

*На правах рукописи*



**Зиндобрый Виктор Дмитриевич**

**ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ В  
ПАЛЕОЗОЕ**

1.6.1 – Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика

1.6.3 – Петрология, вулканология

**АВТОРЕФЕРАТ**

диссертации на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

НОВОСИБИРСК – 2025

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН).

**Научный руководитель:** **Буслов Михаил Михайлович**, доктор геолого-минералогических наук, профессор, главный научный сотрудник, заведующий лабораторией геодинамики и магматизма ФГБУН Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г Новосибирск.

**Официальные оппоненты:** **Козлов Павел Сергеевич**, доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории региональной геологии и геотектоники ФГБУН Института геологии и геохимии имени академика А. Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург.

**Беляев Василий Анатольевич**, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник лаборатории геохимии основного и ультраосновного магматизма ФГБУН Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск.

**Ведущая организация:** ФГБУН Институт геологии алмазов и благородных металлов СО РАН, г. Якутск.

Защита состоится «21» ноября 2025 г. в 14:00 часов на заседании диссертационного совета 24.1.062.02 при ФГБУН Институте земной коры Сибирского отделения Российской академии наук по адресу: г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128.

С диссертацией можно ознакомиться в научной библиотеке ИЗК СО РАН и на сайте [https://crust.irk.ru/newsfull\\_253.html](https://crust.irk.ru/newsfull_253.html).

Автореферат разослан 2025 г.

Ученый секретарь  
диссертационного совета 24.1.062.02,  
кандидат геолого-минералогических наук



Б.С. Данилов

## ВВЕДЕНИЕ

### **Актуальность исследований.**

Горный Алтай расположен в западной части Алтае-Саянской складчатой области, обрамляющей с юго-запада Сибирский кратон. В середине прошлого столетия в основу тектонического районирования Горного Алтая и сопредельных территорий положено выделение структурно-формационных складчатых зон и глубинных разломов, контролирующих вертикальные движения земной коры, проявления магматизма и глубокометаморфизованных пород, формирование которых связывалось с палеозойскими зонами смятия или трактовалось как блоки докембрийского фундамента (Кузнецов, 1963; Нехорошев, 1966; Сурков и др., 1973; и др.). Данные представления и результаты многочисленных геолого-съёмочных и научно-исследовательских тематических работ стали базовыми для создания многочисленных геологических, тектонических, метаморфических и металлогенических карт, а также стратиграфических схем Алтае-Саянской складчатой области.

В дальнейшем в решении проблемы палеотектонической зональности и возраста складчатых зон наметились другие тенденции. По мнению (Дергунов, 1988, 1989; Буслов, 1992), Алтае-Саянская область и Западная Монголия являются каледонскими покровно-складчатыми сооружениями, сформированными в процессе преобразования океанической коры венд-раннекембрийского бассейна в девонско-верхнепалеозойскую континентальную кору. В эволюции покровно-складчатых структур каледонид выделяются океаническая (венд-ранний кембрий), переходная (средний кембрий-силур) и континентальная (девон-поздний палеозой) стадии. Окончание океанической и переходной стадий сопровождалось тектоническим скупиванием, метаморфизмом и гранитизацией. Континентальная стадия характеризовалась проявлением орогенного вулканизма и гранитообразования. В результате преобразования океанической коры в континентальную была создана каледонская структура, в которой формации различных палеотектонических зон сохранили относительное положение друг к другу и Сибирскому кратону.

Позже складчатые зоны Центральной Азии стали рассматриваться как результат аккреционно-коллизийных взаимодействий плиты Палеоазиатского океана с Сибирским континентом (Зоненшайн и др., 1990; Verzin, Dobretsov, 1993; Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994; Берзин и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996). Были выделены разновозрастные аккреционно-коллизийные зоны, образованные в течение венда-раннего карбона последовательным причленением к Сибирскому континенту островных дуг, микроконтинентов и океанических поднятий. Основным механизмом структурно-

вещественных преобразований земной коры Центральной Азии в палеозое считается коллизия перечисленных структур друг с другом и Сибирским континентом, проявившаяся в процессе эволюции Палеоазиатского океана.

В последнее время показано (Буслов, 2011; Добрецов, Буслов, 2011; Буслов и др., 2013; Buslov, Cai, 2017; Buslov et al., 2022), что Алтае-Саянская складчатая область состоит из венд-палеозойских аккреционного и коллизионного орогенов, разделенных ранне-среднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоной и интенсивно нарушенных позднепалеозойскими надвигами и сдвигами (рис. 1, 2).

Аккреционный ороген состоит из венд-раннеордовикской Кузнецко-Алтайской островной дуги, комплексов пород ордовикско-раннедевонских шельфовых областей Сибирского континента и девонско-раннекаменноугольной активной окраины. В аккреционных клиньях островной дуги широко представлены фрагменты венд-раннекембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий. Формирование коллизионного орогена (Казахстанско-Байкальский составной континент) связано с субдукцией плиты Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны гондванской группы под Тувино-Монгольскую (Таннуольскую) островодужную систему. В венде-кембрии он был отделен от Сибирского кратона и аккреционного орогена задуговым бассейном, на месте которого была сформирована ранне-среднепалеозойская Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянско-Ольхонская сутурно-сдвиговая зона.

Хорошо изученные Чарышско-Теректинский и Саянский сегменты сутурно-сдвиговой зоны представлены аккреционно-коллизионными образованиями с характерным тектоническим чередованием раннепалеозойских ритмично-слоистых терригенно-кремнистых пород, метаморфизованных до эпидот-амфиболитовой фации, серпентинитовых меланжей с блоками габбро-пироксенит-гипербазитов и габбро-долеритов, базальтов в зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и голубосланцевой фациях метаморфизма (Буслов и др., 2003, 2013; Волкова, Скляр, 2007; Волкова и др., 2011; Буслов, 2011; Монгуш и др., 2011; Монгуш, 2019; Buslov et al., 2004; Pfander et al., 1998, 2002, 2004, 2021).

Восточная часть Горного Алтая представляет собой Улаганский сегмент сутурно-сдвиговой зоны, расположенный в сложном тектоническом узле проявления позднепалеозойских надвигов и сдвигов, разделяющих ее на 3 блока (Телецкий, Саратанский и Чульчинский). Они сложены одноименными метаморфическими комплексами пород, ассоциирующими с офиолитовыми массивами, наиболее крупными из которых являются Кабак-Тайгинский и Чульчинский. Метаморфические комплексы пород

восточной части Горного Алтая по строению, составу, возрасту и геодинамической природе рассмотрены как аналогичные аккреционно-коллизионным образованиям Уймонской и Куртушибинской зон, что позволяет рассматривать данные структуры как единую аккреционно-коллизионную Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянскую палеозону (Буслов, 2011; Добрецов, Буслов, 2007, 2011; Буслов и др., 2013; Buslov et al., 2004; Buslov, Cai, 2017; Buslov et al., 2022). Решению проблем состава, возраста и геодинамической природы этой палеозоны направлены исследования диссертационной работы.

**Объектами исследования** выбраны Телецкий, Саратанский и Чульчинский комплексы метаморфических пород, плутоны Каракудюрского и Кубадринского магматических комплексов и офиолиты Кабак-Тайгинского массива.

**Цель исследования** – на основе комплекса геологических, петролого-геохимических и геохронологических данных определить возраст, структурное положение и геодинамические обстановки формирования вышеуказанных геологических объектов, составить геодинамическую модель их формирования в единой ранне-среднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоне.

**Задачи исследования:**

1. Охарактеризовать структурное положение и строение метаморфических комплексов;
2. Определить вещественный состав, характер метаморфического преобразования, возможные протолиты и возраст пород, провести реконструкцию РТ-условий их образования;
3. Выявить геодинамическую обстановку и время внедрения гранитоидных массивов в метаморфические породы Телецкого комплекса;
4. Установить структурное положение, определить геодинамическую природу и возраст офиолитовой ассоциации Кабак-Тайгинского массива;
5. Построить геодинамическую модель формирования и эволюции структурно-вещественных комплексов восточной части Горного Алтая в палеозое.

**Защищаемые положения:**

1. Метаморфические комплексы восточной части Горного Алтая представлены тектоническим чередованием метавулканогенных и ритмично-слоистых метатерригенно-кремнистых пород, сформированных при РТ-условиях до амфиболитовой фации метаморфизма;
2. Метавулканогенные породы и габбро-долериты Кабак-Тайгинского серпентинитового меланжа характеризуются как ранне-среднекембрийские магматические породы офиолитов задугового бассейна Таннуольской островной дуги Палеоазиатского

океана. Протолитом метатерригенных пород послужили позднекембрийско-раннесилурийские надсубдукционные магматические образования.

3. Структурно-вещественные комплексы восточной части Горного Алтая слагают ранне-среднепалеозойскую аккреционно-коллизийную зону, нарушенную позднепалеозойскими сдвиго-надвидами. В ордовике-раннем силуре зона формировалась как аккреционный комплекс при погружении кембрийского задугового бассейна под венд-кембрийскую Таннуольскую островную дугу. В позднем силуре-раннем девоне зона формировалась как коллизийная покровно-надвиговая структура с внедрением плутонов Каракудюрского и Кубадринского магматических комплексов.

