

УДК 551.72;551.24.056

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ ПРИЕНИСЕЙСКОЙ ПАЛЕОСУБДУКЦИОННОЙ ЗОНЫ В НЕОПРОТЕРОЗОЕ (ЗАПАДНАЯ ОКРАИНА СИБИРСКОГО КРАТОНА), РОССИЯ

© 2020 г. П. С. Козлов^{1, *}, Ю. Ф. Филиппов², И. И. Лиханов³, А. Д. Ножкин³

¹Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН,
ул. Академика Вонсовского д. 15, 620016, Екатеринбург, Россия

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

³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
пр. Академика Коптюга, д. 3/1, 630090, Новосибирск, Россия

*e-mail: kozlov@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 30.06.2019 г.

После доработки 16.09.2019 г.

Принята к публикации 24.09.2019 г.

На основании результатов геологических, геолого-петрологических, геохронологических исследований докембрийских комплексов Енисейского кряжа и комплексных геофизических данных предложена модель коллизионно-аккреционных событий в неопротерозое на западной периферии Сибирского кратона. Приведены минералого-петрологические свидетельства существования палеосубдукции, представленные в меланже шовной зоны реликтами глаукофан-содержащих высокобарических парагенезисов в метабазах (630–620 млн лет), и метаморфизованными островодужными и офиолитовыми комплексами Исаковского и Предивинского аллохтонов (700–600 млн лет) Саяно-Енисейского аккреционного пояса. Разработана геодинамическая модель эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны в интервалах 740–700, 640–600, 580–540 млн лет, в течение которых в результате коллизии Касско-Туруханского микроконтинента с Сибирским кратоном была сформирована сутурная зона. Погруженные фрагменты сутуры частично обнажены в правобережной части р. Енисей. По полученным геофизическим данным прослеживается основная часть деформированной и метаморфизованной океанической коры, погребенной под эдиакарскими и фанерозойскими комплексами осадочного чехла, которые составляют Предъенисейский осадочный бассейн в восточной части Касско-Туруханского микроконтинента. История геологического развития региона в позднем мезо-неопротерозое коррелирует с синхронными эндогенными событиями на арктической палеоокраине палеоконтинентов Нуна и Родиния, что подтверждает территориальную близость Сибири и кратонов северной Атлантики (Лаврентия и Балтика).

Ключевые слова: докембрийские комплексы, геодинамическая модель, сутурная зона, тектонический меланж, Приенисейская палеосубдукционная зона, Касско-Туруханский микроконтинент, Енисейский кряж, Палеоазиатский океан, Сибирский кратон

DOI: 10.31857/S0016853X20010063

ВВЕДЕНИЕ

Зона сочленения докембрийских комплексов фундамента Западно-Сибирской плиты с Енисейским кряжем издавна привлекает к себе внимание геологов и геофизиков в качестве полигона для расшифровки природы и палеогеодинамической эволюции Енисейского тектонического пояса на западной границе Сибирского кратона и Палеоазиатского океана в неопротерозое [18, 22, 28, 30]. Особый интерес представляет зона контрастных линейных положительных магнитных аномалий шириной около 40 км, которая протягивается субпараллельно западному краю Сибир-

ской платформы на сотни км вдоль р. Енисей. Зона приурочена к западному флангу Саяно-Енисейского аккреционного пояса и его северному продолжению — Енисейскому тектоническому поясу (звену) и традиционно рассматривается [4, 14, 17, 18, 26, 28, 36, 40] в качестве коллизионно-аккреционной системы на окраине Сибирской платформы (рис. 1).

Предъенисейская палеосубдукционная зона является фрагментом сложно построенной глобальной тектонической структуры на западной окраине Сибирского кратона, пространственно выраженном неопротерозойскими тектонически

скупенными и метаморфизованными островодужными и офиолитовыми комплексами Исаковского и Предивинского террейнов, которые по своей геодинамической природе составляют единый палеоокеанический сектор западной части Енисейского кряжа. В исследуемую зону также включены близкие по генезису образования, картируемые по геолого-геофизическим данным западнее Енисейского кряжа, и которые погребены под эдиакарскими и фанерозойскими осадочными комплексами в составе фундамента Западно-Сибирской платформы. Данные образования в форме субвертикального пластообразного тела представляют собой сутуру и прослеживаются по геофизическим данным на глубину до 30 км.

Приенисейская палеосубдукционная зона протягивается на сотни километров далее к северу от Енисейского кряжа, погружаясь в левобережной части р. Енисей под мезозойские осадочные толщи Западно-Сибирской плиты. Наличие погруженных фрагментов коллизионно-аккреционной системы (сутуры) и особенности строения ее обнаженной на дневной поверхности части указывает на характер неопротерозойских тектонических процессов на западном фланге Сибирского кратона.

По геофизическим [24] и геологическими данным, а также по реконструкциям погребенных базитовых вулканических поясов островодужного типа и присутствующих в разрезах правобережья р. Енисей разновозрастных метавулканогенных и метабазит–ультрабазитовых комплексов рифея Енисейский тектонический пояс к западу от р. Енисей интерпретировался как неопротерозойская зона субдукции (зона Беньюфа) на границе Западно-Сибирской плиты и Сибирского кратона [6, 14, 20].

Данное положение согласуется с геофизическими данными о глубинном строении зоны сочленения структур фундамента Западно-Сибирской плиты и Енисейского кряжа [23, 24]. Тем не менее, природа линейной зоны геофизических аномалий, ее границы и конфигурация, время формирования до настоящего времени остаются во многом дискуссионными, поскольку доэдиакарские складчатые метаморфизованные комплексы Приенисейской палеосубдукционной зоны в области аномалии перекрыты мощным чехлом осадочных пород эдиакария и фанерозоя и остаются неисследованными.

В последние годы мы получили новые геолого-петрологические и геохронологические результаты исследований по западной, геологически наиболее сложной территории Енисейского кряжа, которые позволили уточнить представления о конвергентной границе Палеоазиатский океан–Сибирский палеоконтинент, характере тектоно-метаморфических событий в интервале 1.2–

0.6 млрд лет, характеризующиеся последовательным проявлением метаморфитов андалузит–силлиманитового и кианит–силлиманитового типов до высокобарических тектонитов в шовной зоне [17]. Петролого-минералогическим индикатором подтверждения субдукционной природы границы стало обнаружение в сутуре метабазитовых тектонитов с реликтами глаукофансодержащих парагenezисов высоких давлений [40].

По результатам масштабных геолого-геофизических работ, проведенных в последние два десятилетия ИНГГ СО РАН (г. Новосибирск) в юго-восточной части Западно-Сибирской платформы, обосновано существование Предъенисейского поздненеопротерозой–палеозойского осадочного бассейна, сформированного на жестком блоке земной коры – Касско-Туруханском микроконтиненте, причлененного к Енисейскому кряжу на рубеже криогения и эдиакария [13, 26, 27]. По результатам исследований ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) вулcano-плутонического комплекса, вскрытого скважинами на Тыньярской площади (восток Ханты-Мансийского автономного округа), выявлено наличие в доюрском фундаменте на востоке Западно-Сибирской плиты древнего сиалического блока земной коры. Было показано, что часть цирконов, выделенных из гранитоидов раннепермского возраста имеет древний возраст – 2050 млн лет, что свидетельствует о существовании палеопротерозойского сиалического фундамента, который представлял собой окраину Сибирской платформы. Это подтверждают данные параметрического бурения и сравнительный анализ сейсмической волновой картины, которые доказывают, что на протяжении эдиакария и кембрия накопление осадочных толщ в пределах Касско-Туруханского микроконтинента (Предъенисейский осадочный бассейн) проходило синхронно в Приенисейской части Сибирского кратона [26].

В настоящей статье предлагается разработанная нами геодинамическая модель коллизионно-аккреционных событий в неопротерозое на западной окраине Сибирского кратона (временные интервалы 740–700, 640–600, 580–540 млн лет). Наша геодинамическая модель основана на анализе полученных геологических и геофизических данных, а также реконструкций Приенисейской палеосубдукционной зоны [3, 4, 36, 37].

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Енисейский кряж расположен на западной окраине Сибирского кратона, протягиваясь в субмеридианальном направлении вдоль р. Енисей почти на 700 км при ширине от 50 до 200 км (см. рис. 1). Геофизические данные свидетельствуют о вертикальном утолщении коры, при котором ширина складчатой области Енисейского

