

МНОГОЭТАПНАЯ ПОКРОВНАЯ ТЕКТОНИКА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА И ЕЕ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Гордиенко И. В., Добрецов Н. Л., Жмодик С. М., Рошкетаяев П. А.

Аннотация

В результате комплексных структурно-геологических и металлогенических исследований, с учетом ранее проведенных работ авторов, начатых в 80-е годы, установлено, что юго-восточная часть Восточного Саяна сформировалась преимущественно в неопротерозое– раннем палеозое в условиях многоэтапной покровной тектоники и тектоно-магматической переработки автохтонных и надвинутых на них аллохтонных океанических (офиолитовых), островодужных и окраинноморских террейнов, а также амальгамации аккреционно-коллизионных и постколлизионных магматических комплексов, возникшими при открытии и последующем закрытии окраинных структур Палеоазиатского океана. В среднем и позднем палеозое продолжались активные внутриплитные вулканоплутонические процессы в условиях разрывных нарушений сдвига-надвигового типа, приведшие к образованию новых покровно-купольных структур и перераспределению рудного вещества (золота и пр.) в крупных месторождениях полезных ископаемых. Окончательно структура Восточного Саяна оформилась в раннем кайнозое в результате отдаленной коллизии Индии и Евразии.

Ключевые слова:

Восточный Саян, покровная тектоника, геодинамика, офиолиты, островные дуги, окраинные моря, надвиги, взбросо-сдвиги, аллохтонные образования, коллизионные зоны, метаморфические купола, внутриплитный магматизм

**МНОГОЭТАПНАЯ ПОКРОВНАЯ ТЕКТОНИКА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
ВОСТОЧНОГО САЯНА И ЕЕ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

И.В. Гордиенко¹, Н.Л. Добрецов^{2,3}, С.М. Жмодик^{3,4}, П.А. Рошечкаев⁵

¹Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

³Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

⁴Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

⁵ООО "Рифей" 670047, Улан-Удэ, ул. Бабушкина, 185

В результате комплексных структурно-геологических и металлогенических исследований, с учетом ранее проведенных работ авторов, начатых в прошлом веке, было установлено, что юго-восточная часть Восточного Саяна сформировалась преимущественно в неопротерозое – раннем палеозое в условиях многоэтапной покровной тектоники и тектоно-магматической переработки автохтонных и надвинутых на них аллохтонных океанических (офиолитовых), островодужных и окраинноморских террейнов, а также амальгамации аккреционно-коллизийных и постколлизийных магматических комплексов, возникших при открытии и последующем закрытии окраинных структур Палеоазиатского океана. В среднем и позднем палеозое продолжались активные внутриплитные вулканоплутонические процессы в условиях разрывных нарушений сдвига-надвигового типа, приведшие к образованию новых покровно-купольных структур и перераспределению рудного вещества (золота и пр.) в крупных месторождениях полезных ископаемых. Окончательно структура юго-восточной части Восточного Саяна оформилась в позднем кайнозое в результате образования гор и извержений вулканов в долине реки Жомболок.

Восточный Саян, покровная тектоника, геодинамика, офиолиты, островные дуги, окраинные моря, надвиги, взбросо-сдвиги, аллохтонные образования, коллизийные зоны, метаморфические купола, внутриплитный магматизм, генезис золоторудных месторождений.

**MULTISTAGE THRUST AND NAPPE TECTONICS ON THE SOUTHEASTERN PART
THE EASTERN SAYAN AND ITS ROLE IN THE FORMATION OF LARGE GOLD DEPOSITS**

I.V. Gordienko, N.L. Dobretsov, S.M. Zhmodik, P.A. Roschektaev

As a result of comprehensive studies of structural geology and metallogeny, using the previous works of coauthors which covers this region, starting in 1980s years it was found that the southeastern part of the Eastern Sayan was formed mainly in the Neoproterozoic-Early Paleozoic in settings of multistage thrust nappe tectonics and tectono-magmatic reworking of autochthonous and overthrusting it allochthonous oceanic (ophiolitic), island arc and ocean margin terranes, as well as amalgamation of accretionary-collisional and postcollisional magmatic complexes that arose during opening and subsequent closure of the Paleasian Ocean marginal structures. In the Middle and Late Paleozoic, generally, active intraplate volcanic and plutonic processes continued in faults environment of thrust/overthrust types, which led to the formation of new dome-shaped nappe structures and redistribution of ore matter (gold, etc.) in large mineral deposits. Final structure of the East Sayan region was formed during late Cenozoic as a result of mountains uplift and volcanic eruptions in the valley of the Zhombolok River.

Eastern Sayan, thrust and nappe tectonics, geodynamics, ophiolites, island arcs, marginal sea, thrust faults, overthrust, allochthonous formations, collisional zones, metamorphic domes, intraplate magmatism, genesis of large gold deposits.

ВВЕДЕНИЕ

Юго-восточная часть Восточно-Саянского региона в геологическом и металлогеническом отношении относится к Окинскому рудному району, охватывающему западную часть Саяно-Забайкальской горной области складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Данная территория всегда привлекала исследователей не только знаменитыми кайнозойскими вулканами (Кропоткина, Перетолчина и др.) и горячими источниками, но и известными еще с царских времен месторождениями графита, нефрита, асбеста, золота. За последние шестьдесят лет на этой территории открыто и разведано ряд новых крупных месторождений золота, бериллия, кварцевого сырья, редких металлов и редкоземельных элементов. В работах по изучению этой территории, начиная с 50-60 годов прошлого столетия до настоящего времени, участвовали и участвуют большие коллективы геологов и геофизиков производственных, научных и коммерческих организаций. В итоге, в результате детальных геолого-разведочных работ, тектонических, петролого-геохимических и геохронологических исследований была разработана новая покровная концепция тектонического развития региона, открыты и разведаны крупные месторождения Зун-Холбинское, Владимирское, Барун-Холбинское, Зун-Оспинское и многочисленные мелкие месторождения рудного золота и других полезных ископаемых [Добрецов, 1985; Добрецов и др., 1985, 1986, 1989; Скляр, Добрецов, 1987; Рошкетаяев и др., 1983, 2004; Федотова, Хаин, 2002; Кузьмичев, 2004; Жмодик и др., 2006; Бахтин, Ялович, 2007; Михайлов и др., 2015; Гордиенко и др., 1969, 2013, 2016].

От лица соавторов Н.Л. Добрецова следует сказать, что данная статья предназначена в специальный выпуск журнала «Геология и геофизика», посвященный 85-летию выдающегося ученого-геолога, петролога и минералога академика Николая Леонтьевича Добрецова, внесшего огромный вклад в мировую геологическую науку, в том числе, в исследования Восточного Саяна. Им впервые было доказано покровно-надвиговое строение этой территории с участием офиолитов [Добрецов, 1985], что позволило по-новому оценить ее весьма значительный рудный потенциал. Н.Л. Добрецов продолжает изучать этот труднодоступный регион. В июле-августе 2020 года он провел полевые исследования в Окинском районе Восточного Саяна и собрал новые материалы по тектонике, магматизму и рудоносности этого уникального объекта, которые, с учетом его прежних фундаментальных работ, помещены в настоящую статью вместе с результатами многолетних исследований его соавторов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Общий план геологического строения исследованного района определяется его положением среди разновозрастных структур восточной части Алтае-Саянской области Центрально-Азиатского складчатого пояса и докембрийских структур Сибирского кратона (рис. 1). Если посмотреть на представленную схему тектоники региона, то можно отметить большое количество террейнов различных генетических типов, в целом создающих впечатление о мозаично-блоковом строении этой территории. Однако, при детальном геокартировании было установлено, что большинство структур созданы сдвигово-надвиговыми деформациями, с последующими блоковыми усложнениями. Для объяснения такого сложного сочетания названных структур, в настоящее время,

привлекаются те или иные варианты покровной тектоники. Следует отметить, что крупные надвиги в Восточном Саяне и Прибайкалье были известны уже давно [Тетяев, 1916, 1927; Львов, 1924; Маслов, Лавров, 1933; Глоба, 1963; Арсентьев, 1967; Хренов, 1971; Павлов, Парфенов, 1973]. Ярким примером служит известный Ангарский надвиг или Ангаро-Селенгинский чешуйчато-веерный надвиг, связанный с надвиганием архейских структур Шарыжалгайского выступа Сибирской платформы на юрские отложения Иркутского амфитеатра [Тетяев, 1937; Данилович, 1941; Хренов, 1969; Мазукабзов, Сизых, 1987; Акулов и др., 2020].

