

На правах рукописи



КОЗЛОВ Павел Сергеевич

**ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ
ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО
КРАТОНА (СЕВЕРО-ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)**

25.00.01 – общая и региональная геология

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание учёной степени
доктора геолого-минералогических наук

Екатеринбург – 2022

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук

Официальные оппоненты: **Козаков Иван Константинович**

д.г.-м.н., главный научный сотрудник, ученый секретарь научного совета РАН по проблемам геохронологии докембрия Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН), г. Санкт-Петербург.

Пыстин Александр Михайлович

д.г.-м.н., главный научный сотрудник, заведующий лабораторией региональной геологии Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института геологии Коми НЦ УрО Российской академии наук им. Н.П. Юшкина (ИГ Коми НЦ УрО РАН), г. Сыктывкар.

Макрыгина Валентина Алексеевна

д.г.-м.н., главный научный сотрудник Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института геохимии им. А.П. Виноградова Российской академии наук (ИГХ СО РАН), г. Иркутск.

Ведущая организация: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), г. Москва.

Защита состоится «23» июня 2022 года в 14:00 часов на заседании диссертационного совета Д. 003.022.02 при Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте земной коры Сибирского отделения Российской академии наук (ИЗК СО РАН) по адресу: 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128.

С диссертацией можно ознакомиться в научной библиотеке ИЗК СО РАН и на сайте: <http://www.crust.irk.ru/images/upload/newsfull209/3043.pdf>.

Отзывы на автореферат в двух экземплярах с подписью, заверенные печатью учреждения, просим направлять ученому секретарю совета, Данилову Б.С. по адресу: 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, или E-mail: boris@crust.irk.ru

Автореферат разослан « » марта 2022 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета
Д 003.022.02,
кандидат геол.-мин. наук



Б.С. Данилов

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

Северо-Енисейский кряж (СЕК) расположен на западной окраине Сибирского кратона (СК). Докембрийские комплексы, его слагающие, образуют покровно-складчатую структуру на севере Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАПП), окончательно сформированную в ходе аккреционно-коллизионных событий в неопротерозое (рис.1, врезка).

Ключевой проблемой для периода 1.4-0.6 млрд лет назад на западе СК являются слабо исследованные вопросы реконструкции и фиксации возрастных рубежей гренвильской и байкальской орогенических эпох, связанные с глобальными тектоническими событиями, а именно: (1) распадом суперконтинента Нуна [Rogers, Santosh, 2002], (2) образованием гипотетического суперконтинента Родинии в результате гренвильской орогении – первой крупной эпохи складчатости в неогее [Rivers, 2008] и вхождение Сибирского кратона в его состав [Khain et al., 2003; Pisarevsky et al., 2003, 2008; Ernst et al., 2008; Богданова и др., 2009 и др.], (3) океаническим рифтингом и ранним этапом раскрытия неопротерозойской ветви Палеоазиатского океана [Ярмолюк и др., 2006; Kuz'michev, Sklyarov, 2016] и (4) с закрытием Палеоазиатского океана в результате коллизии с Сибирским кратоном в неопротерозое [Верниковский, Верниковская, 2006; Лиханов и др., 2014 и др.].

Анализ геологического строения и тектонических моделей докембрия СЕК [Мусатов, 1973; Даценко и др., 1994; Качевский и др., 1994; Качевский, 1999; Врублевский и др., 2011; Лиханов и др., 2014; Кузнецов и др., 2020; Верниковский и др., 2006, 2009; Kuz'michev, Sklyarov, 2016 и др.] показывает, что расхождение взглядов на тектоническую природу региона во многом связано с недоисследованностью особенностей тектоники, петрологических индикаторов и изотопного датирования тектоно-метаморфических комплексов. Установление *P-T-t-d* параметров эволюции комплексов позволяет реконструировать последовательность и геодинамические обстановки их формирования, а последующая интерпретация – их «привязку» к региональным и глобальным тектоническим процессам. Этим объясняется повышенный интерес к происхождению аккреционно-коллизионных структур континентов и кратонов, в которых проявляется метаморфизм разных типов с полным набором от внутриконтинентальных до периокеанических тектонических обстановок [Скляр и др., 2001; Лиханов, 2003; Добрецов, 2010; Перчук и др., 2015 и др.].

Следовательно, актуальность исследования определяется глобальной и региональной значимостью СЕК как орогена в эволюции западной окраины СК.

Объект исследования – позднедокембрийские комплексы континентального и океанического секторов Северо-Енисейского кряжа и их соотношение на юго-западной окраине Сибирской платформы.

Цель исследования – обосновать и воссоздать историю геологического развития докембрийских комплексов Северо-Енисейского кряжа и приблизиться к пониманию эволюции континентальной коры западной окраины Сибирского кратона в палео-неопротерозое.

Задачи исследования: 1) выявить опорные участки и ключевые разрезы докембрийских комплексов и всесторонне изучить в их пределах *P-T-t-d*

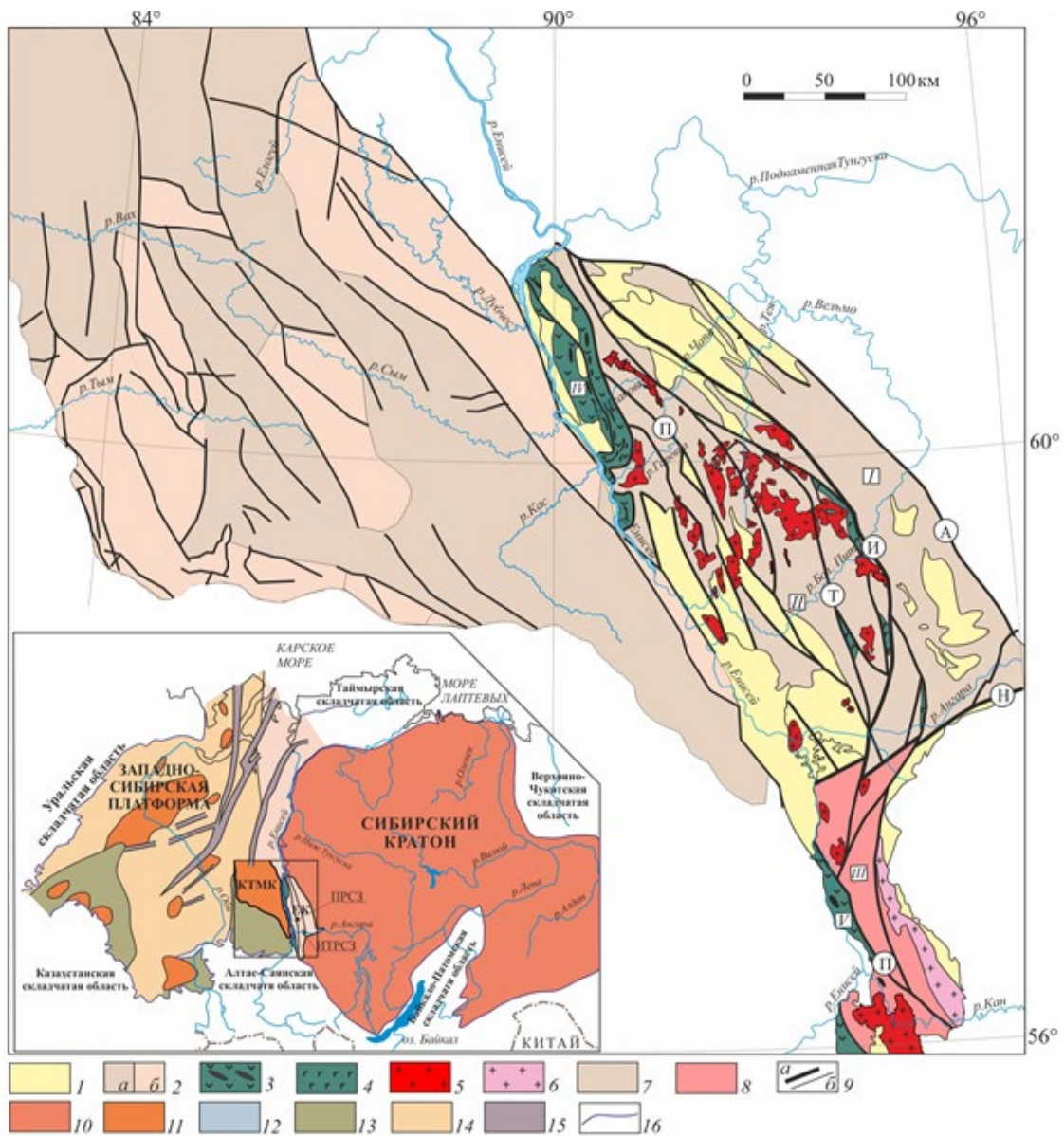


Рисунок 1. Схема основных структур Енисейского края (ЕК). На врезке показано положение ЕК и Касско-Туруханского микроконтинента (КТМК) относительно Сибирского кратона и Западно-Сибирской платформы [Козлов и др., 2020].

1 – чехол (NP₃–PH); 2 – блоки фундамента КТМК: а - опущенные, б - приподнятые; 3 – офиолитовые и островодужные комплексы с плагиогранитами (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); Окончание условных обозначений: 9 – региональные разломы, надвиги: а – геологические границы (ЕК), б – границы блоков (КТМК). Тектонические блоки ЕК (в квадратиках): I – Восточный (ВБ); II – Центральный (ЦБ); III – Канский; островодужные комплексы: IV – Исаковский, V – Предивинский. Региональные разломы (в кружках): И – Ишимбинский, Т – Татарский, А – Анкиновский, П – Приенисейский, Н – Нижнеангарский. 10–12 – области консолидации фундамента (во вставке): 10 – Сибирский кратон, 11 – древние (NA–NP) жесткие массивы; 12 – байкалиды (NP₃); 13 – каледониды (Pz₁); 14 – герциниды (Pz₃); 15 – грабен-рифты (P–T); 16 – границы Западно-Сибирской платформы и Сибирского кратона. ИТРСЗ – Ишимбинско-Татарская региональная сдвиговая зона, ПРСЗ – Приенисейская региональная сдвиговая зона (Глава 4, разделы 4.1.1 и 4.1.2).

параметров формирования метаморфических пород, соотношение деформаций с процессами метаморфизма и магматизма; 2) разработать легенду и «Схему районирования докембрийских тектоно-метаморфических комплексов Енисейского кряжа», учитывающую геотермические градиенты, режимы давления, геодинамические обстановки и возраст формирования метакомплексов; 3) разработать геодинамическую модель Приенисейской палеосубдукционной зоны в неопротерозое на западной окраине Сибирского кратона; 4) обосновать и скорректировать тектонические этапы и разработать тектоническую модель эволюции западной окраины Сибирского кратона в палео-неопротерозое, 5) обосновать один из возможных путей практического использования метаморфогенных минералов ВГС (And, Ky, Sil, St, Cld) в комплексе с другим глинозёмистым сырьём СЕК с перспективой их вовлечения в металлургическое производство Богучанского алюминиевого завода в Нижнем Приангарье.

Фактический материал и методы исследования

В основу работы положен фактический материал, полученный автором в Северо-Енисейском кряже (Красноярский край) в ходе среднемасштабного Центрального геологического доизучения площадей масштаба 1:50 000 (листы О-46-7-Г; О-46-19-Б; О-46-20-А,Б,В,Г; О-46-32-Б; О-46-21-В) (1979-1983гг.) и специализированных научно-исследовательских работ (1995-2020гг.). В период с 1983 по 1990гг. автор принимал участие в геологическом доизучении и глубинном картировании масштаба 1:50 000 (бассейн рек Татарка, Погромная, Тасеева, Ангара, Мал. Сполошная, Енисей) и написании геологического отчёта с составлением комплекта геологических карт по геологическому доизучению на площади 1494 км² (листы О-46-55-Б,Г; О-46-56-А,В; О-46-67-Б, О-46-68-А) и глубинному геологическому картированию на площади 1030 кв. км (листы О-46-67-Г, О-46-68-В, О-45-79-Б, О-46-80-А) масштаба 1:50 000 в районе Горевского Pb-Zn месторождения (нижнее течение р. Ангары). Исследования проводились в лаборатории региональной геологии и геотектоники ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) в сотрудничестве с лабораторией метаморфизма и метасоматизма ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) (научные руководители проектов – академик РАН В.В. Ревердатто и д.г.-м.н. И.И. Лиханов). В ходе совместных региональных и детальных полевых работ по Енисейскому кряжу был получен оригинальный фактический материал. Большинство микрозондовых и изотопно-геохронологических данных (циркон, слюды, амфиболы), использованных в диссертации, получены благодаря сотрудничеству с сотрудниками лаборатории.

Изучено более тысячи петрографических и около двух сотен полированных шлифов, отобраны сотни проб на различные виды анализов. Определение химического состава пород производилось в лабораториях ИГМ СО РАН. Содержания главных элементов в породах получены рентгено-флюоресцентным методом в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН на рентгеноспектральном анализаторе VRA-20R фирмы “Carl Zeiss Jena”. Концентрации редких и редкоземельных элементов установлены методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. Изотопно-геохронологические исследования U-Th-Pb (CHIME) методом *in situ* в полированных шлифах (монацит,

ксенотим; циркон) выполнялись в ЦКП «Аналитик» ИГГ УрО РАН; изотопные отношения U, Th и Pb в цирконах – в ЦИИ ФГУП ВСЕГЕИ на масс-спектрометре SHRIMP II; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования слюд и амфиболов производилось в Аналитическом центре ИГМ СО РАН на масс-спектрометре Micromass Noblegas 5400 методом ступенчатого прогрева. Микрозондовое определение состава минералов выполнены в ИГМ СО РАН на установке Cameca-100.

Личный вклад. Картирование докембрийских толщ. Постановка задач исследований, выделение опорных участков и разрезов полиметаморфических, магматических пород и тектонитов. Документация обнажений и керн, комплексное опробование пород. Выделение минеральных парагенезисов в шлифах, совместные микрозондовые исследования химсостава и зональности минералов (И.И. Лиханов) и Mnz, Xtm и Zrn СИМЕ U-Th-Pb методом (В.В. Хиллер). Составление схемы районирования ТМК ЕК, итоговых схем и карт геологического строения ключевых участков. Разработка геодинамической и рифтогенно-коллизийной модели эволюции докембрийских комплексов СЕК. Единолично разработка темы, структуры и содержания диссертационной работы. Анализ, обобщение и совместное с коллегами обсуждение и интерпретация комплекса результатов на всём протяжении исследований, подготовка и публикация статей в соавторстве и единолично.

Научная новизна

(1) впервые всесторонне обоснован гренвильский этап формирования СЕК как орогена, с которым связывается образование суперконтинента Родиния;

(2) получены первые петрологические свидетельства существования палеозоны субдукции с реликтами глаукофансодержащего парагенезиса с возрастом ~ 630 млн лет в метабазитовых бластомилонитах Исаковского террейна;

(3) *P-T-t-d* реконструкции Гаревского, Тейского и Приангарского полиметаморфических метакомплексов переходного по режиму давления от низких And-Sil типа (LP/HT) к умеренно-барическим Ky-Sil типа (MP/HT) позволили обосновать геодинамические обстановки внутриконтинентального растяжения, сжатия, синсдвигового метаморфизма и пластических деформаций в Ишимбинско-Татарской и Приенисейской региональных сдвиговых зонах;

(4) впервые на примере уникального ореола контактового метаморфизма вокруг Аяхтинского гранитоидного массива зафиксирован хлоритоид во внешней зоне, показано строение прогрессивной зональности плутонометаморфизма (LP/HT) и приведены *P-T-t* параметры роговиков, образовавшихся в условиях повышенных давлений (~ 3 кбар) на позднеорогенной стадии;

(5) в шовной зоне сочленения палеоокеанического и палеоконтинентального секторов впервые выделена Приенисейская сдвиговая зона, контролируемая геодинамическими обстановками растяжения, маркируемая комплексом неопротерозойских разновозрастных внутриплитных гранитных интрузий, бимодального дайкового магматизма и поздних низкотемпературных и умереннобарических орто- и парабластомилонитов во фронте поддвига/надвига и высокobarических (HP/HT) бластомилонитов (HP/LT) в сутурной зоне;

(6) построена геодинамическая модель Приенисейской палеосубдукционной зоны на сочленении Западно-Сибирской плиты с Северо-Енисейским кряжем и обоснованы ранние этапы формирования и закрытия неопротерозойской ветви Палеоазиатского океана на основе оригинальных геолого-структурных результатов, высокотемпературных метаморфических индикаторов и привлечения геофизических исследований предшественников;

(7) обоснованы внутриплитная магматическая активность (1812-1750; 1380 млн лет) и импульсы рифтогенеза (1250-650 млн лет), внутриконтинентальная тектоно-метаморфическая активность в гренвилевскую (1180-850 млн лет), раннебайкальскую (850-800 млн лет) и позднебайкальскую (800-600 млн лет) тектонические эпохи;

8) рифтогенно-коллизийная модель тектонической эволюции докембрийских комплексов Северо-Енисейского кряжа, предложенная в работе на основе комплексирования методов, позволила скорректировать этапы и тектоническое строение западной окраины СК в палео-неопротерозе.

Практическая значимость

Полученные автором результаты по геологии, тектоно-метаморфической эволюции докембрийских комплексов, геодинамике Северо-Енисейского кряжа вошли в производственные геологические отчёты Ангарской геологоразведочной экспедиции ПГО «Красноярскгеология». Опорные участки (маяконский, панимбинский, большепитский и др.), выявленные ранее (1980-1984 гг.) в процессе геологического доизучения площади (ГДП) 9-ти листов масштаба 1:50000 получили дальнейшее петрологическое доизучение с типизацией комплексов по *P-T-t-d* параметрам. Впервые выделен стратотип горевской свиты карбонатных пород верхнего рифея (неопротерозоя), вошедший в Легенду стратиграфии Енисейской серии [Качевский, 1999]; нижнеречинская метапикрит-базальтовая толща, подстилающая их, предложена в качестве основания широкинской серии, начинающая вулканогенно-осадочный рудоносный (Pb-Zn) разрез Ангаро-Большепитского рифтогенного внутриконтинентального палеобассейна; обоснован неопротерозойский возраст киселихинской толщи кутукасской серии, ранее датированной как средний рифей. Всё это позволило автору уточнить Легенду стратиграфии мезо-неопротерозойских толщ Енисейской серии. Некоторые авторские результаты по стратиграфии, тектонике, метаморфизму и полезным ископаемым вошли в производственные отчёты по Центральному ГДП 9-ти листов масштаба 1:50 000, Западному ГДП 6-ти листов масштаба 1:50 000 и ГКК 4-х листов Горевской площади масштаба 1:50 000. Дана предварительная оценка практического использования минералов группы силлиманита в комплексе с бокситами, глинозёмистыми железными рудами и нефелиновыми сиенитами.

Защищаемые положения:

1. Континентальная кора западной окраины Сибирского кратона на рубеже мезо-неопротерозоя испытывает импульсы рифтогенеза и сопутствующего гранитоидного, пикрит-базальтового и бимодального магматизма, впервые установленные на рубежах 1380, 1000, 870, 790 (млн лет), что свидетельствует об усилении эндогенной активности в Приенисейской региональной сдвиговой зоне.

2. Установленные тектоно-метаморфические, магматические и разновозрастные блатомилонитовые комплексы в докембрии Северо-Енисейского кряжа являются петрологическими индикаторами континентального рифтогенеза, сопутствующего магматизма и дислокаций в Ишимбинско-Татарской сдвиговой зоне в Центральном поднятии и океанического рифтинга, субдукции и коллизии в Приенисейской сутурной зоне на сочленении палеоконтинентального и палеоокеанического секторов.

3. Северо-Енисейский ороген сформирован *in situ* на раннедокембрийской коре Сибирского кратона в три этапа в интервале времени 1180-600 млн лет назад в гренвильскую и байкальскую тектонические эпохи, что обосновывается *P-T-t-d* параметрами тектоно-метаморфических комплексов и геодинамическими обстановками растяжения и сжатия в Ишимбинско-Татарской и обстановкой коллизии – в Приенисейской региональных сдвиговых зонах.

4. Рифтогенно-коллизионная модель эволюции региона, предложенная в работе, включает 6 тектонических этапов, на рубежах (млрд лет): (1) Поздний палеопротерозой-поздний мезопротерозой (1.84-1.18), (2) Поздний мезопротерозой-ранний неопротерозой (1.18-0.85), (3) Ранний-средний неопротерозой (0.85-0.80), (4) Поздний мезопротерозой-средний неопротерозой (на западе) (1.18-0.6), (5) Средний неопротерозой (на востоке) (0.80-0.60), (6) Поздний неопротерозой (0,60-0.54). Становление Северо-Енисейского орогена завершается латеральным наращиванием континентальной коры Сибирского кратона в позднем неопротерозое.