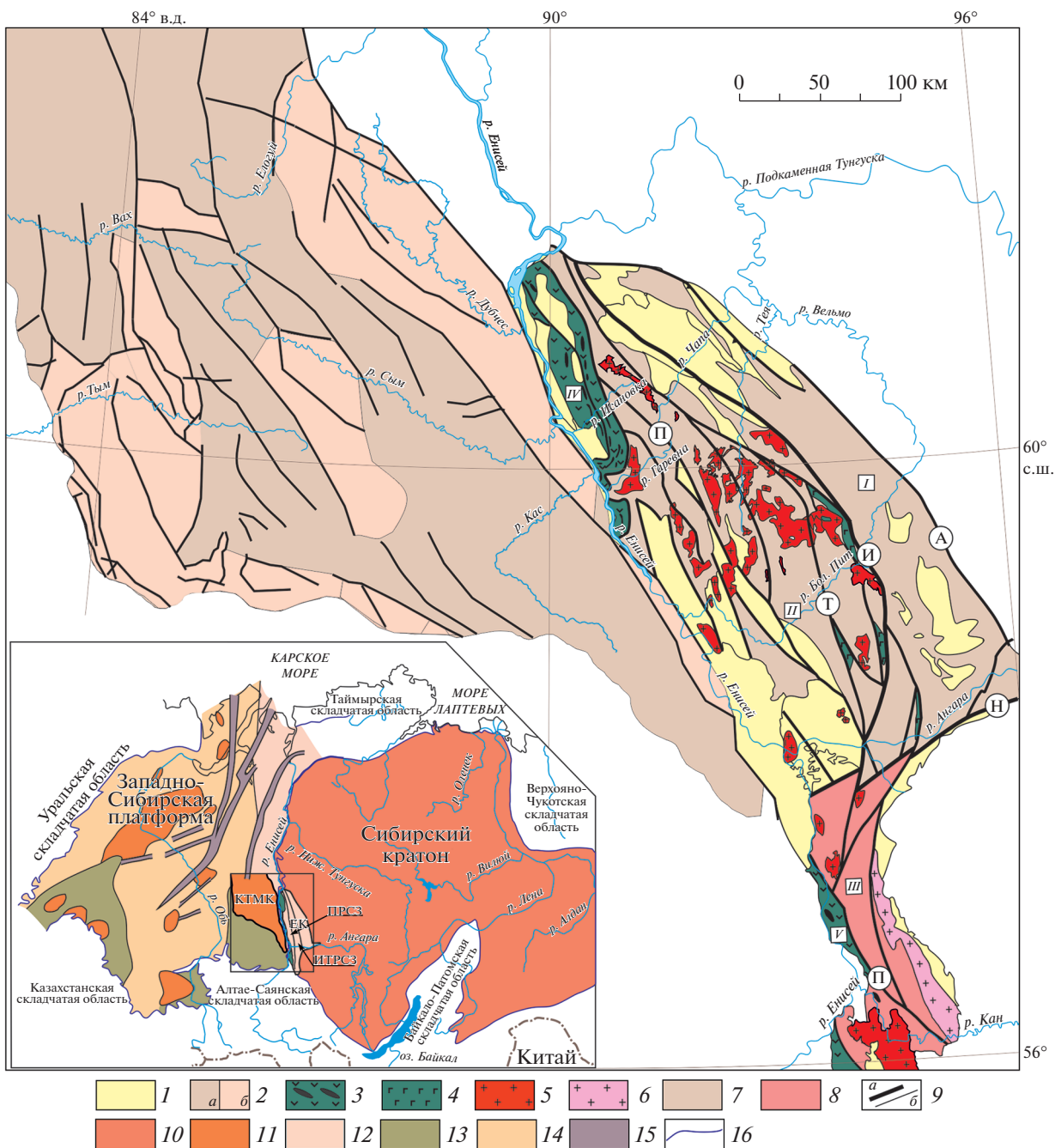


Рис. 1. Схема основных структур Енисейского кряжа и блоков фундамента Касско-Туруханского микроконтинента. На врезке показано положение структур и блоков фундамента относительно положения Сибирского кратона и Западно-Сибирской платформы.

Обозначены (вставка): ПРСЗ – Приенисейская региональная сдвиговая зона, ИТРСЗ – Ишимбинско-Татарская региональная сдвиговая зона.

Тектонические блоки Енисейского кряжа (ЕК): I – Восточный (ВБ); II – Центральный (ЦБ); III – Канский; островодужные комплексы: IV – Исаковский, V – Предивинский. Региональные разломы: И – Ишимбинский, Т – Татарский, А – Анкиновский, П – Приенисейский, Н – Нижнеангарский.

I – чехол (NP₃–РН); 2 – блоки фундамента КТМК: а – опущенные, б – приподнятые; 3 – офиолитовые и островодужные комплексы с плагиигранитами (NP); 4 – основные вулканиты (MP–NP); 5 – неопротерозойские гранитоиды (NP); 6 – палеопротерозойские гранитоиды (PP); 7 – метаморфические комплексы от фации зеленых сланцев до амфиболитовой (NA?–NP₁₋₂); 8 – метаморфические комплексы гранулит-гнейсовые (PP); 9 – региональные разломы, надвиги: а – геологические границы (ЕК), б – границы блоков (КТМК); 10–12 – области консолидации фундамента (во вставке): 10 – Сибирский кратон, 11 – древние (NA–NP) жесткие массивы, 12 – байкалиты (NP₃); 13 – каледониды (Pz₁); 14 – герциниды (Pz₃); 15 – грабен-рифты (P–T); 16 – границы Западно-Сибирской платформы и Сибирского кратона

Таблица 1. Схема стратиграфии докембрия западной части Енисейского кряжа (по [10, 16] с дополнениями).

Группа	Палеоокеанический сектор		Палеоконтинентальный сектор	
	серия	толща	серия	свита, метакомплекс, толща
Неопротерозойская	Юксеевская	Юдинская предивинская	Вороговская	сухореченская мутнинская северореченская
	Исаковская	Киселихинская фирсовская	Верхневороговская	луговская быстринская ковригинская
	образования не известны	образования не известны	Широкинская	сухохребтинская горевская
			Тунгусикская	шунтарская потоскуйская
Мезопротерозойская	образования не известны	образования не известны	Сухопитская	аладынская свита погорюйская удерейская горбилокская кординская
Палеопротерозойская	образования не известны	образования не известны	Тейская	пенченгинская свита Хребта Карпинского
			Енисейская	Гаревский метакомплекс: малогаревская и немтихинская толщи Енисейский метакомплекс
Архей–палеопротерозойская	образования не известны	образования не известны	Канская	Канский метакомплекс: атамановская и кузеевская толщи

кряжа на глубине более 10 км вдвое уменьшается, что придает ему грибовидную форму. Глубина залегания поверхности Мохоровичича под Енисейским кряжем по сравнению с соседними регионами увеличена от 40 до 50 км [23]. Таким образом, складчатый пояс обладает структурой с утолщенной корой, сохранившейся в течение длительного геологического времени.

Аккреционно-коллизонная модель формирования структуры земной коры в регионе, сложенной докембрийскими комплексами палеоокеанического и палеоконтинентального секторов (табл. 1), подтверждается данными сейсмического профилирования и обосновывается тектоническим скупиванием неопротерозойских формаций [19], претерпевших в своем развитии тангенциальные напряжения сдвига. В строении Енисейского кряжа выделяются северный (Заангарский) и южный (Канский) сегменты, разделенные субширотным Нижнеангарским региональным разломом (см. рис. 1). К югу от этого разлома выделяются два структурных элемента — раннедокембрийский Ангаро-Канский, образо-

ванный канским гранулитогнейсовым и енисейским гнейсово-сланцевым комплексами и гранитоидами, и неопротерозойский островодужный Предивинский блок. К северу от Нижнеангарского разлома, в заангарской части, Енисейский кряж сложен палеопротерозойскими и мезо-неопротерозойскими окраино-континентальными комплексами, составляющими Восточный (приплатформенный) и Центральный блоки. Центральный блок на западе по Приенисейской региональной сдвиговой зоне контактирует с Исаковским и Предивинским тектоническими блоками (террейнами) неопротерозойского возраста низкометаморфизованных офиолитов и островодужных комплексов. Все тектонические блоки разделены крупными региональными разломами — системами дизъюнктивных нарушений преимущественно северо-западного простирания с субвертикальным падением — Ишимбинским, Татарским, Приенисейским и Анкиновским [37] (см. рис. 1). Эти глубинные разломы часто сопровождаются оперяющими структурами более высокого порядка, вблизи которых проис-

ходила коллизия более мелких блоков с образованием надвигов [9]. Коллизия сопровождалась неоднородным по давлению региональным метаморфизмом, выраженным сочетанием фациальных серий низких и умеренных давлений [39, 45].

Приенисейская и Ишимбинско-Татарская региональные сдвиговые зоны ограничивают Центральный и Восточный тектонические блоки Енисейского кряжа и определяют его тектонический облик. Зоны представляют собой систему сближенных субпараллельных разломов сдвиговой, взбросовой и надвиговой кинематики, концентрирующих деформации сдвига, а также их комбинаций с проявлениями приразломного катаклаза, меланжирования и динамометаморфизма породных массивов. Их протяженность определяется сотнями километров при ширине зон динамометаморфизма от сотен метров до первых десятков километров. Линеаментные зоны разделяют тектонические блоки региона и являются областями их активного взаимодействия. Проникающие сдвиги в приразломных полях пластичных деформаций сопровождалась формированием мощных зон бластомилонитов [38].

Заложение сдвиговых зон происходило на рубеже мезопротерозоя—неопротерозоя, их развитие происходило в интервале 1.3—0.54 млрд лет. Рассмотрение геодинамической природы, долгоживущего характера, генетически и пространственно связанных с ними геологических комплексов и интерпретация не входит в тему нашей статьи, в которой мы анализируем Приенисейскую региональную сдвиговую зону и которая определяет полихронные тектоно-термальные и магматические события, а также геодинамическую эволюцию Приенисейской палеосубдукционной зоны в интервале 0.7—0.54 млрд лет.