Необходимо отметить, что использование концепции покровной тектоники, характерной для складчатых областей, заставляет геологов заново решать вопросы стратиграфической последовательности формирования осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, которые в условиях аллохтонного залегания, могут быть передвинуты на значительные расстояния (в несколько сотен и более километров) друг от друга и в последующем, в результате горизонтальных надвигов, оказаться в перевернутом положении и в форме крупных лежащих складок. Нам пришлось решать эти вопросы, анализируя историю геологического развития в юго-восточной части Восточного Саяна, где на протяжении многих лет велись и ведутся споры о взаимоотношениях и возрасте неопротерозойских и палеозойских толщ с редкими находками органических остатков позднего докембрия, по которым невозможно решать временную последовательность их накоплений с учетом покровной тектоники.

В формировании складчато-надвиговых и блоковых структур, слагающих юго-восточную часть Восточного Саяна, наблюдается определенная преемственность от развития юго-западной окраины Сибирского кратона, что особенно характерно для ранних стадий его формирования. Здесь выделяются архейские - палеопротерозойские ультраметаморфические образования Гарганской глыбы (автохтона) – возможного отторженца фундамента Сибирской платформы, а также протерозойские осадочно-метаморфические и гранитогнейсовые метаморфические купола, слагающие более мелкие автохтоны в тектонической структуре района (Хара-Тологойская, Шутхулайская, Хонголодойская глыбы).

В мезо-неопротерозое в связи с распадом суперконтинента Родиния по окраине Сибирского кратона и возникшего Палеоазиатского океана (ПАО) образовались островодужные системы с окраинными морями, аккреционными призмами, надсубдукционными офиолитовыми, вулканическими и плутоническими комплексами. В дальнейшем, в результате мощных складчатых деформаций, коллизионного тектонического сучивания, произошло формирование сложных покровов, шарьяжей, метаморфизм и анатексис созданных структур с формированием син- и постколлизионных гранитоидов. В конце неопротерозоя, палеозое и мезозое все образованные ранее структуры были переработаны вначале аккреционно-коллизионными, а затем внутриплитными (плюмовыми) тектоно-магматическими процессами в условиях покровно-сдвиговой тектоники в зоне взаимодействия структур Центрально-Азиатского складчатого пояса и окраины Сибирского континента.

Территория юго-восточной части Восточного Саяна достаточно условно разделена на четыре структурно-формационные зоны (СФЗ) – Гарганскую, Ильчирскую, Окинскую и Хойтоокинскую (Хамсаринскую) (рис.1). Смысл их выделения более понятен, если будет

показано, что в каждой зоне наиболее ярко проявлена одна из стадий покровной тектоники, чему и посвящена настоящая статья.

Рис.1.

Гарганская структурно-формационная зона занимает центральное положение в районе и представляет собой фрагменты крупного Гарган-Бутугольского автохтона (Гарганского микроконтинента) широтного простирания, протягивающийся от р. Онот до р. Сархой включительно. В центре выделяется округлая Гарганская глыба (1) (микроконтинент), сложенная гнейсогранитами и мигматитами позднеархейского (2727 ± 6 млн лет, U-Pb метод) возраста [Анисимова и др., 2009]. В процессе мигматизации и последующего всплывания гранитогнейсы часто преобразованы в полосчатые мигматиты с образованием линейных и куполообразных складок в виде гранито-гнейсовых куполов. Раньше было предположено, что Гарган-Бутугольские докембрийские блоки представляет собой фрагменты Боксон-Хубсугул-Дзабханского микроконтинента [Рошкетаяев и др., 1983; Беличенко, Боос, 1986; Беличенко и др., 1988]. В настоящее время размеры и куполообразная форма Гарганского микроконтинента уточнены гравиметрическими исследованиями [Егоров, Чистяков, 2001]. Также было установлено, что шарьирование офиолитовых масс происходило не в девоне, согласно бытовавшему тогда мнению [Беличенко, Боос, 1986; Беличенко и др., 1988], а в неопротерозое, что зафиксировано в налегающих на покров отложениях боксонской серии раннего палеозоя [Добрецов и др., 1985; Рошкетаяев и др., 2004].

Офиолитовые покровы (аллохтоны) фиксируют крупные надвиговые зоны, которые в основном обрамляют Гарганскую глыбу, практически со всех сторон (рис. 2,3). Выделяются северная, средняя и южная офиолитовые зоны, где сосредоточена основная масса офиолитовых покровов. Северная зона представлена Дунжугурским островодужно-офиолитовым покровом, а средняя и южная зоны сложены тектоническими покровами и клипами океанических серпентинизированных гарцбургитов, дунитов, габбро-пироксенитов, кумулятивных и расслоенных габброидов с переслаивающихся с пластинами ильчирского и боксонского аллохонных комплексов, которые содержат чешуи олистостромы и меланжа и обдущированы на карбонатный чехол Гарганского микроконтинента. Все пластины сходятся в верховьях р.Онот, образуя самостоятельную крупную пластину – Оспинский базит-ультрабазитовый массив. Считается, что некогда это был единый офиолитовый тектонический покров, который затем был деформирован и сформировал лежащую складку, осложненную в результате поднятия фундамента Гарганского микроконтинента [Добрецов, 1985; Беличенко и др., 1988].

Рис. 2.

Рис. 3.

С юга к Гарганской зоне примыкает Ильчирская, а с севера – Окинская структурно-формационные зоны (рис.1). По тектоническому строению Ильчирская и Окинская зоны могут интерпретироваться как бывшие синклиновые структуры (синформы), разделенные фрагментами Гарган-Бутугольского автохтона, включающего кроме Гарганской глыбы, Шутхулайскую (2) и Хара-Тологойскую (3) глыбы, обнажающиеся в

центре овальной структуры (1) или на периферии (2). Границы между этими структурами проводятся по крупным надвигам и сдвигам, фиксируемых цепочками линз и пластин серпентинизированных гипербазитов, которые отождествляются с реликтами тектонических офиолитовых покровов. В качестве структур второго порядка в пределах Ильчирской синформы выделяется Саган-Сайрский парааллохтон, а в пределах Окинской – Боксонский и Сархойский аллохтоны и парааллохтоны овальной формы (рис. 1).