Публикации и апробация работы

Основные результаты работы докладывались на всероссийских и международных совещаниях и научно-практических конференциях, наиболее важными из них являются: Международная научная конференция «Метаморфизм и геодинамика», II Чтения памяти С.Н. Иванова (Екатеринбург, 2006), XLI тектоническое совещание «Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики» (Москва, 2008), Международный симпозиум «Петрология литосферы и происхождение алмаза», посвященный 100-летию со дня рождения академика В.С. Соболева (Новосибирск, 2008), Конференция «Физико-химические факторы петро – и рудогенеза: новые рубежи», посвящённая 110-ти летию со дня рождения академика Д.С. Коржинского (Москва, 2009), XI Всероссийское петрографическое совещание (Екатеринбург, 2010), Всероссийская научная конференция с международным участием, посвящённая 100-летию С.Н. Иванова, IV Чтения (Екатеринбург, 2011), III Российская конференция по проблемам геологии и геодинамики докембрия «Проблемы плейт- и плюм-тектоники в докембрии» (Санкт-Петербург, 2011), European Mineralogical Conference (Frankfurt on Main, Germany, 2012), Всероссийская конференция «Современные проблемы магматизма и метаморфизма», посвященная 150-летию акад. Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию проф. Г.М. Саранчиной (Санкт-Петербург, 2012), Geodynamics Symposium «Rodinia 2013: Supercontinental Cycles» (Moscow, 2013), XLVI Тектоническое совещание «Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты горообразования, региональные обобщения» (Москва, 2014), VI Российская конференция по изотопной геохронологии «Изотопное датирование

геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы» (Санкт-Петербург, 2015), Четвертая тектонофизическая конференция «Тектоника и актуальные вопросы наук о Земле» (Москва, 2016), VIII и IX Всероссийская петрографическая конференция с международным участием «Петрология магматических и метаморфических комплексов» (Томск, 2016, 2017), Международная научная конференция «Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем» (Петрозаводск, 2017), VII международный симпозиум. К 80-ти летию со дня рождения выдающегося ученого первого директора ИС РАН Ю.А. Трапезникова (Москва, 2017), V и VI Российская конференция по проблемам геологии и геодинамики докембрия (Санкт-Петербург, 2017, 2019), VIII, IX, XII, XVIII Всероссийское научное совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту» (Иркутск, 2010, 2011, 2014, 2020), Российская конференция с международным участием «Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований», посвящённая 90-летию ИГЕМ РАН (Москва, 2020).

Исследования по теме диссертационной работы выполнялись в рамках госзаданий НИР ИГГ УрО РАН, в сотрудничестве с ИГМ СО РАН в рамках проектов президиума СО РАН, РФФИ и РФФ (2006-2017гг.): НШ-4922.2006.5, № 116, № 06-05-64676, № 08-05-00166, № 08-05-00208, № 11-05-00321; № 2, № 20, №12; 14-05-00117, 15-05-00998, №21-77-20018.

Результаты выполненных по теме диссертации исследований опубликованы в более 70-ти статьях в отечественных и зарубежных изданиях (из них – более 45 в рецензируемых журналах, входящих в список ВАК), а также в более 25 материалах совещаний и конференций.

Структура и объём работы

Диссертация состоит из введения, 8 глав, заключения и 5 текстовых приложений (21 таблица, 32 стр.). Общий объём работы 345 стр., основной текст 302 стр. содержит 62 рисунка, 5 внутри текстовых таблиц и список литературы, включающий 363 наименования, из них 7 наименований – фондовые материалы.

Благодарности

Выражаю искреннюю благодарность коллегам и друзьям из лаборатории метаморфизма и метасоматизма ИГМ СО РАН за совместные научные исследования Енисейского кряжа, их финансовое и техническое сопровождение. Особая благодарность академику РАН В.В. Ревердатто и д.г.-м.н. И.И. Лиханову за конструктивные дискуссии, ценные советы и совместную публикационную деятельность; моему первому научному руководителю-наставнику д.г.-м.н., профессору, заслуженному геологу России Г.Г. Лепезину за постоянный интерес к исследованиям; д.г.-м.н. А.Д. Ножкину за консультации и полезные советы при написании работы и совместные публикации. Благодарю геологов ПГО «Красноярскгеология»: С.В. Мазура, Б.Б. Саковича, А.П. Хохлова, Б.В. Бублай, Н.Х. Бранднер, С.В. Горайнова, Л.К. Качевского, А.А. Стороженко, В.Ф. Васильева и др. за содействие исследованиям, обсуждение актуальных материалов в полевых и камеральных условиях. Большая благодарность научным сотрудникам: ИГГ УрО РАН – чл. корр. РАН А.В. Маслову, д.г.-м.н. А.И. Русину, д.г.-м.н. Г.А. Петрову за

конструктивное обсуждение полученных результатов; к.г.-м.н.- М.Т. Крупенину, Ю.В. Ерохину и В.В. Хиллер за совместные исследования; ИГМ СО РАН – д.г.-м.н. О.П. Полянскому, к.г.-м.н. С.В. Зиновьеву, к.г.-м.н. А.В. Бабичеву, м.н.с. А.А. Крылову, Е.Н. Нигматулиной; ИНГГ СО РАН – д.г.-м.н. Ю.Ф. Филиппову, к.г.-м.н. Н.В. Попову, к.г.-м.н. С.В. Сараеву за совместные исследования и публикации; д.г.-м.н. К.А. Савко (Воронежский ГУ) – за содействие в изотопных исследованиях. Автор глубоко признателен И.В. Козловой, М.Л. Крашенинниковой и Т.А. Петровой.

Диссертационная работа выполнена в лаборатории региональной геологии и геотектоники Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН (г. Екатеринбург). Автор выражает благодарность сотрудникам лаборатории – заведующему лабораторией д.г.-м.н. К.С. Иванову, чл. корр. РАН В.Н. Пучкову за содействие исследованиям, ценные советы в процессе и на завершающей стадии написания работы.

Условные обозначения минералов [Whitney, Evans, 2010]: *Ab* – альбит, *Aeg* – эгирин, *Aln* – алланит, *Alm* – альмандин, *Amp* – амфибол, *An* – анортит, *And* – андалузит, *Adr* – андрадит, *Ap* – апатит, *Bt* – биотит, *Cb* – карбонат, *Cal* – кальцит, *fi* – фибролит, *Chl* – хлорит, *Cld* – хлоритоид, *Cld-in* – изограда первого появления хлоритоида, *Crd* – кордиерит, *Ep* – эпидот, *Gln* – глаукофан, *Grt* – гранат, *Gr* – графит, *Grs* – гроссуляр, *Grt – Chl-out* – изограда исчезновения хлорита с гранатом, *Hbl* – роговая обманка, *Ilm* – ильменит, *Ky* – кианит, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Ms* – мусковит, *Mnz* – монацит, *Npf* – нефелин, *Pl* – плагиоклаз, *Pg* – паразонит, *Prp* – пироп, *Prt* – пирит, *Qz* – кварц, *Rt* – рутил, *Ser* – серицит, *Sil* – силлиманит, *Sph* – сфен, *Sps* – спессартин, *St* – ставролит, *Xtm* – ксенотим, *Zrn* – циркон.

Глава 1. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ И КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Енисейский кряж, как самостоятельную орографическую единицу впервые выделил Л.А. Ячевский в 90-х годах XIX столетия. В 20-х годах прошлого столетия С.В. Обручевым он был охарактеризован как горст [Кириченко, Додин, 1958]. В главе кратко рассмотрена вековая история изучения геологического строения региона по [«Легенда Енисейской серии...», Качевский, 1999]. *Выделены главные этапы исследований. Первый этап – 1930-1950гг.* (маршрутные, рекогносцировочные, тематические и геологосъемочные работы М 1:1 000 000; открыты месторождения золота, бокситов, гематитовых руд, слюды; составлены мелкомасштабные геологические карты). *Второй этап (с 1957 по 1970гг.)* ГСР-200, геофизические площадные и профильные исследования, разработаны и опубликованы первые схемы тектонического районирования и главнейших тектонических элементов тектонического строения Енисейского кряжа, основанные на геосинклинальной концепции, создана серия сводных карт (геологических, полезных ископаемых, металлогенических) М 1:1 000 000 и М 1:500 000). *Период с 1960 по 1992-1997гг.* в регионе связан с производством геологической съемки и геологического доизучения и созданием геологических карт М 1:50 000, и на их базе геологических карт М 1:200 000, продолжались

тематические работы по стратиграфии, магматизму, тектонике и металлогении, учитывающие идеи глобальной тектоники; разработаны геодинамическая карта Енисейского кряжа М 1:500 000, серийные легенды для геолкарт М 1:50 000; геологическая карта Енисейского кряжа М 1:500 000, составлены первые карты метаморфизма. С 1992 года в Российской Федерации начинается *четвертый этап* геологического изучения регионов – создание Государственной геологической карты М 1:200 000 второго издания горнорудных районов, в том числе и Енисейского кряжа. В 1999г. издана «Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000» [Качевский, 1999, 2002 и др.]. Эта работа – результат многолетних исследований – основа всех геологосъёмочных работ и составления пояснительных записок ВСЕГЕИ к геологическим картам масштаба 1:200 000 нового поколения [Стороженко и др., 2012, 2018а, 2018б и др.].

Енисейский кряж расположен на юго-западной окраине Сибирской платформы (рис.1), представляет собой покровно-складчатый пояс преимущественно СЗ-ЮВ простирания на северо-западном продолжении Ангарского складчатого пояса [Ножкин, 1999]. По геологическим и геофизическим данным структура Енисейского кряжа отделяется от соседних – Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты [Постельников, Мусеибов, 1993; Старосельцев и др., 2003; Качевский, Зуев, 2005]. Енисейский кряж разделен Ангарским (Нижне-Ангарским) региональным глубинным разломом субширотного простирания на два крупных сегмента – *Южно-Енисейский* и *Северо-Енисейский кряж*. Граница между ними имеет сложное блоковое строение и очертания и перекрыта чехлом осадочных пород фанерозоя.

В тектонической зональности докембрийских комплексов *Северо-Енисейского кряжа* выделены палеоконтинентальный (параавтохтон) и палеоокеанический сектора [Козлов и др., 2017], принадлежащие структурам окраины Сибирского кратона и Исаковскому террейну [Верниковский и др., 2006, 2009], соответственно. Конвергентной границей между ними условно принят Приенисейский (Исаковский, [Забияка и др., 2003]) глубинный разлом (надвиг), являющийся частью Приенисейской региональной сдвиговой зоны [Козлов и др., 2012] зонального строения [Козлов и др., 2020; Лиханов и др., 2021].

В оригинальной работе за основу принята схема тектонического строения региона, заложенная работами [Глико, 1957; Кириченко, 1958; Вотях, 1968 и др.] и развитая [Постельников, 1973, 1990; Булгатов, 1983] при описании байкальского орогенеза на примере Енисейского кряжа. С нашими дополнениями выделяются три крупных тектонических блока: Восточно-Ангарский (Восточный прогиб или Ангаро-Питский прогиб; Ангаро-Питский синклиорий), Центрально-Ангарский (Центральное и Приенисейское поднятия; одноименные антиклинории) и Исаковский (Исаковский прогиб, Исаковский синклиорий; Исаковский террейн) (рис. 1). Восточной границей, отделяющей складчатые структуры кряжа от чехла Сибирской платформы является Анкиновский (Восточный) региональный разлом. Границами Центрально-Ангарского блока являются Ишимбинско–Татарская (ИТРСЗ) и Приенисейская (ПРСЗ) региональные сдвиговые зоны (Прил. 1). Эти полихронные, доминирующие в регионе рифтогенные структуры, сопровождаются

опережающими структурами более высокого порядка, в зоне взаимодействия которых происходит столкновение более мелких блоков с образованием надвигов [Егоров, 2004; Сальников, 2009], дайковый магматизм и полиметаморфизм. В ИТРСЗ (Центральное поднятие) это проявляется сочетанием регионального метаморфизма And-Sil (низких давлений) и Ky-Sil (умеренных давлений) фациальных серий [Козлов, Лепезин, 1995; Козлов и др., 2011а, 2012; Лиханов и др., 2001, 2004, 2005, 2006, 2008б, 2009 и др.; Likhanov, Reverdatto, 2011а] (Прил. 1). В ПРСЗ характерны поддвиго-сдвиговые и надвиговые структуры, связанные с палеосубдукцией [Лиханов и др., 2019; Козлов и др., 2020а] и сопровождаемые локальными зонами пара – и ортобластомилонитов [Козлов и др., 2012; Козлов, 2020б и др.].

В геологическом строении континентальной коры СЕК принимают участие преимущественно осадочно-метаморфические породы от палеопротерозоя до неопротерозоя включительно (рис. 1). Древние немтихинская и малогаревская комплексы неоархей?-палеопротерозоя образуют единый гаревский метакомплекс (ГМК) в Приенисейском поднятии [Качевский и др., 1994; Качевский, 1999, 2002]. Стратиграфически выше их залегают осадочно-метаморфические толщи тейской и сухопитской серий палео-мезопротерозоя, слагающие древние блоки тейского метаморфического комплекса (ТМК) в Центральном поднятии. Образования тунгусикской, ослянской, чингасанской и чапской серий неопротерозоя приурочены к Восточной зоне прогибов (синклинориям). Магматические образования слагают шумихинский пикрит-(коматиит)-базальтовый комплекс, залегающий среди малогаревской толщи. Базиты представлены индыглинским комплексом ортоамфиболитов палеопротерозоя в породах рязановской (пенченгинской) свиты [Качевский, 1999] и метагаббро-габбро-амфиболитами РПВП в Ишимбинско-Татарской зоне с возрастом метаморфизма по амфиболу 1.18 млрд лет [Лиханов, Ревердатто, 2016].

Гаревский массив гранит-лейкогранитовой ассоциации в Приенисейском поднятии залегает среди гнейсов, кристаллических сланцев и мраморов Гаревского МК. По геохимическим и изотопно-геохронологическим данным [Даценко и др., 1994; Ножкин, 1997] этот плутон имеет двухфазное строение: первая фаза сложена субщелочными биотитовыми порфировидными гранитами и гранитогнейсами. Вторая – интрузивная фаза, также представлена субщелочными лейкогранитами глушихинского комплекса [Качевский, 1999], с возрастом по циркону 752 ± 3 млн лет [Верниковский, Верниковская, 2006]. Радиологический возраст (U-Pb метод) пород ранней фазы (1900 ± 100 , *aln*; 1850 ± 50 , 1750 ± 30 – *zrn*, млн лет) считается валидным [Качевский, 1999]. Возраст $\sim 1900 \pm 100$ млн лет может отражать время образования синколлизонных гнейсо-гранитов и мигматитов и последующее внедрение субщелочных гранитов [Ножкин, 1997; Ножкин и др., 1991]. Но этот рубеж требует уточнения новыми методами изотопии. В регионе закартировано два пояса развития гранито-гнейсовых куполов с тремя возрастными пиками ~ 1.1 , ~ 0.85 и ~ 0.65 млрд лет [Ножкин и др., 1999], приуроченных к линейным зонам смятия вдоль Татарско-Ишимбинской и Приенисейской сдвиговых зон [Постельников, 1990; Постельников, Мусеибов, 1992]. В регионе распространены гранитоиды Тейского, Ерудинского и Каламинского массивов тейского комплекса (880-860 млн лет), Чиримбинского и Аяхтинского массивов аяхтинского комплекса

(760 млн лет) в Центральном поднятии, интрузии Гаревского, Глушихинского, Стрелковского, Лендахского (720 млн лет) [Верниковский, Верниковская, 2006] и Чернореченского [Лиханов и др., 2014; Likhanov, Santosh, 2019] массивов глушихинского комплекса в Приенисейском поднятии. Анорогенный татарский комплекс гранитов (650 млн лет), нефелиновых сиенитов и карбонатитов (630 млн лет) [Верниковский и др., 2006], 725 млн лет [Врублевский и др., 2015], заангарский щелочной массив (675-662 млн лет, [Свешникова и др., 1976] приурочены к ИТРСЗ. Тейские граниты по [Верниковский, Верниковская, 2006; Верниковский и др., 2009] были сформированы в составе Центрально-Ангарского террейна за пределами Сибирского кратона (880-860 млн лет). Метаостроводужные и метаофиолитовые комплексы неопротерозоя Исаковского террейна [Белов, 1963; Верниковский и др., 1994; Кузьмичёв и др., 2008 и др.] – северного продолжения Саяно-Енисейского аккреционного пояса [Ножкин и др., 2004], тектонизированы, меланжированы и бластомилонитизированы в результате вендского аккреционно-коллизийного события [Ножкин и др., 2007]. Гранитоиды в Исаковском террейне представлены Порожнинским (697 млн лет) [Верниковский и др., 2001] и постколлизийным Осиновским (550-540 млн лет) [Ножкин и др., 2017] массивами.

Глава 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования Северо-Енисейского кряжа базируются на результатах региональных геолого-съёмочных работ предшественников и комплексировании методов и подходов всестороннего исследования тектоно-метаморфических и магматических комплексов. Тектонические этапы и реконструкция геодинамических обстановок формирования докембрийских комплексов обоснованы P - T - t - d параметрами, параметр “ d ” отражает комплексы разновозрастных бластомилонитов, тектонитов. Геолого-петрологические типы метаморфизма отражены в легенде и «Схеме районирования докембрийских тектоно-метаморфических комплексов Енисейского кряжа» (Прил. 1), где LP/HT – And-Sil (Бьюкенский) тип зональности метаморфизма низких давлений / высоких температур, MP/HT – Ky-Sil (Барровианский) тип зональности метаморфизма умеренных давлений / высоких температур [Hietanen, 1967], HP/HT – высокобарический метаморфизм высоких давлений / высоких температур, HP/LT – глаукофансланцевый метаморфизм высоких давлений / низких температур, UHT – ультравысокотемпературный метаморфизм.

Геологическое картирование. В результате ГДП и ГГК масштабов 1:50 000 и 1:200 000, детального изучения береговых обнажений по рекам было выделено более 25 опорных участков полиметаморфизма (Ky-Sil → And-Sil) с надвиговой и сдвиговой тектоникой, контактового, зеленосланцевого метаморфизма и динамометаморфизма в сутурной зоне (Прил. 1). В их пределах маршруты прокладывались вкост метаморфической зональности зон разломов, береговых обнажений пород, профилей шурфов и буровых скважин с визуальным фиксированием последовательности минералообразования и детальным отбором проб на различные виды анализов.

Петрологические методы основаны на парагенетическом анализе полиметаморфических пород с использованием петрографического метода на начальной стадии. Термодинамические условия метаморфизма получены на основе

микронзондовых геохимических исследований сосуществующих метаморфических минералов и их зональности преимущественно метапелитов и metabазитов с применением методов геотермобарометрии и программного обеспечения, детально описанных в ряде работ [Козлов, Лепезин, 1995; Козлов и др., 2012; Лиханов и др., 2015 и др.]. Для получения оценок *P-T* условий метаморфизма и построения *P-T-t* трендов эволюции метапелитов были использованы известные минеральные геотермометры и геотермобарометры с соответствующими моделями смешения, согласованная база термодинамических данных и компьютерные программы РТРАТН [Spear et al., 1991] и МАТНЕМАТИСА 5.0 [Wolfram, 2003]. *P-T-t тренды*, представляющие собой запись сопряженного изменения температуры и давления в ходе эволюции полиметаморфических пород, применены для анализа и обоснования геодинамических процессов, связанных с тектоно-метаморфическими событиями на разных этапах геологической истории региона [Склярков и др., 2001; Лиханов и др., 2008 и др.]. При вычислении *P-T* параметров и построении *P-T-t* трендов на их основе учитывались возрастная последовательность образования минералов в минеральных ассоциациях, микроструктурные особенности метапород, химические составы минералов и вариации их состава на границах зёрен, их зональность, включая корреляцию химического состава по зонам минералов, и др. Все результаты получены с помощью одних и тех же термодинамических данных для минералов [Spear et al., 1991], что в итоге позволило их сопоставлять с результатами зарубежных исследований [Лиханов, 2020 и ссылки в ней].

Геохимические методы. Применены химический и рентгено-флюорисцентный анализы для определения валового химического состава метаморфических и магматических пород. Электронное микронзондирование минералов в полированных шлифах применялось для установления содержания петрогенных элементов по профилям вкост зёрен (*Zrn*, *Mnz*, *Xtm*) и порфиробластов (*Grt*, *Amp*, *Pl* и др.). При изучении особенностей петрогеохимического состава метаморфических и магматических пород, реконструкции природы протолитов, и геодинамических обстановок их формирования применены соответствующие диаграммы [Boynnton, 1984; Condie, 2005; Fitton et al., 1997; Meschide, 1986; Sun, McDonough, 1989; Wood, 1980 и др.].

Изотопно-геохронологические методы применялись для обоснования возраста метаморфических комплексов с использованием $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода датирования по метаморфогенным минералам (мусковит, биотит, амфибол) по методике, описанной в [Лиханов и др., 2010]. Впервые в России и для региона применён *U-Th-Pb* метод (*CHIME*) *in situ* датирования этапов метаморфизма по метаморфогенным торий-содержащим минералам-фосфатам (*Mnz*, *Xtm*) в полированных шлифах [Хиллер, 2010]. Экспресс-метод позволил установить возрастную последовательность и полиэтапность минералообразования в докембрийских метапородах по включениям ксенотима и монацита в зональных гранатах. Геохронометрия с применением *U-Pb* метода определения возраста по зёрнам циркона (SHRIMP II) использована для установления возраста кристаллизации магматических пород по ядрам с осцилляторным строением, метаморфических событий – по краевым частям цирконов. При фиксации и

интерпретации этапов полиметаморфизма использованы результаты датирования, установленные комплексом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и $U\text{-Th-Pb}$ методов.

Метод моделирования применён для обоснования наложенной (вторичной) проградной зональности умеренно-барических бластомилонитов дислокационного метаморфизма (MP/HT) на низкобарические регионального метаморфизма (LP/HT) в зоне надвигов [Лиханов и др., 2001; Ревердатто и др., 2017] и реконструкции Приенисейской зоны палеосубдукции [Козлов и др., 2020].

Интерпретация результатов исследований основана на легенде и «Схеме районирования докембрийских тектоно-метаморфических комплексов Енисейского кряжа» (Прил. 1). При интерпретациях использована гипотеза о существовании единого суперконтинента Родиния, основанная на прослеживании поясов гренвильской орогении и палеомагнитных данных [Богданова и др., 2009 и др.] и петрологические индикаторы геодинамических обстановок эволюции складчатых областей и кратонов [Скляров, 2004].