#### **Научная новизна:**

1. Составлены схемы геологического строения Кабак-Тайгинского офиолитового массива, расположенного в среднем течении р. Башкауз, Телецкого метаморфического комплекса вдоль русла р. Чебдар и Чульчинского метаморфического комплекса в районе р. Чульча. Выявлено, что метаморфические комплексы представлены тектоническим чередованием метавулканогенных и ритмично-слоистых метатерригенно-кремнистых пород, характерным для аккреционных геодинамических обстановок.

2. По данным минералогической термобарометрии по амфиболам (паргаситам и роговым обманкам) и полевым шпатам из Телецкого метаморфического комплекса определены РТ-условия формирования его пород до амфиболитовой фации метаморфизма (до 8 кбар и до 715°C).

3. На основе геохимических, минералогических и геохронологических методов анализа серпентинитов и metabазитов обосновано формирование офиолитовой ассоциации в венде - среднем кембрии в условиях задугового бассейна. Протолитом метатерригенных пород послужили надсубдукционные магматические образования. Возраст формирования метатерригенных пород определен в пределах позднего кембрия-раннего силура.

4. Установлено, что структурно-вещественные комплексы восточной части Горного Алтая представляют собой ранне-среднепалеозойскую аккреционно-коллизийную зону, нарушенную позднепалеозойскими сдвиго-надвидами. В ордовике-раннем силуре она формировалась как аккреционный комплекс в процессе погружения океанической коры кембрийского задугового бассейна под венд-кембрийскую Таннуольскую островную дугу Палеоазиатского океана, в позднем силуре-раннем девоне – как коллизийная покровно-надвиговая структура с утолщением земной коры, метаморфизмом пород аккреционного комплекса до амфиболитовой фации, их плавлением с образованием Каракудюрского и Кубадринского плутонов. В позднем палеозое была сформирована покровно-надвиговая структура, в основании которой залегают серпентинитовые меланжи.

## **Теоретическая и практическая значимость работы**

Восточная часть Горного Алтая является связующим звеном между хорошо изученными Уймонской зоной Горного Алтая и Куртушибинским поясом Западного Саяна с характерными чертами аккреционных образований (субдукционные голубые сланцы, офиолитовые меланжи, тектонические пластины базальтов океанической коры и терригенно-кремнистых пород глубоководного желоба), образующими, как предполагается (Буслов, 2011; Добрецов, Буслов, 2007, 2011; Буслов и др., 2013; Buslov, Cai, 2017; Buslov et al., 2022), единую Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянскую сутурно-сдвиговую зону. Представленные в диссертации новые результаты восполняют недостаток имеющихся данных об Улаганском сегменте, создавая целостную картину строения и эволюции сутурно-сдвиговой зоны. Выявление структурно-вещественных характеристик ультрабазит-базитовых и metabазитовых пород Кабак-Тайгинского офиолитового меланжа Улаганского сегмента дает возможность обнаружить колчеданное рудопроявление по аналогии с Кызыл-Таштыгским месторождением Восточной Тувы, расположенном в Саянской сегменте сутурно-сдвиговой зоны.

## **Апробация работы и публикации**

По теме диссертации опубликовано 11 работ с участием автора, из них 3 статьи в рецензируемых журналах из списка ВАК и 8 тезисов конференций. Основные результаты были представлены в виде докладов на конференциях «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» в г. Иркутск (2022-2024 гг.), а также на конференциях «Добрецовские чтения: наука из первых рук» в г. Новосибирск (2024 г.), «Геология на окраине континента» в г. Владивосток (2024 г.), «Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы – 2025» в г. Москва (2025 г.).

**Фактическим материалом** при выполнении работы послужили материалы, собранные автором в составе экспедиционного отряда лаборатории геодинамики и магматизма № 212 ИГМ СО РАН имени В.С. Соболева (г. Новосибирск) под руководством М.М. Буслова в течение полевых сезонов 2022-2024 гг., а также сотрудниками лаборатории в течение последних 10 лет.

**Личный вклад.** В процессе подготовки работы автор принимал участие в экспедиционных исследованиях в 2022-2025 гг., заключающихся в геологическом картировании ключевых объектов диссертационного исследования и отборе образцов на петролого-геохронологические исследования. Автор самостоятельно изучил петрографические шлифы пород на оптическом микроскопе и изучил химический состав минералов метаморфических пород на электронном микроскопе с последующей

реконструкцией их РТ-условий формирования, проинтерпретировал результаты петрогеохимических и геохронологических исследований. Автор освоил пробоподготовку минералов для геохронологических исследований, самостоятельно провел U-Pb датирование цирконов. На основе совокупности полученных данных предложена геодинамическая модель формирования восточной части Горного Алтая в палеозое.

**Благодарности.** Автор выражает глубокую благодарность научному руководителю – д.г.-м.н. Буслову М.М., заведующему лаборатории № 212 Института Геологии и Минералогии СО РАН, за непосредственное руководство и консультации, благодаря которым удалось подготовить диссертацию, а также за предоставленный материал и помощь в его сборе в процессе экспедиционных и обработке в процессе камеральных исследований. Кроме того, отдельная благодарность д.г.-м.наук Травину А.В. за проведенные совместные экспедиционные исследования и геохронологическое датирование образцов, к.г.-м.наук Котлярову А.В. за помощь в получении и обработке результатов петрогеохимических исследований хромшпинелидов. Автор также признателен к.г.-м.наук Жимулеву Ф.И., д.г.-м.наук Полянскому О.П. (ИГМ СО РАН) и член-корреспонденту Складчикову Е.В. (ИЗК СО РАН) за ценные комментарии и замечания к рукописи диссертации, а также д.г.-м.наук Балтыбаеву Ш.К. и к.г.-м.наук Азимову П.Я. (ИГГД РАН) – за помощь в получении и обработке данных на электронном сканирующем микроскопе, профессору Чен Мингу (Уханьский университет наук о Земле, Китай) за предоставленную возможность проведения U-Pb датирования цирконов.

### **Структура и объем диссертации**

Диссертация состоит из введения, 6 глав, заключения и содержит 74 рисунка, а также 22 таблицы (в том числе, 10 таблиц приложений). Список литературы включает 235 наименований. Общий объем диссертации – 150 страниц.

### **Глава 1. История геологического изучения восточной части Горного Алтая**

История геологического изучения Алтая насчитывает более двух столетий и освещается во многих монографиях (Кузнецов, 1963; Нехорошев, 1966; Дергунов, 1967). Геосинклинальная модель была разработана В.А. Кузнецовым и В.П. Нехорошевым и предполагала полициклическое развитие складчатых сооружений региона за счет вертикальных складчато-глыбовых движений и связанных с глубинными разломами магматических процессов. В.А. Кузнецов считал, что Горный Алтай представляет собой сложное складчато-глыбовое сооружение, длительно развивавшееся, с проявлением многочисленных фаз и циклов тектогенеза. В пределах восточной части Горного Алтая он выделял Телецкий горстовый выступ, Чулышманский и Шапшальский антиклинории.

В середине XX в. метаморфические толщи, слагающие современную структуру Телецкой зоны, были названы «докембрийскими зеленосланцевыми» и подразделены на несколько свит: уймонскую, теректинскую, башкаускую, аспаттинскую и саратанскую.

В начале 1970-х гг. учение о геосинклиналях сменилось концепцией тектоники литосферных плит. Развитие этой модели и ее приложение к районированию Алтае-Саянской области связано с именами Л.П. Зоненшайна, А.А. Моссаковского, А.Б. Дергунова, Н.Л. Добрецова, Н.А. Берзина и других. Они рассматривали структуры Горного Алтая как часть складчатых сооружений Центральной Азии, возникших в результате закрытия Палеоазиатского океана (Моссаковский и др., 1993; Берзин и др., 1994; Диденко и др., 1994; Буслов, 1998; Добрецов, 2003; Парфенов и др., 2003; Гордиенко, 2006; Dobretsov et al., 1995, 1996, 2003; Filippova et al., 2001; Badarch et al., 2002; Windley et al., 2007; Yakubchuk, 2008; Kroner et al., 2010; Xiao et al., 2015; Li et al., 2017). В 1990-х гг. А.М.С. Шенгером с соавторами (Senger, Natal'in, 1996; 2001) была разработана модель тектонической эволюции Алтаид, согласно которой Алтае-Саянский регион интерпретируется как аккреционно-коллизийная зона, состоящая из различных геодинамических единиц разного возраста, совмещенных в результате перемещений вдоль крупных сдвиговых зон.

В 1983-1991 гг. Чуйской партией Горно-Алтайской экспедиции проведено геологическое доизучение площадей масштаба 1:50000 в пределах восточной и юго-восточной частях Горного Алтая. В ходе работ были изучены Каракудюрский и Кубадринский гранитоидные плутоны и выделены в их строении 4 фазы пород от габбро до лейкогранитов (Гусев, 1991).

В 1990-е гг. для расшифровки геодинамической истории складчатых сооружений Алтае-Саянской области активно использовались палеомагнитный и структурно-кинематический анализы. Согласно опубликованным палеомагнитным данным (Буслов, Казанский, 1996; Казанский и др., 1998) считалось, что современная структура Алтае-Саянского региона сформировалась в результате крупномасштабных сдвиговых перемещений.

