Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт Геологии и Минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской Академии Наук

На правах рукописи

Зиндобрый Виктор Дмитриевич

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ В ПАЛЕОЗОЕ

1.6.1 – Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика1.6.3 – Петрология, вулканология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель: д.г.-м.н., главный научный сотрудник ИГМ СО РАН Буслов Михаил Михайлович

Содержание

ВВЕДЕНИЕ	4
Глава 1. История геологического изучения восточной части Горного Алтая	14
Глава 2. Геологическое строение восточной части Горного Алтая	25
2.1. Тектоническое положение Горного Алтая в структуре Центрально-Азиатского	
подвижного пояса	25
2.2. Структура и геодинамические комплексы восточной части Горного Алтая	29
Глава 3. Методика и методы, используемые в работе	37
3.1. Химические методы анализа (РФА, ICP-MS)	37
3.2. Минеральная термобарометрия	38
3.3. Геохронологические методы анализа (40 Ar/ 39 Ar, U/Pb)	41
Глава 4. Метаморфические комплексы восточной части Горного Алтая	46
4.1. Петрография	46
4.2. Минералогия	54
4.3. Петрогеохимия	59
4.4. Минеральная термобарометрия	73
4.5. Возраст метаморфических комплексов	78
Глава 5. Интрузивные и офиолитовые комплексы восточной части Горного Алтая	83
5.1. Кабак-Тайгинский гипербазит-габбро-долеритовый массив	84
5.2. Каракудюрский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс	107
5.3. Кубадринский гранодиорит-гранитный комплекс	114
Глава 6. Эволюция восточной части Горного Алтая в венде-палеозое	120
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	129
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	131
Приложение 1. Составы амфиболов из метабазальтов и терригенных сланцев восточной	части
Горного Алтая	152
Приложение 2. Составы хлоритов из метабазальтов и терригенных сланцев восточной	части
Горного Алтая	178

Приложение 3. Составы эпидотов из метабазальтов и терригенных сланцев восточной части
Горного Алтая
Приложение 4. Составы полевых шпатов из терригенных сланцев восточной части Горного Алтая
Приложение 5. Список используемых сокращений минералов

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. В северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) традиционного выделяются Обь-Зайсанская, Джунгарская и Алтае-Саянская складчатые области (Добрецов и др., 1979; Добрецов и др., 1981; Зоненшайн и др., 1990). Во многих публикациях формирование ЦАСП рассматривается как результат аккреционно-коллизионных взаимодействий ПЛИТЫ Палеоазиатского Сибирским океана Казахстанским палеоконтинентами (Зоненшайн и др., 1990; Berzin, Dobretsov, 1993; Dobretsov et al., 1995; Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994; Берзин и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Добрецов, 2003; Ермолов, 2013; Владимиров и др., 2003, 2008 и многие другие). В составе пояса выделены разновозрастные складчатые зоны, образованные в венде-палеозое последовательной аккрецией и коллизией островных дуг, микроконтинентов и океанических поднятий к Сибирскому континенту. Традиционно считается, что между Казахстанским и Сибирским палеоконтинтами существовал Обь-Зайсанский океан, закрытие которого привело к формированию одноименного складчатого пояса. Выделяются Казахстанская и Алтайская окраины океана, которые в палеозое представлены фрагментами островодужного магматизма, соответственно, Бощекуль-Ченгизской и Жарма-Саурской зонами, и Рудно-Алтайской и Кузнецко-Алтайской зонами, имеющими в целом юго-восточное простирание. Одновозрастные фрагменты островдужного магматизма субширотного простирания широко представлены южнее в северо-западной части Китая (Джунгарии). Существуют различные точки зрения о направленности и полярности субдукционных и коллизионных процессов в Обь-Зайсанской и Джунгарской складчатых областях, запечатлённых в фрагментах островных дуг, офиолитовых меланжах и зонах смятия. Большие выходы серпентинитовых меланжей, таких как Чарский в восточном Казахстане, Барлик-Хонгулен-Хебукесайры, Милеский и Тангбале в Джунгарии, трактуются как сутурные зоны одного Обь-Зайсанского океана (Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994; Берзин и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Добрецов, 2003; Ермолов, 2013; Владимиров и др., 2003, 2008; Berzin, Dobretsov, 1993; Dobretsov et al., 1995; и многие другие) или нескольких океанов (Li et al., 2015, 2017).

Предполагается (Ермолов и др., 1983; Щерба и др., 1998; Зоненшайн и др., 1990; Владимиров и др., 2003, 2008; Хромых и др., 2017; Куйбида и др., 2019; Pirajno, 2010; Kuibida et al., 2013, 2016; Dyachkov et al., 2021), что на всех стадиях формирования складчатой области зоны смятия проявлялись преимущественно как сдвиги, которые контролировали тектонические деформации, метаморфизм, магматизм и металлогению.

Согласно другой точки зрения (Senger et al., 1993; Windley et al., 2007; Xiao et al., 2010; Glorie et al., 2012; Kroner et al., 2014; Li et al., 2017) в истории Палеоазиатского океана существовала единая венд-палеозойская субдукционная граница, над которой сформировалась

Кипчак-Тувино-Монгольская дуга. В течение палеозоя в результате дрейфа и вращения Сибирского и Восточно-Европейского континентов произошли деформации дуги, выраженные в формировании ороклинальных изгибов и крупноамплитудных сдвигов, вызвавших многочисленные повторения ее фрагментов. Наиболее важными эпизодами в формировании ЦАСП (алтаиды по (Шенгер и др., 1994; Senger et al., 1993)) считаются правосторонние позднекарбоновые, а затем левосторонние позднепермские сдвиговые смещения. Для территории Обь-Зайсанской складчатой области выделена крупная сдвиговая зона, разделяющая Казахстанскую и Монгольскую ороклинальные складки, представляющие фрагменты, соответственно, Кипчакской и Тувино-Монгольской островных дуг.

В последнее время М.М. Бусловым с соавторами реализуется принципиально новый научный подход в выявлении особенностей тектонической и геодинамической эволюции земной коры Центральной Азии на основе геолого-структурного и термохронологического изучения ключевых объектов Обь-Зайсаной, Алтае-Саянской и Джунгарской складчатых областях. В тектоническом и геодинамическом районировании ЦАСП выделяются (Добрецов, Буслов, 2007; Буслов, 2011; 2011; Buslov, Cai, 2017; Buslov et al., 2022) позднедокембрийско-палеозойские коллизионные и аккреционные орогены. Для коллизионных орогенов характерной чертой является наличие в них докембрийских микроконтинентов Гондванской группы, тогда как в составе аккреционных орогенов они отсутствуют. Считается, что они были образованы на юговосточной и юго-западной конвергентных границах Сибирского кратона, соответственно: коллизионные – на границе с плитой Палеоазиатского океана и аккреционные – с плитой океана Палеопацифика. Их первичные положения и взаимоотношения во многом нарушены позднепалеозойскими надвигами и сдвигами. Особенно сложные структурно- вещественные комплексы созданы разломной тектоникой в Восточном Казахстане, Джунгарии и восточной части Горного Алтая. Показано, что складчатые области представляли в палеозое фрагменты единого аккреционного орогена, деформированного в позднем палеозое в крупную орклинальную складку, осложненную вначале надвигами, затем сдвигами. При этом большая роль в тектонической эволюции складчатых поясов, проявлении метаморфизма и магматизма принадлежала надвигам, тогда как сдвиги, особенно крупноамплитудные, существенно нарушили первичные покровно-надвиговые структуры.