Ильчирская структурно-формационная зона почти целиком состоит из тектонических покровов, сложенных вулканитами, туфотурбидитами и вулканогенно-осадочными сериями островодужного типа барунгольской свиты, а также кремнисто-карбонатными породами горлыкской свиты - аналога боксонской серии и молласоидными отложениями сагансайрского парааллохтона. Северное крыло Ильчирской зоны сложено базит-гипербазитами Улан-Сарьдагской пластины Среднего офиолитового покрова и примыкающими к нему карбонатными и терригенными отложениями горлыкской и сагансайрской свит. Южное крыло в верховьях р. Шумак выполнено отложениями барунгольской и горлыкской свит, представляющими собой паравтохтон, породы которого относятся к субплатформенным шельфовым образованиям Тункинских гольцов и Хамардабанского микроконтинента [Беличенко и др., 1988; Федотова, Хаин, 2002; Буслов и др., 2009]. Эта зона в наибольшей степени сохранила структуру ранней покровной стадии (930-780 Ma).

Окинская структурно-формационная зона в значительной степени также сложена тектоническими покровами, состоящими из флишоидных (карбонатно-терригенных, кремнисто-карбонатно-сланцевых и вулканогенно-терригенных) отложений окинской серии неопротерозоя, включая эдиакарий. Минимальный U-Pb возраст детритовых цирконов из этих отложений составляет 786 ± 9 млн лет [Демонтерова и др., 2015]. Структура Окинской зоны сложная и до настоящего времени до конца не расшифрована. Недавно окинская серия стала рассматриваться как аккреционная призма Сархойской островной дуги [Кузьмичев, Ларионов, 2011; Гордиенко и др., 2016] с набором разнотипных и разновозрастных породных комплексов – от глаукофан-зеленосланцевой толщи (640 ± 20 млн лет, Rb-Sr изохрона) и практически неметаморфизованной терригенной толщи с прослоями черных углеродистых алевролитов, насыщенной силлами диабазов и габбро-диабазов толеитового ряда типа N-MORB с абсолютным возрастом 736 ± 43 млн лет (Sm-Nd метод), т.е. включает интервалы двух стадий: 786-736 Ma и 730-640 Ma. Перечисленные образования прорваны щелочными породами ботогольского комплекса кембро-ордовикского возраста (Rb-Sr возраст 492 ± 11 млн лет, Ar-Ar возраст рибекита - 521 ± 2 [Никифоров, Ярмлюк, 2007], U-Pb возраст ураноторианита - $510 \pm 13 - 519 \pm 10$ млн лет [Zhmodik et al., 2013]), поздне-ордовикским гранитоидным комплексом с Rb-Sr возрастом 460.4 ± 2.5 млн лет [Кузьмичев, 2004] и девонскими субщелочными и щелочными гранитами и сиенитами огнитского комплекса [Гордиенко, 1969]. Венчает разрез красноцветная толща конгломератов, гравелитов и песчаников с прослоями кислых вулканогенных пород девона-карбона [Добрецов и др., 1989; Кузьмичев, Журавлев, 1999; Федотова, Хаин, 2002]. Таким образом, Окинская структура представляется как сложная полихронная покровно-чешуйчатая зона, сформировавшаяся в результате длительной аккреции, а ее надвигание на Гарганскую зону, по-видимому, произошло только в середине палеозоя (поздний девон – ранний карбон).

Хамсаринская структурно-формационная зона является продолжением к востоку более крупной Хамсаринской СФЗ, располагающейся преимущественно на территории Восточной Тывы. От Окинской СФЗ отделена субширотным Окино-Жомболокским глубинным разломом, представляющим левый сдвиг. Зона на 80 % сложена интрузивными породами, среди которых фрагментарно распространены карбонатные породы и различные сланцы, сопоставимые с неопротерозойскими образованиями иркутской (могошинской) свиты. Эта зона в виду труднодоступности до настоящего времени остается слабо изученной. Важной особенностью Хамсаринской СФЗ является широкое развитие среднепалеозойских (девонских) вулканогенных образований илейской толщи, генетически связанной с плутоническими субщелочными и щелочными гранитами и сиенитами огнитского комплекса [Гордиенко, 1969]. Кроме того, в этой зоне широко развиты позднекаледонские островодужные гранитоиды габбро-диорит-гранитоидного интрузивного таннуольского комплекса. ^{39}Ar - ^{40}Ar возраст гранодиоритов Сайлыгского массива, непосредственно вмещающего средне-верхнепалеозойские дайки Коневинского золоторудного месторождения, составляет 454.0 ± 4.1 – 445 ± 4.5 млн лет [Гонегер, Роцектаев, 2012; Zhmodik et al., 2009]. Таким образом, большая часть Окинской зоны III и вся Хамсаринская зона II представляют более поздние аккреционные структуры на окраине Палеоазиатского океана.

Важным элементом геологического строения зон I и II являются гранитоиды, прорывающие метаморфические породы Гарганской глыбы, терригенно-карбонатные отложения иркутской свиты и вулканогенно-осадочные породы ильчирской свиты. Большая часть массивов гранитоидов, с которыми традиционно пространственно связываются золоторудные месторождения и рудопроявления, относятся к неопротерозойскому сумсунурскому комплексу, сформировавшемуся в островодужную стадию развития района. U-Pb возраст сумсунурских тоналитов в Гарганской глыбе составляет 785 ± 11 млн лет. Он близок по возрасту и геохимическим параметрам к сархойским вулканитам – 782 ± 7 млн лет [Кузьмичев, Ларионов, 2011, 2013]. На основании этих данных устанавливается комагматичность сумсунурских гранитоидов с вулканогенными породами сархойской свиты, и в целом они представляют самые ранние островные дуги, возникшие на окраине Палеоазиатского океана.

Распространение различных типов рудных месторождений в юго-восточной части Восточного Саяна четко привязано к выделенным структурно-формационным зонам. Установлено, что они контролируются структурными условиями крупных шарьяжей с последующими полигенными и полихронными магматическими, метаморфическими и гидротермально-метасоматическими процессами в условиях покровной тектоники внутри зон. Главной особенностью Окинского рудного района является наиболее широкое развитие золоторудных месторождений различного генетического типа и масштаба.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ, МАГМАТИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Согласно проведенных исследований Саяно-Байкальского складчатого пояса, в пределах юго-восточной части Восточного Саяна, в неопротерозое выделяются террейны пассивной окраины кратона (Енисейская, Байкало- Патомская), кратонные блоки (АК – Ангаро-Канский, КБ – Канско-Бирюсинский, ПР – Протеросаянский, Ш – Шарыжалгайский) и микроконтиненты (ТМ – Тувино-Монгольский, Г – Гарганский),

океанические террейны (Ильчирский и др.), островодужные террейны (Арзыбейский, Дунжугурский, Шишхидгольский, Сархойский, Шуминско-Кирельский, Приенисейский), турбидитовые террейны (Окинский). Эти террейны формировались длительное время в зоне взаимодействия Сибирского кратона и Палеоазиатского океана (ПАО) [Федотова, Хаин, 2002; Кузьмичев, 2004; Гордиенко, 2006, 2019]. По данным Д.В. Метелкина [2012], эта часть ПАО представляется в виде относительно узкого бассейна между северной и северо-восточной (в древних координатах) окраиной Сибири и юго-западной окраиной Лаврентии, где в значительной степени условно расположены перечисленные островные дуги и связанные с ними бассейны, формировавшиеся в период 850–750 млн лет [Гордиенко, Метелкин, 2016].