В конце 1990-х гг. - начале 2000-х гг. М.М. Бусловым (Буслов, Синтубин, 1995) было выполнено К-Аг датирование слюд и амфиболов из сланцев района Телецкого озера, результаты которого отвечали позднедевонско-раннекаменноугольному возрасту пород. В соответствии с этим в структуре Телецкой зоны стало выделяться два структурных плана: позднедевонско-раннекаменноугольный и позднепермский.

Позднее, благодаря появлению метода Ar-Ar датирования по амфиболам и слюдам из гранитоидов Алтынтаусского массива был выделен ранне-среднедевонский этап

формирования структуры, отвечающий времени внедрения гранитоидов в метаосадочные толщи Телецкой зоны, и подтверждены позднедевонско-раннекаменноугольный и позднепермский этапы, проинтерпретированные авторами как время коллизии Алтае-Монгольского террейна с Сибирским континентом и Казахстанского континента с Сибирским соответственно (Смирнова и др., 2002).

## **Глава 2. Геологическое строение восточной части Горного Алтая**

В строении зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна выделяются три тектонические зоны: Горно-Алтайская, Западно-Саянская и Телецкая, нарушенные Северо-Саянской, Телецко-Башкаусской, Шапшальской и Телецко-Курайской сдвиговыми зонами (Буслов, Синтубин, 1995; Смирнова, 2002; Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2005; Добрецов, Буслов, 2011; Буслов и др., 2013; Dehandschutter et al., 2002; Buslov et al., 2004; Buslov, Cai, 2017) (рисунок 2).

Горно-Алтайская зона представлена геодинамическими комплексами: 1) венд-раннеордовикской (тремадокской) примитивной и развитой островных дуг, аккреционными комплексами, состоящими из турбидитов глубоководного желоба и фрагментов океанической коры: офиолитов и палеосимаунтов (океанических плато и островов), серпентинитового меланжа с блоками высокобарических пород; карбонатно-терригенными породами задугового бассейна, кремнисто-терригенными породами преддугового прогиба; 2) ордовик-раннедевонскими (пражскими) карбонатно-терригенными породами шельфовых областей Сибирского континента; 3) девон-раннекаменноугольными вулканоплутоническими комплексами активной окраины. Аккреционный ороген с юга и востока ограничен среднепалеозойской Чарышко-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны от раннепалеозойских метатерригенных пород Алтае-Монгольского террейна, представляющего часть крупного Казахстанско-Байкальского составного континента (коллизийного орогена) (Добрецов и др., 1992, 2004; Симонов и др., 1994; Буслов, Ватанабе, 1996; Добрецов, Буслов, 2007, 2011; Буслов, 2011, 2014; Буслов и др., 2013; Добрецов и др., 2017; Buslov et al., 2001, 2002, 2022; Dobretsov et al., 2004; Buslov et al., 2015; Buslov, Cai, 2017).

Телецкая зона представлена ранне-среднепалеозойскими метаморфическими породами, прорванными крупными поздней силур-раннедевонскими Алтынтаусским, Онышским, Каракудюрским и Кубадринским гранитоидными массивами, и по позднепалеозойским сдвигам и надвигам разделена на три блока, сложенных одноименными комплексами пород: Телецкий, Саратанский и Чульчинский. Телецкий блок при ширине до 30 км простирается более чем на 300 км от Телецкого озера на севере до с. Акташ на юге. Саратанский блок расположен к северо-востоку от с. Акташ, в районе

с. Саратан, его ширина достигает 50 км, длина – 70 км. Чульчинский блок расположен в 30 км на восток от южного окончания Телецкого озера и простирается субширотно более чем на 40 км. Все три блока представлены чередованием тектонических пластин metabазальтов и метатерригенно-кремнистых пород.

### **Глава 3. Методика и методы, используемые в работе**

Для выполнения поставленных целей и задач работы использовались такие стандартные методы как геологическое картирование, петрографическое описание шлифов пород, определение вещественного состава пород, изучение химического состава силикатных и рудных минералов, слагающих метаморфические и магматические породы, и применение на их основе геотермобарометрических инструментов расчета P-T-условий метаморфизма пород, а также U/Pb и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование цирконов, амфиболов и слюд.

В процессе подготовки работы изучено около 170 петрографических шлифов исследуемых образцов, получено более 100 петро- и геохимических анализов, проведенных методами рентгенофлуоресцентного и ICP-MS в Центре коллективного пользования научным оборудованием Многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН) (г. Новосибирск). Изучение минерального состава рудных минералов проводилось в ЦКП МИИ СО РАН, химического состава силикатных минералов – там же и в ресурсном центре «Геомодель» Санкт-Петербургского государственного университета (г. Санкт-Петербург). Получено более 1000 анализов составов амфиболов, полевых шпатов, пироксенов, хлоритов, эпидотов, а также рудных и акцессорных минералов, результаты которых легли в основу расчета P-T-параметров метаморфизма на основе плагиоклаз-роговообманковых термометров (Blundy, Holland, 1990; Holland, Blundy, 1994), амфиболовых барометров (Schmidt, 1992; Ague, 1997; Mutch, 2016) и хлоритовых термометров (Cathelineau, 1988; Jowett, 1991). U-Pb геохронологические исследования детритовых цирконов из метаосадочных толщ методом LA-ICP-MS проводились в отделении Наук о Земле университета Гонконга (г. Гонконг), исследования цирконов из магматических пород – в отделении Аналитической химии университета г. Гент (Бельгия). Всего данным методом исследовано 9 образцов.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование метаморфических минералов проводилось в ЦКП МИИ СО РАН по методике ступенчатого прогрева, подробно описанной в работе (Травин, 2016). Исследовано по 1 пробе мусковита и роговой обманки.

### **Глава 4. Метаморфические комплексы восточной части Горного Алтая**

Метаморфические комплексы восточной части Горного Алтая по минеральному составу и структурно-текстурным признакам образуют два типа пород, слагающих тектонические пластины мощностью от нескольких десятков до нескольких сотен метров:

1. Метабазальты, представленные P1- и P1-CPX порфиритами и афировыми базальтами, метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев и сохранившими первичные магматические признаки. Порфириты содержат вкрапленники плагиоклаза и клинопироксена, практически полностью замещенного амфиболом; основная масса представлена эпидотом, хлоритом, плагиоклазом, редко амфиболом. В составе афировых metabазальтов преобладает амфибол.

2. Метатерригенно-кремнистые породы, представленные средне-мелкозернистыми ритмично-слоистыми и массивными Qz-Chl-Ser, Qz-Amp-Ep и Qz-Ep-Bt песчаниками и алевролитами. Мощность ритмов достигает первых десятков сантиметров, часто они завершаются прослоями кремнистых пород мощностью до нескольких миллиметров. Для массивных метапесчаников характерны слабоокатанные обломки, в основном, кварца, плагиоклаза и амфибола.

Изучение амфиболов из metabазальтов и терригенных сланцев показало, что они относятся к кальциевым амфиболам и, как правило, их кристаллы являются зональными. В этом случае составы их центральных частей отвечают актинолитам и низкощелочным магниезальным роговым обманкам, а краевых – высокощелочным магниезальным роговым обманкам и паргаситам (рис. 3). Амфиболы, представленные однородными по химическому составу кристаллами, являются паргаситами.

По результатам минералогической геотермобарометрии терригенных сланцев, выполненной с помощью плагиоклаз-роговообманковых термометров и роговообманковых барометров, установлено, что максимальные значения P-T-параметров метаморфизма достигали 563-715°C и 3-8 кбар, что соответствует условиям, переходным от эпидот-амфиболитовой к амфиболитовой фации.

На диаграмме FeO\*/MgO-TiO<sub>2</sub> большинство точек базальтовых лав соответствуют тренду базальтов срединно-океанических хребтов и приурочены к полю данных по задуговому бассейну Вудларк (юго-запад Тихого океана). На диаграмме TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O (Миронов, 1990; Симонов, 1993; Зоненшайн и др., 1995; Симонов и др., 1999; Добрецов и др., 2005; Dril et al., 1997) составы базальтовых лав располагаются в областях пород (BABV+E-MORB), N-MORB и OIB, полностью перекрываясь полем данных по бассейну Вудларк (рис. 4).

По геохимическим показателям metabазальты образуют четыре группы пород (рис. 5). Базальты первой из них демонстрируют слабонаклонные спектры распределения REE и мультиэлементные спектры, слегка обогащенные LREE относительно HREE. У базальтов второй группы более «крутые» спектры распределения REE и хорошо выраженные на спайдер-диаграммах K- и P-минимумы. В третью группу входит один базальт, обладающий

практически плоскими редкоземельным и мультиэлементным спектрами. Четвертая группа представлена двумя базальтами, обладающими положительными спектрами распределения REE и Nb-Ta-минимумами на спайдер-диаграмме. Однако на редкоземельных диаграммах и на диаграмме Zr-Y базальты находятся вблизи поля данных по базальтам, стеклам и расплавленным включениям бассейна Вудларк, за исключением двух проб, лежащих в поле N-MORB базальтов. Близкая картина наблюдается и на диаграмме Zr/Y-Nb/Y, где базальтовые лавы находятся вблизи поля OIB в области с плюмовым источником.