Если крупные позднепалеозойские сдвиги северной части ЦАСП хорошо изучены и охарактеризованы (Буслов и др., 2000, 2003, 2004, 2009, 2013; Смирнова и др., 2002; Добрецов, Буслов, 2007, 2011; Жимулев и др., 2011; Briggs et al., 2007; Buslov, Cai, 2017 и многие др.), то предшествующие им покровные структуры еще слабо выявлены (Буслов, 2011; Зиновьев, Травин, 2012; Буслов и др., 2013). Полученные результаты последних лет (Добрецов, Буслов, 2007, 2011; Буслов, 2011; Buslov, Cai, 2017; Buslov et al., 2022) позволили подтвердить точку

зрения, состоящую в том, что Обь-Зайсанская, Джургарская и западная часть Алтае-Саянской складчатых областей сформированы на месте единой позднедокембрийско-палеозойской островодужной окраины аккреционного типа Сибирского континента, деформированной в крупную ороклинальную складку, осложненную позднепалеозойскими надвигами и сдвигами. Выделяемый Обь-Зайсанский океан не разделял Казахстанский и Сибирский палеоконтиненты, а представлял часть океана Палеопацифика, субдуцирующего под Сибирский палеоконтинент. Казахстанский палеоконтинент в восточной части представлен единой палеозойской островодужной системой (фрагментом аккреционного орогена), а в других частях – фрагментами коллизионного орогена, с участием палеозойских островных дуг и докембрийских микроконтинентов. Примером региона, состоящего из совмещенных в позднем палеозое в единую структуру аккреционного и коллизионного орогенов, является юго-западное обрамление Сибирского континента (рисунок 1). В данном регионе выделяются (с юго-запада на северовосток) два глаукофансланцевых пояса, отражающих эволюцию ордовикских аккреционноколлизионных событий: тектонические чешуи глаукофановых сланцев Уймонской зоны (центральная часть Горного Алтая) и толща глаукофановых сланцев Куртушибинского офиолитового пояса (Западный Саян) (Волкова и др., 2011), образующие единую Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянскую сутурно-сдвиговую зону (рисунок 2.1.1). среднепалеозойская сутурно-сдвиговая зона, которая маркируется хорошо распознаваемыми серпентинитовыми меланжами с фрагментами офиолитов, разделенными сдвигами на ряд сегментов, является ключевой в выявлении особенностей тектонических процессов региона исследования.

Хорошо изученные Чарышско-Теректинский (Уймонская зона) и Саянский (Хемчикская, Каахемская и Куртушибинская зоны) сегменты сутурно-сдвиговой зоны представлены тектоническим чередованием раннепалеозойских турбидитов, метаморфизованных до зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и гранулитовой фаций, серпентинитовых меланжей с блоками габбро-пироксенит-гипербазитов и габбро-долеритов, базальтов и ритмично-слоистых терригенно-кремнистых пород, их метаморфических аналогов в зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и голубосланцевой фациях метаморфизма (Буслов и др., 2003, 2013; Волкова, Скляров, 2007; Буслов, 2011; Монгуш и др., 2011; Монгуш, 2019; Pfander et al., 1998, 2002, 2004, 2021; Buslov et al., 2004). 40 Ar/39 Ar датировки по белым слюдам и натровым амфиболам из глаукофановых сланцев (Волкова и др., 2011) Уймонской зоны Чарышско-Теректинского сегмента (490-485 млн лет назад) и Куртушибинской зоны Саянского сегмента (470-465 млн лет назад) указывают на ранне-среднеордовикский возраст субдукционного процесса и формирования аккреционной структуры (Буслов и др., 2003, 2013; Буслов, 2011; Добрецов, Буслов, 2007; Добрецов и др., 2027; Buslov et al., 2004, 2022). Силурийско-раннедевонские

гранитоидные массивы (Алтынтаусский, Онышский, Каракудюрский, Кубадринский), прорывающие метаморфические породы Телецкой зоны (Гусев и др., 1983, 1991; Федак и др., 2011), фиксируют завершающий этап формирования ее структуры.

Восточная часть Горного Алтая (Телецкая зона) представляет собой Улаганский сегмент сутурно-сдвиговой зоны, расположенный в сложном тектоническом узле структур Горного Алтая и Западного Саяна, где большую роль играют позднепалеозойские сдвиги и надвиги, разделяющие ее на 3 блока (Телецкий, Саратанский и Чульчинский), сложенные одноименными метаморфическими комплексами пород, ассоциирующих с офиолитовыми массивами, наиболее крупными из которых являются Кабак-Тайгинский и Чульчинский (длина до 40 км, ширина до 6 км) (Буслов, Синтубин, 1995; Смирнова и др., 2002; Буслов и др., 2003; Буслов и др., 2013). Традиционно, метаморфические породы считаются или блоками докембрийского фундамента или образованиями палеозойских зон смятий, приуроченных к глубинным разломам, что отображено в Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) (Федак и др., 2011).

В исследованиях (Буслов, 2011; Добрецов, Буслов, 2007, 2011; Буслов и др., 2013; Buslov et al., 2004; Buslov, Cai, 2017; Buslov et al., 2022) предложена другая точка зрения. Метаморфические комплексы пород восточной части Горного Алтая по строению, составу, возрасту и геодинамической природе рассмотрены как аналогичные к аккреционно-коллизионным образованиям Уймонской и Куртушибинской зон, что позволяет рассматривать данные структуры как единую аккреционно-коллизионную Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянскую палеозону. Решению этой проблемы направлены исследования диссертационной работы.

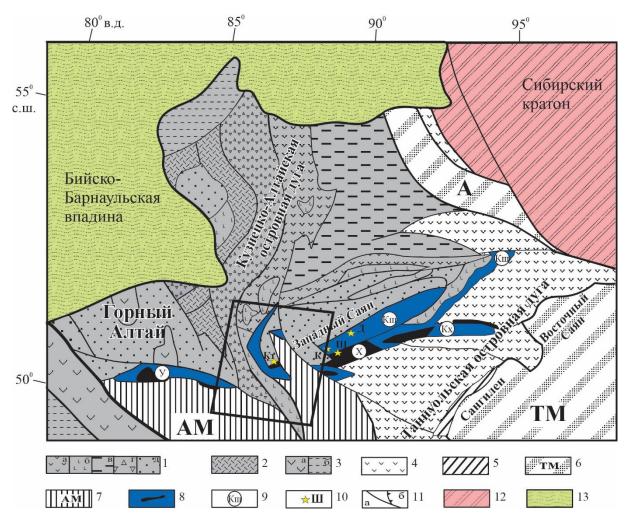


Рисунок 1. Карта-схема структурного положения неопротерозойско-палеозойских геодинамических комплексов юго-западной окраины Сибирского кратона (по (Buslov et al., 2022), с изменениями и дополнениями)

1—3 – аккреционный ороген (PR₃-O₁): 1 – Кузнецко-Алтайская островодужная система (PR₃-O₁): 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 (PZ₁) с вулканитами известково-щелочной серии, 3 – Горно-Алтайская активная окраина (D-C₁): а – вулкано-плутонические образования, б – турбидиты преддугового прогиба (D₃-C₁); 4-7 – коллизионный ороген (PR₃-O₁): 4 – развитая Таннуольская (Тувино-Монгольская) островная дуга (PR₃-O₁) с вулканитами известково-щелочной серии, 5 – Агардагские офиолиты, 6 – докембрийские микроконтиненты Гондванской группы (ТМ – Тувино-Монгольский, А – Арзыбейский), 7 – турбидиты Алтае-Монгольского террейна (PZ₁); 8-10 – Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянская сутурно-сдвиговая зона (PZ₁₋₂): 8 – аккреционные комплексы с фрагментами офиолитов задугового бассейна (PR₃-€): 9 – офиолитовые зоны (Кх – Каахемская, Кш – Куртушибинская, У – Уймонская, X – Хемчикская), 10 – офиолитовые массивы (Кп –

Копсекский; Кт – Кабак-Тайгинский; Ш – Шатский); 11 – разрывные нарушения (PZ₃): а – сдвиги, б – надвиги; 12 – Сибирский кратон; 13 – Бийско-Барнаульская впадина (KZ). Рамкой показан участок объектов работ

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 структурновещественных комплексов восточной части Горного Алтая в палеозое.