Известно, что Палеоазиатский океан образовался в результате распада суперконтинента Родиния и активно развивался в начальный период от 950 до 750 млн лет назад [Федотова, Хаин, 2002; Гордиенко, 2006, 2019; Ярмолюк и др., 2006; Метелкин, 2012]. Период от 1020 до 950 млн лет вызывает большую дискуссию (Добрецов, 2010, 2011; Добрецов, 2020). События моложе 950–930 млн лет неоднократно повторяются в разных районах, а точка в Дунжугурском массиве с возрастом 1020–1037 млн лет остается единственной (Khain et al., 2002; Складчиков и др., 2016). Распад Родинии и раскрытие ПАО в неопротерозое контролировались крупными плюмами [Ярмолюк и др., 2006; Maquyama et al., 2014; Кузьмин, Ярмолюк, 2014]. Эти события отчетливо фиксируются неопротерозойским возрастом океанической коры, островодужных и плюмовых магматических комплексов по всему складчатому обрамлению юга Сибирской платформы. Все переломные этапы в истории развития ПАО четко сопоставляются с активностью мантийных плюмов (Добрецов, 2010, 2011, 2020). При этом пульсы плюмовой активности, традиционно связываемые с распадом палеоконтинентов и открытием океанов, могут быть сопоставлены и с периодами ускорения амальгамации террейнов, т.е. напрямую коррелируются с процессами аккреции, следующей за субдукцией. Современным ярким аналогом сопряженности субдукционного и плюмового магматизма является западно-тихоокеанская окраина, где вся область развития современных островных дуг и окраинных бассейнов, по мнению автора (Добрецов, 2020), фиксирует стадии развития задуговых бассейнов, или пронизана мантийными плюмами [Maquyama et al., 2007].

Согласно выполненным палеогеодинамическим реконструкциям на основе структурно-геологических, палеогеографических, изотопно-геохимических и палеомагнитных данных с использованием работ различных авторов [Федотова, Хаин, 2002; Гордиенко, 2006, 2016, 2019; Кузьмичев, 2004; Жмодик и др., 2006; Метелкин, 2012; Кузьмичев, Ларионов, 2013; Гордиенко, Метелкин, 2016 и др.], в пределах юго-восточной части Восточного Саяна нами условно выделено *четыре этапа* формирования покровно-складчатой структуры, магматизма и рудообразования в неопротерозое и палеозое, общей продолжительностью около 350 млн лет. Временные границы этих этапов приведены со значительной степенью условности из-за отсутствия в достаточном количестве изотопно-геохронологических и палеомагнитных данных (рис.4).

На раннем этапе (920(1020)–820 млн лет) развития произошло заложение крупного океанического бассейна и Дунжугурской энсиматической островной дуги, по-видимому, в супрасубдукционной обстановке [Добрецов и др., 1985; Добрецов, Складчиков, 1987; Складчиков и др., 2016]. Возраст начала магматизма этой дуги по результатам U–Pb

датирования оценивается в 1010 ± 10 , а Pb–Pb – 1020 ± 0.6 млн лет [Khain et al., 2002]. Детритовые цирконы в вулканогенно-осадочном аккреционном комплексе имеют более широкий возрастной диапазон от 1048 ± 12 до 844 ± 8 млн лет с преобладанием значений 950–830 млн лет [Кузьмичев, Ларионов, 2013]. Из-за отсутствия палеомагнитных данных реальное положение этой дуги в пределах древнего океанического бассейна до сих пор неясно. По мнению А.Б. Кузьмичева [2004], названная дуга существовала довольно длительное время в океаническом пространстве (около 200 млн лет), но такие длительные дуги в истории Земли неизвестны или очень редки. Более вероятен интервал порядка 100 млн лет, как показано на рис. 4. В последующем она столкнулась и была обдужирована на Гарганский микроконтинент и прекратила свое существование. В условиях открытого спредингового океанического бассейна в пределах энсиматической Дунжугурской островной дуги образовался полный разрез надсубдукционных офиолитов с бонинит-марианитовой вулканической серией [Добрецов и др., 1985; Скляр, Добрецов, 1987; Беличенко и др., 1988; Скляр и др., 2016].

Рис. 4.

На втором этапе (830–800 млн лет) в результате дальнейшего распада Родинии и деятельности мантийных плюмов [Maruyama et al., 2014] произошла перестройка активной континентальной окраины Сибирского континента и возникшего ПАО. На первоначальном этапе этой стадии (вероятно, 820 млн лет назад) произошло одно из крупных событий в геологической истории этого региона – столкновение и обдукция Дунжугурской островной дуги на Гарганский микроконтинент. В результате названных процессов на значительном удалении от Сибирского континента, в пределах краевого океанического бассейна возникла спрединговая зона и сформировалась зона субдукции, по-видимому, под Гарганский микроконтинент. Это привело к образованию автономной Шишхидгольской энсиматической островной дуги (800 ± 2.6 млн лет, U–Pb-метод по циркону) [Кузьмичев, Ларионов, 2011]. Полученные этим же методом возрасты детритовых цирконов в породах Окинской аккреционной призмы, территориально и генетически связанной с Шишхидгольской дугой, указывают на заложение и активность этой дуги в интервале от 819 ± 17 до 775 ± 8 млн лет назад [Кузьмичев, Ларионов, 2013].

Замечено, что в связи с ослаблением или замедлением процессов субдукции дополнительный перенос тепла осуществляют спрединговые струи и/или мантийные плюмы [Добрецов, 2010, 2020]. Все это привело к образованию вулканических построек в зародившемся Саяно-Джидинском спрединговом бассейне ПАО и формированию рифтогенных базитовых даек, которые проникали в фундамент Гарганского микроконтинента и пронизывали офиолитовые покровы, обогащенные золотом, и тем самым формировали новые рудные тела и месторождения золота. Подобные золотоносные дайки габбро-диабазов с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастом 829.9 ± 7.1 млн лет обнаружены на Барун-Холбинском и Владимирском месторождениях [Роцектаев, Гонегер, 2012]. Таким образом, именно на этом этапе впервые появились признаки действия локального спрединга или мантийного плюма на границе океанического спредингового бассейна и Гарганского микроконтинента.

На третьем этапе (805–770 млн лет) в результате продолжающихся перестроек закрываются краевые спрединговые бассейны и происходит заложение новых зон субдукции, вероятно также падающих под Гарганский микроконтинент. На активной континентальной окраине, включающей древние выступы фундамента Сибирской платформы и Гарганский микроконтинент, заложилась Сархойская островодужная система (805–770 млн лет), которая могла быть и поздней стадией Шишихидгольской дуги [Кузьмичев, Ларионов, 2011] и Окинский задуговой осадочный бассейн. В это время происходит дальнейшее преобразование и размыв офиолитовых покровов на Гарганском микроконтиненте со сносом терригенного материала в задуговой бассейн. Флюиды и расплавы, возникающие при плавлении субдуцирующей океанической плиты, участвуют в формировании вулканических построек выше уровня моря. Они сложены породами известково-щелочной дифференцированной вулканической серии базальт-андезит-риолитового ряда (сархойская свита) с возрастом главной фазы 782 ± 7 млн лет (U–Pb-метод) [Кузьмичев, Ларионов, 2011]. Подводящие каналы (корни излияний) представлены дайками и субвулканическими телами габбро-долеритов, базальтов, микродолеритов, гранофилов. Вулканические и субвулканические постройки, потоки лав, пояса даек, покровные фации туфов, туфотурбидитов и связанных с ними осадочных толщ, участвуют в строении большинства свит и серий района, они часто деформированы последующей складчатостью и покровной тектоникой [Гордиенко и др., 2016; Гордиенко, 2020]. Активное плавление нижней коры приводило к образованию надсубдукционных периферических очагов тоналит-плагиогранитного состава, при внедрении которых образовались интрузивные тела сумсунурского интрузивного комплекса (785 ± 11 млн лет, U–Pb-метод) [Кузьмичев, 2004], а затем и внедрению даек основного состава второго этапа, связанных с плюмовым магматизмом. Они прорывают и совместно с лавами образуют вулканические постройки, кремнистые и черносланцевые горизонты ильчирской свиты, все члены офиолитовой ассоциации, и внедряются в древние породы фундамента Гарганского микроконтинента. На этом этапе формируется основная масса золота на возникших ранее (Барун-Холбинское, Владимирское, Пионерское, Водораздельное и др.) и вновь образованных и преобразованных (Зун-Холбинское, Гранитное, Лево-Самаргинское и др.) месторождениях и рудопроявлениях неопротерозойского возраста.