Метатерригенно-кремнистые породы, формируют две группы (рис. 6). К первой из них относятся кварц-амфиболовые сланцы, имеющие слабо отрицательные спектры распределения REE, и песчаник с более «крутым» спектром. Породы данной группы не имеют выраженных Eu-аномалий, а на мультиэлементной диаграмме наблюдаются низкие концентрации LILE, сильные K-минимумы, умеренные P-минимумы и отсутствие Ti-минимумов. Ко второй группе относятся метаосадочные породы Телецкого и Саратанского комплексов, обладающие отрицательными спектрами распределения редкоземельных элементов. Также у них наблюдается сильная отрицательная Eu-аномалии, а на мультиэлементных диаграммах проявлена различная степень дифференциации LILE и отчетливо выраженные Nb-Ta-, P- и Ti-минимумы. Кроме того, на диаграммах Р.М. Бхатия (Bhatia, Crook, 1986) изученные точки составов метатерригенных пород из Телецкого и Саратанского комплексов, в целом, попадают в области песчаников задуговых бассейнов и островных дуг. Полученные результаты макро- и микроэлементного анализа metabазальтов и метатерригенно-кремнистых пород позволяют утверждать, что базальты из Телецкой зоны Горного Алтая являются толеитовыми базальтами задуговых бассейнов BABB типа, а протолитом метаосадочных пород послужили продукты выветривания надсубдукционных магматических пород, накопившиеся в пределах задугового бассейна.

При U/Pb датировании детритовых цирконов из амфиболовых сланцев Телецкого и Саратанского комплексов установлено, что выделяются две возрастные популяции: неопротерозойская с пиками на 786 и 851 млн лет и кембрийская с пиками на 516 и 522 млн лет. Цирконы имеют осцилляторную зональность и высокое U/Th отношение (0.12-1.88 и 0.1-1.49 соответственно), что позволяет считать протолитами метатерригенных пород магматические породы Кузнецко-Алтайской и Таннуольской островных дуг и осадочные породы Алтае-Монгольского террейна, содержащие неопротерозойские детритовые цирконы. Максимальный возраст осадконакопления рассчитывался по методике (Dickinson, Gehrels, 2009) как средневзвешанное по группе из трех наиболее молодых зерен циркона и для метатерригенных пород Телецкого и Саратанского комплексов и составил

соответственно  $492.5 \pm 11.0$  и  $505.4 \pm 8.6$  млн лет, что указывает на то, что верхней возрастной границей формирования терригенных пород является средний-поздний кембрий.

### **Глава 5. Интрузивные и офиолитовые комплексы восточной части Горного Алтая**

Кабак-Тайгинский массив изучен в его крайней восточной части, на правом берегу р. Башкаус, где представлен серпентинитовым меланжем с блоком габбро-долеритов, прорванных дайкой и жилами плагиолейкогранитов мощностью до 20 см. Офиолиты залегают в основании Саратанского аккреционного комплекса, образующего широкую полосу до 50-60 км, расположенную к юго-востоку от них, в бассейне р. Башкаус, и представленного тектоническими пластинами метатерригенно-кремнистых пород и базальтов, метаморфизованных в зеленосланцевой фации. Серпентинитовый меланж и тектонические пластины базальтов и турбидитов погружаются на юг под углами  $60-70^\circ$ . Видимая мощность блока габбро-долеритов составляет около 40-50 м, серпентинитов – около 30-40 м, а меланжа в целом – около 350 м (рис. 7, 8).

В результате петрогеохимических исследований мафитовых пород массива установлено, что они образованы в условиях задугового бассейна. Данные о составе лейкоплагиогранитов из дайки, прорывающей блок габбро, указывают на то, что они образованы в надсубдукционной обстановке. U/Pb возраст цирконов из габбро-долерита и лейкоплагиогранита демонстрируют раннекембрийский ( $533 \pm 14$  млн лет) и среднекембрийский ( $505 \pm 12$  млн лет) возрасты соответственно.

Метаморфические комплексы восточной части Горного Алтая прорваны Каракудюрским и Кубадринским гранитоидными комплексами. Породы Каракудюрского комплекса представлены диоритами, кварцевыми диоритами и тоналитами, реже – габбро, характеризуются широким диапазоном значений кремнекислотности и образуют толеитовый тренд. Породы Кубадринского комплекса представлены гранодиоритами, гранитами и лейкогранитами, образующими Алтынтаусский, Онышский, Кубадринский и более мелкие массивы. Согласно петрогеохимическим данным породы обоих комплексов являются коллизионными.

Время внедрения гранитоидных массивов этих комплексов определялось по Каракудюрскому и Кубадринскому массивам. Гранодиориты и лейкогаббро Каракудюрского массива демонстрируют LA-ICP-MS конкордантные возрасты цирконов на уровне  $419 \pm 4$  и  $413 \pm 5$  млн лет соответственно. Кварцевые диориты Кубадринского массива имеют схожие значения возрастов:  $410 \pm 13$  и  $422 \pm 7$  млн лет соответственно (Glorie et al., 2011). Цирконы из гранитов Алтынтаусского массива, согласно данным (De Grave et al., 2009), имеют SHRIMP-возраст, равный  $419 \pm 11$  млн лет.

Обобщая полученные результаты, можно заключить, что гранитоиды

Каракулюрского и Кубадринского комплексов внедрялись в позднем силуре-раннем девоне и маркируют завершение процессов формирования аккреционной структуры Улаганского сегмента Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны и начало коллизионного этапа.

## **Глава 6. Эволюция восточной части Горного Алтая в венде-палеозое**

В венд-палеозойской истории формирования восточной части Горного Алтая как части Алтае-Саянской складчатой области отчетливо выделяется 5 этапов (рис. 9):

1. *Венд-среднекембрийский этап.* На фоне субдукции литосфер Палеоазиатского океана под юго-восточную окраину Сибирского кратона (Buslov, Cai, 2017; Buslov et al., 2022) в тыловой части Таннуольской островной дуги формируется задуговой бассейн, фиксируемый по метабазальтам Телецкого, Саратанского и Чульчинского метаморфических комплексов, офиолитам Кабак-Тайгинского массива на Горном Алтае, Дуушкуннугского, Шатского, Копсекского и других массивов Тувы (Котляров, 2010; Монгуш и др., 2011, 2023; Зиндобрый и др., 2025а,б; и другие).

2. *Позднекембрийско-раннедевонский этап.* Продолжается субдукция литосфер Палеоазиатского океана под юго-восточную окраину Сибирского кратона, приведшая к аккреции и последующей коллизии Тувино-Монгольского микроконтинента с Таннуольской островной дугой. В результате давления микроконтинента в северо-западном направлении происходит закрытие задугового бассейна и его погружение под Таннуольскую островодужную систему, что привело к формированию аккреционного комплекса Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны (Берзин и др., 1994; Симонов и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Буслов, Ватанабе, 1996; Буслов и др., 1998; Буслов, 2011; Буслов и др., 2013; Buslov et al., 1993; Buslov et al., 2002; Dobretsov et al., 2004; Buslov et al., 2022).

3. *Позднеордовикско-раннедевонский этап.* Давление микроконтинента привело к надвиганию островной дуги на аккреционный комплекс, в пределах которого началось формирование покровно-надвиговой структуры. Согласно полученным результатам термобарометрии по метаосадочным породам и метабазальтам их метаморфизм происходил при температурах 563-715°C и давлении 6-8 кбар. Одновременно протекали процессы эксгумации метаморфических пород с наложением пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма. Таким образом, базальты задугового бассейна и осадочные породы глубоководного желоба восточной части Горного Алтая претерпели 3 стадии метаморфизма, образующие P-T-тренд против часовой стрелки (рис. 10).

Завершение этапа характеризуется погружением в зону субдукции окраинно-континентальной части Сибирского кратона, представленного шельфом задугового

бассейна, что привело к утолщению земной коры с формированием покровно-надвиговой структуры и внедрением гранитоидных массивов Каракудюрского и Кубадринского магматических комплексов ( $422\pm 7$ - $410\pm 13$  млн. лет).

4. *Девонско-раннекаменноугольный этап.* Продолжается субдукция литосфер Палеоазиатского океана с юго-востока (в современных координатах) под Тувино-Монгольский микроконтинент и его коллизия с Таннуольской островодужной системой. Согласно результатам  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования амфиболов и слюд из кристаллических сланцев (Буслов и др., 2003; Абилдаева и др., 2019; Фидлер, Семенова, 2021; Фидлер, 2023; Buslov et al., 2004) Курайского метаморфического комплекса, являющегося южным продолжением Телецкого метаморфического комплекса (рис. 2), покровно-надвиговые и сдвиговые деформации протекали в девоне ( $415.5\pm 8.9$ - $355.6\pm 4.6$  млн лет по амфиболу) и раннем карбоне ( $344.2\pm 4.9$ - $331.7\pm 5.8$  млн лет по мусковиту и  $347.6\pm 4.5$ - $317.2\pm 4.0$  млн лет по биотиту). Данные по U/Pb датированию метаморфических кайм цирконов из гранито-гнейсов (Гусев, Шокальский, 2010; Фидлер, Семенова, 2021) также указывают на позднедевонское время проявления деформаций ( $367.8\pm 2.3$  и  $380.1\pm 7.4$  млн лет назад). Данные об  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрасте мусковитов из метатурбидитов Телецкого комплекса и роговых обманок из metabазальтов Чульчинского комплекса ( $400.4\pm 4.3$  и  $406\pm 3$  млн лет, соответственно) близки к возрасту покровно-надвиговых и сдвиговых деформаций в Курайском метаморфическом комплексе. В Телецко-Башкаусской сдвиговой зоне, разделяющей Улаганский сегмент сутурно-сдвиговой зоны на Телецкий, Саратанский и Чульчинский комплексы, деформации позднего девона-раннего карбона зафиксированы в формировании амфиболов ( $375.0\pm 5.0$  млн лет) и биотитов (в диапазоне  $328.5\pm 1.7$ - $365.7\pm 2.0$  млн лет назад) в кристаллических сланцах и бластомилонитах (Смирнова и др., 2002).