Зашишаемые 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 раннесреднепалеозойскую аккреционно-коллизонную зону, нарушенную позднепалеозойскими сдвиго-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 коллизионная

покровно-надвиговая структура с внедрением плутонов Каракудюрского и К Вероятным источником сноса Кубадринского магматических комплексов.

Научная новизна:

- 1. Составлены схемы геологического строения Кабак-Тайгинского офиолитового массива, расположенного в среднем течении р. Башкаус, 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 (альбитам) из 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 метабазитов 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-коллизонную зону, нарушенную позднепалеозойскими сдвиго-надвигами. В ордовике-раннем силуре она формировалась как аккреционный комплекс в процессе погружения океанической коры кембрийского задугового бассейна под венд-кембрийскую Таннуольскую островодужную систему Палеоазиатского океана, в позднем силуре-раннем девоне как коллизионная 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, 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. Выяснение условий формирования ультабазит-базитовых и метабазитовых пород Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса Улаганского сегмента дает возможность обнаружить колчеданное рудопроявление по анологии с Кызыл-Таштыгским месторождением Восточной Тувы, расположенным в Саянской сегменте сутурносдвиговой 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 докладов. 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.).

Статьи в рецензируемых журналах из списка ВАК:

- 1. **Зиндобрый В.Д.**, Буслов М.М., 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.

Тезисы докладов:

- 1. **Зиндобрый В.Д.**, Балтыбаев Ш.К., Буслов М.М. Петро- и геохимические особенности метаморфизованных вулканитов Телецкой зоны Горного Алтая // Тезисы докладов XXXII молодёжной 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 metaterrigenous rocks of the Teletsk zone of Gorny Altai // Theses of X International Siberian Early Career GeoScientists Conference Novosibirsk. 2022. P. 152-153.

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 Кроме того, при подготовке данной работ использовались геологические карты 1:200 000 масштаба (под редакцией А.Б. Гинцингер (1960) и под редакцией П.А. Ренгартен (1965)) и 1:1 000 000 масштаба (под редакцией С.П. Шокальского (2011)), а также материалы (в том числе неопубликованные), посвященные геологическому строению Горного Алтая в целом и его восточной части в частности.

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 на геохронологические исследования, самостоятельно провел U-Pb датирование циркона. 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 получение и обработке результатов петрогеохимических исследований хромита. Автор также признателен к.г.-м.наук Жимулеву Ф.И., д.г.-м.наук Полянскому О.П. (ИГМ СО РАН) и член-корреспонденту Склярову 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-Рь датирования циркона.

Глава 1. История геологического изучения восточной части Горного Алтая

До середины XX в. восточная часть Горного Алтая оставалась мало изученной территорией, что обусловлено ее труднодоступностью, невысокой информативностью геологических объектов и отсутствием крупных месторождений полезных ископаемых. Исключение составляет лишь район Телецкого озера, который относительно легко достижим и всегда привлекал повышенное внимание ученых разных специальностей. Однако район исследования ограничен только береговыми обнажениями, причем почти повсеместное отсутствие пляжа допускает проведение работ только с кораблей или лодок. Большинство исследователей ограничивались поэтому изучением лишь самой впадины озера, ее строения и эволюции. Общее количество специальных публикаций, посвященных всему району и озеру в частности, за всю историю их изучения исчисляется лишь первыми десятками, хотя во многих работах по геологии, тектонике и геоморфологии Алтая (Обручев, 1915, 1927; Нехорошев, 1939; и др.) отдельные объекты упоминаются в той или иной связи.

История геологического изучения Алтая насчитывает более двух столетий и освещается во многих монографиях (Кузнецов, 1963; Нехорошев, 1966; Дергунов, 1967). Эволюция взглядов на тектонику Алтае-Саянской области от учения о геосинклиналях до террейнового анализа рассматривается в диссертации М.М. Буслова (1998). Изучение ПриТелецкого района северовосточного Алтая подробно рассмотрено в диссертации Е.М. Высоцкого (1997). Первой геологической экспедицией по северо-востоку и востоку Алтая стала экспедиция Т.П. Гельмерсена, который в 1834 году впервые проплыл вдоль всего Телецкого озера, произвел съемку берегов и составил карту озера. Он первый обратил внимание, что в отличие от западного Алтая с преимущественно СЗ-ориентированными хребтами и от восточного и северного с хребтами меридионального простирания, зона сочленения Горного Алтая с Западным Саяном характеризуется развитием обоих направлений. Аномальное строение этого района отмечали также П.А. Чихачев и В.А. Обручев, который также сделал вывод о преобладающей роли разломов, а не складчатости в формировании послепалеозойского рельефа Алтая.

Начиная с послевоенного времени, в изучении геодинамики и тектоники исследуемого района выделялось два этапа, связанных с использованием двух различных тектонических моделей, приводящих к некоторым разногласиям, возникающим при определении количества структурных этажей, их границ, тектонической природы и истории развития: геосинклинальный и плейт-тектонический.

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. При проведении тектонического районирования региона традиционно выделялись крупные

блоки различного возраста консолидации (т.н. структурно-формационные зоны) и разделяющие их глубинные разломы (Кузнецов, 1954, 1963; Нехорошев, 1958). Горный Алтай, в том числе его восточная часть, по В.А. Кузнецову, представляет собой сложное складчато-глыбовое сооружение, длительно развивавшееся, с проявлением многочисленных фаз и циклов тектогенеза. Выделяются различные по развитию крупные относительно жесткие глыбы, сопряженные между собой длительно существовавшими тектоническими швами (глубинными разломами). Особенно подчеркивается унаследованность структурно-тектонического плана, сохраняющегося во всех циклах тектогенеза. Этот план сводится к наличию виргационного пучка складчато-глыбовых структур, расходящихся с юго-востока на северо-запад, запад и север. Многие авторы проводили районирование региона с тех же позиций (Белостоцкий и др., 1959; Никольская и др., 1963; Нехорошев, 1966; и др.). В соответствии с этой моделью, изучаемый В пределах Телецкой (Саянской) и Уймено-Лебедской район располагается В.А. Кузнецову (рисунок 1.1)) или Алтае-Саянской и Абаканской (по В.П. Нехорошеву (рисунок 1.2)) структурно-формационных зон; с севера к Телецкому озеру широким клином подходит Мрасская зона (Никольская и др., 1963). Границами зон являются Кузнецко-Алтайская и Саянская разломные зоны, которые также представляют собой особый тип структурноформационных зон. Телецкая структурно-формационная зона интерпретировалась как западная окраина каледонской складчатой системы Западного Саяна.

В.П. Нехорошев выделял в пределах Алтае-Саянской структурно-фациальной зоны такие структурные элементы, как Телецкий горстовый выступ, Чулышманский и Шапшальский антиклинории. По его представлению, тектоническое развитие Алтая происходило в виде многочисленных пульсаций, сближение которых во времени выражалось фазами складчатости. Наибольшее значение он придавал следующим фазам: кембрийской (салаирской), досилурийской (таконской) и додевонской (позднекаледонской).