На четвертом этапе (640–500 млн лет) произошла дальнейшая перестройка активной окраины ПАО, в том числе в результате наиболее активных аккреционных событий в Окинской СФЗ. Субдукционный магматизм не был прекращен, закономерно меняется его специфика от толеитовой к известково-щелочной и субщелочной. При этом можно с уверенностью говорить о совмещении на конвергентной границе ПАО и Сибирского палеоконтинента вулканической активности островодужного и плюмового типов. Среди проявлений плюмового магматизма следует отметить рудоносные карбонатитовые, щелочно-ультрабазитовые и щелочные комплексы с возрастом от 640 до 630 млн лет в юго-восточной части Восточного Саяна [Кузьмин, Ярмолюк, 2014]. На этом этапе произошло окончательное разрушение Сархойской островной дуги, прекращение процессов в зоне субдукции, аккреция ее комплексов и осадков задугового бассейна к ранее сформированным покровам Дунжугурской дуги на Гарганском микроконтиненте. Переход аккреции к коллизии точно не датирован. Ранним этапом коллизии можно считать выведение на поверхность глаукофан-сланцевых комплексов с возрастом (640 ± 20 млн лет) (Добрецов и др., 1989). В этой ослабленной гравитационной нестабильностью зоне

возобновляется деятельность мантийного плюма, который сыграл главную роль в активизации тектоно-магматических процессов в нижнем и верхнем палеозое с массовым внедрением коллизионных позднеордовикских и внутриплитных девонских гранитоидов и щелочных пород, возникновением многочисленных зон гранитизации и ремобилизации фундамента с образованием гранито-гнейсовых куполов в Гарганской глыбе и внедрением гранитов с дискуссионным возрастом 460–470 млн лет [Е. Хаин и др., 1995; Кузьмичев, 2004; Гордиенко и др., 2016].

Новым элементом, отраженным на рис. 3, является выделение еще одной офиолитовой зоны, названной Средняя Улан-Сарьдагская, включающая ультрабазитовый массив Улан-Сарьдаг и все остальные комплексы офиолитов: верхние габбро и комплекс параллельных даек в южном обрамлении оз. Сумсунур: пиллоу-лавы с карбонатно-кремнистыми осадками, содержащими фаунистические остатки венд-кембрийского облика в междуречье Барун-Холба и Зун-Холба, олистолиты в составе кремнисто-карбонатной толщи, представляющие фрагменты комплекса параллельных даек среди пиллоу-лав и металлоносных углеродистых сланцев.

Под действием девонского мантийного плюма (Гордиенко, 2019) происходит метаморфическое преобразование вмещающих пород, внедрение разнообразных магматических пород, даек, образование кварцевых жил и формирование новых месторождений золота (Зун-Оспинское и др.) и других полезных ископаемых, особенно в Ильчирской и Окинской структурно-металлогенических зонах. Этот этап охватывает эдиакарий, кембрий, ордовик и силур и заканчивается только в верхнем палеозое, когда вся территория юго-восточной части Восточного Саяна была охвачена массовыми сдвиговыми деформациями (Буслов и др., 2009; Рябинин и др., 2011) и процессами внутриплитного (плюмового) магматизма с формированием новых золоторудных (Коневинское и др.) и редкометалльно-редкоземельных (Снежное и др.) месторождений стратегического минерального сырья, а также месторождений нефрита. Окончательно структура Восточного Саяна оформилась в раннем кайнозое в результате отдаленной коллизии Индии и Евразии, но это тема для отдельного исследования.

В пределах изученного района по спутниковым данным с использованием методов GPS, радарной съемки, альтиметрии и детальных карт гравитационного поля, обнаружен целый ряд округлых в плане конусовидных, блюдцеобразных и куполообразных структур, необычных для покровной тектоники региона. Часть из них отражена на рис. 3 преимущественно внутри Гарганской глыбы и ее обрамления и используется в геолого-поисковых работах (Рошкетаяев, Гонегер, 2012), но в значительной мере это задача ближайшего будущего. Из рис. 2 и 3 видно, что в Восточном Саяне сочетается покровная и блоково-купольная структуры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В результате комплексных структурно-геологических и металлогенических исследований, с учетом ранее проведенных работ, установлено, что юго-восточная часть Восточного Саяна сформировалась преимущественно в неопротерозое–раннем палеозое в условиях тектоно-магматической переработки автохтонных и надвинутых на них аллохтонных океанических (офиолитовых) покровов с островодужными, аккреционно-коллизионными и плюмовыми магматическими комплексами, возникшими при открытии и последующем закрытии окраинных структур Палеоазиатского океана.

2. В пределах юго-восточной части Восточного Саяна выделено четыре этапа (от 950 до 460 млн лет) формирования покровно-складчатой структуры, магматизма и рудообразования в неопротерозое и палеозое, общей продолжительностью более 500 млн лет. Показано, что именно субдукция и трансформация слэбов в пределах реконструированных активных окраин стала причиной вспышки плюмового магматизма на рубежах 830, 805 и 640 млн лет. Следует отметить, что такие же процессы обнаруживаются на западно-тихоокеанской окраине.

3. Детальное изучение структуры и вещественного состава разведанных в последнее время месторождений и проявлений рудного золота в Гарганской (Барун-Холбинское, Владимирское, Зун-Холбинское, Пионерское, Зун-Оспинское, Водораздельное, Хорингольское, Аршанское и др.), Ильчирской (Лево-Самартинское, Таинское, Ольгинское, Саган-Сайрское и др.) и Хамсаринской (Коневинское) структурно-формационных зонах позволило обосновать генетическую и парагенетическую связь рудообразования с активной вулканической деятельностью в неопротерозое, нижнем и верхнем палеозое, пересмотреть существовавшие ранее представления об исключительной связи золотого оруденения с гранитными интрузиями и выделить несколько дополнительных этапов формирования, связанных с островодужным и плюмовым магматизмом. Тем самым проследить и доказать длительную эволюцию золотого оруденения от неопротерозоя до среднего и верхнего палеозоя и высоко оценить масштабы и перспективы освоения месторождений юго-восточной части Восточного Саяна.

Благодарности. Авторы благодарят Е.В.Склярова и А. Г. Миронова за многолетнее сотрудничество, М. М. Буслова за полезные замечания в отзыве рецензента. Исследования выполнены в рамках государственных заданий ГИН, ИНГГ и ИГМ СО РАН при финансировании Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

ЛИТЕРАТУРА

Акулов Н.И., Мельников А.И., Акулова В.В., Рубцова М.Н., Штельмах С.И. Ангаро-Селенгинский чешуйчато-веерный надвиг // Геология и геофизика, 2020, т. 61, № 1, с. 3-18.