Глава 3. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ДОКЕМБРИЯ СЕВЕРО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Тектонические структуры Енисейского тектонического пояса кряжа (глубинные разломы, складчатость) интерпретируются как продолжение Байкало-Енисейского (Главного Саянского) разлома Присяянья и представляют собой фрагмент крупной структуры, ограничивающей Сибирский кратон с запада от Байкала до Карского моря [Митрофанов, Мордовская, 1988]. Следовательно, регион актуален для расшифровки тектонической эволюции складчатого обрамления СК.

Традиционно, в период с 1930-х до начала 1970-х годов, представления о тектонической структуре Северо-Енисейского кряжа основывались на геосинклинальной концепции [Глико, 1957; Боголепов, 1963; Вотях, 1968; Кириченко, 1968 и ссылки в ней]. Енисейский кряж рассматривался как пример проявления байкальского орогенеза [Постельников, 1973; Булгатов, 1983], складчатая докембрийская структура кряжа интерпретировалась как мегантиклинорий на юго-западной окраине Сибирской платформы [Постельников, 1990; Постельников, Мусейбов, 1992 и др.]. Изменения взглядов на тектоническую эволюцию региона произошли в связи с переходом на концепцию тектоники литосферных плит. В тектонической зональности СЕК, таким образом, обособились рифейские палеоокеанические (палеоостроводужные и офиолитовые комплексы, бывшая эвгеосинклиналь) и неоархей?-протерозойские палеоконтинентальные образования [Качевский, 1999, 2002; Качевский, Зуев, 2005; Стороженко и др., 2012; Стороженко и др., 2018а, 2018б и др.].

Рассмотрим 4 основные тектонические модели СЕК в хронологической последовательности, основываясь на результатах геокартирования региона как научной основы современных представлений.

Тектоническая модель 1 базируется на результатах геологического картирования региона и принадлежит геологам-съёмщикам ПГО «Красноярскгеология», представленной в «Легенде Енисейской серии» [Качевский, 1999, 2002 и др.]. Её условно можно назвать *традиционной*, но уже учитывающей положения глобальной тектоники. Согласно представлениям, древним

кристаллическим основанием Северо-Енисейского кряжа являются породы неоархей?-палеопротерозойского возраста (коррелируемые с древними комплексами Ангаро-Канского блока ЮЕК), а выше залегающие структурно-вещественные комплексы формируются на гранулит-амфиболитовом основании, т.е. *in situ* [Качевский и др., 1994; Качевский, 1999; Врублевский и др., 2011; Kuz'michev, Sklyarov, 2016; Кузнецов и др., 2020]. Немтихинский и малогаревский метакомплексы сопоставлялись с канским метаморфическим комплексом нижнего архея и енисейским метакомплексом позднего архея, соответственно, и рассматривались как принадлежащие СК. Корреляция и привязка возраста последних к древнейшим образованиям гаревского метакомплекса была отражена на геологических картах [например, Качевский, Зуев, 2005], где комплексы гаревской и тейской серий были отнесены к неоархей?-палеопротерозойскому возрасту. Эти построения подтверждены U-Pb датированием цирконов ~ 2.6 млрд лет из метатоналитов [Kuz'michev, Sklyarov, 2016], но одиночные определения из зоны меланжа требуют дополнительных исследований за её пределами [Лиханов и др., 2018]. Принадлежность древних комплексов ГМК к палеопротерозою доказывается U-Pb возрастом ~ 1.74 млрд лет циркона из метавулканитов кислого состава енисейской серии ЮЕК [Ножкин и др., 2016]. Пик эндогенных событий в интервале около 1750 млн лет подтверждают и результаты петролого-геохронологических исследований УНТ метаморфизма в гранулит-амфиболитовом комплексе канской серии ЮЕК [например, Лиханов и др., 2015].

“Аккреционно-коллизионная модель формирования Енисейского кряжа в неопротерозое” [Верниковский, Верниковская, 2006; Верниковский и др., 2009 и др.] базируется преимущественно на неопротерозойском гранитоидном магматизме, террейновом анализе и отсутствии в рассматриваемом регионе эндогенных событий, начиная с позднего палеопротерозоя (1750 млн лет) до неопротерозоя (700 млн лет). По этим данным структурно-вещественные комплексы региона были «чужеродными», т.е. сформированными значительно западнее современного положения р. Енисей и в неопротерозое обдуцированными в составе Центрально-Ангарского террейна на край Сибирского кратона. Согласно этой модели, исследователями не были приведены примеры проявления эндогенных событий за период 1 млрд лет. На основании этого были сделаны выводы о том, что западная окраина СК в интервале 1750-700 млн лет назад существовала в режиме пассивной континентальной окраины, а гренвильские и раннебайкальские тектонические события, с которыми связывается формирование гипотетического суперконтинента Родиния [Pisarevsky et al., 2008; Богданова и др., 2009 и др.], в регионе не проявились.

Согласно третьей тектонической модели [Kuz'michev, Sklyarov, 2016], на рубеже около 1 млрд лет к западу от современного положения р. Енисей уже существовали Палеоазиатский океан и пассивная окраина Сибирского кратона. Орогенция гренвильского возраста, как отмечают авторы, отсутствовала. На рубеже около 860 млн лет предполагается столкновение Неизвестного террейна с окраиной Сибирского кратона. Около 800 млн лет назад Сибирский кратон двигался против часовой стрелки с образованием в Приенисейской зоне апогнейсовых бластомилонитов (по гаревскому метакомплексу, 1100-850 млн лет–автор) в зоне

сдвига Неизвестный террейн – СК. Около 750-720 млн лет зона их сочленения испытывает рифтинг и спрединг с формированием нового Исаковского океанического бассейна. На рубеже около 680 млн лет образуется Исаковская островная дуга с фронтальной аккреционной призмой, обращенной к сибирской окраине. Около 620 млн лет происходит столкновение Исаковской дуги с СК, в результате чего незначительная часть аккреционных призматических и дуговых пород надвигается на Сибирскую окраину.

Анализ моделей показывает, что на историю тектонического развития Северо-Енисейского кряжа имеется две альтернативные точки зрения: первая – познедокембрийские структуры региона формировались *in situ* на архей-палеопротерозойском фундаменте Сибирской платформы [Качевский, 1994; Ножкин, 1997; Качевский, 1999; Врублевский и др., 2011; Лиханов и др., 2014; Kuz'michev, Sklyarov, 2016; Кузнецов и др., 2020 и др.], вторая – структурно-вещественные комплексы региона были образованы к западу от р. Енисей, а в неопротерозое обдуцированы на край СК [Верниковский, Верниковская, 2006; Верниковский и др., 2009 и др.]. Вышеприведённые модели в полной мере не учитывали уже опубликованные результаты геокартирования [Качевский, 1999, 2002; Качевский, Зуев, 2005], а также результаты по Р-Т условиям, режимам давления и изотопно-геохронологического датирования полиметаморфизма [Ушакова, 1966; Бовин, 1981, 1982; Козлов, Лепезин, 1995; Лиханов и др., 2006].

*Рифтогенно-коллизийная модель деструкции краевой части Сибирского кратона, предлагаемая в данной работе (главы 4-7), рассматривает Северо-Енисейский кряж как докембрийский ороген, сформированный *in situ* вдоль западной окраины Сибирского кратона в неопротерозое, что подтверждается петролого-геодинамическими индикаторами и изотопным датированием комплексов [Ножкин, 1997; Ножкин и др., 1999; Ножкин и др., 2011; Лиханов и др., 2014; Козлов и др., 2020а,б и др.]. Доорогенные эндогенные события, зафиксированные рифтогенными гранитами А-типа (1380-1360 млн лет) [Попов и др., 2011; Лиханов и др., 2012, 2015], коррелируются с Машакским плюмовым магматическим событием на Южном Урале, который считается мировым возрастным репером начала распада гипотетического суперконтинента Нуна [Puchkov et al., 2013; Puchkov et al., 2021].*

Глава 4. ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ И ПРИРОДА РЕГИОНАЛЬНЫХ СДВИГОВЫХ ЗОН СЕВЕРО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Выяснение вопросов соотношения рифтогенных, деформационных и эндогенных процессов актуально для понимания глубинного петрогенезиса и эволюции структурно-вещественных комплексов в зоне перехода палеоокеан-континент. В регионе выделены две крупные линеаментные структуры: *Ишимбинско-Татарская и Приенисейская региональные сдвиговые зоны (Прил.1, ИТ и П)*, на основании геолого-структурных, геохронологических и петрологических данных и привлечения 4-х элементной модели сдвиговых зон [Чиков, 1992]. Данная модель учитывает структурное выражение на поверхности зоны глубинного разлома, образование и преобразование магматических и метаморфических комплексов в пространстве и времени в ходе деформаций,

различающиеся строением, петрологическими индикаторами, термодинамическими режимами и величинами метаморфических градиентов [Ревердатто, 1973; Ревердатто, Шеплев, 1998; Козлов и др., 2012; Лиханов, Ревердатто, 2017; Лиханов и др., 2021]. Описание структур в главе сопровождается иллюстрацией схем, фотографиями обнажений и шлифов, таблицами химического состава минералов, изотопии и Р-Т параметров метаморфизма.

Ишимбинско-Татарская региональная сдвиговая зона (ИТРСЗ) (Прил. 1, ИТ), («Татарский тектонический шов» [Постельников, 1973], «Ишимбинская шовная зона смятия» [Постельников, 1990] и др.). Впервые эта зона охарактеризована при анализе верхнепротерозойских структур восточного склона Енисейского кряжа и рассматривалась в составе рифтогенной триады: Ишимбинская зона смятия, Центральное поднятие и Восточный прогиб, взаимосвязанные по происхождению. Формирование последних двух, согласно построений, определяет шовная рифтовая зона. Триада образует латеральный ряд рифтогенных ассоциаций Северо-Енисейского кряжа, состоящий из 3-х повторяющихся фрагментов. Показано, что прогибы имеют рифтогенную природу (1) и при этом происходит возрастание глубины раскрытия рифтогенных прогибов в заангарской части в западном направлении (2) [Постельников, 1990], т.е. к ПРСЗ и р. Енисей.

В геологическом строении Ишимбинско-Татарской сдвиговой зоны мы выделяем Северный (“С”), Центральный (“Ц”) и Южный (“Ю”) секторы (Прил. 1) на основе особенностей тектонического строения, магматизма и метаморфизма. Северный сектор. В порядке проявления магматизма, метаморфизма и деформаций, от более древнего по времени проявления к молодому выделены Чапский, Захребетинский [Динер, 2001] и Чапско-Алмалаконский участки. На *Чапском участке* закартированы образования от древнейшего гаревского метакомплекса до вулканогенно-осадочных образований чапской серии, охватывая временной интервал от неорархей до эдиакария включительно. В промежутке между Димгано-Вороговским сектором Татарского и Чингасано-Ишимбинского сектора Ишимбинского разлома значительным распространением пользуются парабластомилониты [Стороженко и др., 2018б,в]. В 15 км северо-восточнее Татарского разлома в левобережье р. Чапы зафиксировано маломощное тело бластомилонитизированных метагранитов А-типа, прорывающее малогаревскую толщу. На основании минерального состава, U-Pb возраста цирконов 1812 ± 3.7 млн лет и Lu-Hf модельного возраста исходных пород 2750 млн лет [Кузнецов и др., 2020] они могут быть отнесены к первой фазе гаревского гранито-гнейсового ультраметаморфического комплекса [Стороженко и др., 2018б], что подтверждает результаты геокартирования [Качевский и др., 1999] и ранее полученные U-Pb 1750 млн лет датировки по цирконам для поздней фазы гранитов [Волобуев и др., 1973ф]. Метаграниты являются петрологическими индикаторами внутриконтинентального растяжения и свидетельствуют о присутствии в регионе раннедокембрийской коры как основания Сибирской платформы. Факт обнаружения метагранитов в Центральном поднятии также подтверждает правомочность ранее выделенного здесь гаревского комплекса гнейсо-гранитов в бассейне р. Гаревки [Качевский, 1999].

Метаморфическим индикатором эволюции ИТРСЗ на Чапском участке

являются бластомилониты дислокационного метаморфизма среднего течения р. Чапы (ниже слияния рек Тырады и Нижн. Ведуга). В зоне влияния Ишимбинского разлома по андалузитсодержащим парагенезисам LP/HT регионального метаморфизма пород свиты хребта Карпинского здесь в зоне надвига развиты MP/HT парабластомилониты с Grt, Ky и St (см. Главу 5, Тейский метакомплекс, чапский участок). Нами установлена зональность дислокационного метаморфизма, западная вергентность направления деформаций со стороны СК и *P-T-t-d* параметры, характерные для дислокационного метаморфизма, проявленного ~ 853 млн лет назад ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Vt) [Лиханов и др., 2010].

Захребетенский и Чапско-Алманаканский участки в северном секторе геодинамически связаны с неопротерозойским рифтогенезом в интервале 750-650 млн лет, характеризующийся перерывом в региональном метаморфизме. Выделено 3 эпохи формирования рифтогенных структур, сопровождавшимся внутриплитным магматизмом на рубежах 750, 700 и 670-650 млн лет [Ножкин и др., 2008]. Продукты магматизма этих эпох представлены метариолит-базальтовой, трахибазальт-трахитовой и щелочно-ультраосновной (щелочно-пикритовой) ассоциациями, соответственно. В Захребетенской структуре рифтогенные образования сложены трахибазальт-трахитовой ассоциацией с возрастом 700 млн лет [Ножкин и др., 2008, 2011]. Чапско-Алманаканская структура (Чапская инверсионная структура [Забияка и др., 2003]), образована щелочными пикритами, лампроитами с возрастом 670-650 млн лет [Ножкин и др., 2008].

Центральный сектор пространственно расположен в Центральном поднятии, в области максимального проявления гренвиллид. Центральное поднятие (ЦП) охарактеризовано [Постельников, 1990] как поднятый передробленный край срединного сиалического блока Енисейского кряжа. В верховье рек Вороговка-Нижняя Сурниха ЦП сливается с Приенисейским поднятием (ПП) и продолжается на север клиновидным горстом хребта Карпинского. Поднятие сложено гранитизированными (до образования ареальных гранито-гнейсовых массивов) метапородами тейской и сухопитской серий, прорванными многочисленными интрузиями рифейских и вендских гранитов. На востоке сектора в его пределах зафиксирована [Качевский, Зуев, 2005] полихронная догренвильская рифтогенная структура (~ 1250 млн лет), пространственно и геодинамически принадлежащая Татарскому глубинному разлому. В западной части сектора индикаторные магматические и метаморфические комплексы проявились в интервале 880-850 млн лет, на рубеже гренвильских-раннебайкальских событий. На востоке, *в северной части Центрального сектора* рифтогенная структура образована метапикрит-базальтовой ассоциацией Рыбинско-Панимбинского вулcano-плутонического пояса с возрастом ~ 1250 млн лет. Южнее, в этой же рифтогенной структуре, в районе пос. Рыбный (р. Ангара) зафиксирован более молодой импульс рифтогенеза, сопровождаемый плагиогранит-базальтовой ассоциацией с возрастом 797-780 млн лет [Ножкин и др., 2011]. В период 1100-850 млн лет на западе сектора зафиксированы комплексы, связанные с гренвильской тектоникой. На западе *Центрального сектора*, в зоне влияния Татарского разлома своеобразным эпицентром и реликтовым участком гренвиллид служит тейский гранито-гнейсовый купол, развитый на площади около 2000 км² с двумя возрастными

пиками образования гранито-гнейсов ~ 1100 и ~ 850 млн лет [Ножкин и др., 1999; Ножкин и др., 2011]. Здесь выделены тейский и маяконский участки проявления интрузивного гранитоидного магматизма в интервале 880-857 млн лет и бластомилонитами позднего дислокационного MP/HT метаморфизма с возрастом около 864-851 млн лет вблизи Ишимбинского и Татарского разломов, соответственно. Геологическое строение, зональность и *P-T-t* параметры Тейского комплекса, охарактеризованы в Главе 5. Особенности полиметаморфизма MP/HT→LP/HT рассмотрим на примере уникального маяконского участка бластомилонитов.

Маяконский участок, расположенный на юго-востоке Тейского метакомплекса, выявлен в процессе среднемасштабного картирования [Вызу и др., 1983ф; Козлов, Лепезин, 1995]. Здесь впервые в России была закартирована прогрессивная структурно-метаморфическая зональность (рис. 2), выраженная в степени структурного и вещественного синтетектонического преобразования андалузитовых руд Панимбинского месторождения [Козлов, 1989] метапелитов And-Sil фациальной серии в бластомилониты Ky-Sil типа [Козлов, Лепезин, 1995]. Это дало понимание последовательности минералообразования и P-T условий при полиметаморфизме [Лиханов и др., 2006, 2007; Kozlov, 2021] в зонах разнонаправленных надвигов на других участках (тейский, чапский; Гарёвский Полкан) [Лиханов и др., 2008]. Параллельно шву в направлении к Панимбинскому надвигу (рис. 2) выделены три метаморфические зоны “наложенного” кианит-силлиманитового метаморфизма и структурно-вещественного преобразования андалузитсодержащих пород различающиеся соотношением реликтовых и новообразованных минералов и степенью деформации пород (с запада на восток): переходная I, внешняя II, средняя III и внутренняя IV. Они слагают зону шириной от 5 до 7 км и протяженностью не менее 20 км, ограниченную с востока Панимбинским надвигом северо-западного простирания, северо-восточнее которого развиты нижнепротерозойские метакарбонаты пенченгинской свиты.

Переходная зона I (видимая мощность не превышает 20 м) к бластомилонитам характеризуется деструкцией метапелитов с явлениями катаклаза порфиробластов андалузита. Представлена она минеральными ассоциациями: $Qz+Ms+Bt+Grt\pm Pl$, $Ms+Chl+Bt+Cld+And+Qz+Ilm\pm Crd$, $Qz+Ms+Bt+St$, $Qz+Ms+Bt+And+Gr$. При деформации пород образуются будинаж-структуры, промежутки между обломками кристаллов And выполнены тенями давления кварца гранобластовой структуры.

Внешняя зона II представлена продуктами деструкции сланцев с начальной стадией перекристаллизации андалузита с псевдоморфным замещением андалузита кианитом в парагенезисе с мусковитом, ставролитом и кварцем, реже параморфозами Ky по And типа в гнейсах свиты Кейв нижнего протерозоя [Бельков, 1963; Огородников и др., 2012, 2013]. *Средняя III и внутренняя зоны IV* (общая мощность около 5 км), прилегающие к Панимбинскому надвигу, резко отличаются от предыдущих глубоким структурно-вещественным преобразованием андалузитовых метапелитов с новообразованием минералов повышенных давлений. Типоморфные минеральные ассоциации тектонитов представлены $Qz+Ms+Grt+St+Ky+Chl$, $Qz+Ms+Grt+St+Ky$ (псевдоморфозы по And),

$Qz+Ms+Grt+St+Ky+Pl+Ilm$, $Qz+Ms+Bt+Grt+St+Ky\pm Gr$, ближе к надвигу – $Qz+Ms+Grt+St+Ky+Sil$. Появление фибролита вблизи надвига, линзовидно-

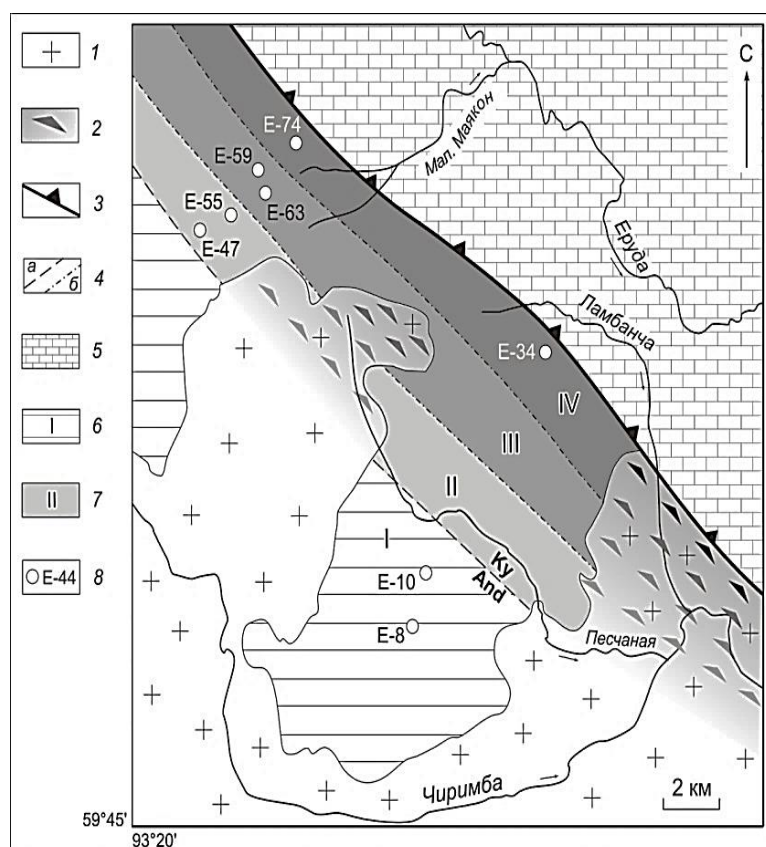


Рис. 2. Схематическая карта метаморфизма маяконского участка, Северо-Енисейский кряж [Козлов, Лепезин, 1995; Лиханов и др., 2006].

1 – граниты Ерудинского массива; 2 – апогранитные катаклазиты и бластокатаклазиты нерасчлененные; 3 – шов Панимбинского надвига с зубцами в направлении падения; 4 – And-Ky изограда (а) и границы между зонами метапелитов (б); 5 – преимущественно метакarbonаты пенченгинской свиты; 6 – регионально-метаморфизованные метапелиты кординской свиты And-Sil типа метаморфизма (I); 7 – зоны метапелитов Ky-Sil типа метаморфизма: внешняя (II), средняя (III) и внутренняя (IV); 8 – точки отбора образцов пород.