В рамках этой же модели В.М. Сенников выделил три структурно-формационные зоны: Телецко-Чулышманский антиклинорий, Уймено-Лебедской синклинорий и Шорский антиклинорий. Первый из них представлял собой складчато-глыбовое поднятие из протерозойских глыб, ранних и предорогенных каледонид; сюда относится и Телецкий горстовый выступ. На востоке антиклинорий по Шапшальскому глубинному разлому граничит с Западно-Саянским синклинорием, интерпретированному как каледонский геосинклинальный прогиб. На западе Телецко-Чулышманский антиклинорий граничит с Уймено-Лебедской структурно-формационной зоной по Курайско-Телецкому разлому. Уймено-Лебедской синклинорий, по мнению В.М. Сенникова (Сенников, 1969) — герцинский геосинклинальный прогиб; в его пределах В.М. Сенников выделил зону поздних каледонид и герцинид, а также несколько выступов доорогенных каледонид.



Рисунок 1.1. Тектоническая схема Горного Алтая (Кузнецов, 1963).

1 — Теректинский выступ протерозоя; 2, 3 — структурно-фациальные зоны: 2 — салаирского этапа консолидации (Бийско-Катунская), 3 — каледонского этапа консолидации; 4 — наложенные прогибы в их пределах; 5-7 — структурно-фациальные зоны раннегерцинского этапа: 5 — горстантиклинальные структуры, нижний структурный ярус герцинской (Ануйско-Чуйской) зоны; 6 — ее средний структурный ярус, 7 — синклинальные структуры верхнего яруса; 8 — приразломные прогибы; 9 — герцинская структурно-фациальная зона Рудного Алтая; 10 — Чулышманско-Ненинский герцинско-мезозойский прогиб (южная окраина Кузнецкого прогиба); 11 — кайнозойские прогибы; 12-17 — интрузивные комплексы: 12 — гипербазитовые пояса салаирского (кембрийского) этапа, 13 — салаирские гранитоидные комплексы, 14 — каледонские гранитоидные комплексы, 15 — раннегерцинские (девонские) гранитоидные интрузии, 16 — герцинские гранитоиды змеиногорского комплекса, 17 — герцинские граниты калбинского комплекса; 18 — региональные (глубинные разломы); 19 — другие крупные разломы; 20 — границы прогибов; 21 — зоны смятия и метаморфизма.

Римскими цифрами показаны тектонические структуры: I-V — Чарышско-Теректинская структурно-формационная зона: I — Теректинский горст, II — Коргонскин наложенный прогиб, III — Холзунско-Чуйский массив, IV — Калгутинский наложенный прогиб, V — каледонская зона смятия Чуйских Альп; VI-XIV — Ануйско-Чуйская структурно-формационная зона: VI — Талицкий антиклинорий, VII — Белокурихинский и Чергинский антиклинали, VII — Онгудайский горст, IX — Чарышский синклинорий Северо-Западного Алтая, X — Ануйский приразломный прогиб, XI — Куратинский приразломный прогиб, XII — Куратинский прогиб, XIII — Бельгебашский приразломный прогиб, XIV — Чуйский прогиб; XV-XVIII — Бийско-Катунская структурно-формационная зона: XV — Катунский горстовый прогиб, XVI — Бийский массив, XVII — Баратальский горстовый массив, XVIII — Курайский приразломный прогиб; XIX — Уйменско-Лебедская структурно-формационная зона (прогиб), XX — Пыжинский грабен, XXI — Телецкая (Саянская) структурно-формационная зона, XXII — Улаганский наложенный прогиб.

Глубинные разломы: И – Иртышский, CB – Северо-Восточная зона смятия; ЧТ – Чарышско-Теректннская и СК – Сарасинско-Курайская зоны разломов; Ч – Чокракский, Ш – Шапшальский

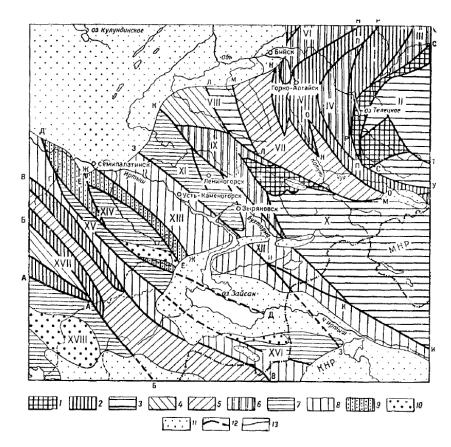


Рисунок 1.2. Схема расположения структурно-фациальных зон и глубинных разломов "Алтая" (Нехорошев, 1966)

Структурно-фациальные зоны: І – Абаканская; ІІ – Алтае-Саянская; ІІІ – Минусинская;

IV — Уйменско-Лебедская; V — Катунская; VI — Ненинско-Чумышская; VII — Ануйско-Чуйская; VIII — Талицкая; IX — Коргонская; X — Холзунско-Чуйская; XI — Рудно-Алтайская; XII — Южно-Алтайская; XIII — Калба-Нарымская; XIV — Чарская; XV — Жарминская; XVI — Саурская; XVII — Чингиз-Тарбагатайская; XVIII — Северо-Балхашская.

Глубинные разломы: АА — Балхаш-Чингизский; ББ — Западно-Чингизский и Аягузско-Урджарский; ВВ — Калба-Чингизский; ГГ — Жарминский и Северо-Манракский; ДД — Аркалыкский и Зайсанский; ЕЕ — Чарский; ЖЖ — Западно-Калбинский; ЗЗ — Иртышский; ИИ — Кара-Иртышский; КК — Северо-Восточный; ЛЛ — Чарышский; ММ — Бащелак-Южно-Чуйский; НН — Алтайский (Кузнецко-Алтайский); ОО — Актуринский; ПП — Кубинский; РР — Ташелгинско-Кондомский и Телецкий; СС — Северо-Саянский; СУ — Курайский; ТТ— Шапшальский.

1 — верхний протерозой (выступы докембрийского фундамента); 2 — венд-кембрий; 3 — кембрийордовик; 4 — ордовик-силур; 5 — ордовик-девон; 6 — девон; 7 — девон-нижний карбон, преимущественно вулканогенные; 8 — девон-нижний карбон, преимущественно терригенные; 9 — верхи нижнего карбона; 10 — верхний палеозой (в Сауре и Северо-Балхашской синклинали — верхний палеозой и мезозой); 11 — кайнозой; 12 — глубинные разломы; 13 — стратиграфические границы.

Шорский антиклинорий — геоантинклинальное поднятие ранних каледонид в эвгеосинклинальной зоне, расположенное к северу-северо-востоку от Телецкого озера. Вдоль юго-восточной границы антиклинория — Саянского разлома — узкой полосой протягивается Абаканский грабен, интерпретированный как каледонская позднеорогенная наложенная межгорная молассовая впадина, унаследованная в герцинском цикле.

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

составляющих три серии: уймонскую, теректинскую и аспаттинскую. К первой относилась уймонская свита Теректинского горста и ее аналоги в Телецком горсте, ко второй – теректинская свита Теректинского горстов, к третьей – выделенная А.И. Родыгиным (Родыгин, 1979) аспаттинская свита западной части Телецкого горста. В качестве особой рассматривалась Саратанская свита, стратиграфическое положение которой не было ясно. Уймонскую и теректинскую серии А.И. Родыгин относил к среднему протерозою, упоминая в качестве их отличительных черт метаморфизм зеленосланцевой фации без сохранения реликтов исходного обломочного материала, сложные складчатые структуры, в том числе развитие изоклинальной складчатости и многократного рассланцевания в нижней части разреза. Аспаттинская серия этим же исследователем была отнесена к верхнему протерозою, характеризуясь зеленосланцевым метаморфизмом, но с сохранением реликтов вкрапленников и обломков, а также общностью микрофоссилий, не найденных в более древних отложениях.

