и шарьирование их на Харбейский блок метаморфических пород, а далее всех вместе на край Восточно-Европейской платформы [3], носит сходные черты с описанной ситуацией Байкало-Патома.

Крупные ячеи, как правило, сопровождаются более мелкими ячеями, например, Казахстанская – Тенгизской, Северо-Китайская – Далайнорской (названия по впадинам в центре ячей). Последней ячее, вероятно, соответствуют ограниченные размеры ширины Байкало-Патомского шарьяжа. Ограничение шарьяжа может быть связано и с тем, что восточнее Жуинского разлома извлеченные из глубины (по модели рис. 5, Б) золотоносные толщ размывались. Результатом этого могли стать продукты кор выветривания, переотложенные к северу близмеридиональными потоками, ныне фиксируемые в карстах нижнекембрийских карбонатных пород на золоторудном месторождении Куранах.

Надвигание шарьяжей приводит к гравитационной неустойчивости. Через определенный промежуток времени неустойчивость реализуется подъемом нагретых глубинных масс с развитием метасоматических «позд-

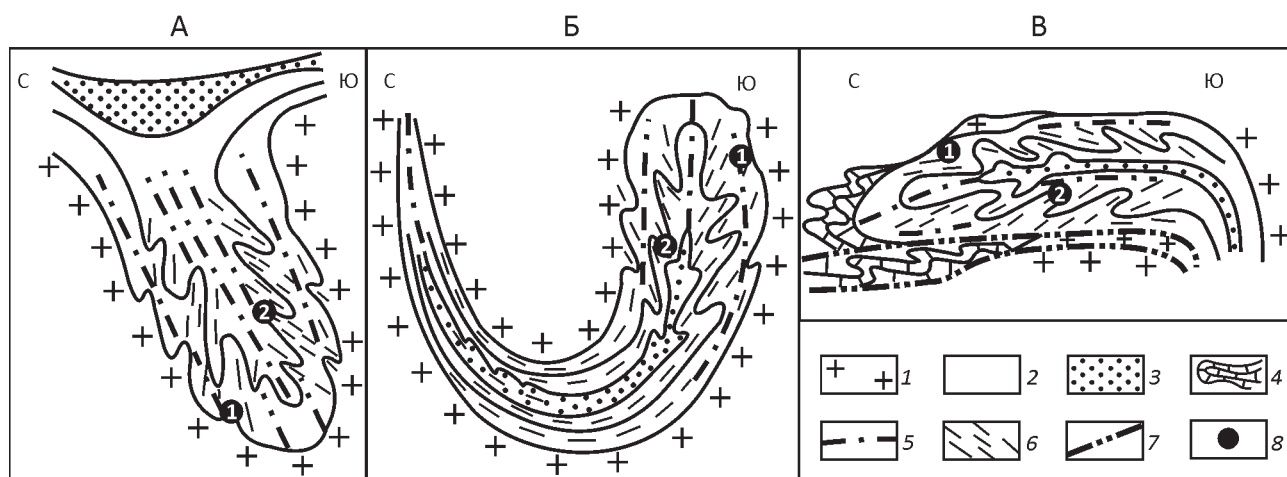


Рис. 5. Геодинамическая схема субдукции, сопровождаемой складчатостью и региональным метаморфизмом золотоносных рифей-вендских толщ, их последующей эдукции и шарьирования на край Сибирской платформы:

А – субдуцирование рифей-вендских толщ, накопленных в преддуговом желобе, сопровождаемое развитием дополнительных складок, кристаллизационной сланцеватости, региональным метаморфизмом (венд); Б – эдукция (извлечение из глубины) субдуцированных толщ (кембрий–силур) – модель формирования фундамента раннего орогена, или краевого пояса; В – шарьирование извлеченных из глубины толщ на край Сибирской платформы (силур–девон); 1–3 – метаморфизованные толщи: 1 – архей-протерозойские, 2 – рифейские, 3 – вендские; 4 – неметаморфизованные кембрий-раннесилурийские толщи Сибирской платформы; 5 – основная кристаллизационная сланцеватость слоистости и осевой поверхности складок зоны субдукции, создающая расслоенность, способствующую тектоническому течению; 6 – кристаллизационная сланцеватость дополнительных метаморфогенных складок; 7 – основание Байкало-Патомского шарьяжа; 8 – месторождения: 1 – Чертово Кoryто, 2 – Сухой Лог