В геологическом строении западного фланга Енисейского кряжа выделяются (с запада на восток) неопротерозойский палеоокеанический и неоархей—палеопротерозойский палеоконтинентальный секторы. Зона их сочленения проявлена Приенисейской региональной сдвиговой зоной. Неопротерозойские образования Приенисейской палеосубдукционной зоны контактируют по тектоническим границам (на востоке) с палеопротерозойскими полиметаморфизованными комплексами Центрального и неоархей (?)—палеопротерозойскими образованиями Канского блока палеоконтинентального сектора Енисейского кряжа. В зонах сочленения блоков нами была выделена Приенисейская региональная сдвиговая зона (ширина около 80 км) [17], которая протягивается через весь Енисейский кряж и охватывает как палеоокеанические, так и частично палеоконтинентальные докембрийские комплексы. В зоне сочленения Центрального и Восточного блоков кряжа восточнее Приенисейской сдвиго-

вой зоны, аналогично Приенисейской сдвиговой зоне, выделена Ишимбинско-Татарская региональная сдвиговая зона, которая прослежена нами до р. Кан (на юге кряжа). Структура Приенисейской сдвиговой зоны интерпретируется как вероятное продолжение Байкало-Енисейского разлома (Главного Саянского разлома) Присяня и, таким образом, представляет собой фрагмент структуры, ограничивающую Сибирский кратон с запада от Байкала до Карского моря [18]. Разрывная структура четко прослеживается по геофизическим данным и уходит на большую глубину с падением плоскости сместителя на запад [7].

В составе фундамента Западно-Сибирской платформы (в левобережной части р. Енисей на западе) выделяется эдиакарско-палеозойский Предъенисейский осадочный бассейн, сформированный на фундаменте Касско-Туруханского микроконтинента, причленившимся к структурам Енисейского кряжа на рубеже криогений—эдиакарий [26].

Приенисейская региональная сдвиговая зона к северу от приустьевой части р. Ангары по обнажениям р. Енисей и ее правых притоков — р. Гаревка, р. Тис, включает сопряженные палеоокеанический (террейн, аллохтон) и палеоконтинентальный (параавтохтон) сегменты [11]. Восточная граница Приенисейской региональной сдвиговой зоны на севере проходит по палеопротерозойским комплексам северо-восточнее Осиновских порогов, захватывает нижние течения р. Верхняя Сурниха, р. Гаревка, р. Тис, на участке южнее слияния устья р. Большой Пит и устья р. Ангары и далее на юг скрыта под осадочным чехлом фанерозоя. Далее граница прослеживается в южном направлении до устья р. Кан. Приенисейская региональная сдвиговая зона маркируется зонами надвигов, сопровождаемых локальными зонами умереннобарических парагенезисов бластомилонитов (район хребта Полкан). Западная граница зоны скрыта под фанерозойским осадочным чехлом и прослеживается только по геофизическим данным.

Приенисейская сдвиговая зона включает часть Гаревского метакомплекса окраины Сибирского кратона и метаморфизованные островодужные и офиолитовые комплексы палеосубдукционной зоны к западу от Сибирского кратона. Одна часть Приенисейской сдвиговой зоны погружена на глубину до 20—25 км и перекрыта чехлом осадочных пород Сибирской платформы, другая часть обнажена в составе Исаковского и Предивинского аллохтонов (террейнов).

В современном эрозионном срезе палеоконтинентальный сектор на участке от Осиновских порогов до пос. Колмогорова (см. табл. 1) представлен Гаревским полиметаморфическим комплексом Центрального блока, сложенным немтихинской и

малогаревской толщами палеопротерозоя (параавтохтон). Эндогенные процессы в параавтохтоне характеризуются последовательным проявлением импульсов внутриплитного растяжения, интрузивного магматизма и синтектонического метаморфизма в надсубдукционной зоне.

Для тектонизированных пород палеоконтинентального сектора характерны кинематические индикаторы сдвига или перемещения в ходе деформационных событий, которые широко проявлены, как на мезо- (породном), так и на микроуровнях [41]. К кинематическим индикаторам сдвига относятся:

- линейная деформационная гнейсовидность;
- наличие упорядоченных структур пластического течения;
- растяжение и разрыв кулисообразных складок течения;
- тени давления перекристаллизованного кварца;
- S-образные и сильно деформированные зерна граната;
- разрывы минеральных зерен со смещением и формированием кинк-структур и полосок излома в слюдах;
- развитие деформационных двойников и ламелей в плагиоклазах;
- параллельное распределение мелкозернистых линзообразных минеральных агрегатов;
- рассланцевание;
- катаклаз;
- будинаж.

Вязкие сдвиги в приразломных полях сопровождалась:

- формированием мощных зон деформаций субмеридианального простираия, отличающихся значительной неоднородностью проявления деформаций;
- сложным чередованием разномасштабных интенсивно деформированных и недеформированных участков.

Это выражается в структурно-текстурных особенностях пород с характерной полосчатой текстурой и одновременным присутствием реликтовых текстур исходных пород и развитых по ним бластомилонитам. Полосчатость в бластомилонитах связана с дифференциацией однородного субстрата на обогащенные и обедненные кварц-полевошпатовыми и слюдястыми агрегатами слои в условиях регионального сдвига. Перераспределение материала происходило одновременно с перекристаллизацией породообразующих фаз и ориентированным упорядочиванием [11]. Неоднородность деформаций в шовной зоне подтверждается результатами исследования морфологии порфиобластов граната, образующих две

генерации, в которых мелкий синтектонический гранат обрастает крупные порфиобласты граната ранней генерации, образуя скопления в тенях давления или самостоятельные сегрегационные обособления линзовидно-полосчатой морфологии [40].

В бластомилонитовых комплексах фиксируются лево- и правосторонние сдвиги с некоторым доминированием правосторонних сдвигов над левосторонними в соотношении 60 к 40%. Направление перемещения породных масс в тектонитах установлены по анализу структур изгиба и вращения порфиокластов и порфиобластов. Тела бластомилонитов ограничиваются поверхностями срыва и притирания по латерали и фестоначатыми структурами по простираию. Крутопадающие зоны прослеживаются на десятки и сотни километров при ширине от сотен метров до первых километров и сопровождаются ортоклазовыми жилами пегматитов, поздними зонами микроклинизации и окварцевания. Мы полагаем, что они отражают различные стадии деформаций в геодинамических обстановках растяжения (D_1 —бластомилониты) и сжатия (D_2 —бластомилониты) континентальной коры.

Палеоокеанический сектор Приенисейской региональной сдвиговой зоны сложен комплексами палеосубдукционной зоны. Ранненеопротерозойские фрагменты океанической коры впервые выделены в правобережье р. Енисей выше устья р. Верхняя Сурниха [2]. Данные образования рассматривались в составе вулканогенных толщ рифея и интрузивного сурнихинского комплекса метабазит-ультрабазитов в структуре Исаковского синклиория [10, 16]. Палеоокеанические комплексы, относящиеся к Исаковскому поясу (террейну, аллохтону), сложены фирсовской и киселихинской толщами неопротерозоя. С Гаревским комплексом они контактируют по зоне меланжа [21] и высокобарических бластомилонитов. Значительная часть пород входит в состав субдукционно-аккреционного комплекса, где они встречаются в виде тектонических пластов, линз или блоков разной размерности и состава в серпентинитовом меланже. Обосновано существование Исаковской и смежной Предивинской островодужных систем (средний неопротерозой) к западу от Сибирского кратона на широте Енисейского кряжа [3, 14, 17, 18, 36]. По результатам исследования Исаковского офиолитового пояса реконструирован поздненеопротерозойский этап формирования Палеоазиатского океана [1, 3, 12, 14, 18, 26, 28, 36]. Определения абсолютного возраста комплексов пород, входящих в состав островодужной системы, находятся в диапазоне 700–640 млн лет [3, 4, 14, 18]. Нами впервые получен (U–Pb методом по циркону) неопротерозойский возраст островодужных метариолитов киселихинской толщи 692 млн лет, который уточнил

ранее установленный нижний-средний рифей [10, 16]. Состав и возраст погребенных доэдиакарских океанических комплексов Приенисейской палеосубдукционной зоны достоверно не установлен. Основное тело сутуры по данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) имеет сложную пластообразную форму толщиной около 15–20 км и прослеживается от поверхности до глубин 30–40 км.

Приенисейская региональная сдвиговая зона прослеживается вдоль всего Енисейского кряжа, и далее – в пределах Турухано-Норильской гряды. На западном фланге Енисейского кряжа зона разломов выделяется по аномалиям потенциальных полей и сейсмическим данным. Условия и время заложения системы разломов Приенисейской региональной сдвиговой зоны детально не определены. Однако, несомненен ее долгоживущий характер, связь с геодинамическими обстановками растяжения и орогенезом, что подтверждается тектоническим совмещением разновозрастных террейнов и блоков высоко- и слабометаморфизованных кристаллических пород, характером взаимоотношений разломов с разновозрастными метаморфическими и магматическими комплексами и наблюдениями синтектонической зональности дислокационных процессов [11, 25].

ЭТАПЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПАЛЕОКОНТИНЕНТАЛЬНОГО СЕКТОРА

В эволюции палеоконтинентального сектора наиболее отчетливо выделяются этапы:

- мезопротерозойский,
- позднемезопротерозой–раннеопротерозойский,
- раннеопротерозойский,
- позднеопротерозойский.

Мезопротерозойский этап (1.4–1.2 млрд лет). Данный этап отражает наиболее ранние тектонические события растяжения коры краевой части кратона. В пределах Центрального блока об этом свидетельствует формирование перикратонного прогиба, последующее образование в раннем мезопротерозое бассейна и накопление в нем мощных (4.5–7.5 км) терригенно-осадочных толщ сухопитской серии нижнего мезопротерозоя [17]. В позднем мезопротерозое в глубинных зонах происходило растяжение континентальной коры и внедрение древних гранитоидов натриевого ряда рифтогенной природы с возрастом 1.38–1.36 млрд лет (циркон, SHRIMP II) [38].