узловатая текстура тектонитов и жилы гранулированного кварца (мощность первые метры), залегающие в полосе деформаций согласно с простиранием надвига, указывают на увеличение температуры в ходе пластических деформаций.

Андалузитовые метапелиты претерпели дислокационный зональный проградный метаморфизм и хрупко-пластические деформации вблизи Панимбинского надвига (катаклазиты→бластокатаклазиты→бластомилониты). При этом полезные концентрации андалузита в зоне I, достигающие значений около 15 об.% (Маяконское рудопроявление, Глава 8) по данным минералогического анализа, частично или полностью уничтожаются процессами дислокационного метаморфизма в средней и внутренней зонах, где его содержание мало или вообще отсутствует. В тоже время, содержание кианита в этих зонах не превышает 3.5 об.%, что объясняется процессами новообразований алюмосиликатов (St, Grt, Bt, Ms, Pl) в процессе дислокационного метаморфизма практически вдвое. Результаты геотермобарометрии свидетельствуют о постепенном повышении давления при приближении к Панимбинскому надвику от 3.5-4 кбар в метапелитах регионального метаморфизма, 4.5-5 кбар во внешней зоне, до 5.5-6 кбар в средней зоне и до 6.2-6.7 кбар во внутренней зоне вблизи надвига без значительного повышения температуры (от 550 до 580°C). Вычисленные P-T тренды эволюции (Глава 6) подтверждают постепенное увеличение давления в метапелитах кординской свиты при приближении к надвику на величину от 1 до 2.2 кбар без значительного повышения температуры (не более чем на 20±15°C), что может свидетельствовать о почти изотермическом погружении толщи пород при

весьма низком геотермическом градиенте – не более 5-7°C/км. Возрастание P к надвику связывается с тектоническими движениями западной вергентности со стороны Сибирского кратона около 850 млн лет назад, зафиксированные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по биотиту [Лиханов и др., 2010]. Таким образом, метapelиты низких давлений, представленные $Ms+Chl+Bt+Cld+And+Qz+Ilm\pm Crd$ генеральной минеральной ассоциацией, образовались в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Породы умеренных давлений, характеризующиеся ассоциацией $Ms+Chl+Bt+Qz+Ky+St+Grt+Ilm+Pl$ с реликтами андалузита и редким присутствием силлиманита (фибролит), метаморфизованы в условиях фации кианитовых сланцев [Козлов, Лепезин, 1995; Лиханов и др., 2008]. В региональном плане развитие зоны бластомилонитов в зоне Панимбинского надвига и постепенное увеличение давления было связано с надвиганием блоков пород в Ишимбинско-Татарской сдвиговой зоне со стороны Сибирского кратона на Енисейский кряж, что подтверждается моделью тектонического утолщения земной коры [Лиханов и др., 2000, 2001].

Южный сектор (Прил. 1, рис. 1, “Ю”) представлен *Татарским, Тасеевским и Ангарским* участками сферы влияния Татарского разлома на сопряжении комплексов южного окончания Центрального поднятия и северного фланга Кулаковского поднятия. На *Татарском участке*, в отличие от всех других участков ИТРСЗ, проявлен пенченгинский фенит-карбонатитовый линейный комплекс. Возраст карбонатитов комплекса по разным данным варьирует: по Sm-Nd изохронному методу (минералы – пироксенол, апатит, амфибол; валовая проба) он оценивается 672 ± 93 млн лет [Врублевский и др., 2003], по U-Pb методу (циркон) – 629 млн лет [Верниковская, Верниковский, 2006], по арфведсониту – соответствует значению 725 млн лет [Врублевский и др., 2011]. Формирование карбонатитов связывается с поздне-неопротерозойской (позднерифейско-вендской) эпохой рифтогенной активизации байкалид складчатого обрамления Сибирской платформы [Врублевский и др., 2011], что близко с временем проявления (около 670-650 млн лет назад) щелочно-ультраосновных пород чапинского комплекса рифтогенной природы в северном секторе ИТРСЗ [Ножкин и др., 2008]. Индикатором тектонической активизации и динамометаморфизма здесь могут быть зоны тектонитов по карбонатитам Татарского месторождения тантала и ниобия, содержащие деформированные и катаклазированные мегакристаллы пироксенола и магнетита, и, амфиболитизированные с периферии, будины карбонатитов [Попова и др., 2017]. Вероятно, к этому тектоническому событию на *Ангаро-Тасеевском участке* можно отнести и локальный динамометаморфизм по кордиерит-жедритовым гнейсам в низовье р. Тасеева с U-Th-Pb возрастом 724 млн лет по монациту, который коррелируется с поздней фазой вальгальских (~ 730-720 млн лет) и франклинских на северо-востоке Лаврентии (~ 726-716 млн лет) [Ernst et al., 2017; Likhanov, Santosh, 2019] тектонических событий.

Юго-западнее, на простирании Татарского месторождения (правобережье р. Ангары) обнажены наиболее древние структуры Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса, представленные метагабброидами с гренвильским $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастом метаморфизма по амфиболам 1.18 млрд лет [Лиханов, Ревердатто, 2016]. Разрез ниже пос. Рыбное по правому берегу р. Ангары интерпретируется как

фрагмент офиолитового комплекса [Хераскова, 2009]. По петрохимическим данным, вскрытые современным эрозионным срезом metabазиты сопоставлялись с N-MORB и E-MORB базальтами [Лиханов, Ревердатто, 2016]. Линзовидные тела серпентинитов нами сопоставляются с протрузиями. Этот разрез, предположительно, может представлять собой более глубинную часть зоны внутриконтинентального рифтогенеза и свидетельствовать о продолжении геодинамической обстановки растяжения континентальной коры ~ 1250 млн лет назад, начатой на рубеже калиммия и эктазия [Попов и др., 2010].

Ишимбинско-Татарская сдвиговая зона, таким образом, в мезо- и неопротерозое представляла собой протяженную полихронную структуру внутриконтинентального рифтогенеза, сопутствующего магматизма и осадконакопления с дискретными импульсами рифтогенных процессов на рубежах ~ 1250 (р. Ангара) и ~ 750 млн лет (Рыбинско-Панимбинский вулканический пояс). Поздние импульсы рифтогенеза, сопровождаемые плюмовой активностью ~ 780, ~ 750, ~ 700 и ~ 670-650 млн лет назад (Захребетинская, Чапско-Алманаканская и Татарская структуры) субсинхронны с рифтогенезом в ПРСЗ. Эти два дискретных события растяжения континентальной коры, зафиксированные в ИТРСЗ, свидетельствуют об их заложении в эктазии и развитии в криогении в пределах западной окраины СК на протяжении около 600 млн лет. Рубежи ~ 1900, ~ 1812, ~ 1750 млн лет и ~ 1380 млн лет, сопровождались гранитоидным А-типа магматизмом в геодинамической обстановке растяжения неархей?-палеопротерозойской коры. Между ранним и поздним событиями в Центральном поднятии зафиксированы гренвильские и раннебайкальские тектонические события, сопровождаемые региональным LP/HT→MP/HT полиметаморфизмом (1180-850 млн лет) и двухэтапным ростом гранито-гнейсовых куполов (~ 1100 и ~ 850 млн лет). MP/HT дислокационный метаморфизм по LP/HT метамородам в зоне надвигов (~ 850 млн лет) усиливался в восточном направлении. Приведённые данные по базит-ультрабазитовым комплексам в зоне ИТРСЗ позволяют предположить проявление в его южном секторе континентального рифтового метаморфизма [Иванов, Русин, 2000], индикатором которого могут быть metabазиты Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса (р. Ангара).

Приенисейская региональная сдвиговая зона (ПРСЗ, Прил. 1, П) (Приенисейский тектонический шов [Постельников, 1973], Приенисейский глубинный разлом [Качевский, 1999; Качевский, Зуев, 2005]; Исаковский разлом [Забияка и др., 2003] и др.). Положение Приенисейского тектонического шва [Постельников, 1973] изначально предполагалось под чехлом Западно-Сибирской плиты, параллельно и в нескольких км юго-западнее р. Енисей [Глико, 1957; Кириченко, 1963; Вотях, 1968; Постельников, 1973, 1990 и др.]. По нему докембрийский фундамент (Кемский прогиб) опущен на глубину до 1.5 км [Боголепов, 1963], позднее они были пересмотрены [Старосельцев и др., 2003].

Приенисейская региональная сдвиговая зона выделена впервые при изучении тектоно-метаморфической эволюции Гаревского метакомплекса [Козлов и др., 2012]. Это крупнейшая деформационно-метаморфическая линейная структура сложного строения, разделяющая Центральный (в СЕК) и Ангаро-Канский (в ЮЕК) кратонные блоки архея-палеопротерозоя с Исаковским и Предивинским

островодужными террейнами неопротерозоя, поэтому к ней применимо определение «сутура» [Геологический словарь, 2017, Т. 3, стр. 184] или «шовная зона» [Скляр и др., 2001]. ПРСЗ интерпретируется как продолжение Байкало-Енисейского разлома (Главного Саянского разлома) Присаянья [Чиков и др., 2000]. Следовательно, её строение может описываться такими параметрами, как: (а) состав структурно-вещественных комплексов (осадочно-вулканогенные, магматические, тектоно-метаморфические) и их соотношение в пространстве и времени, (б) протяженность, (в) ширина, (г) глубинность, (д) структура, (е) эшелонированность оперяющих разломов, свидетельствующая о преобладающей праводвиговой кинематике (Прил. 1).

ПРСЗ, таким образом, представляет собой фрагмент тектонической структуры, которая ограничивает Сибирский кратон с запада от Байкала до Карского моря [Верниковский и др., 2009]. По геофизическим данным, эта крупная разрывная структура хорошо прослеживается вдоль Енисейского кряжа [Константинов и др., 1999] и в Турухано-Норильской тектонической зоне [Егоров, 2004] по исчезновению нескольких сейсмических поверхностей и уходит на большую глубину с падением плоскости сместителя на запад [«Геология...», 1985; Конторович и др., 2006; Детков и др., 2007] и по геологическим данным [Качевский, Зуев, 2005; Стороженко и др., 2012, 2018а,б и др.].

В строении Приенисейской сутурной зоны нами выделены и охарактеризованы, с запада на восток: (1) *западное плечо структуры*, оно представлено сутурой Исаковского террейна, сложенной метабазит-ультрабазитами и вулканоплутоническими образованиями и (2) *восточное плечо структуры*, сложенное континентальным гаревским гнейсо-амфиболитовым комплексом Приенисейского поднятия (автохтон). Границей между ними служит *Приенисейский региональный (глубинный) разлом (поддвиг-сдвиг; надвиг), который отражает конвергентную границу ПАО – СК* [Козлов и др., 2020; Лиханов и др., 2021]. *Западное плечо структуры* (сутура) представлено Исаковским офиолитовым поясом, в состав которого входят Исаковский островодужно-офиолитовый [Верниковский и др., 1994 и ссылки в ней] и Борисихинский офиолитовый массив [Кузьмичёв, 1986; Кузьмичёв и др., 2008]. Как фрагмент океанической коры, т.е. офиолиты, они впервые выделены [Белов, 1964] в Исаковском синклинии, в правобережье р. Енисей выше устья р. Верхняя Сурниха. После детального изучения комплексы пород, датируемые как нижний-средний рифей, названы Исаковским офиолитовым поясом [Волобуев, 1993; Верниковский и др., 1994; Кузьмичев и др., 2008; Kuz'michev, Sklyarov, 2016 и др.], что позволило высказать предположение о существовании Палеоазиатского океана, реконструировать ранние стадии его формирования [Аплонов, 1989; Кузьмичев, 1987; Сурков и др., 1996; Хераскова и др., 2013; Kuz'michev, Sklyarov, 2016; Филиппов, 2017, 2018; Лиханов и др., 2018 и др.] и на основании находок реликтов глаукофана в бластомилонитах [Лиханов и др., 2018] разработать геодинамическую модель Приенисейской палеосубдукционной зоны (ППЗ) в неопротерозое [Козлов и др., 2020]. Довендские океанические комплексы ППЗ, погребенные под осадочным чехлом фанерозоя, предполагаются по комплексу геофизических данных [Сурков и др., 1996]. Основное тело сутуры по сейсмическим данным ГСЗ

имеет сложную пластообразную форму (толщина 5 км) и прослеживается от поверхности до глубин 30-40 км.

Фрагменты океанических комплексов обнажены в правобережной части р. Енисей. Ранее данные образования рассматривались соответственно в составе вулканогенных толщ рифея и интрузивного сурнихинского комплекса метабазит-ультрабазитов в структуре Исаковского синклинория [«Легенда...», Качевский, 1999, 2002 и др.]. Существование к западу от Сибирского кратона на широтах ЕК Исаковской (и смежной Предивинской на юге ЕК) островодужной системы в среднем неопротерозое обосновывается в ряде работ [Верниковский и др., 2009; Лиханов и др., 2014; Ножкин и др., 2016; Лиханов и др., 2018 и др.]. Имеющиеся U-Pb датировки цирконов по магматическим комплексам Исаковского террейна (701.6 ± 8.4 , 697.2 ± 3.6 , 691.8 ± 8.8 , 682 ± 13 , 672 ± 6 млн лет), дополненные нами U-Pb возрастными (циркон) метадацитов островодужной природы киселихинской толщи кутукасской серии (691 ± 8.8 млн лет) [Козлов и др., 2019], близки датировкам цирконов из островодужных плагиогранитов Порожнинского массива (697.2 ± 3.6 млн лет) [Верниковский и др., 2001] и из метаморфизованных габбро Борисихинского офиолитового массива (682 ± 13 млн и лет) [Кузьмичёв и др., 2008]. Все они указывают на формирование офиолитов и островных дуг и дальнейшее их преобразование в процессе субдукции в период 700-620 млн лет и синаккреционного локального МР/НТ метаморфизма в ГМК $\sim 620-600$ млн лет [Козлов и др., 2020б; Лиханов и др., 2021]. Проявление базальтового вулканизма 572.9 ± 6.5 млн лет (U-Pb, циркон) [Козлов и др., 2019] может быть связано с поздними рифтогенными процессами уже консолидированной океанической коры, которые предшествовали заключительной фазе самого позднего в СЕК гранитоидного магматизма (Осиновский массив, 550-540 млн лет, U-Pb, циркон) [Ножкин и др., 2017] и окончательному распаду Родинии.

Ранее нами показано, что зона сочленения палеоокеанического и палеоконтинентального секторов Северо-Енисейского кряжа маркируется гетерогенными комплексами бластомилонитов [Козлов и др., 2012], развитыми к востоку и западу от конвергентной границы. На основании восточной вергентности коллизии океанического блока (аллохтон) на континентальный (автохтон), геолого-структурных, петрологических и геохронологических результатов зафиксирована латеральная зональность тектонитов с выделением *шовной и фронтальной зон бластомилонитов* [Козлов и др., 2020а; Лиханов и др., 2021].

Шовная зона бластомилонитов фрагментарно прослеживается через весь Енисейский кряж. Генетически информативные разрезы, важные для понимания субдукционно-аккреционных процессов, обнажены в Исаковском террейне. Тектониты обнажаются в виде пластин, линз или блоков разной размерности и состава в серпентинитовом меланже. Здесь выявлены тела апометабазитовых бластомилонитов линзовидной и клиновидной форм среди будинированных серпентинизированных ультрабазитов. Меланж также прослеживается выше по течению р. Енисей, в районе устья руч. Остяцкого, в 1-2 км к западу от тектонического контакта, погружающегося в восточном направлении. В составе меланжа описаны мраморы, амфиболиты и гранатовые метабазиты, а также метатоналиты [Kuz'michev, Sklyarov, 2016] и известковистые метапесчаники

[Лиханов и др., 2018]. Метабазиты, представляющие собой полиметаморфиты, подверглись интенсивным деформациям с перекристаллизацией субстрата и образованием тектонитов. Наложение более поздних минеральных ассоциаций на ранние в ходе разных геодинамических событий зафиксировано по геолого-структурным особенностям блоков апобазитовых амфиболитов. В районе Борисихинского офиолитового массива [Кузьмичев и др., 2008] апобазитовые тектониты представлены полосчатыми амфиболитами с крупнокристаллическими линзами – реликтами Pl-Amp состава габброидного облика с возрастом около 682 млн лет [Кузьмичев и др., 2008]. В тонкокристаллических апобазитовых амфиболитах локально развиты изометричные и деформированные зональные гранаты, образующие локальные тонкие линзы (толщина не более 3 см, длина до 30-40 см) в ассоциации с Amp+Ab+Chl+Ep+Spn агрегатом. Амфиболиты содержат синдеформационные (синсдвиговые) линзы амфибол-гранатового состава, смятые в мелкие складки с падением шарниров складок на С-З под $\angle 35-40^\circ$ и с мелкими клиновидными складками на их крыльях с падением кливажа осевой плоскости на северо-восток.

В пределах северного сегмента Приенисейской сдвиговой зоны изучены образцы метапелитовых и метабазитовых тектонитов шовной зоны из правобережья р. Енисей (Осиновские пороги, реки Верхняя Сурниха, Проклятая и Борисиха). Породы различаются как характером и интенсивностью деформаций, так и неоднородностью их вещественного состава. В самой северной части пояса, в районе Осиновских порогов, в составе меланжа характерны будинированные реликтовые крутопадающие ($\angle 85-90^\circ$) блоки и пластины метапелитовых гнейсов немтихинской толщи палеопротерозоя Grt+Bt+Ms+Pl+Qz±Kfs±Chl состава, и будины апобазитовых амфиболитов Grt+Amp+Pl+Ep+Chl+Ph+Spn+Rt состава. По бортам долины р. Верхняя Сурниха и выше ее устья в правом борту долины р. Енисей находится меланжевая линзовидно-пластинчатая структура, характеризующаяся чередованием тел бластомилонитов и гранатовых амфиболитов с полиминеральной ассоциацией Grt+Amp+Pl+Ph+Pg+Ep+Spn+Cb+Chl+Rt с пластинами будинированных интенсивно серпентинизированных дунитов, реже гарцбургитов и пироксенитов. Типичной минеральной ассоциацией базитовых тектонитов является Grt+Amp+Pl+Ep+Chl+Ph+Qz+Spn+Rt+Ilm±Cb. По микротекстурным соотношениям между минералами в метабазитах выделяются две стадии минералообразования: кульминационная (пиковая, поздняя) и – допиковая (ранняя), различающиеся по P-T параметрам (см. Главу 6). Кульминационная минеральная ассоциация представлена интенсивно деформированными минералами бластомилонитов. Зерна граната и титанита содержат реликтовые включения глаукофана, альбита, фенгита, эпидота и хлорита, что свидетельствует об участии реликтовых минералов в ранней допиковой ассоциации. Первое обнаружение реликтовых минералов глаукофансланцевой ассоциации в апобазитовых тектонитах метабазит-ультрабазитового блока в Приенисейской сдвиговой зоне [Лиханов и др., 2018; Likhanov et al., 2018; Лиханов и др., 2018; Лиханов и др., 2019] свидетельствует о проявлении субдукции и конвергентной границы, контролируемой расщеплением и погружением низов океанической литосферы под континентальную [Колман, 1979] окраину Сибирского кратона.

Фронтальная (надшовная) зона бластомилонитов условно подразделена на три подзоны тектонитов. В направлении на восток от Приенисейского надвига выделены: *внутренняя подзона бластомилонитов*, прилегающая к тектоническому шву с востока, характеризуется падением блоков тектонитов на В-СВ под $\angle 30-50$ градусов (ширина подзоны от 0.5 до 5 км); *центральная подзона бластомилонитов* имеет преимущественно вертикальные залегания (ширина от 1 до 10 км) и *внешняя подзона бластомилонитов*, наиболее удаленная от Приенисейского разлома, выражена слабее, в блоках гнейсов и сланцах сохраняются ранние деформации D_1 и первичная структура гранитоидов (ширина подзоны до 7 км). Характеристика бластомилонитов на макро – и микроуровне приведена в [Козлов и др., 2012] и существенно дополнена в [Козлов и др., 2020а; Козлов и др., 2020б; Лиханов и др., 2021]. Возраст бластомилонитов по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования слюд и амфиболов ($n=15$), варьирует в пределах 635-583 млн лет [Лиханов и др., 2021] и подтверждается U-Th-Pb датированием по монациту *Grt-St-Ky* бластомилонитов ~ 600 млн лет [Козлов и др., 2020].

Новые результаты, полученные по полиметаморфическим, магматическим и разновозрастным бластомилонитам Ишимбинско-Татарской и Приенисейской сдвиговых зон, являются индикаторами континентального рифтогенеза (а) и океанического рифтинга, субдукции и коллизии (б), соответственно. Они различаются строением по простиранию и латерали, петрологическими индикаторами, типами и термодинамическими режимами полиметаморфизма, и величинами метаморфических градиентов [Козлов и др., 2012; Лиханов, Ревердатто, 2016; Лиханов и др., 2021]. Генетическая связь между ними, по всей видимости, может выражаться в эволюционной направленности развития рифтогенеза и постепенной смене энсиалического режима коры энсиматическим в западном направлении. Их анализ и сопоставление с имеющимися другими данными показывает, что западная окраина Сибирского кратона в мезо-неопротерозое испытывала деструкцию коры на рубеже около 1 млрд лет или ранее [Kiz'michev, Sklyarov, 2016; Козлов и др., 2020а]. Развитие внутриконтинентального рифтинга \rightarrow в океанический косвенно подтверждается формированием в Приенисейской зоне нижнеречинской метапикрит-базальтовой структуры (рубеж ~ 1.0 млрд лет, Прил. 2, рис. 3-5) и Ангаро-Большепитского внутриконтинентального рифтогенного палеобассейна в зоне влияния Ангарского глубинного разлома [Ножкин и др., 2021] и Приенисейской палеосубдукционной зоны [Козлов и др., 2020а].