5. *Позднекаменноугольно-раннепермский этап.* В позднем карбоне-ранней перми созданная в результате ранне-среднепалеозойских субдукционно-коллизионных процессов структура Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской зоны по сдвигам и сдвиго-надвигам, к числу которых относятся Телецкий, Северо-Саянский, Телецко-Курайский, Телецко-Башкаусский, Кубадринско-Курайский, Шапшальский (рис. 2), была разделена на несколько фрагментов (Буслов, Синтубин, 1995; Смирнова, 2002; Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2005; Добрецов, Буслов, 2011; Буслов и др., 2013; Dehandschutter et al., 2002; Buslov et al., 2004; Buslov, Cai, 2017).

Таким образом, синтез полученных геологических, петрологических и геохронологических, а также опубликованных литературных данных позволяет утверждать, что восточная часть Горного Алтая является частью крупной ранне-среднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой

зоны, представляющей собой единый задуговой палеобассейн, развивавшийся в венде - среднем кембрии в тылу Таннуольской островной дуги. Структурно-вещественные комплексы восточной части Горного Алтая слагают ранне-среднепалеозойскую аккреционно-коллизийную зону, нарушенную позднепалеозойскими сдвиги-надвигами. В ордовике-раннем силуре зона формировалась как аккреционный комплекс при погружении кембрийского задугового бассейна под венд-кембрийскую Таннуольскую островную дугу. В позднем силуре-раннем девоне зона формировалась как коллизийная покровно-надвиговая структура с внедрением плутонов Каракудюрского и Кубадринского магматических комплексов.

### **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Восточная часть Горного Алтая является одним из ключевых объектов для проведения палеогеодинамических реконструкций Алтае-Саянской складчатой области. В результате проведенных исследований получены новые геологические, петрологические и геохронологические данные. На их основе и на литературных данных определены обстановки, условия и временные рубежи формирования структурно-вещественных комплексов восточной части Горного Алтая. Установлено, что метаморфические породы (Телецкий, Саратанский и Чульчинский комплексы) формируют покровно-надвиговые структуры, в основании которых залегают серпентинитовые меланжи с фрагментами офиолитовой ассоциации (блоки и тектонические пластины гипербазит-габбро-пироксенитов и габбро-долеритов). Наиболее крупными меланжами являются Карагольский и Кабак-Тайгинский, протяженность которых достигает 40 км, ширина до 6 км.

Габбро-долериты Кабак-Тайгинского массива относятся к умереннотитанистым толеитам, базальты Телецкого, Саратанского и Чульчинского комплексов – к умеренно-щелочным высокотитанистым вулканитам. Микроэлементный состав исследованных пород, а также особенности состава хромшпинелидов из серпентинитов, указывают на их совместное формирование в задуговом бассейне.

В результате изучения метаморфических пород установлено, что по петрографическому составу они являются базальтами и осадочными породами, метаморфизованными в условиях до амфиболитовой фации. Составы амфиболов из них указывают на две стадии прогрессивного метаморфизма (зеленосланцевую и амфиболитовую).

Проведенные геохимические исследования показали, что metabазальты Телецкого, Саратанского и Чульчинского комплексов обладают характеристиками ВАВВ.

Метатерригенно-кремнистые породы являются продуктами выветривания, диагенеза и метаморфизма надсубдукционных магматических пород, накопившихся в тыловой части островной дуги.

На основе полученных геохронологических данных установлено, что покровно-надвиговая структура современной восточной части Горного Алтая была сформирована в позднем силуре - раннем девоне, что маркируется значениями  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраста минералов из метаморфических пород и U/Pb значениями возраста цирконов из гранитоидных массивов, сложенных породами с коллизионными характеристиками.

Дальнейшее развитие этой структуры происходило в позднем девоне - перми (Буслов, Синтубин, 1995; Смирнова и др., 2002; Буслов и др., 2003; Буслов, 2011; Буслов и др., 2013), когда в результате сдвиговых смещений покровно-надвиговая структура была разделена на серию блоков.

Таким образом, восточная часть Горного Алтая является связующим звеном между хорошо изученными Уймонской зоной Горного Алтая и Куртушибинским поясом Западного Саяна с характерными чертами аккреционных образований (субдукционные голубые сланцы, офиолитовые меланжи, тектонические пластины базальтов океанической коры и терригенно-кремнистых пород глубоководного желоба), образующими, как предполагается, единую Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянскую сутурно-сдвиговую зону. Представленные в диссертации новые результаты восполняют недостаток имеющихся данных об Улаганском сегменте, создавая целостную картину об эволюции сутурно-сдвиговой зоны.

### **Основные публикации по теме диссертации**

#### ***Статьи, опубликованные в журналах, рекомендованных ВАК***

1. **Зиндобрый В.Д.**, Буслов М.М., Симонов В.А., Котляров А.В. Новые данные о возрасте и вещественном составе офиолитов Кабак-Тайгинского массива (Горный Алтай) // *Geodynamics&Tectonophysics*. – 2025. – Т. 16. – № 2. doi.org/10.5800/GT-2025-16-2-0814.

2. Travin A.V., Buslov M.M., Murzintsev N.G., Korobkin V.V, Kotler P.D., Khromykh S.V., **Zindobriy V.D.** Thermochronology of the Kalba-Narym granitoid batholith and the Irtysh shear zone (Altai Accretion-Collision System): Geodynamic Implications // *Minerals*. – 2025. – V. 15. – № 3. – 23 p. doi.org/10.3390/min15030243.

3. **Зиндобрый В.Д.**, Буслов М.М., Котляров А.В. Структура и петролого-геохимическая характеристика пород Кабак-Тайгинского комплекса Алтае-Саянской складчатой области (Горный Алтай) // *Геотектоника*. – 2025. – № 2. – С. 88-112. doi.org/0.1134/S0016852125700177.

#### ***Тезисы докладов и материалы конференций***

1. **Зиндобрый В.Д.**, Балтыбаев Ш.К., Буслов М.М. Петро- и геохимические особенности метаморфизованных вулканитов Телецкой зоны Горного Алтая // Тезисы докладов XXXII молодежной научной школы-конференции, посвящённой памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии» – Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН. – 2021. – С. 62-66.
2. **Зиндобрый В.Д.**, Буслов М.М. Геодинамическая природа и возраст метаморфических пород Телецкой зоны Горного Алтая // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) – Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН. – 2022. – С. 108-109.
3. **Зиндобрый В.Д.**, Буслов М.М. Среднепалеозойский аккреционный комплекс восточной части Горного Алтая: обоснование возраста и геодинамической природы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) – Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН. – 2023. – С. 108-110.
4. **Зиндобрый В.Д.**, Буслов М.М., Симонов В.А., Котляров А.В. Петрология, геохимия и возраст офиолитов массива Кабак-Тайга (Горный Алтай): геодинамические выводы // Добрецовские чтения: наука из первых рук – Новосибирск: Изд-во СО РАН. – 2024. – С. 90-93.
5. **Зиндобрый В.Д.**, Буслов М.М., Симонов В.А., Котляров А.В. Возраст и геодинамическая природа офиолитов восточной части Горного Алтая (на примере Кабак-Тайгинского массива) // III Молодежная научная конференция-школа с международным участием «Геология на окраине континента» – Владивосток: Изд-во ДВФУ РАН. – 2024. – С. 16-20.
6. **Зиндобрый В.Д.**, Буслов М.М. Ранне- и среднепалеозойская тектоника и геодинамика восточной части Горного Алтая // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) – Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН. – 2024. – С. 124-126.
7. Буслов М.М., Травин А.В., **Зиндобрый В.Д.** Венд-палеозойская тектоника и геодинамика Обь-Зайсанской, Алтае-Саянской и Джунгарской складчатых областей // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы – 2025. – Москва: Изд-во ГЕОС. – 2025. – С. 72-75.
8. **Zindobryi V.D.**, Buslov M.M. Conditions and features of the formation of metabasite and metaterigenous rocks of the Teletsk zone of Gorny Altai // Theses of X International Siberian Early Career GeoScientists Conference – Novosibirsk. – 2022. – P. 152-153.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