Таким образом, важнейшим результатом геосинклинального этапа можно считать тектоническое районирование территории и выделение структурно-формационных зон и глубинных разломов.

В начале 1970-х гг. произошла смена тектонических парадигм и учение о геосинклиналях сменилось концепцией тектоники литосферных плит. Эта модель предполагает преобладание горизонтальных движений крупных блоков, строение и история развития которых определяются условиями их взаимодействия. 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 аккреционноколлизионная зона, состоящая из различных геодинамических единиц разного возраста (микроконтиненты, древние островные дуги, субдукционные клинья и т.п.), совмещенных в результате перемещений вдоль крупных дугообразных сдвиговых зон.

Телецкий регион в рамках данной модели попадает в пределы двух тектонических единиц: Горно-Алтайской (раннепалеозойский аккреционный клин, магматическая дуга, перекрытая среднепалеозойской магматической дугой, к западу – среднепалеозойский аккреционный клин с

преддуговым бассейном) и Восточно-Алтайской (предалтаидская континентальная кора, раннепалеозойская магматическая дуга и аккреционный комплекс, включая крупные фрагменты симаунтов).

Согласно мобилистской модели и на основе террейнового анализа, в тектонической структуре района разными авторами (Берзин, Кунгурцев, 1996; Berzin et al., 1999) выделялся ряд террейнов различной природы: Курайский (островодужный), Западно-Саянский (турбидитовый, континентальной окраины), Уйменско-Лебедской (островодужный) и Телецкий (аккреционного клина, преимущественно турбидитовый) (рисунок 1.3).

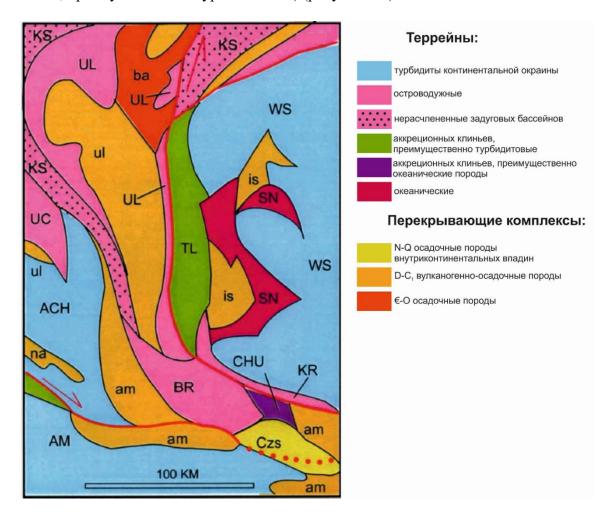


Рисунок 1.3. Фрагмент карты террейнов и перекрывающих комплексов Алтае-Саянского региона. Восточная часть Горного Алтая (Berzin et al., 1999)

Террейны: АСН — Ануйско-Чуйский (€-S); АМ — Алтае-Монгольский (€-S); ВК — Баратальский (V-€1); СНU — Чаган-Узунский (V-€1); КК — Курайский (V-€1); КS — Кузнецко-Восточносаянский (V-€1); SN — Саратанский (V-€1); ТL — Телецкий (V-€1); UL — Уймено-Лебедской (V-€1); UC — Улус-Чергинский (V-€2); WS — Западно-Саянский (€-S). Перекрывающие комплексы: ат — Алтае-Монгольский вулканогенно-осадочный пояс (D1-D2); bа — Бийский молассовый бассейн (€1-O); із — Внутрисаянский вулканогенно-осадочный пояс (D-C1); па — Северо-Алтайский вулканогенно-осадочный пояс (D1-D2); ul — Уймено-Лебедской вулканогенно-осадочный пояс (D1-D2)

История изучения Телецкого горста/блока

Представления о возрасте метаморфических пород Телецкого горста в ходе геологических исследований испытывали значительные изменения. Первые наблюдения имели обзорный характер и заключались в общем ознакомлении с метаморфическими толщами, изучении петрографического состава и сравнении с отложениями других районов.

В 1950-х гг. появились более детальные сведения о составе и строении этих толщ. В 1958-1960 гг. Б.А. Яковлев, Л.Г. Васютина, А.В. Борцова сопоставили метаморфическую толщу с теректинской свитой Теректинского горста и подразделили ее на две подсвиты. В одной из них было установлено широкое развитие вулканогенных метаморфических сланцев, в связи с чем породы Телецкого горста оказалось возможным соотнести с джебашской свитой Западного Саяна и считать их протерозойскими (Нехорошев, 1958, 1966; Кузнецов, 1963; Родыгин, 1968; Сенников, 1969; и др.).

В результате исследований, проведенных А.И. Родыгиным, И.А. Вылцаном, Ю.М. Елистратовым и В.П. Парначевым в 1962 г., метаморфическая серия была подразделена не на две, а на три свиты. В средней части Телецкого горста в восточной краевой полосе наблюдаются породы нижней свиты, в более широкой центральной зоне — средней свиты, а в западной краевой полосе — верхней свиты. Нижняя и средняя свиты соотносились соответственно с уймонской и башкаусской свитами, верхней присвоено самостоятельное название аспаттинской свиты (Родыгин, 1975).

В 1975 г. К.Б. Кепежинскас с соавторами опубликовал сообщение (Кепежинскас и др., 1975) о находках микрофоссилий в ряде метаморфических толщ Алтае-Саянской складчатой области, в котором сообщили, что они определили возраст осадконакопления по найденным в районе Телецкого озера микрофоссилиям в метаморфических породах как раннеордовикский. Результаты К-Аг датирования биотита из Grt-Bt сланцев, проведенного Г.Г. Лепезиным, из этого же места показали, что они были сформированы 410 млн. лет назад.

Метаморфическое изучение региона (Лепезин, 1978; Lepezin, Reverdatto, 1998) показало, что породы Телецкого выступа представлены, в основном, метапелитами (метабазитов менее 10%), метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации. При этом метабазиты по данным (Зыбин и др., 1972, 1988; Дук, 1982; Гусев, 1984; Шокальский и др., 2000; и др.) близки по химизму к высокотитанистым толеитам срединно-океанических хребтов и океанических островов. По химическому составу амфиболы из амфиболитов отвечают куммингтонитам (Лепезин, 1978). В это же время Н.Л. Добрецов с соавторами в своей работе (Добрецов и др., 1976) указывал на «средне-верхнепротерозойский, но не палеозойский» возраст зонального метаморфизма. Границы комплекса со слабометаморфизованными кембрийско-ордовикскими породами везде тектонические, а возраст протолита интерпретировался как докембрийский.

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. Количественные данные для оценки перемещений были получены только вдоль Чарышско-Теректинского разлома, и считалось, что смещение приблизительно достигает 3000 км (Fujiwara et al., 1997).