неорогенных» S-гранитов. В фанерозойских поясах (Урал, Кавказ) такой промежуток составляет порядка 80 млн. лет [2]. При меньшем промежутке, например 55 млн. лет, до настоящего дня на Кубе подобные граниты еще не образовались. Однако и без них на кубинском острове Хувентуд (Пинос) золоторудное месторождение Делита в среднеюрской терригенно-сланцевой толще, метаморфизованной около 65 млн. лет тому назад, обладает всеми чертами, свойственными рассмотренному типу месторождений [2]. На Байкало-Патомской территории такие граниты относятся к конкудеро-мамаканскому комплексу граносиенит-гранитовому S_{2-3} , изотопный возраст минералов которого попадает в интервал 340–282 млн. лет [9]. Это согласуется с раннепалеозойским возрастом предшествующего шарьяжа. Граниты комплекса не являются золотоносными, но могут частично регенерировать и омолаживать руды. К таковым могут относиться гранитоиды Константиновского штока вблизи месторождения Сухой Лог.

По материалам статьи можно сделать следующие выводы:

1. Генезис золоторудных с платиноидами месторождений Байкало-Патомского нагорья в терригенно-сланцевых толщах рифей–венда является осадочно-метаморфогенным. Золото в бассейн осадконакопления поступало в потоках на стратиграфиче-

ские уровни псаммит-пелитовых фаций флишеидной надформации при размыве рудоносных расслоенных гипербазит-базитовых массивов. В руды оно преобразовалось при региональном метаморфизме.

2. Генезис руд и тектоническая позиция месторождений определялись сочетанием двух главных геодинамических обстановок: до рифея – трансформной геодинамикой в Монголо-Охотском поясе, а в рифей–палеозое – краевыми эффектами ячеистой конвекции. Трансформная геодинамика способствовала внедрению дорифейских рудоносных расслоенных гипербазит-базитовых массивов как источников экзогенного накопления золота и платиноидов во флише. Конвективная геодинамика обеспечила: а) образование преддугового желоба, в котором накапливался флиш, б) субдуцирование пород флиша на юг в виде сжатой синклинали и их расплющивание, региональный метаморфизм, образование дополнительных метаморфогенных складок, в) метаморфогенное перераспределение седиментогенного золота из областей выжимания в области нагнетания с образованием руд в присводовых частях дополнительных антиклинальных складок и кварцевых жил в трещинах, г) последующее извлечение к югу от Становика из глубины метаморфизованного флиша и его фундамента, слагавших до этого синклиналиобразную зону субдукции, д) шарьирование извлекаемых масс на

Становой, Алданский щиты и край Сибирской платформы (образование Байкало-Патомского шарьяжа). Чуйский, Тонодский, Чипикетской, Нечерский блоки дорифейских гранитоидов и метаморфических толщ слагают пластины верха шарьяжа, а не ядра орогенных поднятий, как принято считать.

3. Отмеченные условия образования руд и рудоносных структур должны учитываться в качестве критериев на прогнозных картах. Для каждого рудоносного стратиграфического уровня следует составлять структурные схемы в изогипсах до определенных глубин. На них должны выделяться призматические части метаморфогенных складок в качестве геолого-структурного критерия при выделении территорий, где целесообразна постановка геологоразведочных работ с целью оценки прогнозных ресурсов. Современная аллохтонная позиция месторождений в Байкало-Патомском шарьяже не дает оснований рассматривать глубинные разломы как рудоконтролирующий фактор. Гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса среднего-позднего карбона также не имеют отношения к накоплению и локализации руд.