В Центральном блоке эпоха мезопротерозойского рифтогенеза проявляется процессами извержения пикробазальт–базальтовых туфов и лав, внедрением ассоциирующих субвулканических тел габбро–долеритов и пикритов Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса [17] в

Ишимбинско-Татарском сегменте региональной сдвиговой зоны. Возраст их метаморфизма, установленный аргон–аргоновым методом по амфиболам, 1.1–1.2 млрд лет [29] и близок к возрасту низкобарического регионального метаморфизма андалузит – силлиманитового типа, проявившегося около 1.1–0.9 млрд лет в Тейском и Гаревском метакомплексах. На эндогенную активность на западе кратона в позднем мезопротерозое может указывать возраст (1262 ± 100 млн лет), предположительно “океанического метаморфизма” метагаббро, установленный Rb–Sr методом и модельные оценки T_{Nd} (DM-2st) = 1272 млн лет возраста магматического источника островодужных плагиогранитов [3]. Мезопротерозойские, а также неопротерозойские тектонические события в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны зафиксированы в геологической истории южного (Канского) блока Енисейского кряжа [38]. Таким образом, раннеопротерозойская кора западной окраины Сибирского кратона около 1.4–1.2 млрд лет назад подверглась растяжению, деструкции и рифтогенному магматизму.

Позднемезопротерозой–раннеопротерозойский этап (1.2–0.8 млрд лет). Данный этап связан с тектоническими событиями гренильского возраста [17]. На начальной стадии в геодинамической обстановке растяжения и субсинхронного воздымания коры формировались гранито-гнейсовые купола тейского (гаревского) типа, Гаревский и Тейский комплексы регионального метаморфизма андалузит-силлиманитового типа с возрастом около 1.1–0.9 млрд лет в Центральном блоке. В прилегающей к шовной структуре зоне примерно в это же время локально произошло внедрение интрузий гранитов рапакиви, контролируемое геодинамической обстановкой растяжения коры [15]. В районе о. Островок на р. Енисей граниты рапакиви образуют небольшое субвертикальное бластомилонитизированное тело северо-западного простирания (мощн. первые десятки м), закартированное нами между о. Островок на р. Енисей до нижнего течения р. Гаревка. Образование ортобластомилонитов и зон будинажа по гранитам рапакиви сопряжено с поздним синсдвиговым метаморфизмом с возрастом около 890–880 млн лет (циркон, SHRIMP II) в условиях амфиболитовой фации повышенных давлений. В надсубдукционной зоне Гаревского метаморфического комплекса вблизи шва происходит локальное повышение температуры, что фиксируется мигматизацией (840 млн лет, циркон, SHRIMP II) и образованием парагенезиса силлиманит + калишпат по мусковиту в гнейсах немтинской толщи [17].

В интервале 850–800 млн лет кора краевой части Сибирского континента испытывала дальнейшее сжатие, что вызвало инверсию режима

давления при метаморфизме. Неоднородность метаморфизма по режиму давления выражена в проявлении регионального метаморфизма двух фациальных серий [45]. Полицикличность проявлений метаморфизма разных типов в Заангарской части Енисейского кряжа, различающихся термодинамическими режимами и величинами метаморфических градиентов, подтверждается U–Pb SHRIMP II, U–Th–Pb и ^{40}Ar – ^{39}Ar датировками. На первом этапе сформировались высокоградиентные зональные комплексы низких давлений андалузит-силлиманитового типа с гренвилевским возрастом ~1050–950 млн лет при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH = 25\text{--}35^\circ\text{C}/\text{км}$. На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому (с двумя пиками – 854–862 и 798–802 млн лет) коллизионному метаморфизму умеренных давлений кианит-силлиманитового типа с локальным повышением давления вблизи надвигов, в результате чего происходило прогрессивное замещение: андалузит → кианит ± силлиманит и образование новых минеральных ассоциаций и деформационных структур. Формирование более древних метаморфических комплексов кианит-силлиманитового типа происходило в результате надвига на Енисейский кряж блоков пород со стороны Сибирского кратона на рубеже ~850 млн лет, что подтверждается прямыми полевыми наблюдениями в обнажениях, петрологическими и геофизическими данными, моделью тектонического утолщения коры и результатами исследований природы и возраста источников сноса [17]. Заключительные стадии развития коллизионного орогена в регионе маркируются дайковыми роями бимодальных ассоциаций анорогенных гранитоидов и внутриплитных базитов рифтогенной природы с возрастами внедрения 797–792 млн лет, связанными с неопротерозойскими процессами растяжения коры вдоль западной окраины Сибирского кратона и началом распада суперконтинента Родиния [37]. Вблизи гранитоидных plutonov в гипабиссальных условиях (районы р. Маякон, среднее течение р. Тея и р. Большой Пит) локально проявлен наложенный термальный метаморфизм позднерифейского возраста в условиях высокого метаморфического градиента с $dT/dH > 100^\circ\text{C}/\text{км}$. Привнос дополнительного тепла со стороны Каламинского и Чиримбинского интрузивных массивов мог служить причиной появления фибролит ± силлиманитовой ассоциации в метапелитах умеренных давлений, изначально не отвечающих P – T области стабильности этих минералов.

На западе кратона усилились (около 0.8 млрд лет) тектонические движения восточной вергентности, сопровождаемые апопелитовыми бластомилонитами кианит-силлиманитового типа (район Хребта Полкан) с ^{40}Ar – ^{39}Ar возрастом дисло-

кационного метаморфизма 800 млн лет по биотиту. Поздний повторный коллизионный метаморфизм обусловлен встречными движениями мелких блоков восточного направления в зоне опережающих разломов более высокого порядка. В результате аккреционно-коллизионных событий вальгальской складчатости образовалась система надвигов с генеральным падением плоскостей сместителя на запад. Следовательно, основные складчатые структуры Енисейского кряжа были сформированы в интервале 1.2–0.8 млрд лет. Мы полагаем, что пик орогенеза 850–800 млн лет, возможно, связан с начальной стадией эволюции палеосубдукционной зоны и движением Касско-Туруханского микроконтинента с запада на восток.

Раннеопротерозойский этап (800–730 млн лет). Данный этап характеризуется преобладанием геодинамической обстановки растяжения и анорогенным магматизмом с проявлением бимодального гранитоидного и базитового (797–792 млн лет) и полихронного гранитоидного магматизма – Усть-Вятский массив (780–770 млн лет), Гаревский, Чернореченский, Стрелковский массивы (730–710 млн лет).

Отмечается некоторая периодизация геологических событий с интервалом времени примерно в 40–50 млн лет. Важно отметить, что в период 780–650 млн лет на севере Ишимбинско-Татарской региональной сдвиговой зоны континентальный рифтогенез сопровождался внутриплитным бимодальным, субщелочным кислым, основным и щелочным вулканизмом и интрузивным магматизмом [17, 37, 38]. Южнее (в верховьях р. Татарка и р. Пенченга) зона разломов маркируется пенчегинским комплексом карбонатитов с ^{40}Ar – ^{39}Ar возрастом 731 млн лет по арфведсониту [5]. Линейные зоны апокарбонатитовых тектонитов контролируются крупно-глыбовым будинажем карбонатитов и деформацией содержащихся в них крупных кристаллов пироклора и магнетита.

Эти данные могут свидетельствовать о раннем этапе активизации неопротерозойского континентального рифтогенеза на западной окраине Сибирского кратона. Растяжение коры и ассоциирующий с ним бимодальный магматизм этой эпохи, связанной с проявлением плюмовой активности, установлены и в составе крупных изверженных провинций других регионов мира [32]. Формирование таких магматических комплексов связывают с распадом Родинии и раскрытием Палеоазиатского океана. Дайковые рои рассматривают в виде ветвей, расходящихся в разные стороны от северных областей палеоконтинента Лаврентия, – центральных точек двух гипотетических гигантских радиальных дайковых роев – Гюнбаррель (790–780 млн лет) и Франклин (725–715 млн лет) [38]. Учитывая особенности и близкое расположение палеоконтинентов Лаврентия и Си-

бирь, предполагается, что Енисей-Саяно-Байкальский дайковый пояс представлял собой одну из периферийных ветвей радиального дайкового роя [35, 38].

В интервале 730–630 млн лет на краю палеоконтинента (длительность около 100 млн лет) отмечается спад интрузивного магматизма. Растяжение коры сопровождается заложением Глушихинского метариолит-базальтового рифтогенного прогиба с возрастом риолитов 717 млн лет (циркон, SHRIMP II) [17], субсинхронного с проявлением плагиигранитного магматизма в палеоостроводужном секторе. Активизация вулканизма находит отражение в нашей модели. Эволюция Палеоазиатского океана на рубеже 700 млн лет рассматривается в реконструкциях как верхний возрастной предел формирования островной дуги и офиолитов [4, 36].

Поздненеопротерозойский этап (630–600 млн лет). Раннеэдиакарские тектонические процессы в Приенисейской региональной сдвиговой зоне континентального блока сопровождаются катаклазом и филлонитизацией гранитоидов, что показательно на примере западного эндоконтакта Чернореченского массива гранитоидов. Сдвиговые зоны в породах Гаревского метаморфического комплекса контролировались локальными зонами кварц-полевошпат-слюдистых апогнейсовых и апрогранитоидных бластомилонитов (мощностью от первых сантиметров до первых дециметров) северо-западного простирания, а также регионально проявленной поздней площадной микроклинизацией с образованием очковых гнейсов и синсдвиговой микроклинизацией метаморфитов немтихинской толщи.