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 (листы М-45-56-В, -Г; М-45-68-А, Б, Г; М-45-69-А, -Б, -В, -Г; М-45-70-В, -Г). В ходе работ были изучены Каракудюрский и Кубадринский гранитоидные плутоны, ранее считавшиеся послесреднедевонскими на основе К-Аг датирования валовых проб (Амшинский, 1960; 1973), а затем – средне-верхнекембрийскими (Гусев и др., 1983; Гусев, 1991), и выделены в их строении 4 фазы пород от габбро до лейкогранитов, причем начальные стадии, по мнению исследователей, обладают характеристиками пород І-типа, а завершающие – S-типа. Возраст гранитоидных комплексов по К-Аг определениям для І фазы в Каракудюрском плутоне считался равным 398-425 млн. лет. Граниты ІІ фазы дают 205-491 млн. лет, ІІІ фазы – 240-456 млн. лет (Гусев, 1991).

В конце 1990-х гг. - начале 2000-х гг., с развитием методов геохронологических исследований, в том числе пород района Телецкого озера. М.М. Бусловым совместно с другими исследователями (Буслов, Синтубин, 1995) было выполнено К-Аг датирование слюд и амфиболов из сланцев, результаты которого отвечали позднедевонско-раннекаменноугольному возрасту пород. В соответствии с этим в структуре Телецкой зоны стало выделяться два структурных плана: позднедевонско-раннекаменноугольный и позднепермский, установленный ранее в работе (Шенгер и др., 1994) для структур алтаид, в целом. Считалось, что для раннего этапа характерно формирование сдвиговых и надвиговых структур, зафиксированных внутри террейнов и на границе с Телецким метаморфическим выступом. Они свидетельствуют об общем субширотном направлении сжатия (в современных координатах). Более поздний этап коллизии наиболее четко выражен на границе Горно-Алтайского и Западно-Саянского террейнов, где формируется мощная сдвиговая зона Саянского разлома, срезающая и деформирующая позднедевонско-раннекаменноугольные структурные формы И свидетельствующая субмеридиональном направлении сжатия (Буслов, Синтубин, 1995).

Позднее, благодаря появлению метода Ar-Ar датирования по амфиболам и слюдам из гранитоидов Алтынтаусского массива и метаморфических пород района Телецкого озера, были получены данные о ранне-среднедевонском времени формирования структуры, отвечающем времени внедрения гранитоидов в метаосадочные толщи восточной части Горного Алтая, 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).

В 2010-х гг. многочисленными авторами (Гусев, Шокальский, 2010; De Grave et al., 2009; Glorie et al., 2011; Kruk et al., 2011; Cai et al., 2014, 2016; Chen et al., 2016; и др.) проводились U-Pb геохронологические исследования цирконов из метаосадочных пород и прорывающих их гранитоидных массивов, «омолодившие» возраст протолитов метаморфических пород восточной части Горного Алтая до ордовикского, и «удревнившие» возраст гранитоидов до силурийского.

История изучения Оройского горста/Саратанского блока

Первые сведения о метаморфических породах данного района приводятся В.П. Нехорошевым (1932) по материалам исследований 1925-1926 гг. Рассматриваемая толща была включена им в состав «метаморфической серии», возраст которой первоначально трактовался в широких пределах: от докембрия до ордовика включительно; позднее возраст всей серии был повышен до кембрия-ордовика.

В 1930-хх гг. изучением метаморфических сланцев бассейна р. Башкаус занимались Н.Н. Горностаев, К.В. Радугин, Б.Ф. Сперанский, Л.И. Краевская, В.А. Кузнецов, А.С. Мухин. В этот период появилось название «башкаусская формация», под которым Б.Ф. Сперанский выделял все метаморфические сланцы Курайского хребта, приписывая им древний (протерозойский) возраст.

С 1953 г. в этом районе проводилась геологическая съемка. Первоначально геологами целиком были восприняты представления В.П. Нехорошева о палеозойском возрасте метаморфических толщ, однако А.Б. Дергунов после исследований 1956 г. считал рассматриваемую свиту нижним членом кембрийско-ордовикской серии и выделял ее под названием горноалтайской свиты. После дополнительных исследований в 1957 г. А.Б. Дергуновым был установлен значительный тектоно-денудационный перерыв между башкаусской и артлашской свитами. Это обстоятельство, а также особенности состава позволили ему сопоставить нижнюю свиту с теректинской свитой Теректинского горста и датировать ее как предположительно протерозойскую.

В 1956-1959 гг. М.Н. Данда и Ю.С. Перфильев пересмотрели выводы А.Б. Дергунова и все метаморфические породы района разделили на пять толщ (снизу вверх): 1 —Саратанскую (нижний-средний кембрий или аналог каимской свиты А. Б. Дергунова); 2 и 3 — нижнюю и верхнюю бащкаусскую (теректинская свита А. Б. Дергунова); 4 — артлашскую и 5 — кумурлинскую (соответственно нижняя и верхняя подсвиты горноалтайской свиты А. Б. Дергунова). Все эти толщи, по их мнению, относятся к кембрию-ордовику и образуют

мощный 20-километровый стратифицированный комплекс осадочных и вулканогенных образований.

В 1961 г. Г.Г. Лепезин и И.А. Вылцан проводили специальное изучение разрезов метаморфических толщ этого района и пришли к выводу о несостоятельности выделения 20-километрового стратифицированного комплекса, подтвердив наличие тектоно-денудационного перерыва между башкаусской и артлашской свитами. Вместе с тем было выяснено, что наряду со значительным сходством между теректинской свитой Теректинского горста и метаморфическими сланцами Оройского выступа имеются некоторые различия, поэтому за рассматриваемыми отложениями было сохранено название башкаусской свиты (Родыгин, Вылцан, 1965), рассматриваемой Г.Г. Лепезиным как часть теректинской серии.

В 1965 г. А.Г. Родыгиным был изучен неполный разрез Саратанской свиты вдоль водораздела р. Саратан и р. Ак-Айры (левый приток р. Саратан). Автор в строении данного района выделял несколько блоков, отделенных друг от друга разрывными нарушениями северозападного направления. По его представлениям, разрез представлен стратиграфическим чередованием зеленокаменных эффузивов с альбитом, актинолитом, хлоритом и эпидотом и кристаллических сланцев кварц-альбит-хлорит-серицитового состава (Родыгин, 1969).

Для последних был проведен микроструктурный анализ, результаты которого указывали на наличие двух тектонических узоров: один из них образовался при низких температурах, отвечающих условиям зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, или при высоких температурах, но высокой скорости деформации; второй же из наблюдаемых узоров образовался при деформациях с разрывом сплошности в условиях высокой температуры и низкой скорости деформации. Отсюда ясно, что эти две ориентировки не могли возникнуть одновременно, а значит в данном районе наблюдались, как минимум, две фазы деформации (Родыгин, 1969).

В последние годы в процессе составления геологических карт были проведены определения SHRIMP-II U-Pb возраста цирконов из хлоритовых метапесчаников башкаусского метаморфического комплекса в Оройском выступе, в результате чего было установлено, что возраст протолита этого комплекса не древнее среднего кембрия (Гусев, Шокальский, 2010).