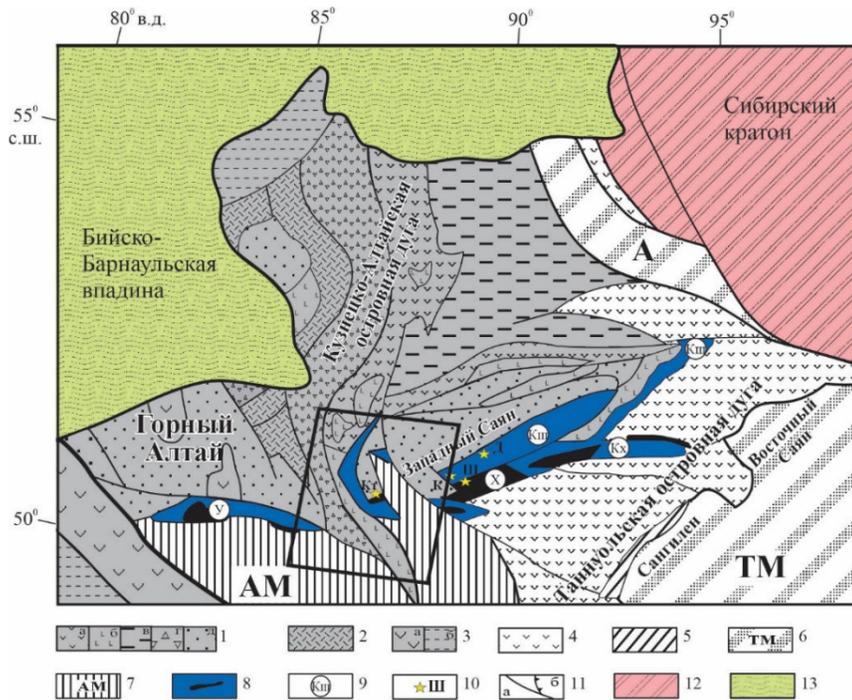


Рисунок 1. Карта-схема структурного положения неопротерозойско-палеозойских геодинамических комплексов юго-западной окраины Сибирского кратона (по (Buslov et al., 2022), с изменениями и дополнениями)

1–3 – аккреционный ороген (PR<sub>3</sub>-O<sub>1</sub>): 1 – Кузнецко-Алтайская островодужная система (PR<sub>3</sub>-O<sub>1</sub>): а – развитая островная дуга с вулканитами известково-щелочной серии, б – примитивная островная дуга с офиолитами бонинит-толеитовой серии; в – вулканогенно-осадочные комплексы задугового бассейна, г – аккреционные комплексы с фрагментами океанических офиолитов, д – турбидиты преддугового прогиба; 2 – Салаирская островная дуга (PZ<sub>1</sub>) с вулканитами известково-щелочной серии, 3 – Горно-Алтайская активная окраина (D-C<sub>1</sub>): а – вулканоплутонические образования, б – турбидиты преддугового прогиба (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>); 4-7 – коллизионный ороген (PR<sub>3</sub>-O<sub>1</sub>): 4 – развитая Таннуольская (Тувинно-Монгольская) островная дуга (PR<sub>3</sub>-O<sub>1</sub>) с вулканитами известково-щелочной серии, 5 – Агардагские офиолиты, 6 – докембрийские микроконтиненты Гондванской группы (ТМ – Тувинно-Монгольский, А – Арзыбейский), 7 – турбидиты Алтае-Монгольского террейна (PZ<sub>1</sub>); 8-10 – Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянская сутурно-сдвиговая зона (PZ<sub>1-2</sub>): 8 – аккреционные комплексы с фрагментами офиолитов задугового бассейна (PR<sub>3</sub>-Є); 9 – офиолитовые зоны (Кх – Каахемская, Кш – Куртушибинская, У – Уймонская, Х – Хемчикская), 10 – офиолитовые массивы (Кп – Копсекский; Кт – Кабак-Тайгинский; Ш – Шатский); 11 – разрывные нарушения (PZ<sub>3</sub>): а – сдвиги, б – надвиги; 12 – Сибирский кратон; 13 – Бийско-Барнаульская впадина (KZ). Рамкой показан участок объектов работ

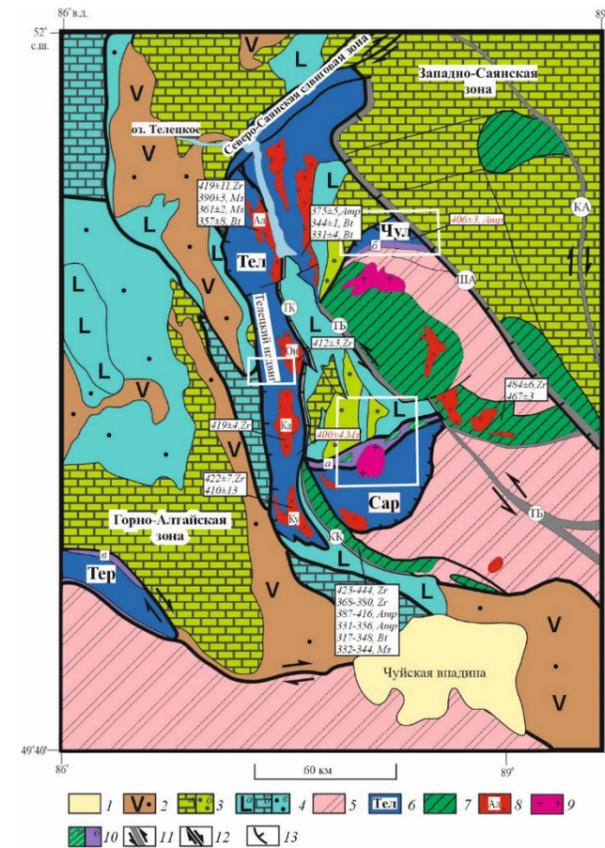


Рисунок 2. Структурная схема восточной части Горного Алтая (по (Буслов и др., 2003) с изменениями)

1 – четвертичные отложения (Чуйская впадина), Q; 2 – вулканогенно-осадочные комплексы Горно-Алтайской активной окраины, D; 3 – комплексы Горно-Алтайской пассивной окраины, O-S: а – карбонатные отложения, б – терригенные отложения; 4 – комплексы Кузнецко-Алтайской островной дуги, V-O<sub>1</sub>: а – вулканогенные комплексы островной дуги, б – карбонатные отложения «шапки» палеосимаунта, в – терригенные комплексы преддугового прогиба; 5 – метатурбидиты Алтае-Монгольского террейна, PZ<sub>1</sub>; 6 – метаморфические комплексы Горного Алтая, PZ<sub>1-2</sub> (Тел – Телецкий, Сар – Саратанский, Чул – Чульчинский, Тер – теректинский); 7 – метаморфические пояса, S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>; 8 – гранитоидные массивы, S-D<sub>1</sub> (Ал – Алтынтауский, Он – Онышский, Ка – Каракудюрский, Ку – Кубадринский); 9 – гранитные массивы, P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>; 10 – серпентинитовые меланжи с фрагментами офиолитов: а – Кабак-Тайгинский массив, б – Карагольский массив, в – массивы Теректинской группы; 11 – сдвиговые зоны, D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub> (ША – Шапшальская, ТБ – Телецко-Башкауская, ТК – Телецко-Курайская, КК – Кубадринско-Курайская, КА – Карагольская); 12 – сдвиги, D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>; 13 – надвиги, P-T. Рамками показаны участки детального изучения геологического строения. В прямоугольниках – результаты геохронологических исследований (черный цвет – опубликованные ранее, красный цвет – полученные автором)

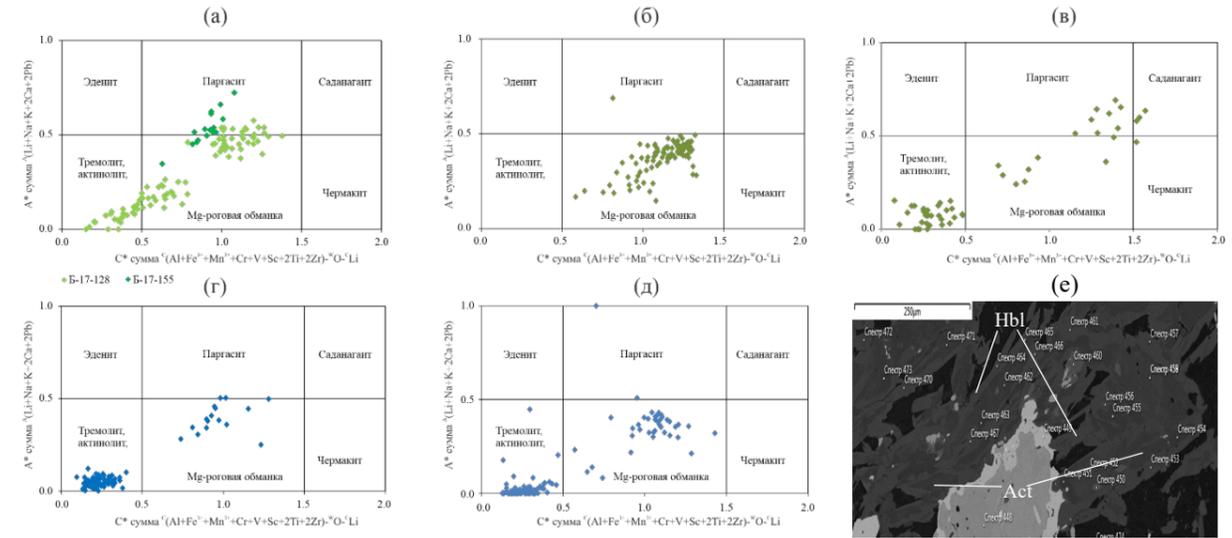


Рисунок 3. Диаграммы A\*-C\* (Hawthorne et al., 2012) с составами амфиболов из metabазальтов (а-в) и терригенных сланцев (г-д) восточной части Горного Алтая; их изображение в BSE (е)