Глава 5. ТЕКТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПАЛЕОКОНТИНЕНТАЛЬНОГО И ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКОГО СЕКТОРОВ: ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ СТАНОВЛЕНИЯ СЕВЕРО-ЕНИСЕЙСКОГО ОРОГЕНА (1.4-0.6 МЛРД ЛЕТ)

В реконструкции мезо-неопротерозойской истории геологического развития региона и особое значение принадлежит тектоно-метаморфическим комплексам, породы которых хранят геолого-петрогенетическую информацию о геодинамических обстановках формирования Северо-Енисейского кряжа как

орогена. Группа комплексов палеоконтинентального сектора (ПКС) представлена полиметаморфическими комплексами гренвильской (1180-850 млн лет) и раннебайкальской орогении (850-800 млн лет) и позднебайкальскими зеленосланцевыми комплексами в их обрамлении (800-640; 640-600 млн лет). Деформационно-метаморфические комплексы палеоокеанического сектора (ПОС) отражают аккреционно-коллизийный этап становления региона (640-600 млн лет).

Комплексы гренвильской (1180-850 млн лет) и байкальской (850-800; 800-600 млн лет) орогении типизированы на полиметаморфические комплексы (Гаревский, Тейский, Приангарский) и комплексы контактового метаморфизма (плутонометаморфизма) и характеризуются приуроченностью регионально-метаморфизованных пород к Центральному, Приенисейскому и Кулаковскому поднятиям (антиклинориям) (Прил. 1, III-V). Становление комплексов сопровождалось тектоникой, магматизмом, полиметаморфизмом и 2-х этапным становлением Тейского и Гаревского гранито-гнейсовых куполов с возрастами ~ 1.1 и ~ 0.85 млрд лет [Ножкин и др., 1999].

Гаревский МК (Прил. 1, III). Интерес к ГМК обусловлен особенностью геологического строения: дискуссионными вопросами стратиграфии, состава и возраста протолитов [Качевский и др., 1994; Стороженко и др., 2012 и др.; Kuz'michev, Sklyarov, 2016], 4-х этапным метаморфизмом [Козлов и др., 2012; Лиханов и др., 2013; Козлов и др., 2020 и др.] и тектоническим положением в зоне сочленения с Исаковским террейном [Козлов и др., 2020; Лиханов и др., 2021]. В его строении выделены древнейшие в регионе немтихинский и малогаревский метакомплексы [Качевский, 1999]. На начальной стадии изучения ГМК по опорному разрезу р. Гаревки в среднем и нижнем течении на основании геолого-структурных, геохронологических и петрологических данных были зафиксированы *два этапа в его развитии* [Козлов и др., 2012]. *На первом этапе* сформировались метаморфические комплексы в условиях средней-верхней части амфиболитовой фации регионального метаморфизма умеренных-повышенных давлений с возрастом ~ 960 млн. лет в интервале $P=7.7-8.6$ кбар и $T=580-630^{\circ}\text{C}$, что соответствует погружению блока пород в средние части континентальной коры при метаморфическом градиенте с dT/dH около $20-25^{\circ}\text{C}/\text{км}$. *На втором этапе* породы испытали позднерифейский (~ 880 млн. лет; U-Pb SHRIMP-II и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки) динамометаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации ($P=3.9-4.9$ кбар и $T=460-550^{\circ}\text{C}$) при низком метаморфическом градиенте с dT/dH – не более $10^{\circ}\text{C}/\text{км}$, с формированием бластомилонитов в узких зонах хрупко-пластических деформаций. Этапы различались термодинамическими режимами и величинами метаморфических градиентов, контролировались D_1 и D_2 тектонитами, сформированными в условиях стеснённого множественного сдвига [Чиков, 1992] в условиях растяжения и сжатия континентальной коры. Они детально охарактеризованы на макро – и микроуровне [Козлов и др., 2012; Лиханов и др., 2021]. В Приенисейской сдвиговой зоне в разломах взбросо-сдвиговой кинематики осуществлялся вывод (экстумация) высокометаморфизованных блоков ГМК в верхние структурные этажи континентальной коры с последующим средне-низкотемпературным метаморфизмом.

Вышеописанные первые результаты определения P - T параметров и этапности метаморфизма ГМК нами уточнены U-Th-Pb методом по включениям U-Th-содержащих минералов (Xtm, Mnz) в порфириобластах зонального граната из гранатсодержащих гнейсов немтихинской толщи [Лиханов и др., 2013; Likhanov et al., 2015]. Новые результаты позволили выделить три группы возрастов метаморфизма, характерные для разных (рис. 3) генераций граната.

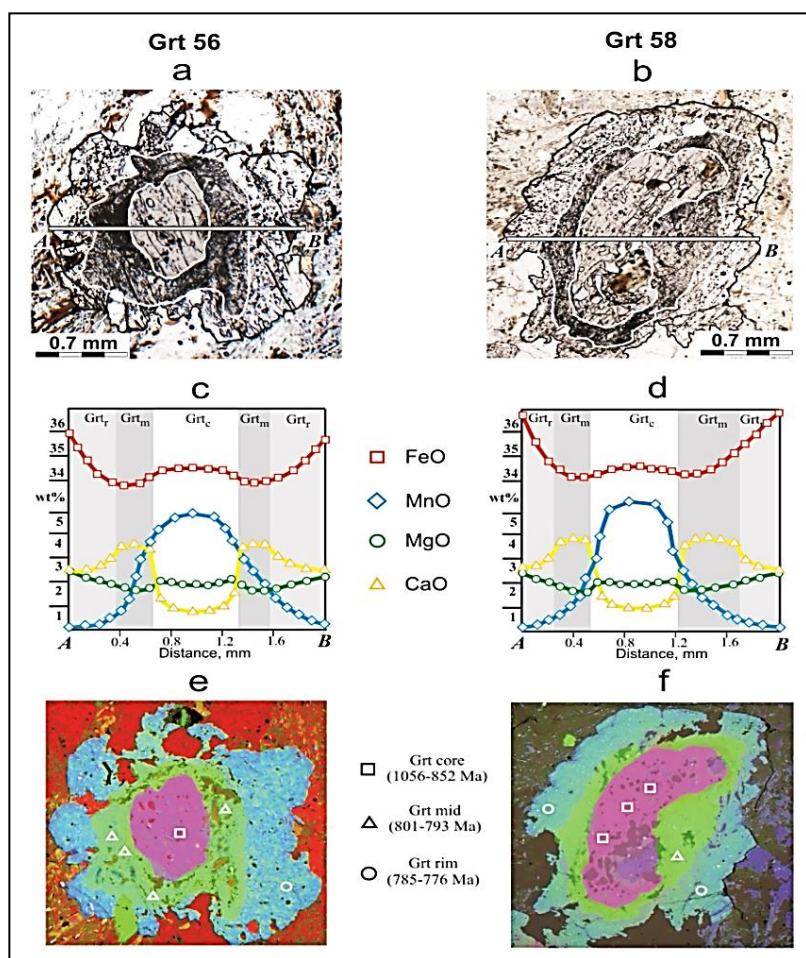


Рис. 3. Микрофотографии зерен граната из гнейсов и кристаллических сланцев Приенисейской региональной сдвиговой зоны обр. 56, р. Енисей (а) и обр. 58, р. Тис (b); концентрационные профили, построенные по линиям А-В (обр. 56 – с; обр. 58 – d); элементное картирование зональных зерен граната (обр. 56 – e; обр. 58 – f). Показаны места точек датирования включений монацитов с возрастными в различных генерациях граната (e, f). Геохронологические данные свидетельствуют о проявлении как минимум трех рубежей метаморфизма в ГМК [Likhanov et al., 2015].

Эти результаты свидетельствуют о неоднородности режима давления регионального метаморфизма в разрезах гаревского метакомплекса. Значения изохронных датировок составляют: для внутренних зон – 1056 ± 44 (получена впервые) и 852 ± 37 (а, b), для промежуточных зон 801 ± 34 и 793 ± 23 (в, г), и для внешних зон – 785 ± 30 и 776 ± 32 млн лет (д, е). На первом этапе в связи с гренвильской орогенцией сформировались метаморфические породы низких давлений LP/НТ – 5 кбар/ 565°C (р. Енисей) – 4.6 кбар/ 580°C (р. Тис) при типичном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH=20\text{-}30^\circ\text{C}/\text{км}$. В этот же возрастной интервал вписываются гнейсы повышенных давлений условий верхов амфиболитовой фации – 7.7-8.6 кбар/ $580\text{-}630^\circ\text{C}$ (р. Гаревка) [Козлов и др., 2012] и синсдвиговой амфиболитовый метаморфизм рапакивиподобных гранитов (Прил. 2, рис. 1 и 2) с U-Pb возрастом метаморфизма 871 млн лет [Лиханов и др., 2012], что свидетельствует о неоднородности метаморфизма. На втором этапе породы ГМК подверглись позднерифейскому (801-793 млн лет) дислокационному метаморфизму умеренных-повышенных давлений (MP/НТ – 7.9 кбар/ 625°C (Енисей) – 7.7

кбар/630°C (Тис), с низким $dT/dH \leq 10^\circ\text{C}/\text{км}$. Третий этап сопровождался регрессивным синэксгумационным метаморфизмом (785-776 млн лет) условий эпидот-амфиболитовой фации при 4.8 кбар/500°C (Енисей) – 5.4 кбар/500°C (Тис) – 3.9-4.9 кбар/460-550°C (р. Гаревка) с $dT/dH \leq 10-12^\circ\text{C}/\text{км}$, отражающим тектоническую обстановку быстрого подъема блоков пород (эксгумацию) в зонах взбросов в ПРСЗ. Оценки возрастов 2-го и 3-го этапов подтверждают, что процессы эксгумации метаморфических комплексов не разорваны значительно во времени с пиком дислокационного метаморфизма (не более 15-17 млн лет), что согласуется с оценками скоростей эксгумации и данными по датированию метаморфических комплексов коллизионных орогенов [Лиханов и др., 2009]. Полученные новые данные учтены при корректировке и построении итогового *P-T-t* тренда эволюции тектоно-метаморфических комплексов СЕК (см. Главу 6, рис. 6). Установленные 1-й и 2-й этапы метаморфических событий по времени соответствуют завершающей эпохе гренвильской орогении с пиками 970-950 и 880-860 млн лет, имевших место примерно в то же время и в других районах ЦАПП [например, Кузьмичёв, 2004] и литосферных блоках Азиатского континента [Лиханов и др., 2015]. Верхняя возрастная граница полиметаморфизма переходного типа в пределах ГМК ограничена мелкими телами и дайками гранитоидов 760 млн лет и интрузиями гранитоидов Гаревского (2-я фаза), Чернореченского и Стрелковского массивов с возрастными 752-718 млн лет восточного плеча ПРСЗ. Этот период связывается с другим важнейшим геодинамическим событием – эволюцией Приенисейской палеосубдукционной зоны [Козлов и др., 2020], ранее интерпретированное как коллизия, обдукция Центрально-Ангарского террейна на Сибирский кратон (760-720 млн лет, [Верниковский, Верниковская, 2006]). Четвёртый этап метаморфизма в ГМК (635-600 млн лет) проявился со значительным разрывом во времени (через 130-160 млн лет) локальными зонами низкотемпературных (апогнейсовых и апобазитовых бластомилонитов) и умеренно-барических *Grt-St-Ky* парабластомилонитов [Козлов и др., 2020б; Лиханов и др., 2021] в связи с вендским аккреционно-коллизионным событием [Ножкин и др., 2007].

Тейский метаморфический комплекс (Прил. 1, IV) принадлежит Центральному поднятию (антиклинорию). Впервые он выделен по р. Тее [Ковригина, 1966], но детально тогда не был охарактеризован. Первая петрологическая характеристика фрагмента ГМК приведена по среднему течению р. Чапа [Ушакова, 1966], а в типовом разрезе по р. Тее дополнена [Бовин, 1981, 1982]. Характеристика зональности, типов и возраста метаморфизма ГМК рассмотрена в [Козлов, 1989; Козлов, Лепезин, 1995]. Новые результаты получены нами при изучении геологии и полиметаморфизма на *тейском, чапском, Гаревсом Полкане и маяконском опорных участках* (Глава 4). Общие черты в их строении: протолиты представлены осадочно-метаморфическими породами тейской и основания сухопитской серий, участки расположены в Центральном поднятии, полиметаморфические комплексы тяготеют к Ишимбинско-Татарской зоне и представлены МР/НТ → LP/НТ полиметаморфитами.

ГМК рассмотрим на примере *Тейского участка* как типового разреза полиметаморфических комплексов СЕК (рис. 4). Он расположен в среднем течении

р. Теи в междуречье Курепы и Уволги к северу от Тейского гранитоидного массива. В геологическом строении района исследований принимают участие палеопротерозойские регионально-метаморфические образования свиты Хребта Карпинского, пенченгинской и кординской свит. В ядре Тейской антиклинали, запрокинутой на юго-запад под $\angle 50-65^\circ$, обнажены наиболее древние метаморфизованные метакarbonатно-терригенные породы тейской серии палеопротерозоя, прорванные гранитоидами Каламинского массива с U-Pb возрастом циркона 875 млн лет [Верниковская и др., 2004, 2006]. Крылья антиклинали сложены менее метаморфизованными породами кординской и горбилковской свит сухопитской серии мезопротерозоя [Бовин, 1982].

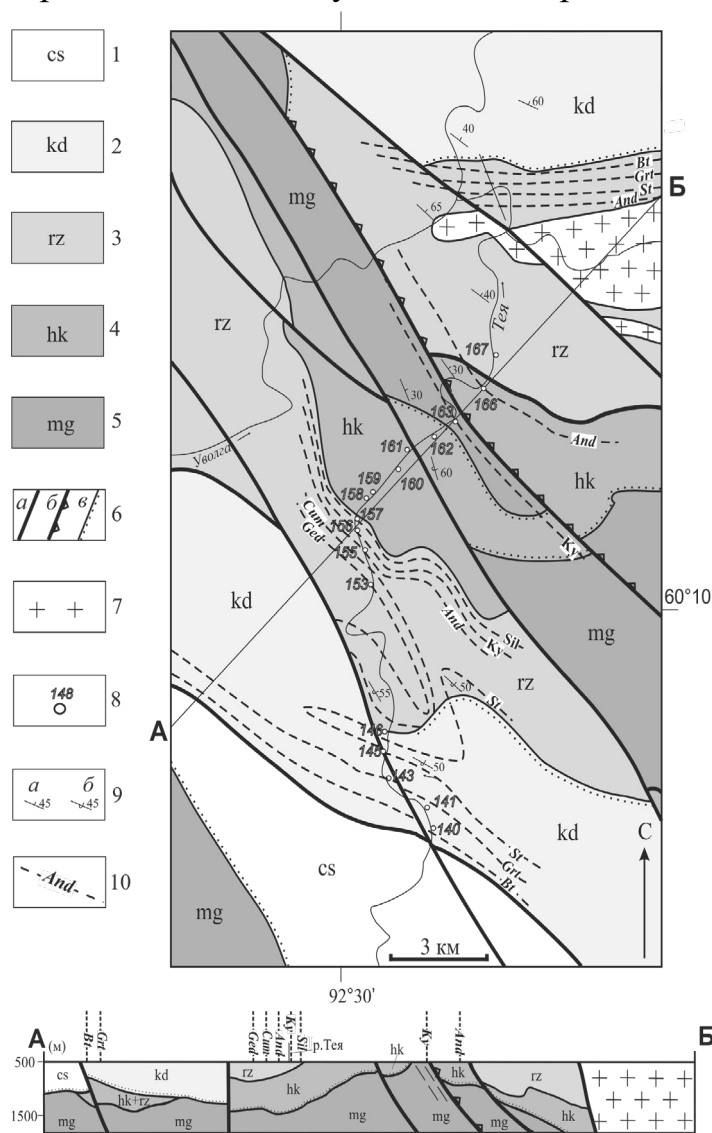


Рис. 4. Схематическая карта Тейского полиметаморфического комплекса в среднем течении р. Тея и разрез по линии А-Б.

1–5 – толщи (свиты) метаморфических пород (от молодых к древним): (1) чингасанская серия (RF₃) – песчаники и алевролиты; (2) кординская свита (RF₁) – кристаллические сланцы двуслюдяные с гранатом, ставролитом; (3) рязановская свита (PR₁) – кристаллические сланцы биотит-амфиболовые, биотит-гранатовые, мраморы; (4) свита хребта Карпинского (PR₁) – кристаллические сланцы и гнейсы двуслюдяные с гранатом, ставролитом, силлиманитом, кианитом, андалузитом; (5) мало-гаревская толща (PR₁) – плагиогнейсы биотитовые и биотит-амфиболовые, прослойки амфиболитов, карбонатных пород, кварцитов; 6 – (а) разломы, (б) надвиги, (в) несогласные залегания; 7 – граниты Каламинского массива тейского комплекса; 8 – точки отбора образцов; 9 – элементы залегания пород: (а) прямое и (б) опрокинутое падение слоистости; 10 – изограды первого появления индекс-минералов.

По результатам минералого-петрографических и геотермобарометрических исследований характера зональности железисто-глиноземистых метапелитов Тейского метаконгломата в центральной части Центрального поднятия выделены два главных этапа метаморфизма [Лиханов и др., 2011]. На первом этапе сформировались регионально-метаморфические породы андалузит-силлиманитового типа низких давлений со следующей последовательностью предельных минеральных ассоциаций: 1) $Bt + Ms + Chl + Qz + Pl$ (Bt зона); 2) $Grt + Bt + Ms + Chl + Qz + Pl$ (Grt зона); 3) $St + Grt + Bt + Ms + Chl + Qz + Pl + Crd \pm And$

(*St-And* зона) и 4) $Sil + St + Grt + Bt + Ms + Qz + Pl \pm And \pm Crd$ (*Sil* зона) ($P=3.9-5.1$ кбар; $T=510-640^{\circ}C$).

Связь этих процессов с гренвильской орогенцией была подтверждена U-Pb и $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировками метапелитов ТМК (973-953 млн лет) [Лиханов и др., 2012]. На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому дислокационному метаморфизму кианит-силлиманитового типа умеренных давлений вблизи надвига (853-849 млн. лет, $^{40}Ar/^{39}Ar$, слюды) с локальным повышением давления ($P=5.7-7.2$ кбар; $T=660-700^{\circ}C$) [Лиханов и др., 2012]. В результате деформаций происходило прогрессивное замещение андалузита кианитом и образование новых минеральных ассоциаций и деформационных структур с развитием предельной ассоциации $Ky + St + Grt + Ms + Bt + Qz + Pl + Sil + Fi$ с реликтами *And*. Анализ полученных результатов позволяет рассматривать кианитсодержащие метапелиты умеренных давлений как продукты дислокационного метаморфизма, сформированные в процессе надвигания в зоне Татарского глубинного разлома блоков пород со стороны Сибирского кратона на докембрийские толщи Енисейского кряжа.

Близкая последовательность 2-х этапного минералообразования с развитием ассоциаций с кианитом по андалузитсодержащим метапелитам, P-T параметры и гренвильские возраста полиметаморфизма установлены также на чапском [Лиханов и др., 2008, 2009] и полканском участках [Лиханов и др., 2011]. В отличие от маяконского и тейского на полканском участке зафиксировано возрастание давлений дислокационного метаморфизма в западном направлении (к надвику), его возраст по результатам $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования биотита составляет 800 млн лет [Лиханов и др., 2011].

Таким образом, на четырёх ключевых участках Тейского метакомплекса (маяконском, тейском, чапском, полканском) установлен рост давления при замещении андалузита кианитом. Инверсия режима по давлению от низких к умеренным обусловлена надвигами блоков более древних пород на более молодые. В региональном плане это, по-видимому, связано с надвиганием блоков Сибирского кратона на докембрийские метаморфические толщи Енисейского кряжа (маяконский, чапский, тейский участки), что подтверждается геокартинированием. Надвики гаревского участка (Гаревский Полкан) связаны с дислокациями восточной вергентности (800 млн лет). Можно предположить их связь с эволюцией структур Приенисейской палеосубдукционной зоны [Козлов и др., 2020].

Сравнительный анализ тектоники и полиметаморфизма ГМК и ТМК западной окраины Сибирского кратона показал субсинхронность возрастных датировок типов метаморфизма, похожий вид P-T трендов погружения и эксгумации блоков пород для ГМК (Глава 6, рис. 5). Однако парагенезисов гранулитовой фации (и гранулитов как пород, аналогичных таковым в ЮЕК) в ГМК, как полагали [Качевский и др., 1994 и др.], нами не было обнаружено. «Скачок» в давлениях при метаморфизме мог быть связан с большей глубинностью формирования ГМК и залеганием его в зоне конвергенции над Приенисейской палеозоной субдукции [Козлов, 2017; Козлов и др., 2020]. Полиэтапное тектоно-метаморфическое развитие комплексов контролировалось обстановками растяжения и сжатия континентальной коры в пределах ИТРСЗ и ПРСЗ.

Близкие соотношения метакомплексов And-Sil и тектонитов Ky-Sil типов установлены и в *Приангарском метаморфическом комплексе (ПМК)* (Прил. 1, V) [Козлов и др., 2014], расположенного в междуречье Ангары-Тасеевой-Большой Сполошной-Енисея-Белокопытовки-Татарки в Кулаковском поднятии. Его особенность – самый древний возраст регионального метаморфизма (1.18 млрд лет), установленный аргон-аргоновым методом по амфиболу в метабазах южного сектора ИТРСЗ [Лиханов, Ревердатто, 2016], интерпретируемый как внутриконтинентальный рифт [Даценко и др., 1994].