Анисимова И.В., Левицкий И.В., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Ефимов С.В., Великославинский С.Д., Бараш И.Г., Федосеенко А.М. Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований // Материалы IV Российской конференции по изотопной геохимии «Изотопные системы и время геологических процессов». СПб., ИГГД РАН, 2009, т. 1, с. 34-35.

Арсентьев В.П. Останцы тектонических покровов в Тункинских Альпах (Восточный Саян) // Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 3, с. 655-657.

Бахтин В.И., Ялович Г.А. Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы Республики Бурятия до 2020 г. // Разведка и охрана недр, 2007, № 12, с. 6-15.

Беличенко В. Г., Бутов Ю.П., Боос Р.Г., Вратковская С.В., Добрецов Н.Л., Долматов В.А., Жмодик С.М., Конников Э.Г., Кузьмин М.И., Медведев В.Н., Меланина Н.М., Миронов А.Г., Немировская Н.А., Огурцов А.М., Постников А.А., Роцектаев П.А., Скляров Е.В., Филимонов А.В., Шафеев А.А. Геология и метаморфизм Восточного Саяна. Новосибирск, Наука, 1988, 192 с.

Беличенко В.Г., Боос Р.Г. Метаморфическая серия Тункинских гольцов (Восточный Саян) // Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири. М., Наука, 1986, с. 5-21.

Буслов М.М., Рябинин С.Б., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Проявления позднекарбонového и раннепермского этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны) // Докл. РАН, 2009, т. 428, № 4, с. 496-499.

Глоба В.А. Основные черты геологии и золотоносности одного из районов Восточного Саяна // Материалы по геологии рудных месторождений Прибайкалья. Иркутск, Вост.-Сиб. геол. институт СО АН СССР, 1963, с. 101-129.

Гордиенко И.В. Девонская вулcano-плутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1969, 116 с.

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозойд складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 1, с. 53–70.

Гордиенко И.В. Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Геодинамика и тектонофизика, 2019, т.10, № 2, с.

Гордиенко И.В. Ресурсы стратегического минерального сырья Республики Бурятия: состояние и перспективы развития // Науки о Земле и недропользование, 2020, т. 43, № 1, с. 8–35.

Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Орсов Д.А. Геодинамические обстановки и металлогения Саяно-Байкальской горной области // Отечественная геология, 2013, № 3, с. 7-15.

Гордиенко И.В., Метелкин Д.В. Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и раннепалеозойской активных окраинах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 2016, т. 3, №1, с. 91-108.

Гордиенко И.В., Рошкетаяев П.А., Гороховский Д.В. Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения // Геология рудных месторождений, 2016, №5, с. 405-429.

Данилович В.Н. Тектоника юго-восточной окраины Прибайкальской юры. Труды Восточно-Сибирского геологического управления. Иркутск, ОГИЗ, 1941, вып. 29, 87 с.

Добрецов Н.Л. О покровной тектонике Восточного Саяна // Геотектоника, 1985, № 1, с. 46-49.

Добрецов Н.Л. Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 12, с. 1957—1973.

Добрецов Н. Л., Конников Э. Г., Медведев В. Н., Скляр Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск, Наука, 1985, с. 34–57.

Добрецов Н. Л. Взаимодействие тектоники плит и тектоники плюмов: вероятные модели и типичные примеры // Геология и геофизика, 2020. т. 61, №5-6, с. 617-647

Добрецов Н. Л., Беличенко В. Г., Боос Р.Г., Меланина Н.М., Медведев В.Н., Скляр Е.В., Шафеев А.А. Метаморфические комплексы юго-восточной части Восточного Саяна (рифей, венд и палеозой) // Эндогенные процессы и оруденение в Забайкалье. Улан-Удэ, БФ СО АН, 1986, с. 84-97.

Добрецов Н.Л., Беличенко В.Г., Боос Р.Г., Бутов Ю.П., Гордиенко И.В., Жмодик С.М., Игнатович В.И., Константинова К.К., Коткин В.В., Куликов Ю.И., Лючкин В.А., Митюхин Е.Н., Немчинов В.Г., Осокин П.В., Постников А.А., Рассказов С.В., Рошкетаяев П.А., Сизых Н.В., Скляр Е.В., Скопинцев В.Г., Шуляк Г.Б. Геология и рудоносность Восточного Саяна / Отв. ред. Н.Л. Добрецов, В.И. Игнатович. Новосибирск, Наука, 1989, 127 с.

Егоров А.С., Чистяков Д.Н. Глубинное строение типоморфных структур литосферы по данным геолого-геофизических исследований вдоль геотраверсов России // Разведка и охрана недр, 2001, № 1, с. 2-10.

Жмодик С.М., Постников А.А., Буслов М.М., Миронов А.Г. Геодинамика Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизийного пояса в неопротерозое-раннем палеозое, закономерности формирования и локализации благороднометалльного руденения // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 1, с. 183-197.

Кузьмин М.И., Ярмолук В.В. Мантийные плюмы северо-восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика, 2014, т. 55, № 2, с. 153—184.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., Пробел-2000, 2004.

Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский (770-800 млн лет) вулканический пояс андийского типа // Геология и геофизика, 2011, т. 52, №7, с. 875-895.

Мазукабзов А.М., Сизых В.И. О покровно-чешуйчатом строении Западного Прибайкалья // Геология и геофизика, 1987, № 3, с. 87-90.

Мазукабзов А.М., Федоров А.М., Непомнящих А.И. Структура месторождения суперкварцитов Бурал-Сардык (Восточный Саян) // Геодинамика и тектонофизика, 2020, т. 11, № 2, с. 244-261.

Маслов В., Лавров М. Материалы по геологии истока реки Ангары // Труды Всесоюзного геолого-разведочного объединения, М., Изд-во НКТП, 1933, вып. 298, 44 с.

Метелкин Д.В. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным / Ред. В.А. Верниковский. Новосибирск, Ин-т нефтегаз. геол. и геофиз., СО РАН, 2012, 460 с.

Михайлов Б.К., Иванов А.И., Вартанян С.С., Беневольский Б.И. Проблемы минерально-сырьевой базы золота России // Руды и металлы, 2015, №1, с. 93-99.

Львов А.В. О геологических исследованиях Тункинских и Китойских Альпах // Советская Азия, М., Изд-во АН СССР, 1930, № 3-6, с. 23—48.

Никифоров А. В., Ярмолюк В.В. Раннепалеозойский возраст формирования и геодинамическое положение Ботокольского и Хушагольского массивов щелочных пород Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2007, т. 412, №1, с. 81-86.

Павлов Ю.А., Парфенов Л.М. Глубинное строение Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограниченных Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1973, 112 с.

Роцектаев П.А., Катюха Ю.П., Рогачев А.М. Основные черты стратиграфии юго-восточной части Восточного Саяна // Стратиграфия позднего докембрия и раннего-палеозоя. Юго-западное обрамление Сибирской платформы. Новосибирск, Изд-во Института геологии и геофизики СО АН СССР, 1983, с. 19-43.

Роцектаев П.А., Миронов А.Г., Дорошкевич Г.И., Бахтина О.Т., Минин В.В., Мауришнин Е.С., Ананин В.А., Жмодик С.М., Куликов А.А., Осопкин А.П., Шелковников М.Ф., Зеленый Э.Н., Явирская Т.Ф., Моргунов Ю.А., Кирсанова Н.И., Афанасьев В.М., Хлыбов В.П., Верник В.Л., Сырицын А.А., Филатов А.Г., Орлов И.Б., Маньков В.М. Золото Бурятии. Кн.1. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН. Из-ние 2-е, 2004, 515 с.