Таким образом, континентальная кора западной окраины Сибирского кратона в пределах Енисейского кряжа в интервале 1.4–0.6 млрд лет испытывала многократное и многофазное тектоническое воздействие, вызванное наложением на окраину кратона полихронных процессов магматизма и метаморфизма, связанных с глобальными тектоническими событиями и перестройками.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПРИЕНИСЕЙСКОЙ ПАЛЕОСУБДУКЦИОННОЙ ЗОНЫ

На рубеже мезопротерозоя и неопротерозоя западная часть Сибирского кратона подвергалась растяжению (образование перикратонного прогиба, деструкция коры, гранитоидный магматизм). Используя офиолиты в качестве индикатора палеогеодинамических обстановок, характеризующих фрагменты древней океанической коры, а также палеомагнитные данные [4], предположительно, на рубеже мезопротерозой–неопротерозоя произошло зарождение океанического бассейна западнее (в современных координатах) Енисейского кряжа. Возникновение океанического бас-

сейна возможно было связано с эволюцией суперконтинента Родинии [28, 30–34]. В этот период в результате процессов разрыва континентальной коры суперконтинента и отделения ее фрагментов в промежуточной зоне между Сибирским палеоконтинентом и палеоконтинентом Лаврентия формировались тектонические блоки и, позднее, — зона спрединга, типичная океаническая кора, субдукционная зона с системой островных дуг, задуговых бассейнов и террейнов (микроконтинентов). Предполагается положение тектонических блоков и палеостровных дуг в составе доюрского фундамента Западно-Сибирской платформы [1].

Наиболее древние структуры палеосубдукционной зоны представлены фрагментами океанической коры и островных дуг Исаковского террейна с возрастом 700–690 млн лет. Совокупность имеющихся датировок цирконов по магматическим комплексам Исаковского террейна (701.6 ± 8.4 , 697.2 ± 3.6 , 691.8 ± 8.8 , 682 ± 13 , 672 ± 6 млн лет) и датировок вулканитов Предивинского террейна на юге Енисейского кряжа (637 ± 5.7 , 628 ± 3 , 619 ± 3.9 млн лет) указывает на формирование офиолитов и островных дуг Приенисейской палеосубдукционной зоны и их дальнейшего преобразования в процессе субдукции в период 740–620 млн лет. Мы разработали реконструкции Приенисейской палеосубдукционной зоны в соответствии с временными интервалами 740–700, 640–600, 580–540 млн лет.

Период 740–700 млн лет геодинамической эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны отражает начальный этап формирования островодужной системы к западу от Сибирского [3, 4, 14], которая включает зону субдукции, островную дугу и задуговый бассейн (рис. 2, А).

Многочисленные проявления основного магматизма в этот период фиксировали разные этапы растяжения коры вдоль западной окраины Сибирского кратона. Образование более примитивных по химическому составу базальтов происходило на начальных этапах спрединга, когда плавлению подвергались верхние горизонты деплетированной мантии. Более высокотитанистые базальты образовались как продукты плавления обогащенного мантийного субстрата (менее истощенных горизонтов мантии) на более поздних этапах спрединга.

В эдиакарское время, около 640–600 млн лет назад в результате аккреционно-коллизийных процессов произошло столкновение Касско-Турханского микроконтинента и окраины Сибирского кратона по зоне субдукции с погружением ее под континентальную кору (см. рис. 2, Б). Конвергентная граница

микроконтинент → палеоокеан →

→ палеоконтинент

маркируется полихронными высокобарическими тектонитами шовной зоны, в надсубдукци-

онной зоне Сибирского кратона — локальными зонами тектонитов умереннобарического метаморфизма вблизи сутуры. Их образование, вероятней всего, обусловлено движением Касско-Туруханского микроконтинента, создающим направленное давление на восток.

В результате эволюции зоны субдукции и, как следствие, сближения Касско-Туруханского микроконтинента с Сибирским кратоном (640–600 млн лет), Исаковские и Предивинские океанические и островодужные комплексы по системе тектонических разломов были частично обдущированы (надвинуты) на западную окраину, в основном, субдущированы (погружены) под Сибирский палеоконтинент [26, 27, 36], дислоцированы и метаморфизованы. Коллизия сопровождалась тектоническим скупиванием и меланжированием аккреционных, островодужных и офиолитовых комплексов. В результате причленения к Сибирскому кратону произошло приращение океанической коры к континентальной и формирование в позднем эдиакарии новообразованной континентальной коры. Аккреция островодужных комплексов Предивинского террейна к Сибирскому континенту произошла позднее, — около 610–600 млн лет назад [18]. Синколлизционный тектонический стресс в сутурной зоне сопровождался полихронным высокобарическим метаморфизмом в зоне субдукции с образованием ранних глаукофансодержащих (реликтовых) и поздних гранат-роговообманковых парагенезисов с превышением (на 3–5 кбар) тектонического сверхдавления над литостатическим в зонах пластического поддвига-сдвига [40].

В результате, окраинные неопротерозойские комплексы Сибирской платформы и прилегающего микроконтинента были сближены в пространстве, на месте закрывшегося окраинного моря сформировалась субвертикальная сутурная зона, положение которой фиксируется геофизическими данными [23, 24].

Синаккреционный метаморфизм палеоостроводужных и палеоофиолитовых комплексов характеризуется условиями фации зеленых сланцев и локально эпидот-амфиболитовой фации. Деформации сдвига вулканогенно-осадочных блоков пород киселихинской толщи сопровождались образованием шарниров складок с вертикальным падением, в шовной зоне контролировались апопелитовыми и апобазитовыми бластомилонитами высоких давлений (до 13–15 кбар). Эксгумированные высокобарические полиметабазиты шовной зоны в качестве реликтов содержат зерна глаукофана и сосуществующие с ним минералы с возрастом 620 млн лет. Возраст образованных в зоне палеосубдукции продуктов глаукофансланцевого метаморфизма отвечает интервалу времени 640–620 млн лет при P – T условиях 8–10 кбар

и 400–450°C. Формирование наложенных на них высокобарических тектонитов в шовной поддвиго-сдвиговой зоне с возрастом около 600 млн лет при 11–15 кбар и 550–640°C маркирует этап завершения аккреции Исаковского блока к западной окраине Сибирского кратона [40]. Киселихинская толща вдоль шовной зоны пронизана многочисленными телами протрузий карбонатизированных и окварцеванных серпентинитов. Протрузии серпентинитов и эксгумация блоков глаукофансодержащих блоков в условия верхней коры могут быть связаны с эволюцией системы разломов задугового бассейна.

На заключительном этапе (580–540 млн лет) функционирования Приенисейской палеосубдукционной зоны происходило образование рифтогенных миндалекаменных базальтов (572 ± 6.5 млн лет) и внедрение постколлизционных лейкогранитов Осиновского массива (550–540 млн лет) [18], прорывающие тектонизированные метадациты киселихинской островодужной толщи (циркон, SHRIMP II, 692 млн лет). Источником расплава для Осиновских гранитоидов могла служить высокодифференцированная континентальная кора западной окраины Сибирского кратона, что свидетельствует о частичном надвигании (обдущии) метаостроводужных комплексов на континентальную кору [18].

Таким образом, установленные поздннеопротерозойские рубежи эволюции Исаковского и Предивинского террейнов сопоставляются с заключительной фазой распада палеоконтинента Родиния, отчленением Сибирского кратона, раскрытием Палеоазиатского океана и причленением к западной (в современных координатах) окраине Сибирского кратона Касско-Туруханского микроконтинента.

Позднеэдиакарский этап и последующие раннепалеозойские события на территории к западу от р. Енисей маркируют платформенные условия накопления преимущественно осадочных (карбонатных, эвапоритовых, терригенно-карбонатных) комплексов (см. рис. 2, В). Выявленное сходство литофаций и вертикальной последовательности этих венд–кембрийских чехольных образований Предъенисейского бассейна с разновозрастными отложениями на юго-западе Сибирского кратона не ограничивается только данными бурения. Сравнительный анализ волновой картины, характерной для эдиакарских и кембрийских комплексов на сейсмических разрезах центральной части бассейна и юго-западных районов Сибирского кратона указывает на идентичное их строение [26, 27]. Более того, в ряде случаев это сходство распространяется на весь вертикальный разрез от венда до кембрия включительно, вплоть до совпадения отдельных отражающих горизонтов. Это свидетельствует о том,