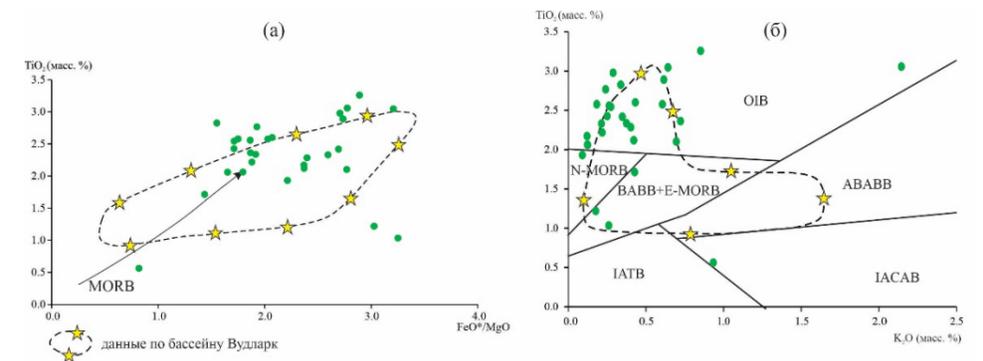


Рисунок 4. Классификационные петрохимические диаграммы для metabазальтов Телецкой зоны а – диаграмма FeO\*/MgO–TiO<sub>2</sub> (Симонов, 1993; Зоненшайн и др., 1995; Симонов и др., 1999; Dril et al., 1997); б – диаграмма TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O (Миронов, 1990; Симонов, 1993; Зоненшайн и др., 1995; Симонов и др., 1999; Добрецов и др., 2005; Dril et al., 1997)

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

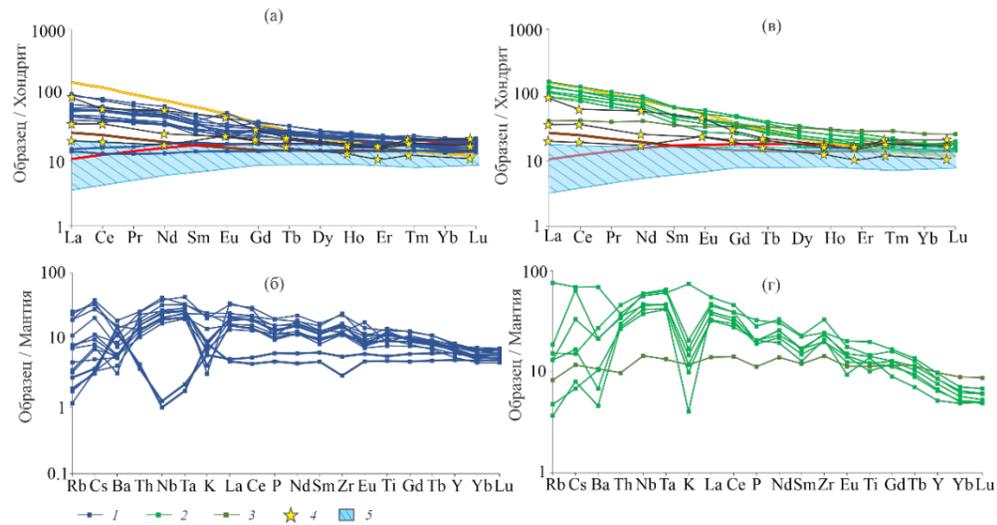


Рисунок 5. Нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (а, в) и нормированные по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы редких элементов (б, г) для metabазальтов восточной части Горного Алтая

1 – базальты, схожие с E-MORB и IAB, 2, 3 – базальты, схожие с внутриплитными базальтами: 2 – типа OIB, 3 – типа OPB; 4 – базальты, стекла и расплавные включения бассейна Вудларк, 5 – базальты типа N-MORB и BABB. Рисунки построены на основе оригинальных данных с использованием материалов из работ (Шараськин, 1992; Зоненшайн и др., 1995; Симонов и др., 1999; Sun, McDonough, 1989; Dril et al., 1997)

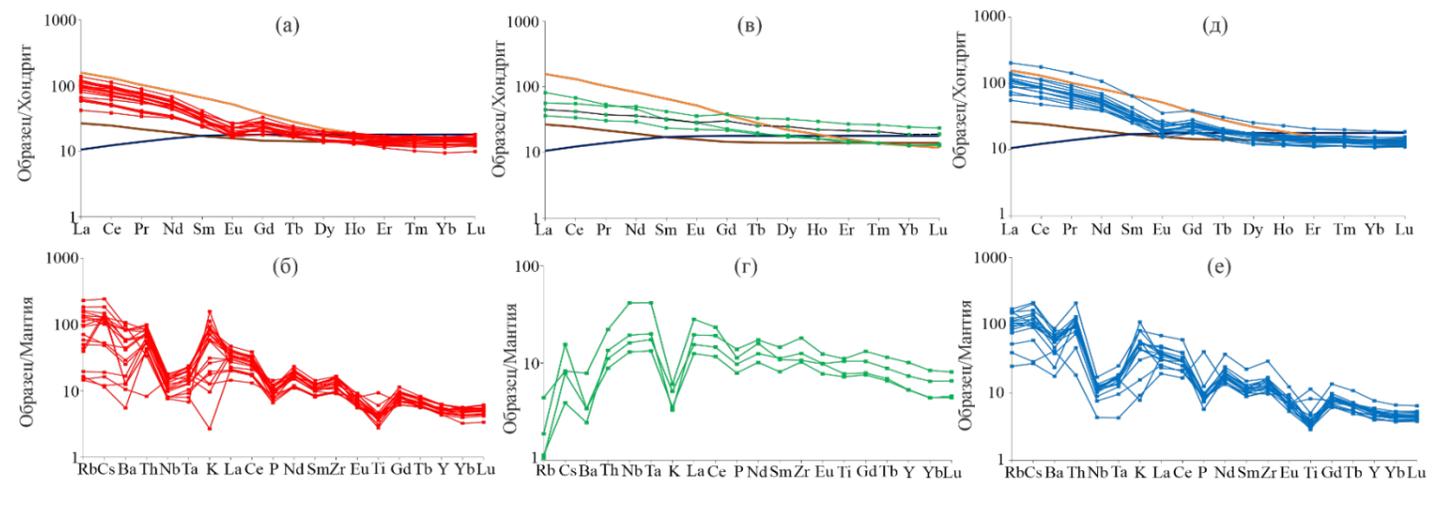


Рисунок 6. Нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов и нормированные по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы редких элементов для сланцев и метапесчаников Телецкого (а-г) и Саратанского (д-е) комплексов

Толстыми линиями показаны: синей – спектр N-MORB, коричневой – спектр E-MORB, желтой – спектр OIB.

Рисунки построены на основе оригинальных данных с использованием материалов из работ (Sun, McDonough, 1989; Chen et al., 2016)

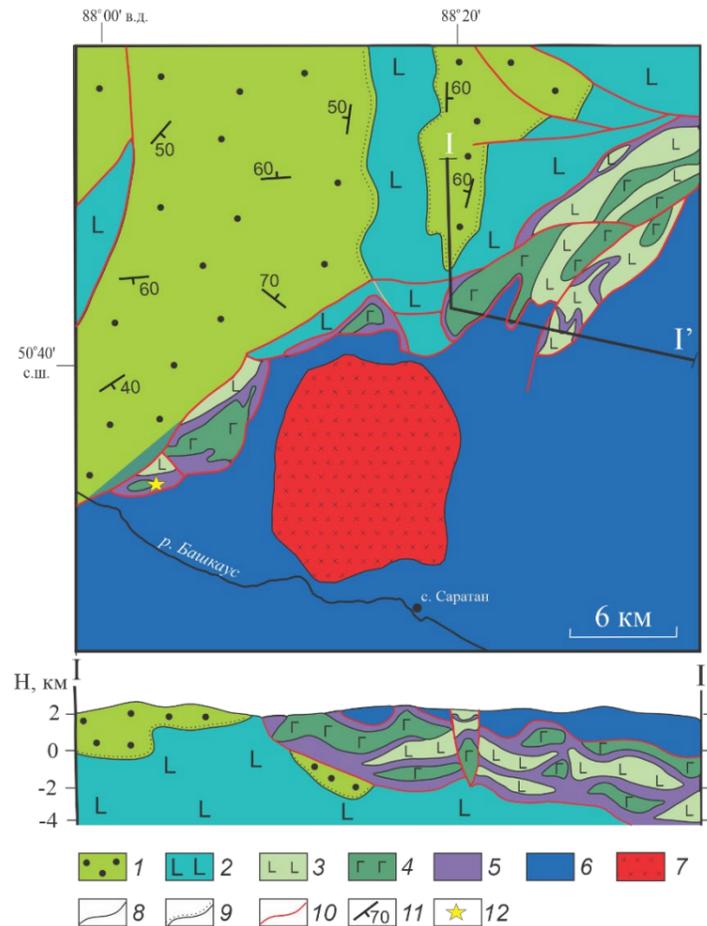


Рисунок 7. Схема геологического строения серпентинитового меланжа массива Кабак-Тайга в среднем течении р. Башкаус (по (Гутак, 1984) с изменениями)