Роцектаев П.А. Гонегер А.В. Неопротерозойский вулканизм юго-восточной части Восточного Саяна и связь с ним золотого оруденения // Матер. III Всеросс. научно-практ. конференции, посвящ. 20-летию кафедры геологии Бурятского госуниверситета «Минералогия Северо-Восточной Азии». Улан-Удэ, ИД «Экос», 2012, с. 136-140.

Склярков Е.В., Добрецов Н.Л. Метаморфизм древних офиолитов Восточного и Западного Саяна // Геология и геофизика, 1987, № 2, с. 3-14.

Склярков Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Кузьмичев А.Б., Лавренчук А.В., Переляев В.И., Щипанский А.А. Бониниты и офиолиты: проблемы их соотношения и петрогенезиса бонинитов // Геология и геофизика, 2016, т. 57, № 1, с. 163–180.

Тетяев М.М. К геологии Западного Прибайкалья // Материалы по общей и прикладной геологии. М., Геолкомитет, 1916, вып. 2, 56 с.

Тетяев М.М. Явления шарьяжа в Восточном Саяне // Вестн. Геол. комитета, 1927, № 10, с. 3-15.

Тетяев М.М. Сибирская экскурсия: Восточная Сибирь. Геологический разрез по р. Ангара между Иркутом и Байкалом // Труды XVII Междунар. геол. конгресса М., 1937, 103 с.

Федоров А.М., Макрыгина В.А. Влияние покровной тектоники на формирование тел высококислых кварцитов Восточного Саяна // Материалы совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 9». Иркутск, Институт Земной коры СО РАН, 2011, с. 225-226.

Федотова А.А., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М., Научный мир, 2002.

Хаин Е.В., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Каледонский этап ремобилизации докембрийского фундамента Гарганской глыбы, Восточный Саян (изотопно-геохронологические данные) // Докл. РАН. 1995, т. 342, № 6, с. 776-780.

Хренов П.М. Скрытые зоны глубинных разломов складчатых областей и платформ (на примере юга Восточной Сибири) // Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение, М., Наука, 1971, с. 5-38.

Хренов П.М. Ангарский аркогенный надвиг // Геология Прибайкалья (путеводитель геологической экскурсии XII сессии Международной ассоциации по изучению глубинных зон земной коры). Иркутск, 1969, с. 78-85.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2006, т. 410, № 5, с. 657-662.

Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. 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.

Maruyama Sh., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and postperovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core –mantle boundary // Gondwana Research, 2007, v. 11, № 1-2, p. 7-37.

Maruyama Sh., Sawaki Y., Ebisuzaki T., Ikoma M., Omori S., Komabayashi T. Initiation of leaking Earth: An ultimate trigger of the Cambrian explosion // Gondwana Research, 2014, v. 25, № 3, p. 910–944.

Zhmodik S.M., Mironov A.G., Damdinov B.B., Travin A.V., Zhmodik A.S., Borisenko A.S. Eastern Sayan porphyry gold systems // In: Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny. Abstracts of the International Symposium. Novosibirsk: Sibprint, 2009, p. 422-425.

Zhmodik S.M., Mironov A.G., Karmanov N.S., Ponomarchuk V.A., Belyanin D.K., Kirichenko I.S., Zhmodik A.S. Carbon-13 and Uranothorianite age dating in the Botogol Alkaline Massif Graphites (Eastern Sayan, Russia) // In: Goldschmidt Conference Abstracts, 2013, p.2608.

Рис.1. Схема покровно-блоковой тектоники юго-восточной части Восточного Саяна [Гордиенко и др., 2016] с изменениями и дополнениями.

Структурно-формационные зоны: I – Гарганская, II – Ильчирская, III – Окинская, IV – Хамсаринская. Условные обозначения: 1 - четвертичные отложения (Q); 2 - неоген-четвертичные базальты (β NQ); 3 - мезозойские осадочные образования наринольской свиты (J_1nr); 4 - конгломерато-песчаниковая сагансайрская свита (D_2-C_1ss); 5 - кислые вулканогенные образования илейской толщи (PZ_2il). Аллохтонные образования – 6-10: 6 - терригенно-карбонатно-доломитовые породы боксонского покрова (PZ_1bk); 7 - нерасчлененная осадочная серия окинского покрова (NPR- PZ_1ok); 8 - осадочно-вулканогенная толща сархойского покрова (NPRsr); 9 - кремнисто-терригенно-вулканогенные породы ильчирского покрова (NPRil); 10 - терригенно-кварцито-карбонатные отложения иркутного покрова (NPRir). Автохтонные образования 11-14: 11 - метаморфиты Шутхулайской (PR_1st) и Хара-Тологойской (PR_1st) глыб; 12 - осадочно-метаморфические породы хангарульской серии (PR_1hn); 13 - метаморфиты китойкинской серии (PR_1kt); 14 - ультраметаморфиты Гарганского автохтона-микроконтинента (NARg); 15 - гранитоиды мункусардыкского комплекса (γPZ_3ms); 16 - гранитоиды огнитского комплекса ($\gamma \epsilon PZ_2o$); 17-18 - гранитоиды таннуольского комплекса: 17 - тоналиты, плагиограниты (γPZ_1t_2); 18 - габбро, диориты, кварцевые диориты (δPZ_1t_1); 19 - габбро-тоналит-плагиогранитная серия сумсунурского комплекса ($\gamma \delta NPRsn$); 20 - габброиды офиолитового комплекса боксонского покрова ($\nu NPRbk$); 21 - ультрабазиты и серпентинитовый меланж офиолитового комплекса ильчирского покрова ($\sigma NPR-PZ_1il$); 22 - гранитоиды саянского комплекса ($\gamma NPRs$); 23 - гранитоиды китойского комплекса (γPR_1k); 24 - зона Главного Саянского разлома; 25 - разрывные нарушения (надвиги, сдвиги, взбросо-сдвиги), ограничивающие покровы и отдельные блоки автохтонов; 26 - границы структурно-формационных зон; 27 - район детальных полевых исследований 2020 года (см. рис.3). Глыбы (автохтоны): 1 – Гарганская, 2 - Шутхулайская, 3 - Хара-Тологойская. Белый контур – позиция рис.3.

Рис. 2. Покровно-складчатое строение северо-западного обрамления Гарганского микроконтинента [Добрецов и др., 1985] с некоторыми изменениями.

1 – гнейсограниты фундамента Гарганского микроконтинента; 2 – кремнисто-карбонатные породы чехла Гарганского микроконтинента (иркутская свита); 3 – терригенно-карбонатно-доломитовые породы боксонского покрова. Породы Дунжугурского островодужно-офиолитового покрова 4-8: 4 – метабазальты и метаандезибазальты; 5 – сланцы; 6 – габбро и пироксениты офиолитового комплекса; 7 – серпентинизированные перидотиты и меланж офиолитового комплекса; 8 – меланжево-олистоостромовый комплекс; 9 – надвиги (а) и прочие разломы (б).