Большепитский ореол контактового метаморфизма (750 млн лет) – уникальный пример прогрессивного контактового метаморфизма с редким участием хлоритоида в экзоконтакте Аяхтинского гранитоидного массива шириной около 1 км [Лиханов и др., 1998; Likhanov et al., 2001; Лиханов, 2003]. Здесь в направлении от вмещающих низкотемпературных метапелитов удерейской свиты сухопитской серии пород к интрузивному контакту выявлена [Козлов, Лепезин, 1995] и детально изучена [Лиханов и др., 1998, 1999; Likhanov et al., 2001; Лиханов, 2003] зональность и следующая смена минеральных парагенезисов (в скобках – номер и название зоны, видимая мощность): 1) $Chl+Ms+Pl+Qz+Rt$ (0 – вмещающие породы), 2) $Cld+Ms+Chl+Pl+Qz+Ilm\pm Rt$ (I–хлоритоидная зона, 45 м), 3) $Bt+Cld+Ms+Chl+Pl+Qz+Ilm$ (II–биотитовая зона, 60м), 4) $Grt+Bt+Cld+Ms+Chl+Pl+Qz+Ilm$ (III–гранатовая зона, 35 м.), 5) $And+Bt+Grt+Ms+Chl+Pl+Qz+Ilm\pm Cld$ (IV–андалузитовая зона, 300 м), 6) $Crd+And+Bt+Ms+Pl+Qz+Ilm+Chl+Grt$ (V–нижняя кордиеритовая зона, 400 м), 7) $Crd+And+Bt+Ms+Pl+Qz+Ilm$ (V–верхняя кордиеритовая зона, 150 м), 8) $Sil+Kfs+Crd\pm And+Bt+Pl+Qz+Ilm$ (VII – силлиманит-калишпатовая зона, 10 м). По [Ревердатто, 1970] изученные роговики Аяхтинского ореола относятся к кордиерит-андалузитовому типу, характеризующимся диапазоном давления 3-4 кбар. Температура регионального зеленосланцевого метаморфизма, оцененная по $Ms-Chl$ и $Pl-Ms$ геотермометрам, равнялась 400°C. Температуры контактового метаморфизма соответствовали 430-640°C и области перехода от фации мусковитовых роговиков к фации амфиболовых роговиков. Судя по внедрению гранитоидов Аяхтинского массива [750 млн лет; Верниковский, Верниковская, 2006], формирование роговиков происходило на заключительной стадии раннебайкальского орогенеза в мезоабиссальных условиях и в обстановке сжатия метапелитовых толщ между Ишимбинским и Татарским глубинными разломами.

Зеленосланцевые комплексы обрамления (800-600 млн лет) образуют значительные по площади регионально-метаморфические породы в Ангаро-Питском (VI) и Ангаро-Тисском (VII) синклиниях (прогибах) (Прил. 1). Низкотемпературным метаморфизмом здесь захвачены метатерригенные породы верхов сухопитской серии мезопротерозоя и метакарбонатно-терригенные, терригенно-карбонатные породы тунгусикской и осяннской серий неопротерозоя [«Легенда...», Качевский, 1999, 2002]. Для пород характерны повсеместная сохранность первичных текстурно-структурных особенностей, морфологии и вещественного состава маркирующего горизонта конкреций алевролитов «конус-в-конусе» среднеудерейской подсвиты, известково-песчаных – погорюйской и

железомарганцевых – свиты Карточки, а также морфо-структурных особенностей строматолитовых известняков удоронгской и рыбинской свит.

Ангаро-Питский комплекс АПК (Прил. 1, VI) выделен в межуречье Теи, Бол. Пита и Ангары [Козлов, Лепезин, 1995]. Комплекс амагматичен, структурно он принадлежит Восточной зоне и обрамляет с востока Тейский МК. Граница между ними зафиксирована по первому появлению отчетливых крупных (до 1.5-2 мм) порфиробластов хлорита в парагенезисе с ильменитом в нижней части филлитов удерейской свиты, относящихся уже к зональному Тейскому метакомплексу. Установлено постепенное нарастание степени зеленосланцевого метаморфизма от ослянской серии к низам удерейской свиты, что выражается в некотором повышении окристаллизованности (филлитизации) сланцев и образованием микропорфиробластов хлорита до 2 мм. Минеральные парагенезисы филлитов и филлитовидных сланцев представлены $Qz+Ser(Ms)+Chl+Ilm$, $Qz+Ser+Chl+Py$, $Qz+Ser+Chl+Cld$ (редко), $Qz+Ser(Ms)+Chl+Cal$; метакарбонатов – $Cal+Qz$, $Cal+Ser+Chl$, $Cal+Dol$, $Qz+Ser(Ms)+Chl+Mag+Py$. В метапелитах тунгусикской и ослянской серий проявлены стратиформные залежи ВГС хлоритоидных (оттрелитовых) сланцев $Qz+Ser+Chl+Ilm+Cld+Gem$ [Козлов, Лепезин, 1995] в Ангаро-Питском железорудном бассейне [Юдин, 1968].

Ангаро-Тисский комплекс, АТК (Прил.1, VII). Низкотемпературным метаморфизмом здесь преобразованы осадочные породы киргитейской и широкинской серий. Отличительные его особенности: 1) присутствие антиклинальных структур мелких порядков с приуроченными к ним хлоритоидными метапелитами (Морянихинская антиклиналь в среднем течении р. Татарки) и развитием разломов в Приенисейской сдвиговой зоне; 2) выходы в ядрах антиклиналей (Сухопитский блок; мыс Татарский Бык, Алёшинская антиклиналь и др.) метапелитов с минеральной ассоциацией $Qz+Ms+Chl+Bt+Mag\pm Grt$, $Qz+Ms+Chl+Ilm$ зон «биотита» и «граната» Тейского метакомплекса; 3) доминирование в его пределах метакарбонатных пород широкинской серии с минеральной ассоциацией $Qz+Cal+Dol+Py\pm Po$, $Dol+Cal$ и др.; 4) участие магматических комплексов: массивов глушихинского лейкогранитов и среднетатарского нефелиновых сиенитов, мелких тел токминских метабазитов и даек ведугинского комплекса долеритов [Корнев и др., 1974].

Анализ метаморфизма осадочных толщ в АПК и АТК показывает их возможное образование в условиях регионального метаморфизма погружения, что выражается в неоднородности Р-Т условий их преобразования. Предполагается его связь с байкальским орогенезом (800±50 до 600 млн лет [Клитин и др., 1970; Постельников, 1973]). Неоднородный характер метаморфизма АПК и АТК комплексов объясняется наложением локального динамотермального метаморфизма на метапелиты удерейской и погорюйской свит сухопитской серии; потоскуйской, шунтарской и киргитейской свит тунгусикской серии [Шилова, 1968] и “дозеленосланцевым уровнем” преобразования пелитов удерейской свиты [Мельников, 1989; Поляков, 1989]. Возраст этого метаморфизма близок к позднему эдиакарию (венду), что объясняется возрастом МР/НТ дислокационного метаморфизма Приангарского МК 722 млн лет [Лиханов и др., 2015], 622-600 млн лет [Козлов, Лепезин, 1995; Козлов и др., 2014] в Татарской зоне смятия [Забродин,

1977] в связи с вендским событием [Ножкин и др., 2007] и поздней фазой байкальского орогенеза [Постельников, 1973].

Тектоно-метаморфические комплексы палеоокеанического сектора, Исаковский террейн (640-600 млн лет). Террейн включает Исаковский офиолитовый пояс (Прил. 1, IX) и Борисихинский офиолитовый массив (Прил. 1, X). Ранее показано, что уровень регионального метаморфизма пород террейна не превышает уровня верхов фации зелёных сланцев и локально – уровня эпидот-амфиболитовой фации [Козлов, Лепезин, 1995]. Исследованиями в Приенисейской шовной зоне впервые обнаружены и изучены реликты глаукофановых сланцев – первые петрологические свидетельства субдукционной природы конвергентной границы ПАО – СК [Лиханов и др., 2018; Likhanov et al., 2018; Лиханов и др., 2018]. По апобазитовым бластомилонитам (n=2 обр.) в Приенисейской сутуре, представляющих собой полиметаморфические породы, на основании минеральных парагенезисов выделены 2 этапа коллизионного высокобарического метаморфизма. *Первый этап (640-620 млн лет)* характеризуется минералами-включениями $Glp+Ep+Al+Chl+Pg$ в ядрах зонального граната ($P=7.5-8$ кбар/ $380-420^{\circ}C$, $P=9-10$ кбар/ $385-430^{\circ}C$), *второй (наложенный) этап (600 млн лет)* представлен полиминеральной ассоциацией $Grt+Amp+Pl+Ep+Chl+Ph+Qz+Ttn+Rt+Ilm\pm Cb$ ($P=10-11$ кбар/ $550-570^{\circ}C$; $P=11-15$ кбар/ $550-640^{\circ}C$). Превышения ориентированного давления над литостатическим давлением на 3-5 кбар и увеличение температуры на $150-180^{\circ}C$ в бластомилонитах, могли быть генерированы деформациями сдвига в зоне пластического сдвига блоков пород меланжа [Лиханов и др., 2021].

Глава 6. P-T-t ТРЕНДЫ ТЕКТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРО-ЕНИСЕЙСКОГО ОРОГЕНА

Тектоно-метаморфические комплексы ПКС и ПОС региона являются полиметаморфическими. В ПКС они характеризуются тремя главными этапами метаморфогенного минералообразования. Они отличаются структурно-геологической позицией, геотермическими градиентами, P-T условиями, режимами давлений и возрастами метаморфизма (Прил. 1). Итоговые *P-T-t тренды* метаморфизма [Лиханов, 2020], базирующиеся на [Лиханов и др., 2009; Козлов и др., 2012 и др.], показывают, что Тейский и Гаревский тектоно-метаморфические комплексы были сформированы в результате геодинамических событий гренвильской и раннебайкальской орогении в процессе утолщения земной коры. Отличие характера *P-T-t* трендов комплексов отражено на рис. 5.

P-T-t тренды Тейского и Гаревского метакомплексов палеоконтинентального сектора свидетельствует об их однотипности и эволюции *P-T* параметров, которая могла происходить как “по часовой стрелке”, так и “против движения часовой стрелки”. По [Лиханов, 2020] различия в направлении регрессивных ветвей метаморфизма, определяющих итоговую траекторию *P-T-t* трендов, контролируются, главным образом, механизмами эксгумации в различных геодинамических обстановках: эрозионной денудацией перекрывающих комплексов или тектонической транспортировкой при растяжении земной коры. P-T диаграмма, для метапелитов контактового метаморфизма [Лиханов, 2003] на примере Большепитского ореола (750 млн лет) демонстрирует положение метаморфических зон и изоград прогрессивного метаморфизма в интервале $T=430-$

640°C в условиях повышенного давления (~ 3 кбар), связанного с ранней фазой байкальского орогенеза. В ПОС зафиксированы 2 этапа высокобарического метаморфизма (НР/НТ → НР/ЛТ), отраженные на P-T тренде метабазитовых комплексов в ПРСЗ [Likhanov et al., 2018] соответственно в обстановках коллизии и сдвиговых деформаций [Лиханов и др., 2021]. Выделенные тектоно-метаморфичес-

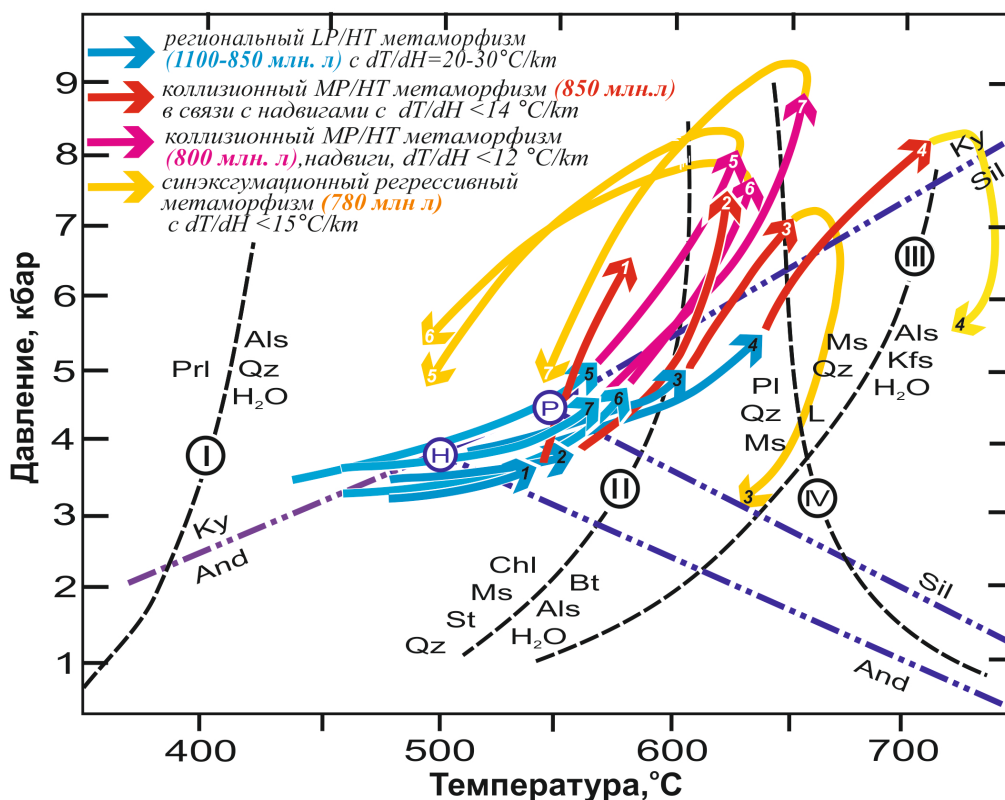


Рис. 5. Итоговые P-T-t тренды метаморфизма для гнейсов Тейского МК (1-4) и Гаревского МК (5-7) Северо-Енисейского кряжа [по Лиханов, 2020 и ссылки в ней]. Арабские цифры на проградных и ретроградных сегментах P-T траекторий соответствуют изученным участкам: 1 – маяконский, 2 – полканский (Гарёвский Полкан), 3 – тейский, 4 – чапский, 5 – енисейский, 6 – тисский, 7 – гаревский. Пунктиром с римскими цифрами и штрихпунктиром показано положение минеральных равновесий для метапелитовой системы и координаты тройной точки, обзор которых приведён [Reverdatto et al., 2019].

кие и магматические комплексы интерпретируются как индикаторы геодинамических обстановок растяжения, сжатия и внутриконтинентальных деформаций в ПКС; спрединга, субдукции, коллизии и сдвиговых пластических деформаций в ПОС в интервале времени 1180-600 млн лет [Лиханов и др., 2014; Likhanov et al., 2015; Лиханов, 2020; Лиханов и др., 2021].

Глава 7. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ И ТЕКТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Полученные результаты (Главы 4-6) позволили нам выделить главные тектонические этапы в эволюции докембрийских комплексов СЕК (млрд лет): 1. Поздний палеопротерозой-поздний мезопротерозой (PP₁-MP₃, 1.84-1.18), 2.

Поздний мезопротерозой-ранний неопротерозой (MP_3-NP_1 , 1.18-0.85), 3) Ранний-средний неопротерозой (рубеж NP_{1-2} , 0.85-0.80), 4. Поздний мезопротерозой-средний неопротерозой (MP_3-NP_2 , на западе) (1.18-0.6), 5. Средний неопротерозой (NP_2 , на востоке) (0.80-0.60), 6. Поздний неопротерозой (NP_3 , 0,60-0.54) [Лиханов и др., 2014 и ссылки в ней; Козлов и др., 2020; Ножкин и др., 2021]. Крупные эпохи эволюции континентальной коры Сибирского кратона отражены на рис. 6.

Ключевые эндогенные события геологического развития региона в период 1.84-0.90 млрд лет приведены в [Лиханов и др., 2014] и для периода 1.4-0.6 млрд лет показаны на рис. 6. В интервале 1.18-0.9 млрд лет, в гренвильскую эпоху формировались месторождения And и Sil сланцев в Центральном поднятии [Козлов, Лепезин, 1995]. Эндогенная активность, впервые установленная на рубежах (млрд лет): 1.38, 1.0, 0.87, 0.80-0.78, – сопровождалась импульсами рифтогенного внутриплитного магматизма (табл. 1) [Козлов и др., 2020].

Таблица 1– Возраст магматических и метаморфизованных ортопород Ишимбинско-Татарской (1) и Приенисейской (2-4) региональных сдвиговых зон СЕК (млн лет) и его корреляция с геологическими событиями в мезо- и неопротерозое [Лиханов и др., 2014; Likhanov, Santosh, 2019]

1. р. Колоромо плаггиогнейсо-гранит, Zrn	Sm-Nd T_{DM-2st} U-Pb, SHRIMP	2441 1380±22	модальный возраст источника; возраст кристаллизации	[Попов и др., 2010]
2. р. Енисей, р. Нижняя метапикрит-базальтовая ассоциация (толща)	Pb-Pb известняк	1020± 70	возраст перекрываю- щей горевской свиты известняков	[Кузнецов и др., 2019], [Ножкин и др., 2021]
3. р. Енисей, граниты рапакивиподобные, Zrn	U-Pb SHRIMP	873.1±7.1	возраст динамометаморфизма	[Лиханов и др., 2012]
4. р. Тис, ортоамфибо- литы, Hbl; р. Енисей, дайки гранитов бласто- милонитизиров., Zrn	Ar-Ar U-Pb SHRIMP	794-787 791±5.6 792±6	возраст динамомета- морфизма; возраст динамометаморфизма	[Лиханов и др., 2013б]

Эндогенные процессы и геодинамические обстановки растяжения на рубежах ~ 1.0 и ~ 0.87 млрд лет проявлены доколлизийным пикрит-базальтовым и рапакивиподобном гранитным магматизмом (Прил. 2, рис. 1-5), рубеж 0.8-0.78 – бимодальным магматизмом. Постколлизийные эндогенные события в Исаковском террейне зафиксированы неметаморфизованными базальтами (0.57) [Козлов и др., 2019] и гранитами Осинковского массива (0.55-0.54), источником расплава которых была высоко дифференцированная континентальная кора западной окраины СК [Ножкин и др., 2017].

На рис. 7, А – Г приведена схема геодинамической эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны на период 0.73-0.54 млрд лет [Козлов и др., 2020]. Стадия 730-700 млн лет (рис. 7-А) характеризуется субдукцией и формированием аккреционного комплекса; 640-600 млн лет (рис. 7-Б) – развитием субдукции, образованием апобазитовых глаукофановых сланцев, коллизией КТМК с СК и формированием комплекса НР/НТ бластомилонитов, закрытием неопротерозойской ветви ПАО. Стадия 570-540 млн лет (рис. 7-В) завершается

поздневендским постколлизийным базальтовым (570 млн лет) и гранитоидным (550 млн лет) магматизмом и образованием чехла платформы.

Мегаструктура	Суперконтинент Пангея 1		Суперконтинент Родиния						Палеоазиатский океан
Событие	Деструкция		Становление			Распад			Формирование
Система	Нижний рифей	Средний рифей		Верхний рифей				Венд	
Возраст, млн. лет	1400	1300	1200	1100	1000	900	800	700	600
Магматизм	1		2			3			4 5
Метаморфизм	6			7	8	9	10		
Главные фазы деформаций	11			12		13			

Рис. 6. Последовательность деформационных и эндогенных событий в геологической истории докембрийских комплексов Северо-Енисейского кряжа в интервале 1.4-0.54 млрд лет (по [Лиханов и др., 2011], с дополнениями).

1 – рифтогенные апогранитные бластомилониты [Попов и др., 2010], 2 – гранито-гнейсы тейского типа [Ножкин и др., 1999], метапикрит-базальтовая толща [Ножкин и др., 2021], 3 – постколлизийные, внутриплитные и рифтогенные гранитоидные плутоны с ореолами контактового метаморфизма и щелочные комплексы [Верниковский, Верниковская, 2006; Vernikovskiy et al., 2007; Ножкин и др., 2008, 2011; Лиханов и др., 2014], 4 – базальты [Козлов и др., 2019], 5 – граниты Осиновского массива [Ножкин и др., 2017], 6 – региональный метаморфизм And-Sil типа [Лиханов и др., 2010, 2011; Likhonov, Reverdatto, 2009, 2011], 7-8 – дислокационный метаморфизм Ку-Sil типа умеренных давлений в связи с надвигами: 7 – западной вергентности [Лиханов и др., 2007], 8 – восточной вергентности [Лиханов и др., 2011], 9 – метаморфизм погружения низких температур, 10 – коллизийный метаморфизм; 11-13 – главные фазы складчатости: 11 – гренвильской орогении [Rivers, 2008], 12-13 – фазы байкальской орогении 850-600 млн лет [Шацкий, 1932; Постельников, 1973]: 12 – ранняя (ранневальгальская, пик 810-790 млн лет [Лиханов и др., 2015]), 13 – поздняя (поздневальгальская, пик 730-720 млн лет).