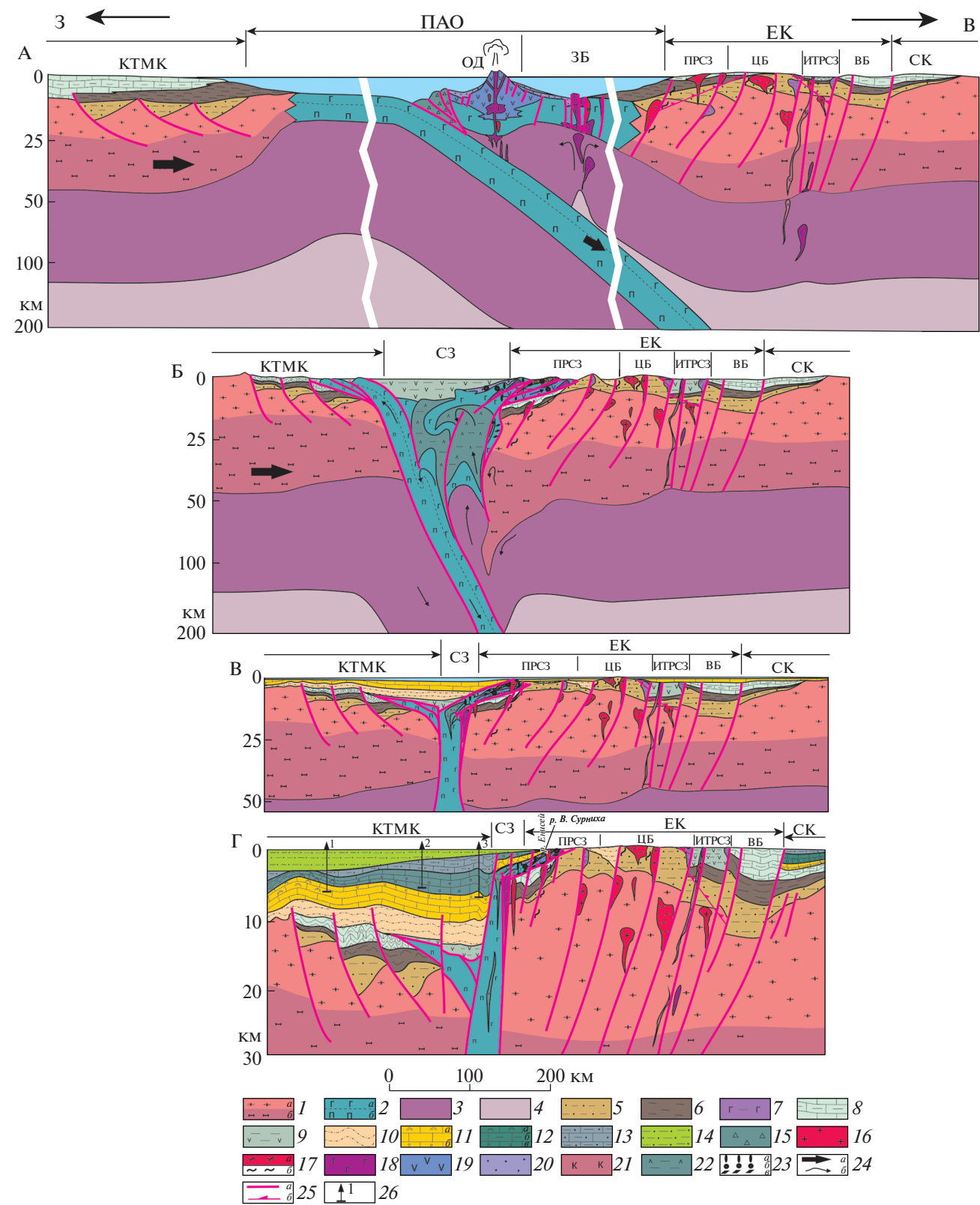


Рис. 2. Геодинамическая модель стадий эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны.

А — на период 730–700 млн лет;

Б — 640–600 млн лет (с использованием результатов моделирования коллизионных процессов [34]);

В — 580–540 млн лет;

Г — современное состояние (с использованием сейсмотомографического разреза по профилю ГСЗ “Батолит” [23]).

Обозначены: КТМК — Касско-Туруханский микроконтинент; СК — Сибирский кратон; ПАО — Палеоазиатский океан; ОД — островная дуга; ЗБ — задуговый бассейн; ЕК — Енисейский кряж; СЗ — сутурная зона; ПРСЗ — Приенисейская региональная сдвиговая зона, ИТПСЗ — Ишимбинско-Татарская региональная сдвиговая зона, ЦБ — Центральный блок; ВБ — Восточный блок.

1 — кристаллический фундамент: а — гранитогнейсовый, гранулитовый кислого и среднего состава, б — гранулит-базитовый (AR-PP); 2 — океаническая кора (офиолиты): а — дуниты, перидотиты, б — матагаббро, метабаазальты; 3 — литосферная мантия; 4 — астеносферная мантия; 5–8 — метаморфизованные и дислоцированные рифтогенно-депресссионные толщи (PP-MP); 5 — карбонатно-вулканогенно-терригенные отложения (тейская серия, малогаревская, немтихинская толщ, PP-MP), 6 — глинистые, глинисто-карбонатные глубоководные отложения (сухопитская серия, MP), 7 — метапикрит-пикробазальт-базальты, ортоамфиболиты (шумихинский и рыбинско-панамбинский вулканогенные комплексы, MP), 8 — преимущественно терригенно-карбонатные отложения пассивных окраин (тунгусикская серия, MP₁₋₂); 9 — терригенно-вулканогенно-карбонатные (рифтовые (?)) отложения (глушихинская, верхневороговская, чингасанская и осянская серии, NP₂); 10 — преимущественно терригенно-карбонатные отложения (вороговская серия, NP₃); 11 — преимущественно карбонатные отложения: а — рифогенные, б — эвапоритовые с солями (NP₃); 12 — карбонатные отложения: а — рифогенные, б — глинистые глубоководные, в — эвапоритовые с солями (Є₁₋₂); 13 — терригенно-карбонатные отложения (Є₂₋₃); 14 — терригенные отложения (Mz); 15 — аккреционная призма; 16 — интрузии кислого состава; 17 — метаморфизованные гранитоиды: а — гранитогнейсовые комплексы, б — мигматиты (MP₃-NP₁); 18–19 — островодужные комплексы: 18 — задуговые магматические основного состава, 19 — вулканические; 20 — островодужные вулканокластические отложения; 21 — карбонатиты; 22 — зоны частичного плавления офиолитов, нижней и верхней коры; 23 — тектонические элементы: а — протрузии, б — меланж, в — метабазиты с реликтами глаукофана; 24 — направление движений в зоне коллизии: а — тектонических плит, б — локальных перемещений; 25 — дизъюнктивные нарушения: а — основные разломы, б — надвиги, сопровождаемые бластомилонитами; 26 — пробуренные скважины: 1 — Восток-4, 2 — Лемок-1, 3 — Авернская-150

что с эдиакарского времени и в течение всего кембрия осадочные комплексы восточных частей Предъенисейского осадочного бассейна формировались синхронно с аналогичными комплексами юго-западных районов Сибирской платформы, под влиянием одних и тех же тектонических импульсов и идентичной трансгрессивно-регрессивной цикличности.

В раннем кембрии преобладали глубоководные океанические обстановки осадконакопления, соответствующие активным частям задугового бассейна новой раннепалеозойской островодужной системы, расположенные на западе консолидировавшегося с Сибирским кратоном Касско-Туруханского микроконтинента. Фрагменты подобных образований вскрыты бурением на Вездеходной площади на юго-востоке Западно-Сибирской платформы [26, 27], а также на других площадях в юго-западном обрамлении Предъенисейского осадочного бассейна. К югу от задугового бассейна подобные эдиакарий, кембрийские и ордовикские комплексы распространены в пределах Кузнецко-Алатауской вулканической зоны.

На рубеже позднего карбона–раннего триаса начались процессы, связанные с закрытием Палеоазиатского океана (герцинский диастрофизм) на западе. В связи с этим Енисейский кряж развивался как рамповое сводовое поднятие — по субвертикальным зонам разломов он воздымался в условиях сжатия. Процессы эрозии частично уничтожили здесь палеозойские, вендские образования и верхнюю часть разреза рифейских

складчатых отложений и офиолитовых аллохтонов. В течение мезозоя и кайнозоя Енисейский кряж и прилегающие части Сибирского кратона продолжали развиваться в режиме воздымания, в его западной части районы Западно-Сибирской плиты развивались в режиме погружения, что привело к формированию мезозой–кайнозойского чехольного (плитного) комплекса (см. рис. 2, Г).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Значительная погруженность домезозойских комплексов в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты под мощным осадочным чехлом, а также их положение в зоне сочленения разновозрастных складчатых сооружений и окраинных частей платформы, не позволяют сделать однозначный вывод о тектоническом развитии региона.

Региональные и глобальные геодинамические реконструкции западных окраинных сегментов Сибирского кратона основаны на исследованиях разновозрастных полигенетических складчатых и метаморфизованных комплексов Енисейского кряжа, являющегося главной структурой обрамления кратона, но примыкающие с запада погруженные фрагменты древнего фундамента Западно-Сибирской плиты во многих реконструкциях не рассматриваются. Кроме того, полученные к настоящему времени многочисленные данные по различным осадочным, метаморфическим и магматическим комплексам Енисейского кряжа, их анализ и интерпретация у разных специалистов во многом разнятся, а вопрос палеогеодинамиче-

ских реконструкций и палинспастических моделей аккреционно-коллизийных структур в “енисейском” обрамлении Сибирского кратона до сих пор остается спорным. Особенно это касается реконструкций более ранних (до позднего неопротерозоя) этапов геодинамической эволюции структур Енисейского кряжа.

Геологические, структурно-тектонические и палеомагнитные данные по гранитоидам Ерудинского массива (тейский комплекс) [4] свидетельствуют о значительном удалении и, соответственно, структурно-тектонической разобщенности выделяемого Центрально-Ангарского террейна от Восточного блока Енисейского кряжа до криогения. Однако, мы считаем несомненным факт существования гренвилльской орогении непосредственно в этих районах Енисейского кряжа, и, следовательно, генетической близости структур Центрального и Восточного блоков Енисейского кряжа [17]. Выявлена тесная связь мезо- и неопротерозойских геологических комплексов в Центральном и Восточном блоках кряжа и разработаны модели эволюции структур Енисейского кряжа [10, 16, 37].

Проведенные нами исследования конвергентной границы палеоконтинент-палеоокеан и геодинамической эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны впервые учитывают имеющиеся данные, полученные в результате комплексных исследований Енисейского кряжа, и материалы масштабных геолого-геофизических исследований, а также геодинамических реконструкций погребенного под чехлом Западно-Сибирской плиты (мезозой) Предъенисейского осадочного бассейна (верхний докембрий–нижний палеозой), образованного на древнем Касско-Турханском микроконтиненте.