1 – терригенные отложения Горно-Алтайской пассивной окраины, O-S; 2 – вулканогенные комплексы Кузнецко-Алтайской островной дуги, V-O<sub>1</sub>; 3-5 – серпентинитовый меланж, V-Є: 3 – базальты, 4 – габбро-долериты, 5 – серпентиниты; 6 – нерасчлененные образования Саратанского аккреционного комплекса; 7 – Атуркольский гранитоидный массив, P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>; 8 – интрузивные границы; 9 – границы несогласного стратиграфического залегания; 10 – сдвиги и сдвиго-надвиги, D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>; 11 – элементы залегания слоистости; 12 – место рисунка № 8 на схеме

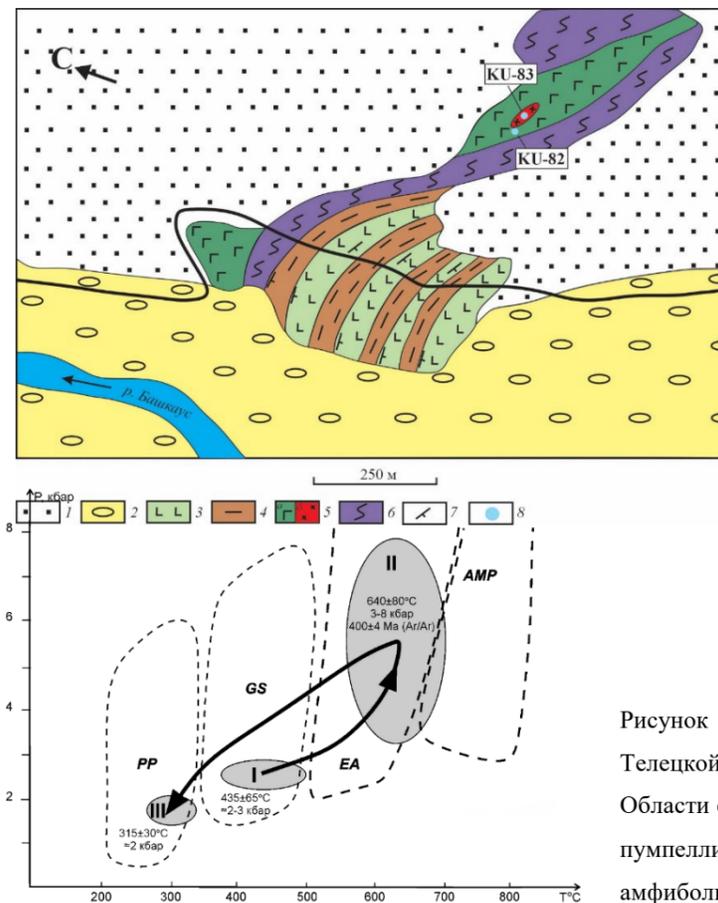


Рисунок 8. Геологическая схема Кабак-Тайгинского офиолитового массива

1 – задернованные участки; 2 – речная терраса; 3 – базальты; 4 – метатерригенные породы; 5 – габбро-долериты с дайкой плагиолейкогранитов; 6 – серпентиниты; 7 – элементы залегания сланцеватости; 8 – точки отбора проб на U-Pb датирование цирконов (№ KU-82 – габбро-долерит, № KU-83 – плагиолейкогранит)

Рисунок 10. P-T-тренд против часовой стрелки для метатерригенных пород Телецкой зоны  
Области фаций приведены по ((Yardley, 1990) с уточнениями) (PP – пренит-пумпеллитовая, GS – зеленосланцевая, EA – эпидот-амфиболитовая, AMP – амфиболитовая)

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

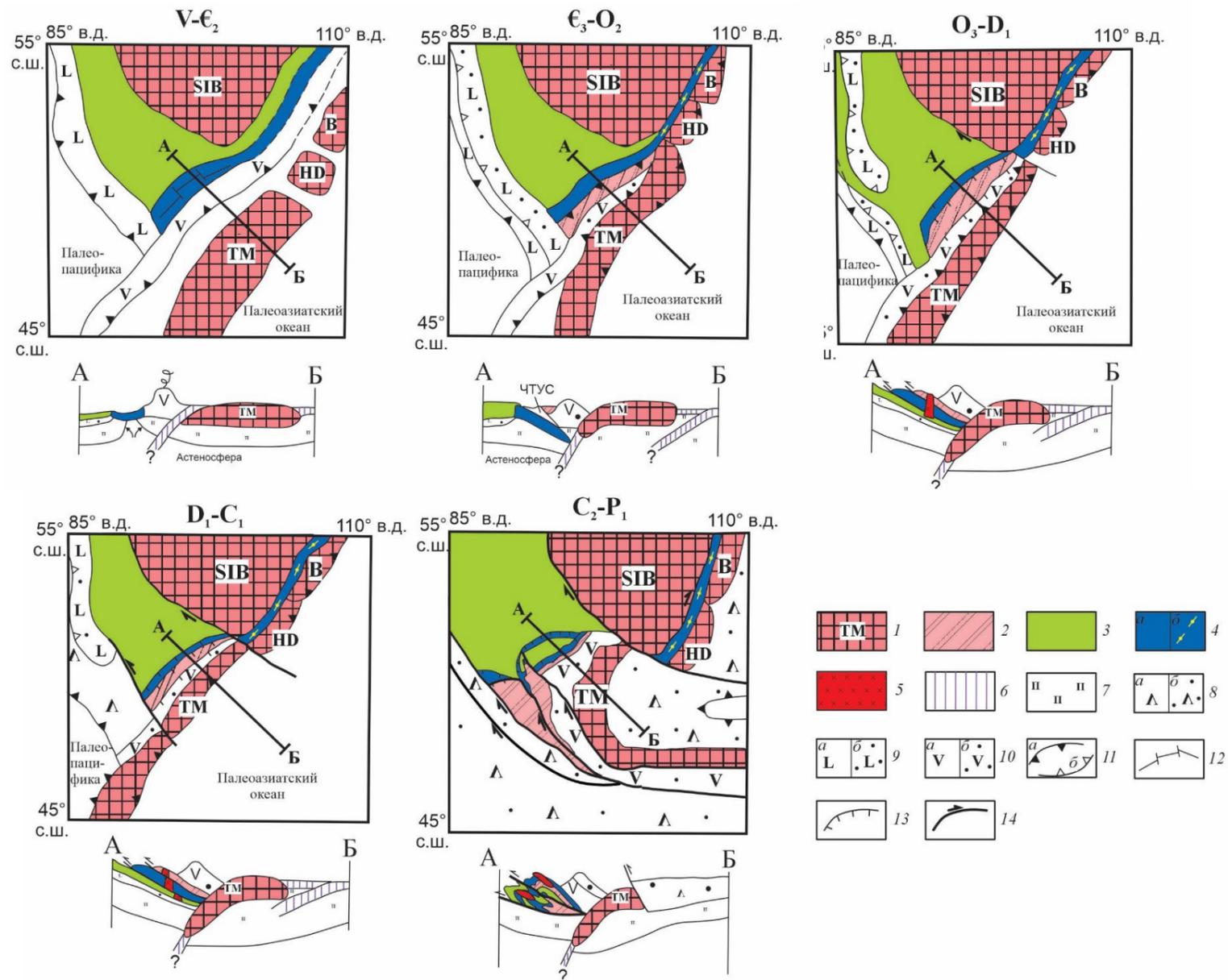


Рисунок 9. Палеогеодинамические реконструкции для южной окраины Сибирского континента в позднедокембрийское - раннепермское время и принципиальные разрезы через них (по (Buslov et al., 2004, 2022) с изменениями)

1 – докембрийские блоки фундамента (SIB – Сибирский континент, TM – Тувино-Монгольский микроконтинент, B – Баргузинский микроконтинент, HD – Хамар-Дабанский микроконтинент); 2 – раннепалеозойские образования Алтае-Монгольского террейна; 3-4: комплексы пород задуговых бассейнов, V-D<sub>1</sub>: 3 – терригенные и карбонатные шельфовые отложения, Є<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>, 4 – офиолиты, V-Є<sub>2</sub> (а – представленные в Чарышко-Теректинско-Улаганско-Саянской зоне, б – представленные в Ольхонской зоне); 5 – гранитоидные комплексы, S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>; 6 – океаническая литосфера; 7 – литосферная мантия; 8 – вулканические комплексы Горно-Алтайской активной окраины, D<sub>1-3</sub>; 9 – образования Кузнецко-Алтайской (V-O<sub>1</sub>) островной дуги (а – активная островная дуга, б – аккреционный ороген с фрагментами комплексов пород островной дуги); 10 – образования Таннуольской (Тувино-Монгольской) (V-Є<sub>2</sub>) островной дуги (а – активная островная дуга, б – аккреционный ороген с фрагментами комплексов пород островной дуги); 11 – зоны субдукции (а – активные, б – недействующие); 12 – зоны задугового спрединга; 13 – надвиги, S-D<sub>1</sub>; 14 – региональные сдвиги, C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>