Помимо метаморфических пород в пределах Саратанского блока выходит на поверхность Кабак-Тайгинский офиолитовый массив. В процессе проведения геолого-съемочных работ Н.И. Гусев совместно с другими исследователями (Гусев и др., 1983; Федак и др., 2011) выдвинул предположение, что массив является западным продолжением позднедокембрийского Актовракского дунит-гарцбургитового комплекса Западной Тувы, который представлен габбропироксенит-гипербазитовыми телами в составе серпентинитового меланжа. Такого типа образования широко проявлены на территории Западной Тувы и в работах (Котляров, 2010; Монгуш и др., 2011; Berzin et al., 1999; Pfander et al., 2002; и ссылки в них) рассматриваются как

офиолиты задугового бассейна. На данный момент имеется лишь три результата определения возраста офиолитов Западной Тувы — 40 Ar/ 39 Ar методом по роговой обманке из габбро Шатского и Дуушкуннугского массива Западной Тувы определены значения, равные 537.5±4.9 и 578.1±5.6 млн лет соответственно (Монгуш и др., 2011; Монгуш, Кожугет, 2017), а также U/Pb методом определен возраст цирконов из плагиогранитов Куртушибинского хребта, равный 569±6 млн лет (Монгуш и др., 2024). Надежные данные о возрасте офиолитов Кабак-Тайгинского массива и других массивов с серпентинитовыми меланжами восточной части Горного Алтая отсутствуют.

Таким образом, за почти вековую историю геологического изучения восточной части Горного Алтая геологами создана объемная база геологических и аналитических данных, нуждающаяся в обобщении и дополнении сведениями, полученными с помощью современных методов и методик.

Глава 2. Геологическое строение восточной части Горного Алтая

2.1. Тектоническое положение Горного Алтая в структуре Центрально-Азиатского подвижного пояса

В настоящее время на основе данных структурного анализа, детального геологического картирования, данных изотопной геохронологии и палеогеографических реконструкций (Буслов, 1992, 2014; Буслов и др., 2000, 2003, 2009; Смирнова и др., 2002; Добрецов, Буслов, 2007, 2011; Коробкин, Буслов, 2011; Зиновьев, Травин, 2012; Buslov et al., 2004, 2022) в северо-западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса выделяются следующие наиболее крупные тектонические элементы (рисунок 2.1.1):

- 1. Венд-палеозойские окраинно-континентальные комплексы, расположенные на западной окраине Сибирского континента (в современных координатах) и состоящие из вендраннеордовикской Кузнецко-Алтайской островной дуги, комплексов пород ордовикраннедевонской пассивной окраины и девон-раннекаменноугольной активной окраины и палеозойских островодужных систем (Восточно-Казахстанской, Джунгарской, Горно-Алтайской и Восточно-Саянской). В аккреционных клиньях островной дуги подробно представлены фрагменты океанической коры (офиолиты и палеоокеанические поднятия), типичные для окраинных комплексов современной Тихоокеанской плиты.
- 2. Казахстанско-Байкальский составной континент (коллизионный ороген), фундамент которого сформирован в позднем докембрии ордовике в результате субдукции Палеоазиатской океанической плиты, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны Гондванской группы (Тувино-Монгольский, Завханский, Кокчетавский, Актау-Джунгарский, Центрально-Тянь-Шанский и др.), под Сибирский континент с формированием Казахстанско-Тувино-Монгольской островодужной системы, находящейся на его юго-восточной (в современных координатах) периферии. Субдукция с последующей коллизией микроконтинентов с островной дугой привели к упрочнению и утолщению земной коры и формированию фундамента составного континента. В западной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО), на территории Горного Алтая, Казахстанско-Байкальский составной континент (коллизионный ороген) представлен Алтае-Монгольским террейном, в пределах которого широко развиты раннепалеозойские турбидиты.
- 3. Ранне-среднепалеозойская Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянская сутурносдвиговая зона, разделяющая окраинно-континентальные комплексы Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов. В основе ее строения в Алтае-Саянском регионе лежат фрагменты поздний венд-раннеордовикской океанической коры Обь-Зайсанского океана, ордовик-силурийские турбидиты (Буслов и др., 2003; Волкова и др., 2005; Добрецов, Буслов, 2007; Буслов, 2011; Buslov et al., 2004, 2022), ордовикские голубые сланцы, а также поздний

силур-раннедевонские коллизионные граниты и метаморфические породы зон смятий, которые формируются в пределах северной части Алтае-Монгольского террейна (Буслов и др., 2013; Добрецов и др., 2017).

4. Позднепалеозойские покровно-сдвиговые и сдвиговые зоны, формирующие комплексы террейнов, образованные в позднем девоне - раннем карбоне при трансформной аккреции с последующей коллизией Казахстанско-Байкальского составного континента с Сибирским континентом, создавший единый Северо-Азиатский континент, и образованные в позднем карбоне-перми при столкновении Восточно-Европейского с Северо-Азиатским континентом. Позднепалеозойские деформации, проявленные в том числе в виде поперечных к простиранию палеозойских аккреционно-коллизионных зон крупно-амплитудных сдвигов, сильно осложнили структуру Центрально-Азиатского складчатого пояса, придав ей облик мозаично-блокового строения.

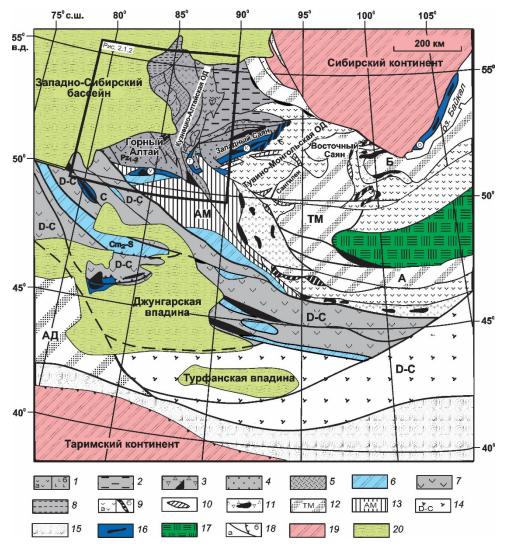


Рисунок 2.1.1. Схема структурного положения неопротерозойско-палеозойских геодинамических комплексов юго-западной окраины Сибирского кратона (по (Buslov et al., 2022) с дополнениями)

1-7 – аккреционный ороген (PR $_3$ -O $_1$): 1-4 – Кузнецко-Алтайская островная дуга (PR $_3$ -O $_1$): 1a –

развитая с вулканитами известково-щелочной серии, 16 – примитивная с офиолитами бониниттолеитовой серии, 2 – вулканогенно-осадочные комплексы задугового бассейна, 3 – аккреционные комплексы с фрагментами океанических офиолитов, 4 – турбидиты преддугового прогиба (€); 5 – Салаирская островная дуга (РZ₁) с вулканитами известково-щелочной серии, 6 – островные дуги (€2-S), 7-8 – Горно-Алтайская активная окраина (D-C1): 7 – вулканоплутонические образования, 8 – турбидиты преддугового прогиба (D₃-C₁); 9-13 – коллизионный ороген (PR_3-O_1) : 9-11 — Тувино-Монгольская островная дуга (PR_3-O_1) : а — развитая с вулканитами известково-щелочной серии, б – примитивная с офиолитами бонинит-толеитовой серии, 10 – офиолиты задугового бассейна, 11 – аккреционные комплексы с фрагментами океанических офиолитов (PR₃-O₁), 12 – докембрийские микроконтиненты Гондванской группы (ТМ – Тувино-Монгольский, Б – Баргузинский, АД – Актау-Джунгарский), 13 – турбидиты Алтае-Монгольского террейна (РZ₁); 14 – островные дуги (D-C), 15 – Кокшааль-Кумишинский аккреционный комплекс (РZ₃), 16 – Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянская сутурносдвиговая зона (РZ₁₋₂) (У – Уймонская зона, Т – Телецкая зона, К – Куртушибинский пояс, О – Ольхонская зона) и аккреционные комплексы с фрагментами офиолитов задугового бассейна (РR₃-€), 17 – Монголо-Охотская сутурно-сдвиговая зона (РZ₂-MZ₁), 18 – разрывные нарушения (РZ₃): а – сдвиги, б – надвиги; 19 – блоки континентальной коры (Сибирский и Таримский континенты), 20 – кайнозойские впадины (Западно-Сибирский бассейн, Джунгарская и Турфанская впадины)

В пределах западной части АССО перечисленные образования представлены в Горно-Алтайской зоне, Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоне и Алтае-Монгольском террейне (рисунок 2.1.2).