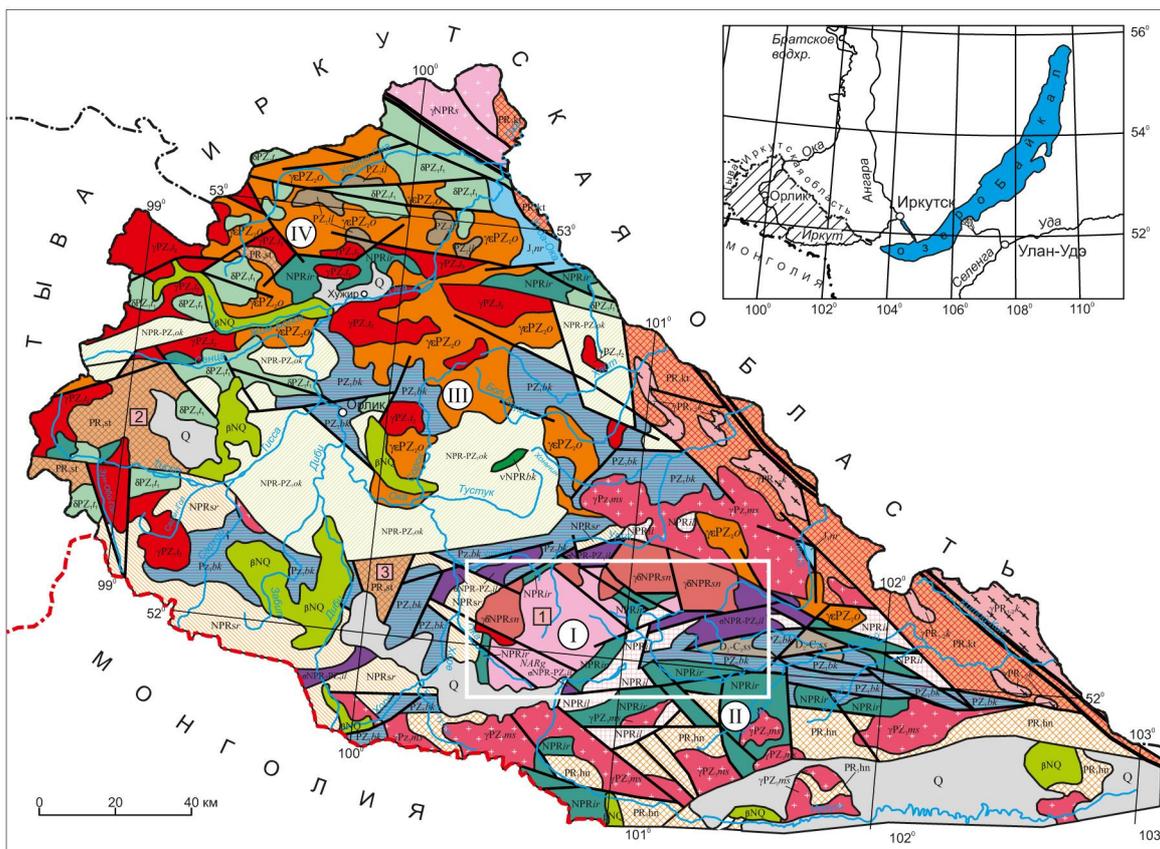
Рис. 3. Схема покровно-складчатого строения Гарганского автохтона (микроконтинента) и его аллохтонного обрамления. Составлена с использованием геолого-съёмочных и разведочных работ.

1 – четвертичные отложения (Q); 2 – лавы неогеновых базальтов (β N); 3 – покров сагансайрской терригенно-конгломератово-песчаниковой толщи (D_2-C_1ss); 4 – покров боксонской терригенно-карбонатно-доломитовой серии (PZ_1bk); 5 – покров барунгольской вулканогенно-терригенной толщи (PZ_1br); 6 – покров иркутной терригенно-кварцито-

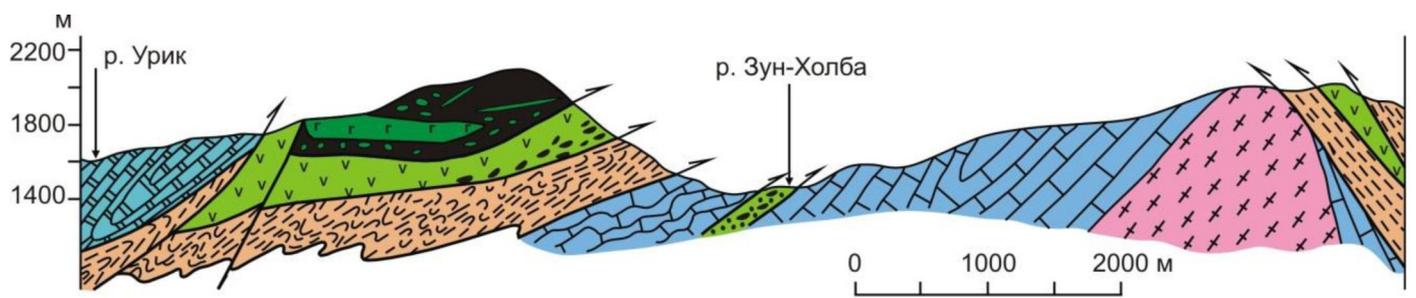
карбонатной толщи (NPRir); 7 – ультраметаморфиты Гарганского автохтона-микроконтинента (NARg). Покровы офиолитов – 8-11: 8 – покров ильчирской метабазальт-черносланцевой толщи (NPRil), 9 – покров габброидов (ν NPRbk), 10 – покров ультрабазитов ильчирского комплекса (σ NPRil), 11 – серпентинитовый меланж (σ PZ1m). Интрузивные образования 12-13: 12 – гранит-граносиенитовый сархойский комплекс (PZ1sr), 13 – плагиогранит-гранодиоритовый сумсунурский комплекс: а – граниты, б – диориты, габбро-диориты ($\gamma\delta$ NPRsn); 14 – разрывные нарушения: а – надвиги, сдвиги; б – границы тектонических покровов, 15 – контуры куполов. Зоны офиолитовых покровов: I – Северная Дунжугурская, II – Южная Ильчирская, III – Средняя Улан-Сарьдагская.

Рис. 4. Палеогеодинамическая эволюция неопротерозойских островных дуг и мантийных плюмов юго-восточной части Восточного Саяна [Гордиенко и др., 2016]. А – карта (позиция на рис.1); б – разрезы.

1 – Гарганский микроконтинент (ГМ); 2 – островные дуги; 3 – преддуговые аккреционные призмы (а), осадки задугового бассейна (б); 4 – аккреционные комплексы островных дуг с фрагментами офиолитов, обдуцированных на Гарганский микроконтинент; 5 – спрединг-зона междуугового океанического бассейна; 6 – зоны субдукции; 7 – разрыв зон субдукции над мантийным плюмом с образованием слэб-виндоу; 8 – мантийный плюм; 9 – потоки расплавов и флюидов; 10 – направления движения плит и зон субдукции.



- | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---------------------|----|--------------------|----|------------------|----|-----------------------------------|----|--------------------|----|--------------------|----|------------------------|----|--------|----|--------|----|--------|----|------------------|----|------------------|----|------------------|----|-----|----|
| Q | 1 | пНО | 2 | Тур | 3 | D ₁ -C ₃ ss | 4 | PZ ₁ II | 5 | PZ ₁ bh | 6 | NPR-PZ ₁ ok | 7 | NPRsr | 8 | NPRII | 9 | NPRsr | 10 | PR _{st} | 11 | PR _{st} | 12 | PR _{st} | 13 | ARG | 14 |
| пPZ ₁ ms | 15 | пPZ ₁ o | 16 | пPZ ₁ | 17 | пPZ ₁ i | 18 | пNPRsr | 19 | пNPRsr | 20 | пNPRsr | 21 | пNPRsr | 22 | пNPRsr | 23 | пNPRsr | 24 | пNPRsr | 25 | пNPRsr | 26 | пNPRsr | 27 | | |



-  1
-  2
-  3
-  4
-  5
-  6
-  7
-  8
-  9