Полученные данные позволяют нам более детально и обоснованно трактовать докембрийскую историю тектонического развития Енисейского кряжа и зоны сочленения его с прилегающими с запада (в современных координатах) структурами фундамента Западно-Сибирской плиты.

Предложенная нами геодинамическая модель эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны в неопротерозое основана на анализе большого комплекса имеющихся и новых геологических, геофизических и геохронологических данных палеоконтинентального и палеоокеанического секторов. В нашей геодинамической модели учтены результаты численного моделирования близких конвергентных обстановок [8, 34]. В геодинамическую модель входят:

– анализ геодинамических обстановок проявления магматизма и метаморфизма в пределах 1.4–0.54 млрд лет;

– отдельные этапы геодинамической эволюции исследуемого региона в интервалах 740–700, 640–600 и 580–540 млн лет (см. рис. 2, А–Г).

Такой комплексный подход позволил нам выделить пять основных тектонических этапов в качестве временных рубежей, контролируемых процессами растяжения и коллизии континентальной коры в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны:

- 1.4–1.1 млрд лет,
- 1.1–0.9 млрд лет,
- 0.9–0.85 млрд лет,
- 0.8–0.78 млрд лет,
- 0.78–0.6 млрд лет.

Временной интервал 1.4–0.8 млрд лет в геологическом развитии западной окраины кратона представляется весьма важным периодом, свидетельствующим о проявлении мощных эндогенных процессов. Аккреционно-коллизийные процессы, проявившиеся в интервале около 0.8–0.6 млрд лет назад, генетически связаны со становлением и эволюцией Палеоазиатского океана [31]. Палеоазиатский океан образовался между Северо-Американским и Сибирским кратонами в результате распада суперконтинента Родиния по разным оценкам в период от 1000–900 до 720 млн лет назад и существовал до конца палеозоя [30]. Мы предполагаем, основываясь на геологических данных, полученных в результате исследований пород и структур Енисейского кряжа, что зарождение его спрединговых структур могло происходить на рубеже мезопротерозоя и неопротерозоя. Наше предположение подтверждается выводами, касающимися этого возрастного рубежа [6].

В период 1.1–0.9 млрд лет инверсия режимов давления при метаморфизме на периферии кратона с низких на умеренные, по нашим представлениям, связана с тектоническими процессами, происходящими к западу от Приенисейской региональной сдвиговой зоны. Возможными механизмами горообразовательных процессов, приведших к образованию Енисейского кряжа в интервале 900–800 млн лет, могли быть погружающаяся на восток зона субдукции и движение с запада к Сибирскому кратону мозаики микроконтинентов восточной вергентности.

Формированию зоны субдукции в интервале 1.2–1.1 млрд лет предшествовал рифтинг континентальной коры Сибирского кратона (на расстоянии несколько сотен километров к западу от современного положения р. Енисей), интерпретируемый нами как начало спрединговой стадии формирования Палеоазиатского океана на рубеже мезопротерозоя и неопротерозоя (возможно, древнее 1 млрд лет). При средней скорости спрединга коры 3 см в год ширина Палеоазиатского

океана за 100 млн лет могла достигнуть около 3000 км.

Мы полагаем, что постепенное формирование сутуры контролировалось сближением Касско-Туруханского микроконтинента с краем Сибирского кратона по зоне субдукции, которое началось около 800 млн лет назад, возможно, и ранее. Субдукция в интервале 0.8–0.7 млрд лет способствовала миграции Касско-Туруханский микроконтинента на восток, формированию островодужных комплексов и задугового бассейна вблизи окраины Сибирского кратона. Зоны растяжения на окраине кратона сопровождалась субсинхронными дайковыми роями бимодальной ассоциации анорогенных гранитов и внутриплитных базитов 797–792 млн лет [37]. В геодинамической обстановке сближения в задуговом бассейне могла активизироваться глубинная тектоническая структура с погружением системы сближенных субпараллельных глубинных разломов на запад.

В последующие этапы, в условиях коллизии Касско-Туруханского микроконтинента с Енисейским краем в восточной части задугового бассейна на конвергентной границе формировалась (обновлялась) тектоническая зона поддвига–сдвига, генетически и пространственно связанная с зоной субдукции. На рубеже криогения и эдиакария это привело к тектоническому скучиванию – причленению образований аккреционной призмы, островодужных и офиолитовых комплексов задугового палеобассейна к Енисейскому краю. Проявления аккреционной тектоники зафиксированы выявленными нами зонами меланжа, высоко–умереннобарическим метаморфизмом породных комплексов с образованием бластомилонитов с реликтами глаукофанового метаморфизма (620 млн лет), которые являются первыми петрологическими свидетельствами наличия зоны субдукции и процессов эксгумации блоков глаукофансодержащих metabазитов по субдукционному каналу к поверхности [40].

Другой особенностью сочленения палеоокеанических и палеоконтинентальных комплексов в надсубдукционной зоне на западе Сибирского кратона является выявленное нами повышение температуры до условий амфиболитовой фации метаморфизма, контролируемой развитием прогрессивного парагенезиса калиевого полевого шпата с силлиманитом по мусковиту и мигматизацией (840 млн лет). При этом, надвиги сопровождаются локальным коллизионным умеренно барическим метаморфизмом и поздней синтетектонической микроклинизацией (600 млн лет) континентальной коры Гаревского метакомплекса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные нами результаты по метаморфизму шовной и надсубдукционной зон свидетель-

ствуют о полициклическом развитии метаморфизма в интервале времени 630–590 млн лет. Мы полагаем, что на ранней стадии (630–610 млн лет) были сформированы метаморфические комплексы, близкие по составу к парным метаморфическим поясам, характеризующиеся сопряженным проявлением глаукофансланцевого HP/LT метаморфизма и зонального LP/HT метаморфизма андалузит–силлиманитового типа, соответственно в шовной зоне субдукционного канала и на западной периферии Гаревского комплекса. В ходе последующих (610–590 млн лет) аккреционно-коллизионных деформационных процессов в надсубдукционной зоне (приустьевая часть р. Гаревка) они испытали динамометаморфизм с образованием умереннобарических гранат–ставролит–кианитовых тектонитов, с возрастом 600 млн лет [40].

Таким образом мы полагаем, что докембрийские структуры Енисейского кряжа и смежного блока фундамента Западно-Сибирской плиты сформировались в процессе коллизионно-аккреционных движений (640–600 млн лет), при этом тектонические структуры Енисейского кряжа возникли под воздействием глубинных разломов северо-западного заложения на ранних стадиях развития Приенисейской и Ишимбинско-Татарской региональных сдвиговых зон.

Палеоокеанические комплексы Приенисейской палеосубдукционной зоны являются системой разновозрастных структур, которые были сформированы в пределах океанической литосферы и причленялись к Сибирскому кратону в последующих эпохах тектогенеза.

Фрагменты комплексов Приенисейской палеосубдукционной зоны, тектонически погруженные на глубину и погребенные под чехлом осадочных пород, в качестве узкого сутурного блока, фиксируются геофизическими методами.

Данные события зафиксированы окраинно-континентальными, офиолитовыми и островодужными ассоциациями пород разного возраста, разной тектонической и метаморфической природы в составе докембрийских террейнов [18].

Геодинамическая история региона в позднем мезопротерозое и неопротерозое коррелирует с синхронной магматической активностью, сопутствующим рифтогенезом, а также аналогичной последовательностью однотипных тектоно-термальных событий на арктической палеоокраине палеоконтинентов Нуна и Родиния, что подтверждает территориальную близость Сибирского кратона и кратонов северной Атлантики (палеоконтиненты Лаврентия и Балтика) [33, 42–44].

Мы полагаем, что разработанная нами модель геодинамической эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны в неопротерозое, в которой учтен комплекс геолого-геофизических дан-

ных, не противоречит имеющимся природным наблюдениям. При расшифровке и построении ключевых геодинамических состояний коллизионно-аккреционной системы мы использовали современное программное обеспечение, опыт и результаты численного моделирования аналогичных субдукционных зон.

Благодарности. Авторы выражают благодарность анонимным рецензентам за ценные конструктивные замечания, способствовавшие значительному улучшению статьи.