Установленные петрологические индикаторы и изотопные датировки геодинамических обстановок растяжения коры подтверждают предположение [Постельников, 1990] о широком участии рифтогенеза в эволюции докембрийских комплексов Северо-Енисейского кряжа. Покровно-складчатая структура Северо-Енисейского орогена окончательно формируется в процессе коллизии КТМК с СК (рис. 1, врезка) с расщеплением океанической коры [Колман, 1979] и погружением её под континентальную (субдукция) и частичным надвиганием (обдукция, [Волобуев, 1999; Верниковский, Верниковская, 2006; Верниковский и др., 2009, и др.]) на СК в результате вендского аккреционно-коллизийного события [Ножкин и др., 2007]. Магматические комплексы континентальной окраины, сформированные ранее в интервале 1.9-0.70 млрд лет, в интервале 0.64-0.60 млрд лет захвачены процессами региональной бластомилонитизации.

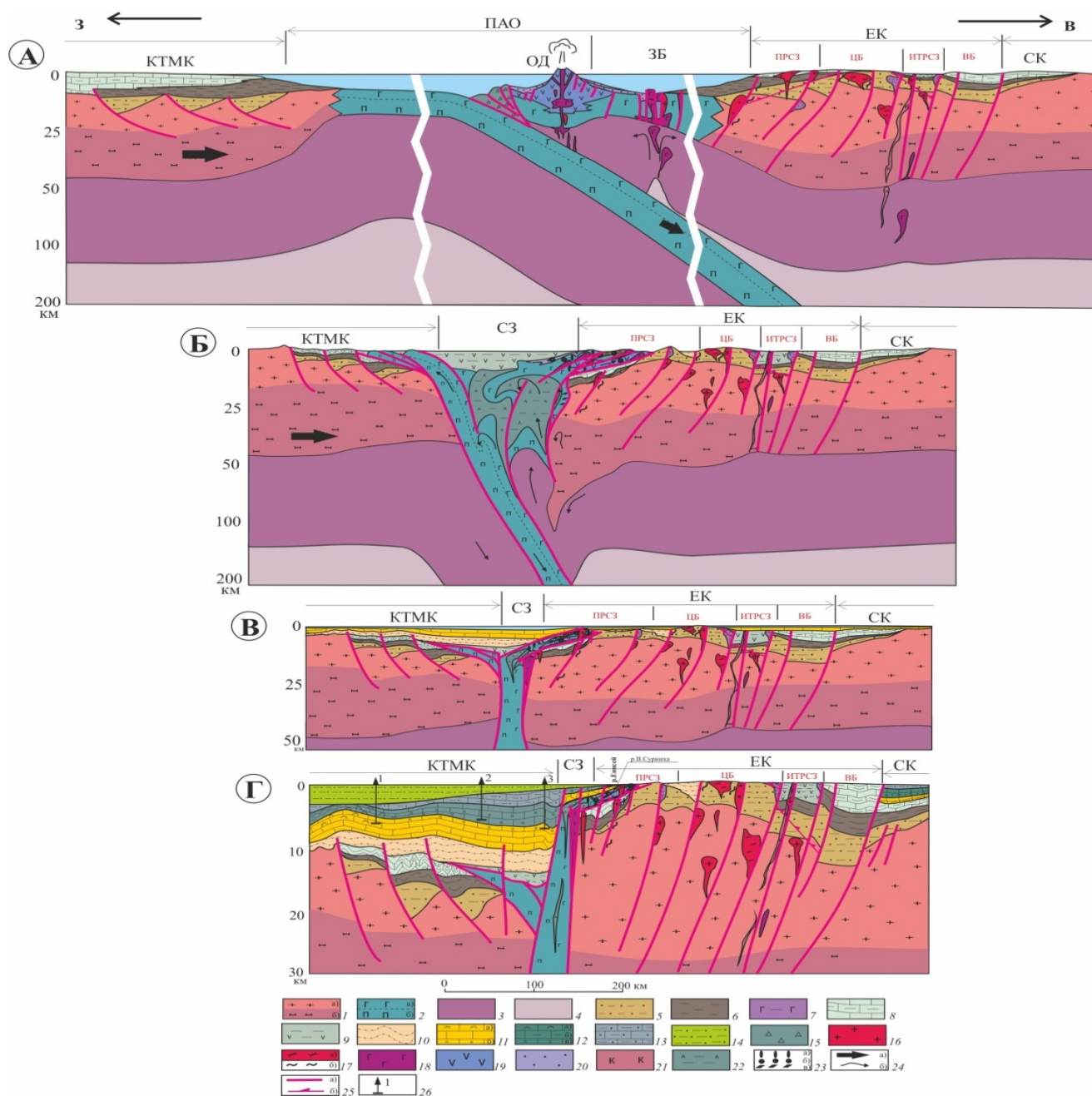


Рис. 7. Схематическая геодинамическая модель стадий эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны в неопротерозое [Козлов и др., 2020].

А – на период 730-700 млн лет; Б – 640-600 млн лет (с использованием результатов моделирования коллизионных процессов [Сальников, 2009]; В – 570-540 млн лет; Г – современное состояние (с использованием сейсмотомографического разреза по профилю ГСЗ «Батолит»)[Детков и др., 2007].

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

1 – кристаллический фундамент: а – гранито-гнейсовый, гранулитовый кислого и среднего состава, б – гранулит-базитовый) (AR-PP); 2 – океаническая кора (офиолиты): а – дуниты, перидотиты, б – метагаббро, metabazalts; 3 – литосферная мантия; 4 – астеносферная мантия; 5–8 – метаморфизованные и дислоцированные рифтогенные

толщи пород в депрессиях (PP-MP): 5 – карбонатно-вулканогенно-терригенные отложения (тейская серия; малогаревская и немтихинская толщи, PP-MP); 6 – глинистые, глинисто-карбонатные глубоководные отложения (сухопитская серия, MP); 7 – метапикрит-пикробазальт-базальты, ортоамфиболиты (шумихинский) и рыбинско-панымбинский 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 – гранито-гнейсовые 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 – Авернинская-150.

Глава 8. ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ВОВЛЕЧЕНИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ ВЫСОКОГЛИНОЗЁМИСТЫХ ПОРОД РЕГИОНА С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ПРОИЗВОДСТВА ГЛИНОЗЁМА, СИЛУМИНА И АЛЮМИНИЯ НА БОГУЧАНСКОМ АЛЮМИНИЕВОМ ЗАВОДЕ

Глава посвящается светлой памяти недавно ушедшего из жизни Геннадия Григорьевича Лепезина – выдающегося учёного-петролога, доктора геолого-минералогических наук, профессора, заслуженного геолога России.

В полиметаморфических комплексах (Главы 4-7) локализованы Панымбинское (And) и Тейское (Sil) месторождения и ряд рудопроявлений МГС, ставролитовых и хлоритоидных ВГС [Козлов, Лепезин, 1995; Kozlov, 2018a,b; Kozlov, 2021], проанализирована характеристика руд (состав, технологические испытания, прогнозные ресурсы и др.). Вместе с другими высокоглинозёмистыми породами СЕК (рис. 8), а именно: ранее разведанными месторождениями Чадобецких бокситов, глинозёмистых железных руд Ангаро-Питского бассейна и нефелиновых сиенитов Татарского и Кийского массивов, – регион обладает достаточными ресурсами для их совместного использования в огнеупорной и алюминиевой промышленности [Лепезин, 1997, 2003, 2004, 2016 и ссылки в ней].

Реалистичность вовлечения комплексного сырья в металлургическое производство БЭМО подтверждается эффективностью электротермического метода [Салтыков, Баймаков, 2003] переработки железоглинозёмистого сырья [Жабин, 2012], реализацией проектов социально-экономического развития Приангарья [Бандман, 2014] (действует БоАЗ, построены железная дорога Карабула – Решеты, станция «Пихтовая», жилые дома, мосты и др.) и инвестиционных проектов по развитию инфраструктуры и освоению ресурсной базы Ангаро-Енисейского

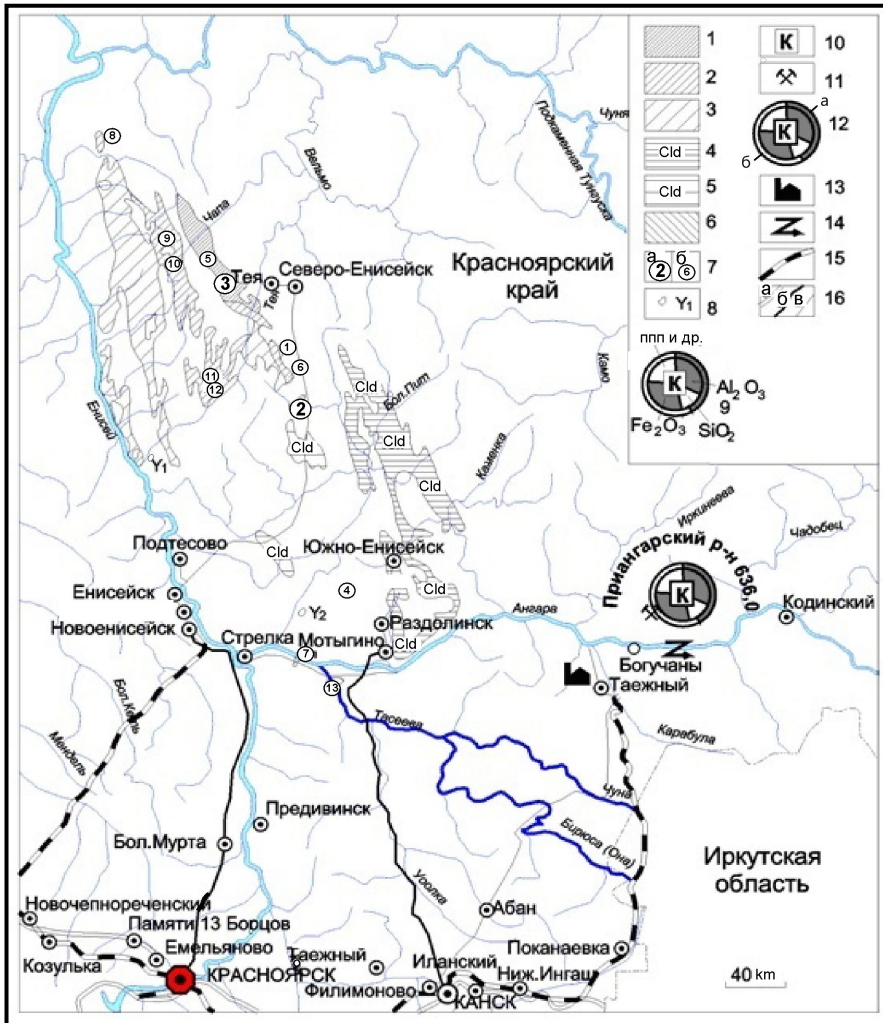


Рис. 8. Схема размещения площадей высокоглинозёмистых пород СЕК с перспективами на минералы андалузит, кианит, силлиманит и хлоритоид и их возможное вовлечение в производство алюминиевых сплавов на Богучанском алюминиевом заводе.

1–площади перспективные, на силлиманит; 2 – известны находки МГС (андалузита, силлиманита, кианита); 3 – известны проявления минерализации МГС; 4-5 – площади развития хлоритоидных сланцев: 4-перспективные на хлоритоид, 5 – известны находки хлоритоида; 7– а) месторождения мономинеральные (2- Панимбинское андалузита, 3-Тейское

силлиманита (цифры в больших кружках) и б) рудопроявления высокоглинозёмистых минералов (цифры в небольших кружках) группы рудопроявлений МГС: мономинеральные, 4-Гольцовское (андалузит), 5-Нойбинское (силлиманит); биминеральные (андалузит, кианит): 1-Маяконское, 6-Чиримбинское, 7-Половинкинское; полиминеральные (андалузит, кианит, силлиманит): 8-Вороговское, 9-Неразгаданное, 10-Колороминское, 11-Малокийское, 12-Кийское; 13-Тасеевское гранат-ставролитовых сланцев. Положение Маяконского (1) и Тейского (3) объектов отражено на Р-Т-t тренде (рис. 5). 8 – массивы щелочных сиенитов (1-Кийский, 2-Средне-Татарский). 9-10 – Приангарский рудный район железоалюминиевого сырья (бокситы и глинозёмистые железные руды) с суммарными запасами 636.0 млн тонн [по Б.Н. Одокию, 1996]: химический состав железоалюминиевого сырья в мас.%; 10 – К-меловой возраст бокситов, 11 – возможный открытый способ добычи. 12 – запасы (а) и прогнозные ресурсы (б) железоалюминиевого сырья. 13-14 – Действующие сооружения проекта «Богучанское электро-металлургическое объединение» (БЭМО): 13 – Богучанский алюминиевый металлургический завод (БоАЗ), 14 – Богучанская гидроэлектростанция. Дороги: 15-железные, 16-автомобильные дороги, их значение а) общегосударственное, б) республиканское, в) местное.

экономического района, реализуемых в составе комплексного инвестиционного проекта «Енисейская Сибирь» (Распоряжение Правительства РФ от 29.03.2019г. №571-р [Электронный ресурс]).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведённых исследований, анализа, обобщения и интерпретации оригинальных и литературных данных по Северо-Енисейскому кряжу предложена рифтогенно-коллизийная тектоническая модель эволюции докембрийской коры западной окраины Сибирского кратона, включающая 6 тектонических этапов. Основные её отличия от моделей предшественников: а) оригинальные результаты ГДП и ГГК и специализированные детальные исследования тектоно-метаморфических и магматических комплексов увязаны с «Легендой Енисейской серии...» [Качевский, 1999, 2002] и государственной картографической геологической основой [Качевский, Зуев, 2005 и др.] с обоснованием ведущей роли рифтогенеза, гренвильского [Лиханов и др., 2014] и байкальского [Постельников, 1973; Булгатов, 1983] этапов тектогенеза, б) применён комплекс методов (геокартирование, петрологические, геохимические, прецизионные изотопно-геохронологические, моделирование) с большим охватом территории.

Привлечение рифтогенной модели развития континентальной коры привело нас к выделению на западе СК рифтогенно-депрессийного этапа (1.84-1.18 млрд лет) и рифтогенной структуры, зародившейся в начале палеопротерозоя на раннедокембрийской сиалической коре континентального типа. Этот период в эволюции региона до 1.4 млрд лет можно действительно охарактеризовать как сравнительно низкую эндогенную активность, которая остаётся петрологически и геохронологически мало исследованной. Усиление рифтогенных импульсов в позднем мезопротерозое нам удалось обосновать импульсами гранитоидного А-типа магматизма около 1.38 млрд лет назад и рифтогенным магматизмом в Рыбинско-Панинбинском вулканическом поясе Ишимбинско-Татарской зоны на рубеже ~1.25 млрд лет. Эти события можно коррелировать с глобальными процессами и временем начала распада суперконтинента Нуна, но этот вопрос в докембрийской истории Земли остаётся недостаточно изученным и обоснованным.

Исследования позволили выделить раннеорогенный этап развития континентальной коры и впервые (*млрд лет*) – гренвильский (1.18-0.85) и раннебайкальский (0.85-0.80) фазы тектогенеза. Они надёжно обоснованы *P-T-t-d* параметрами проградного регионального полиметаморфизма с инверсией режима давления с низких (растяжение коры → LP/HT, месторождения And и Sil) на умеренные (сжатие → MP/HT, рудопроявления МГС). Ранний этап горообразования на окраине Сибирского кратона сопровождался 2-х этапным ростом гранито-гнейсовых куполов (~ 1.10 и ~ 0.85), сопряженного с ним LP/HT региональным синскладчатым метаморфизмом и гранитоидным магматизмом (тейский комплекс – 0.88-0.86 и рапакивиподобные – 1.05 и 0.87). Эндогенные процессы этого периода, предположительно, могут интерпретироваться как результат континентального рифтового метаморфизма в Ишимбинско-Татарской рифтогенной зоне (~ 1.18), обусловленного корпоративным эффектом утонения коры в результате рифтогенеза, её воздымания, базитовым магматизмом с притоком эндогенного тепла («энсиалическая орогения» по [Русин, 2004]). Раннебайкальские тектонические события западной (0.85) и восточной (0.80) вергентности сопровождалась MP/HT Ку-Sil бластомилонитами дислокационного метаморфизма в зонах надвигов. В результате высокой внутриконтинентальной эндогенной

активности, сопровождаемой ростом куполов, магматизмом, деформационно-метаморфическими процессами и скупиванием коры, в инт. 1.2-0.8 млрд лет образовался Северо-Енисейский ороген, а Сибирский кратон, исходя из концепции о суперконтинентальных циклах, мог стать частью суперконтинента Родиния.

Актуальной проблемой на западе СК является соотношение палеоокеанических образований с палеоконтинентальными в интервале около 1.0-0.8 млрд лет, положение границы между ними. Этот период нами выделен в деструкционный этап. В глобальном плане период коррелируется с ранней стадией образования Палеоазиатского океана [Ярмолюк и др., 2006] и эволюцией энсиалического режима коры в энсиматический: деструкцией гренвильских и раннебайкальских складчатых комплексов, океаническим рифтингом (~ 1.0 млрд лет) и распадом Родинии обоснованной нами в геодинамической модели Приенисейской зоны палеосубдукции. Индикаторами субсинхронного растяжения коры в этот период могут быть рифтогенная природа Ангаро-Большепитского внутриконтинентального окраинного палеобассейна (~ 1 млрд лет) и бластомилонитовый шеаринг амфиболитовой фации по рапакивиподобным гранитам (0.87 млрд лет) в ПРСЗ. Эти результаты позволяют предположить время формирования спрединговой структуры ПАО на рубеже мезо-неопротерозой и не противоречит [Kuz'michev, Sklyarov, 2016].

Аккреционно-коллизионный этап на западе СК (~ 0.80-0.60 млрд лет) никем не оспаривается. Нам же впервые удалось установить субдукционно-коллизионную природу сочленения структур Палеоазиатский океан – Сибирский континент в зоне конвергенции (столкновение КТМК с СК, закрытие ПАО и латеральное наращивание континентальной литосферы). Этот этап завершает становление Северо-Енисейского орогена на окраине кратона, что доказывается поддвигом/надвигами, НР/НТ шеарингом апобазитовых бластомилонитов с реликтами НР/ЛТ глаукофанового метаморфизма в сутуре, МР/НТ и фронтальными бластомилонитами в гаревском метакомплексе, и подтверждается изотопией. В континентальном секторе региона, по нашим представлениям, субсинхронно проявилась поздняя фаза байкальского тектогенеза. Рифтогенез в пределах ИТРСЗ сопровождался полихронным плюмовым магматизмом. В Ангаро-Питском и Ангаро-Тисском синклиниях формировались неоднородные комплексы зеленосланцевого метаморфизма погружения (~ 0.80-0.64) и наложенного дислокационного метаморфизма (~ 0.64-0.60) и стратиформные залежи хлоритовидных сланцев, связанные с коллизией Исаковского террейна с СК.

Период 1.2-0.6 млрд лет назад на западной окраине СК завершается ростом континентальной литосферы и формированием Северо-Енисейского орогена *in situ* на коре СК. На рубеже поздний эдиакарий-ранний кембрий регион переходит на платформенный этап развития, что подтверждается молассами вороговской и чингасанской серии [«Легенда...», Качевский, 1999, 2002 и др.].

Полученные результаты позволили создать новое представление о развитии западной окраины СК в докембрии и процессах, сформировавших тектонический облик Северо-Енисейского кряжа. Петрологическая и геодинамическая информативность и практическая направленность результатов могут быть положены в основу дальнейших исследований (проект РФФ 2020 ИГМ СО РАН №21-77-20018).

ОСНОВНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

1. **Козлов П.С.**, Лепезин Г.Г. Петрология, петрохимия и метаморфизм пород Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 5. С. 3-22.
2. Лиханов И.И., Шеплев В.С., Ревердатто В.В., **Козлов П.С.** Контактный метаморфизм железистых метапелитов при повышенном давлении в Заангарской части Енисейского кряжа // Доклады Академии наук. 1998. Т. 362, № 5. С. 673-676.
3. Лиханов И.И., Шеплев В.С., Ревердатто В.В., **Козлов П.С.**, Киреев А.Д. Об изохимической природе контактового метаморфизма высокоглиноземистых метапелитов: ореол Аяхтинского гранитоидного массива, Енисейский кряж // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, №1. С. 90-97.
4. Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S., Verschinin A.E., **Kozlov P.S.** Contact metamorphism of Fe- and Al-rich graphitic metapelites in the Transangarian region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia, Russia // Lithos. 2001. V. 58, No. 1-2. P. 55-80.
5. Лиханов И.И., **Козлов П.С.**, Попов Н.В., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Коллизионный метаморфизм как результат надвигов в заангарской части Енисейского кряжа // Доклады Академии наук. 2006. Т. 411, № 2. С. 235-39.
6. Лиханов И.И., **Козлов П.С.**, Полянский О.П., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Травин А.В., Вершинин А.Е. Неопротерозойский возраст коллизионного метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа (по ^{40}Ar - ^{39}Ar данным) // Доклады Академии наук. 2007. Т. 412, № 6. С. 799-803.
7. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., **Козлов П.С.**, Попов Н.В. Коллизионный метаморфизм докембрийских комплексов в заангарской части Енисейского кряжа // Петрология. 2008. Т. 16, № 2. С. 148-173.
8. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., **Козлов П.С.**, Попов Н.В. Кианит-силлиманитовый метаморфизм докембрийских комплексов Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1335-1356.
9. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., **Козлов П.С.**, Травин А.В. Верхнерифейский возраст кианит-силлиманитового метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа (по ^{40}Ar - ^{39}Ar данным) // Доклады Академии наук. 2010. Т. 433, № 6. С. 796-801.
10. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., **Козлов П.С.** Коллизионные метаморфические комплексы Енисейского кряжа: особенности эволюции, возрастные рубежи и скорость эксгумации // Геология и Геофизика. 2011. Т. 52, № 10. С. 1593-1611.
11. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., **Козлов П.С.**, Вершинин А.Е. Тейский полиметаморфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа – пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // Доклады Академии наук. 2011. Т. 436, № 4. С. 509-514.
12. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., **Козлов П.С.**, Зиновьев С.В. Новые доказательства гренвильских событий на западной окраине Сибирского кратона на примере гаревского метаморфического комплекса в Заангарье Енисейского кряжа // Доклады Академии наук. 2011. Т. 438, № 4. С. 522-527.
13. **Козлов П.С.**, Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В. Тектоно-метаморфическая эволюция гаревского полиметаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 11. С. 1476-1496.
14. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., **Козлов П.С.** U-Pb и ^{40}Ar - ^{39}Ar свидетельства гренвильских событий на Енисейском кряже при формировании Тейского полиметаморфического комплекса // Геохимия. 2012. Т. 50, № 6. С. 607-614.
15. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Попов Н.В., **Козлов П.С.** Первая находка гранитов рапакиви на Енисейском кряже: возраст, *PT*-условия и обстановки формирования

// Доклады Академии наук. 2012. Т. 443, № 2. С. 207-213.

16. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., **Козлов П.С.**, Хиллер В.В., Сухоруков В.П. Зональность граната в метapelитах как следствие трех метаморфических событий в докембрийской истории Енисейского кряжа // Петрология. 2013. Т. 21, № 6. С. 612-631.

17. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., **Козлов П.С.**, Зиновьев С.В. Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского кряжа как индикатор процессов растяжения и распада Родинии // Доклады Академии наук. 2013а. Т. 450. № 6. С. 685-690.

18. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., **Козлов П.С.**, Хиллер В.В. Первые данные о проявлении мезопротерозойских тектонических событий в геологической истории Южно-Енисейского кряжа // Доклады Академии наук. 2013. Т. 453, № 6. С. 671-675.

19. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., **Козлов П.С.**, Хиллер В.В. Реконструкция неопротерозойской метаморфической истории Заангарья Енисейского кряжа по данным U-Th-Pb датирования монацита и ксенотима в зональных гранатах // Доклады Академии наук. 2013б. Т. 450, № 3. С. 329-334.

20. **Козлов П.С.**, Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Хиллер В.В. Приангарский метаморфический комплекс (Енисейский кряж): особенности геологии, P-T-условия и возраст метаморфизма // Литосфера. 2014. №6. С. 52-61.

21. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., **Козлов П.С.** Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. Т. 48, № 5. С. 32-53.

22. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., **Козлов П.С.**, Хиллер В.В., Ножкин А.Д. Позднепротерозойские A-граниты Чернореченского массива Енисейского кряжа: новые геохимические и геохронологические данные // Доклады Академии наук. 2014. Т. 455, № 1. С. 82-86.

23. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., **Козлов П.С.**, Зиновьев С.В., Хиллер В.В. Свидетельства вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона // Доклады Академии наук. 2015. Т. 462, № 1. С. 73-78.

24. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., **Козлов П.С.**, Зиновьев С.В., Хиллер В.В. P-T-t реконструкции метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами // Геология и геофизика. 2015. Т. 55, № 6. С. 1031-1056.

25. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., **Козлов П.С.**, Хиллер В.В. P-T-эволюция ультравысокотемпературного метаморфизма как следствие позднепалеопротерозойских процессов внутриплитного растяжения на юго-западной окраине Сибирского кратона // Доклады Академии наук. 2015. Т. 465, № 1. С. 82-86.

26. Likhanov I.I., Reverdatto V.V., **Kozlov P.S.**, Khiller V.V., Sukhorukov V.P. P-T-t constraint on polymetamorphic complexes in the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V. 113, P. 391-410.

27. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., **Козлов П.С.**, Хиллер В.В. Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // Петрология. 2016. Т. 24, № 4. С. 423-440.

28. Попова В.И., **Козлов П.С.**, Лапин А.В., Попов В.А., Котляров В.А., Паутов Л.А., Рассомахин М.А., Шиловских В.В., Блинов И.А. Новые данные о пирохлоре Татарского месторождения (Енисейский кряж, Россия) // Минералогия. 2017. Т. 3, № 1. С. 23-37.

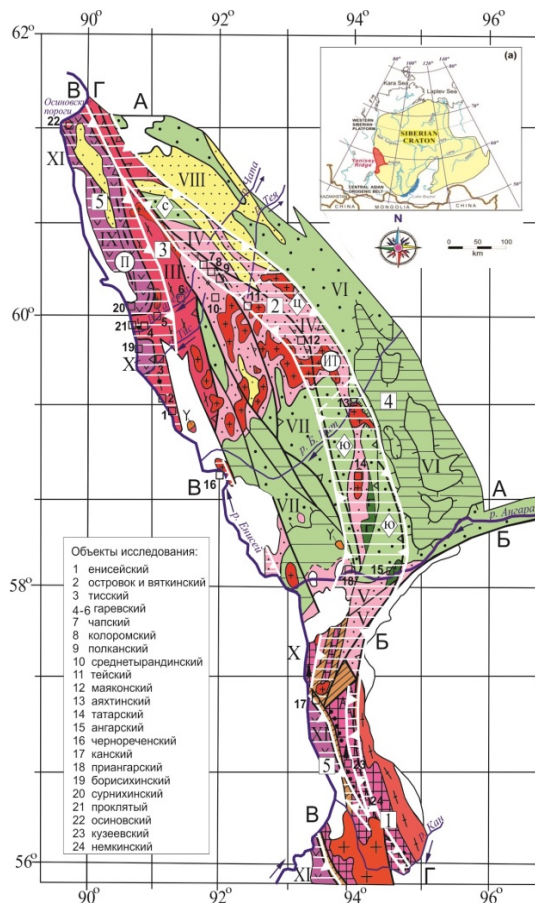
29. Лиханов И.И., **Козлов П.С.**, Ревердатто В.В., Попов Н.В. Природа и возраст детритовых цирконов из пород сдвиговой зоны: к проблеме выделения архейского фундамента

- в Заангарье Енисейского кряжа // Доклады Академии наук, 2018. Т. 480, №2. С. 189-194.
30. Лиханов И.И., **Козлов П.С.**, Иванов К.С., Зиновьев С.В. Высокобарические тектониты Енисейского кряжа как результат сдвиговых деформаций в сутурной зоне // Доклады Академии наук. 2018. Т. 483, №4. С. 417-421.
31. Лиханов И.И., **Козлов П.С.**, Савко К.А., Крылов А.А., Зиновьев С.В. Первые петрологические свидетельства субдукции на западной окраине Сибирского кратона // Доклады Академии наук. 2019. Т. 484, № 2. С. 209-214.
32. **Козлов П.С.**, Лиханов И.И., Иванов К.С., Ножкин А.Д., Зиновьев С.В. Новые данные о возрасте неопротерозойских вулканитов Исаковского террейна Саяно-Енисейского аккреционного пояса (U-Pb по циркону) // Доклады Академии наук. 2019. Т. 488, №5. С. 521-525.
33. **Козлов П.С.**, Филиппов Ю.Ф., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Геодинамическая модель эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны в неопротерозое (западная окраина Сибирского кратона), Россия // Геотектоника. 2020а. Т. 54, № 1. С. 62-78.
34. **Козлов П.С.**, Лиханов И.И., Хиллер В.В. Первые данные о синаккреционном умереннобарическом метаморфизме на западной окраине Сибирского кратона (Енисейский кряж) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2020б, №1. С.78-86
35. Лиханов И.И., Зиновьев С.В., **Козлов П.С.** Бластомилонитовые комплексы западной части Енисейского кряжа (Восточная Сибирь, Россия): геологическая позиция, эволюция метаморфизма и геодинамические модели // Геотектоника. 2021, №1. С. 41-65.
36. **Козлов П.С.**, Лиханов И.И., Савко К.А. Возрастной репер гранулитового метаморфизма в Ангаро-Канском блоке (Енисейский кряж) по результатам датирования циркона из постколлизийных даек гранит-аплита // Геохимия. 2021. Т. 66, №2. С. 191-196.
37. **Kozlov P.S.** On the relationships between the Al_2SiO_5 polymorphs during formation of blastomylonites (North Yenisei Ridge) // News of the Ural State Mining University. 2021. V. 1 (61). P. 25-32.
38. Ножкин А.Д., **Козлов П.С.**, Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Крылов А.А. Раннепротерозойская метапикрит-базальтовая ассоциация приангарской части Енисейского кряжа: петрогеохимический состав, обстановки образования и Pb-Zn рудоносность // Геохимия. 2021. Т.66, №5. С. 387-406.
39. Sukhorukov V., Volkova V., Nevolko P., **Kozlov P.** Metamorphic Conditions and Raman Spectroscopic Carbonaceous Material Thermometry of Host Schists of Olympiada and Eldorado Gold Deposits (Yenisey Ridge, Russia) // Geosciences. 2021. №11, 452. <https://doi.org/10.3390/geosciences11110452>.

Статьи в материалах конференций

1. **Козлов П.С.** Метаморфизм, P-T-t условия образования и перспективы практического использования минералов группы силлиманита, хлоритоида и ставролита (Енисейский кряж) / Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы IX Всероссийской петрографической конференции с международным участием // Томск: Изд-во Томского ЦНТИ. 2017. С. 199-205.
2. **Kozlov P.S.** Metamorphism, P-T-t Conditions of Formation and Prospects for the Practical Use of Al_2SiO_5 Polymorphs, Chloritoid, and Staurolite (Yenisei Ridge) // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2018. Vol. 110. Is. 1.

Схема районирования докембрийских тектоно-метаморфических комплексов Енисейского кряжа (составил П.С. Козлов с использованием [«Докембрийские...», 1986; Ножкин, Туркина, 1993; Качевский, Зуев, 2005; Лиханов и др., 2014 и др.]).



- | | |
|----|----|
| 1 | 16 |
| 2 | 17 |
| 3 | 18 |
| 4 | 19 |
| 5 | 20 |
| 6 | 21 |
| 7 | 22 |
| 8 | 23 |
| 9 | 24 |
| 10 | 25 |
| 11 | 26 |
| 12 | 27 |
| 13 | 28 |
| 14 | 29 |
| 15 | 30 |

– Осадочные породы фанерозойского чехла. 2-8 – Палеоконтинентальный сектор. Серии осадочно-метаморфических пород: 2 - осянская и широкинская (NP₃), 3 - тунгусикская (NP₃), 4 - сухопитская (MP-NP₂), 5-тейская и сухопитская объединённые (PP₂ - MP), 6 - гаревская и немтихинская толщи объединённые (PP₁), 7 - енисейская (PP₂), 8 - канская (NA?-PP). 9-15 – Регионально-метаморфические комплексы краевой части Сибирского кратона (номер на схеме): 9-10 – комплексы Ангаро-Канского выступа, Южно-Енисейский кряж: 9 - Канский чарнокит-гранулитовый (I, 1900-1750 млн лет), точки проявления ультравысокотемпературного (УНТ) метаморфизма (1850-1750 млн лет) (а), находок ортопироксен-силлиманитовых ассоциаций (б), находок эклогитоподобных (в) и андалузитсодержащих (г) пород; 10 - Енисейский мигматит-амфиболито-гнейсовый (II, амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации, MP-NP₃?; 750 (?) млн лет); 11-13 – Тектоно-метаморфические комплексы гренвилльской орогении, Северо-Енисейский кряж: 11 - Гаревский переходных давлений от низких LP/HT к повышенным, между MP/HT и HP/HT (III, 1050-850 млн лет); 12 – низкобарические зональные комплексы андалузит-силлиманитового типа LP/HT: Тейский (IV, 973-953 млн лет), Приангарский (V, 1180-850 млн лет); 13 – байкалиды, локально наложенные на гренвиллиды: а) низкобарические контактового метаморфизма (864-861 и 750 млн лет), б) умеренно барические MP/HT бластомилониты кианит-силлиманитового типа (864-851; 800 и 600 млн лет). 14 – поздненеопротерозойские (NP₃) комплексы байкалид зеленосланцевого – дозеленосланцевого метаморфизма, нерасчленённые по температуре: Ангаро-Питский (VI), Ангаро-Тисский (VII) (800-600 млн лет). 15 – комплексы пренит-пумпеллиитовой фации рифтогенно-депресссионных зон (VIII, NP₃). 16-17 – Палеоокеанический сектор: 16 – Синаккреционные апоостроводужные и апоофиолитовые метаморфические комплексы Приенисейского пояса (NP₃): преимущественно зеленосланцевые, нерасчленённые по температуре с локальным развитием бластомилонитов высоких давлений – Исаковский метаосадочно-вулканогенный (IX), Борисихинский метабазит-ультрабазитовый (X); Юкеевский метаосадочно-базитовый (XI) от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций (610-600 млн лет); 17 - синколлизионные локальные предвендские (620-600 млн лет) HP/HT бластомилониты коллизионного метаморфизма в сутуре ПРСЗ, а)

апобазитовые, с реликтами HP/LT метаморфизма (б) апопелитовые. 18-25 – Важнейшие допалеозойские магматические формации и комплексы, их возраст: 18-метапироксенит-анортозит-габбровая, Кимбирский (Зимовейнинский массив, PP), 19-мигматит-гранитовая, Таракский коллизионный (1950-1750 млн лет); 20 - гранито-гнейсовая, Гаревский (1812-1750 млн лет) и Тейский (1100-950 млн лет), 21 - мафит-ультрамафитовая рифтогенная, Рыбинско-Панимбинский вулканический пояс (MP, древнее 1100 млн лет), 22 - гранитоидная, комплексы: а) немтихинский рифтогенный плаггиогнейсо-гранитный (1380 млн лет); б) коллизионные, тейский (880-865 млн лет), в) постколлизионные аяхтинский (760-750млн лет), глушихинский (750-720 млн лет); г) анорогенный татарский (730; 650-630 млн лет), 23 - островодужная с плаггиогранитами (700-630млн лет) и офиолитовая, объединённые (NP₃), 24-нефелиновых сиенитов (NP₃). 25 – Неметаморфизованные массивы гранитоидов, постааккреционные: (а) Осиновский (550-540 млн лет), (б) Канский (511-455 млн лет). 26-27 – зоны региональных глубинных разломов: 26 – разломы: Анкиновский (А-А), Ангарский (Б-Б); 27 - региональные сдвиговые зоны (в кружках), (а) П - Приенисейская (В-В); ИТ - Ишимбинско-Татарско-Канская, в её контурах буквами в ромбах обозначены сектора в пределах СЕК: с - северный, ц - центральный, ю - южный (Г-Г). 28 – Геологические границы: установленные (а), предполагаемые (б), между метаморфическими комплексами (в). 29 – квадратики, опорные объекты исследований по [Лиханов и др., 2014]. 30 – Тектонические блоки (в квадратах): Ангаро-Канский (1), Центральное (2) и Приенисейское (3) поднятия, Восточный приплатформенный блок (4); Исаковско-Предивинский террейн Саяно-Енисейского аккреционного пояса (5). Врезка (а): положение Енисейского кряжа в структуре Сибирского кратона.

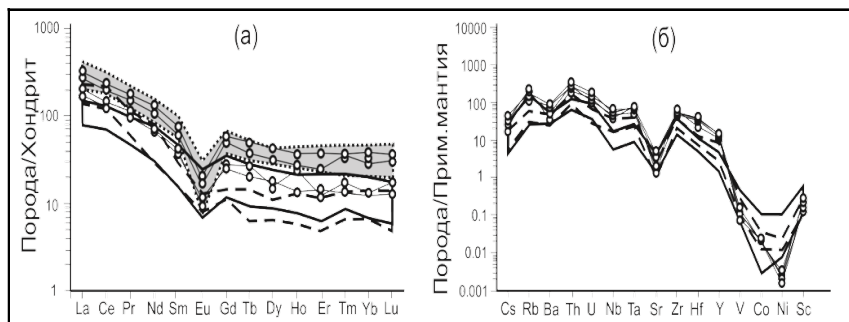


Рис. 1. Спектры распределения редкоземельных элементов (а) и спайдердиаграммы (б) для рапакивиподобных гранитов в сравнении с другими разновидностями гранитоидов гаревского метаморфического комплекса и классическими гранитами рапакиви Балтийского щита [Козлов, 2011; Лиханов и др., 2012]

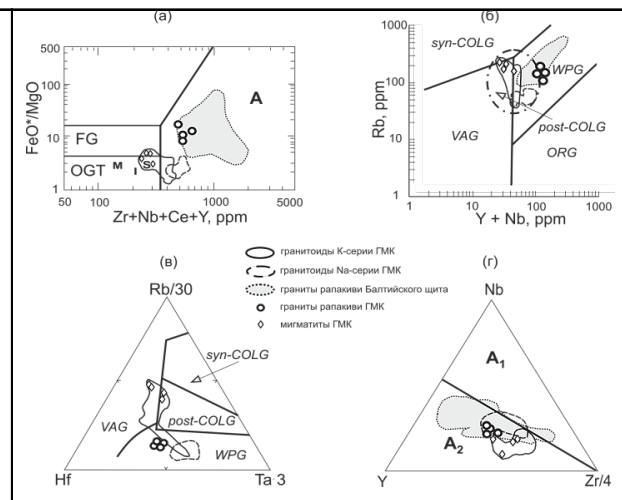


Рис. 2. Дискриминационные диаграммы для рапакивиподобных гранитов и ассоциирующих пород: (а) – $FeO^*/MgO-Zr+Nb+Ce+Y$ [5]; (б) – $Rb-Y+Nb$ [6]; (v) – $Rb-Hf-Ta$ [7]; (r) – $Nb-Y-Zr$ [8]. Поля составов гранитоидов: (а) А–А-типа, FG– фракционированные, OGT– нефракционированные М-, I- и S-типов; (б, в) post-COLG – постколлизийные, syn-COLG – коллизийные, VAG – островодужные, WPG – внутриплитные и ORG – океанских хребтов; (r) гранитоиды, источниками которых являлись породы по своему составу подобные базальтам океанических островов (A_1) или породы континентальной коры (A_2).

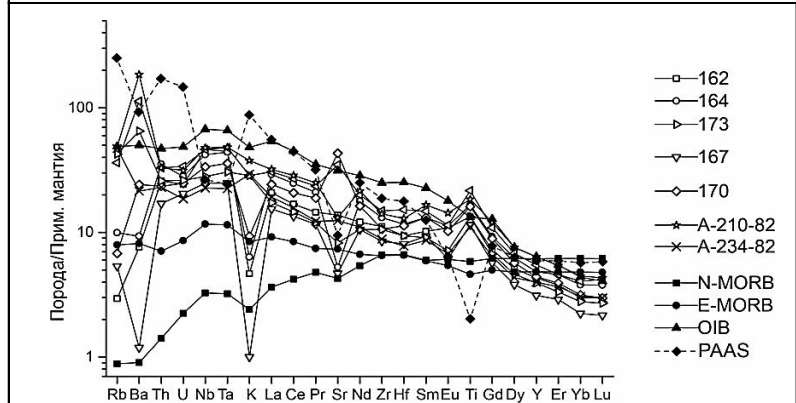


Рис. 3. Спайдердиаграмма содержаний микроэлементов, нормированных к составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] для нижнеречинской метапикрит-базальтовой толщи в сравнении с основными разновидностями базальтов: N-MORB, E-MORB и OIB (по [Sun, McDonough, 1989]) [Ножкин и др., 2021].
Номера проб (рис. 3-5): 162,164,173-метапикробазальты, 167-метапикриты, 170-метагабброиды, А-210-82, А-234-82-метабазальты.

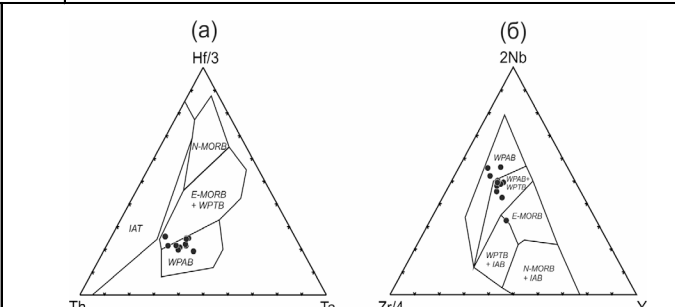


Рис. 4. Положение фигуративных точек составов нижнеречинской метапикрит-базальтовой толщи на диаграммах (а) Hf–Th–Ta [Wood, 1980] и (б) Zr–Nb–Y [Meschide, 1986] (по [Ножкин и др., 2021]).

Поля составов на диаграммах: N- и E-MORB – “нормальные” и “обогащенные” базальты срединно-океанических хребтов, WPAB – внутриплитные щелочные базальты, WPTB – внутриплитные толеитовые базальты, IAB – островодужные базальты, IAT – островодужные толеиты.

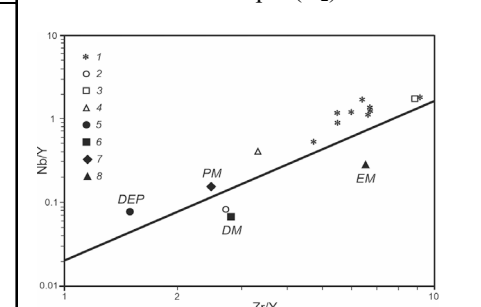


Рис. 5. Диаграмма (а) $Zr/Y-Nb/Y$ [Fitton et al., 1997] для нижнеречинской метапикрит-базальтовой толщи (1) и основных разновидностей базальтов: (2) N-MORB, (3) OIB и (4) E-MORB.
Мантийные компоненты по (Condie, 2005): (5) DEP – глубинная деплетированная мантия, (6) DM – деплетированная мантия, (7) PM – примитивная мантия, (8) EN – обогащенная мантия. Наклонная линия разделяет область внутриплитных базальтов (верх) от MORB и островодужных вулканитов (низ) [Ножкин и др., 2021].