4. В перспективную оценку Байкало-Патомской территории на золото в терригенно-сланцевых толщах должны быть включены площади под аллохтонами раннепротерозойских толщ. Это может привести к существенному повышению оценки металлогенического потенциала золота данной территории, если учесть, что в обстановке Витватерсранда на юге Африки золото приобрело практический интерес на глубине до 4,5 км от поверхности.

Автор отдает себе отчет в том, что многие положения статьи продолжают оставаться дискуссионными, особенно те, которые кардинально отличаются от общепринятых взглядов на тектонику Байкало-Патомской территории и на природу зон субдукции, определяемой конвективной геодинамикой. Они «находятся в русле» общего научного подхода, сформулированного французским философом-материалистом Клодом Гельвецием (1715–1771): «Знание некоторых принципов легко возмещает незнание некоторых фактов». Основные положения требуют дальнейшего обсуждения, поскольку, как говорил нобелевский лауреат академик П.Л.Капица: «Наука кончается там, где кончается дискуссия!».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барышев А.Н. Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие. – М.: ЦНИГРИ, 1999.
2. Барышев А.Н. Тектоника, геодинамика и металлогения Полярного Урала // Руды и металлы. 2007. № 1. С. 24–33.
3. Барышев А.Н. Тектоника и металлогения: системный геодинамический и формационный анализ. – М.: Новый хронограф, 2013.
4. Барышев А.Н. Геодинамика Байкало-Патомского нагорья, определяющая генезис и тектоническую позицию докембрийских золоторудных месторождений // Мат-лы 48 (XLVIII) тектонического совещания «Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ», 2–6 февраля. – М., 2016.
5. Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона / В.К.Немеров, А.М.Станевич, Э.А.Развозжаева и др. // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 729–747.
6. Буряк В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. – Владивосток: Дальнаука, 1998.
7. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. – М.: Недра, 1978.
8. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Лист О-49 – Киренск. Объяснительная записка. – С-Пб: ВСЕГЕИ, 2012.
9. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Лист О-50 – Бодайбо. Объяснительная записка. – С-Пб: ВСЕГЕИ, 2007.
10. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Лист О-50 – Бодайбо. – С-Пб: ВСЕГЕИ, 2010.
11. Добрецов Н.Л., Кулаков Ю.И., Литасов Ю.Д. Пути миграции магм и флюидов и составы вулканических пород Камчатки // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 12. С. 1633–1661.
12. Елисеев В.И. О происхождении золотоуранового месторождения Витватерсранд (ЮАР) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 1. С. 66–73.
13. Иванов А.И. Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). – М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014.
14. Изотопная геохимия и геохронология габброидов Волковского массива на Урале / Е.В.Аникина, А.А.Краснобаев, Ю.Л.Ронкин и др. // Геохимия. 2014. № 2. С. 99–123.
15. Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе / В.Л.Русинов, О.В.Русинова, С.Г.Кряжев и др. // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 1. С. 3–46.
16. Пейве А.В. Разломы и тектонические движения // Геотектоника. 1967. № 5. С. 8–23.
17. Перчук Л.Л. Гравитационное перераспределение пород в докембрийской континентальной коре: решение проблемы // Вестник московского университета. Сер. геол. 2004. № 5. С. 26–36.
18. Поведение золота в зоне окисления золотосульфидных месторождений // В.М.Крейтер, В.В.Аристов, И.С.Вольский и др. – М.: Госнаучтехиздат, 1958.
19. Углеродистые породы и золото в них бассейна Витватерсранд, ЮАР – исследование с помощью электронного микроскопа // Э.Л.Школьник, Е.А.Жегалло, Л.И.Герасименко, Ю.В.Шувалова. – М.: Эслан, 2005.
20. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). – М.: Научный мир, 2001.