Финансирование. Работа выполнена в рамках госзаданий ИГМ СО РАН (г.Новосибирск; 0331-2016-0004), ИНГГ СО РАН (г.Новосибирск; 0331-2019-0020) и ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург; АААА-А18-118052590032-6), а также при финансовой поддержке проектов РФФИ (18-05-00152) и администрации Томской области (19-45-700009 р,а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аглонов С.В.* Палеогеодинамика Западно-Сибирской плиты // Советская геология. 1989. № 7. С. 27–36.
2. *Белов В.П.* Ультраосновные и основные породы северо-западной части Енисейского кряжа // Вестник Московск. ун-та. 1964. № 1. С. 8–14.
3. *Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И. и др.* Порожнинские граниты Приенисейского офиолитового пояса-индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // ДАН. 2001. Т. 381. № 6. С. 5–14.
4. *Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю. и др.* Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 502–519.
5. *Врублевский В.В., Ревердатто В.В., Изох А.Э., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Тишин П.А.* Неопротерозойский карбонатитовый магматизм Енисейского кряжа, Центральная Сибирь: ^{40}Ar – ^{39}Ar -геохронология пенченгинского комплекса // ДАН. 2011. Т. 437. № 4. С. 514–519.
6. *Даценко В.М., Александровский Ю.С., Косоруков А.П. и др.* Главнейшие эпохи и геодинамические обстановки гранитоидного магматизма и эндогенного рудообразования в структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы // Отечественная геология. 1994. № 10. С. 27–39.
7. *Детков В.А., Вальчак В.И., Горюнов Н.А., Евграфов А.А.* Особенности строения земной коры и верхней мантии юга Сибирской платформы в сечении опорных маршрутов Батолит и Алтай Северная Земля / Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 26–31.
8. *Добрецов Н.Л.* Основы тектоники и геодинамики. Новосибирск: НГУ, 2011. 490 с.
9. *Егоров А.С.* Глубинное строение и геодинамика литосферы северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотрансверсов России). СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 199 с.
10. *Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М.* Геологическая карта Енисейского кряжа, м-б 1 : 500 000 / А.К. Мкртычян, М.Л. Шерман (ред.). Красноярск: Красноярскгеол съемка, 1998.
11. *Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зинovieв С.В.* Тектоно-метаморфическая эволюция гаревского полиметаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1476–1496.
12. *Константинов М.М., Данковцев Р.Ф., Симкин Г.С., Черкасов С.В.* Глубинное строение и закономерно сти размещения месторождений Северо-Енисейского золоторудного района (Россия) // Геол. рудн. месторождений. 1999. Т. 41. № 5. С. 425–436.
13. *Конторович А.Э., Конторович В.А., Филиппов Ю.Ф., Беляев С.Ю., Каишанов В.А., Хоменко А.В., Бурштейн Л.М., Вальчак В.И., Евграфов А.А., Ефимов А.С., Конторович А.А., Петров В.Н.* Преденисейская нефтегазоносная субпровинция – новый перспективный объект поисков нефти и газа в Сибири // Геол., геофиз. и разраб. нефт. и газ. месторождений. 2006. № 5–6. С. 9–23.
14. *Кузьмичев А.Б.* Тектоника Исаковского синклинали Енисейского кряжа / Автореф. дис. ... к. г.-м. н. М.: ГИН РАН, 1987. 19 с.
15. *Ларин А.М.* Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
16. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (второе издание) // Енисейская серия / Л.К. Качевский (ред.). Красноярск: ПГО Красноярскгеология, 2002. 200 с.
17. *Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С.* Гренвилльские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. № 5. С. 32–53.
18. *Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А.* Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. 2018. № 1. С. 28–51.
19. *Митрофанов Г.Л., Мордовская Т.В., Никольский Ф.В.* Структуры скупивания коры некоторых окраинных частей Сибирской платформы / Тектоника платформенных областей. О.А. Вотах, В.А. Соловьев (ред.). Новосибирск: Наука, 1988. С. 169–173.
20. *Мусатов Г.И.* Развитие Енисейско-Туруханского подвижного пояса и его металлогения как результат взаимодействия литосферных плит // Металлогения и новая глобальная тектоника. Тез. Всесоюз. научно-техн. совещ. “Проблемы металлогении в свете идей новой глобальной тектоники” 17–20 декабря 1973 г. Л.: ВСЕГЕИ, 1973. С. 89–92.
21. *Постельников Е.С., Музейбов Н.И.* Об особенностях глубинного строения Заангарья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 2. С. 20–32.
22. *Прияткина Н.С., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Шаццло А.В., Худoley А.К., Романюк Т.В., Маслов А.В.* Погоруйская свита протерозоя Енисейского кряжа: возраст и источники сноса по данным изотопного U–Pb датирования обломочных цирконов // ДАН. 2019. Т. 484. № 2. С. 195–199.

23. Сальников А.С. Сейсмологическое строение земной коры платформенных и складчатых областей Сибири по данным региональных сейсмических исследований преломленными волнами. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2009. 132 с.
24. Сурков В.С., Коробейников В.П., Крылов С.В. и др. Геодинамические и седиментационные условия формирования рифейских нефтегазоносных комплексов на западной окраине Сибирского палеоконтинента // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 8. С. 154–165.
25. Тектоника и металлогения нижнего Приангарья / А.И. Забияка (ред.). Красноярск: КНИИГГиМС, 2004. 325 с.
26. Филиппов Ю.Ф. Геология и оценка перспектив нефтегазоносности верхнепротерозойско-палеозойского Предъенисейского осадочного бассейна на юго-востоке Западной Сибири / Автореферат дис. ... доктора геолого-минералогических наук. Новосибирск: ИНГ СО РАН, 2018. 37 с.
27. Филиппов Ю.Ф. Предъенисейский осадочный бассейн: сейсмогеологическая модель и геодинамическая эволюция // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 3–4. С. 455–471.
28. Хераскова Т.Н., Каплан С.А., Бубнов В.П., Галуев В.И. Новые данные о строении Касского блока фундамента Западно-Сибирской плиты // Геотектоника. 2013. № 2. С. 42–57.
29. Черных А.И. Геологическое строение и петролого-геохимические особенности докембрийских офиолитовых и палеоостроводужных комплексов Енисейского кряжа / Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 2000. 20 с.
30. 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 поздне-рифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2006. Т. 410. № 5. С. 657–663.
31. Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Murphy J.B. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // Earth and Planet. Sci. Lett. 2016. Vol. 449. P. 118–126.
32. Ernst R.E., Hamilton M.A., Soderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.M. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geosci. 2016. № 9. P. 464–469.
33. Ernst R.E., Wingate M.T.D., Buchan K.L., Li Z.H. Global record of 1600–700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents // Precambrian Research. 2008. Vol. 160. P. 159–178.
34. Faccenda M., Gerya T.V., Chakraborty S. Styles of post-subduction collisional orogeny: Influence of convergence velocity, crustal rheology and radiogenic heat production // Lithos. 2008. Vol. 103. P. 257–287.
35. Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T.D., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A. Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction // Precambrian Research. 2010. Vol. 183. P. 660–668.
36. Kuzmichev A.B., Sklyarov E.V. The Precambrian of Transangaria, Yenisey Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville-age orogeny, or reworked margin of the Siberian craton // J. Asian Earth Sci. 2016. Vol. 115. P. 419–441.
37. Likhanov I.I., Santosh M. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2017. Vol. 300. P. 315–331.
38. Likhanov I.I., Santosh M. A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // Precambrian Research. 2019. Vol. 328. P. 128–145.
39. Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. P-T-t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // J. Asian Earth Sci. 2015. Vol. 113. P. 91–410.
40. Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. Blueschist facies fault tectonics from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // Lithos. 2018. Vol. 304–307. P. 468–488.
41. Price N.J., Cosgrove J.W. Analysis of Geological Structures. Cambridge: University Press, 1990. 502 p.
42. Priyatkina N., Khudoley A.K., Collins W.J., Kuznetsov N.B., Huang H.-Q. Detrital zircon record of Meso- and Neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian Craton: Characterizing buried crust of the basement // Precambrian Research. 2016. Vol. 285. P. 21–38.
43. Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A.K., Zastrozhnov D., Ershova V., Chamberlain K., Proskurnin V., Shatsillo A. The Proterozoic evolution of northern Siberian Craton margin: a comparison of U–Pb–Hf signatures from sedimentary units of the Taimyr orogenic belt and the Siberian platform // Int. Geol. Rev. 2017. Vol. 59. P. 1632–1656.
44. Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A.K., Letnikova E.F., Huang H.-Q. The Neoproterozoic evolution of the western Siberian Craton margin: U–Pb–Hf isotopic records of detrital zircons from the Yenisey Ridge and the Prisayan Uplift // Precambrian Research. 2018. Vol. 305. P. 197–217.
45. Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Yu. The nature and models of metamorphism. Chum, Switzerland: Springer, 2019. 330 p.

Geodynamic Model of the Evolution of the Yenisei Paleosubduction Zone in the Neoproterozoic (Western Margin of the Siberian Craton), Russia

P. S. Kozlov^{a,*}, Yu. F. Filippov^b, I. I. Likhanov^c, A. D. Nozhkin^c

^aZavaritskii Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 620151, Ekaterinburg, Russia

^bTrofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 630090, Novosibirsk, Russia

^cSobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 630090, Novosibirsk, Russia

**e-mail: kozlov@igg.uran.ru*

The article proposes a model of collisional and accretionary events of the Neoproterozoic at the western margin of the Siberian Craton, based on the results of geological, petrological and geochronological studies of the Precambrian complexes of the Yenisei Ridge and comprehensive geophysical data. Mineralogical and petrological evidence of the existence of paleosubduction are presented in the tectonic mélange of the suture zone, relics of glaucophane-bearing high-pressure mineral assemblages in metabasites (630–620 Ma), metamorphosed ophiolites and island arc complexes of Isakovsky and Predivinsky terranes (700–600 Ma) of the Sayan-Yenisei accretionary belt. The geodynamic evolution model of the Yenisei paleosubduction zone includes reconstructions at time intervals of 740–700, 640–600, 580–540 Ma, during which a suture zone was formed as a result of the collision of the Kass-Turukhansk microcontinent with the Siberian Craton. The tectonized fragments of the suture are partially exposed on the surface in the right-bank of the River Yenisei. The bulk of the deformed and metamorphosed oceanic crust buried beneath the Ediacar and Phanerozoic sedimentary cover in the eastern part of the Kass-Turykhansk microcontinent is traceable by geophysical data. The history of the region's geological development in the Late Meso–Neoproterozoic correlates with synchronous endogenous events along the Arctic paleo-margin of Nuna and Rodinia paleocontinents, which confirms the spatial proximity of Siberia and North Atlantic cratons (Laurentia and Baltic) in the wide time range.

Keywords: Precambrian complexes, geodynamic model, suture zone, tectonic mélange, Yenisei paleosubduction zone, Kass-Turukhansk microcontinent, Yenisei Ridge, Paleo-Asian Ocean, Siberian craton