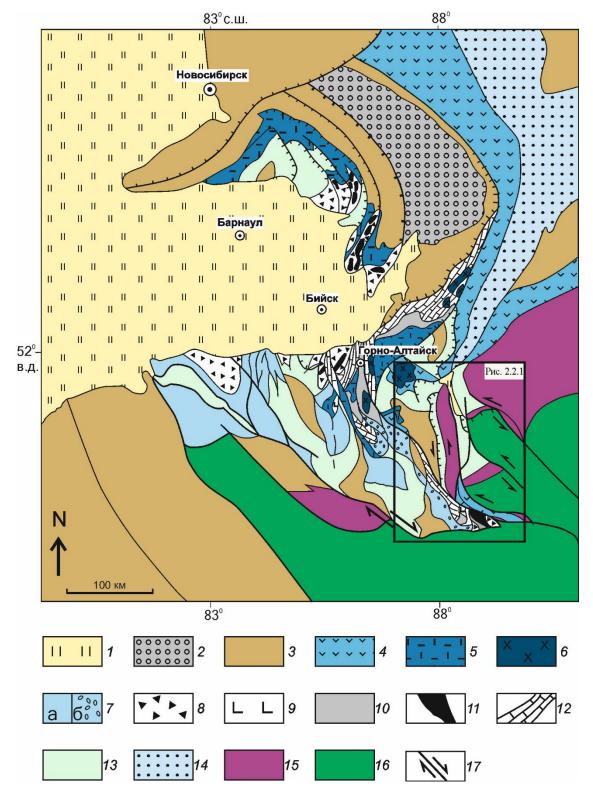


Рисунок 2.1.2. Геолого-геодинамическая схема Горного Алтая и сопредельных территорий (по (Буслов и др., 2013) с изменениями).

1 — Бийско-Барнаульская кайнозойская впадина; 2 — пермско-мезозойские образования Кузнецкого бассейна; 3-14 — окраинно-континентальные геодинамические комплексы Сибирского континента: 3 — девонско-раннекаменноугольной активной окраины, 4-7 — позднедокембрийско-раннеордовикской Кузнецко-Алтайской островной дуги: 4 — породы толеит-бонинитовой серии примитивной стадии, 5 — породы известково-щелочной серии

зрелой стадии, 6 — кембрийские габброиды, 7 — среднекембрийско-раннеордовикского Ануйско-Чуйского преддугового прогиба: а — турбидиты, 6 — олистостромо-конгломератовые образования прибрежной зоны, 8-12 — венд-раннеордовикских аккреционных призм: 8 — олистостромы, 9-11 — палеоокеаническая кора: 9 — базальтово-кремнистые породы океанического дна, 10 — вулканогенно-осадочные образования палеоокеанических островов, 11 — офиолиты, 12 — карбонатные породы «шапки» палеоокеанических островов, 13 — ордовикско-раннедевонской пассивной окраины, 14 — ранне-среднекембрийские карбонатно-терригенные породы задугового бассейна; 15 — ранне-среднепалеозойская Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянская сутурно-сдвиговая зона; 16 — раннепалеозойские турбидиты Алтае-Монгольского террейна Казахстанско-Байкальского составного континента; 17 — пермотриасовые сдвиги.

2.2. Структура и геодинамические комплексы 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, Кубадринско-Курайской, 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 2.2.1).

Горно-Алтайская зона представлена геодинамическими комплексами: 1) вендраннеордовикской (тремадокской) примитивной и развитой островных дуг (Телецкие надсубдукционные офиолиты), 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) карбонатнотерригенными породами шельфовых областей Сибирского континента; девонраннекаменноугольными вулкано-плутоническими комплексами активной окраины. Аккреционный ороген с юга и востока ограничен среднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоной от раннепалеозойских метатерригенных пород Алтае-Монгольского террейна, представляющего часть крупного Казахстанско-Байкальского составного континента (коллизионного 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). Телецкие надсубдукционные офиолиты и образования задугового бассейна хорошо обнажены вдоль правого берега р. Бия и представлены габбро-пироксенитовым

комплексом, комплексом параллельных даек, пиллоу-лавами и терригенно-кремнистыми Геодинамические комплексы ордовик-раннедевонской пассивной породами. представлены сероцветными и красноцветными терригенными лагунными и прибрежноморскими консолидированными осадками. Они налегают на образования вендраннеордовикской островной дуги. Девон-раннекаменноугольная активная окраина представлена контрастными вулканическими сериями и красноцветными отложениями тыловых рифтов (Елкин и др., 1994).

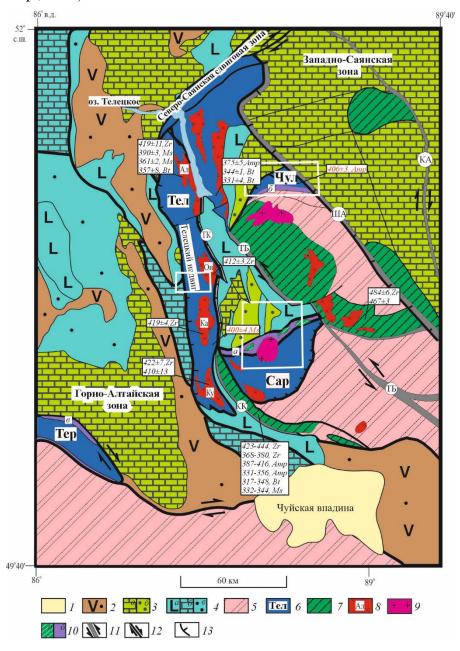


Рисунок 2.2.1. Структурная схема восточной части Горного Алтая (по (Буслов и др., 2003) с изменениями)

1 — четвертичные отложения (Чуйская впадина), Q; 2 — вулканогенно-осадочные комплексы Горно-Алтайской активной окраины, D; 3 — комплексы Горно-Алтайской пассивной окраины, О-S: а — карбонатные отложения, б — терригенные отложения; 4 — комплексы Кузнецко-Алтайской

островной дуги, V-O₁: а – вулканогенные комплексы островной дуги, б – карбонатные отложения «шапки» палеосимаунта, в – терригенные комплексы преддугового прогиба; 5 – метатурбидиты Алтае-Монгольского террейна, PZ₁; 6 – метаморфические комплексы Горного Алтая, PZ₁₋₂ (Тел – Телецкий, Сар – Саратанский, Чул – Чульчинский, Тер – теректинский); 7 – метаморфические пояса, S₂-D₁; 8 – гранитоидные массивы, S-D₁ (Ал – Алтынтаусский, Он – Онышский, Ка – Каракудюрский, Ку – Кубадринский); 9 – гранитные массивы, P₂-T₁; 10 – серпентинитовые меланжи с фрагментами офиолитов: а – Кабак-Тайгинский массив, б – Карагольский массив, в – массивы Теректинской группы; 11 – сдвиговые зоны, D₃-C₁ (ША – Шапшальская, ТБ – Телецко-Башкаусская, ТК – Телецко-Курайская, КК – Кубадринско-Курайская, КА – Карагольская); 12 – сдвиги, D₃-C₁; 13 – надвиги, Р-Т. Рамками показаны участки детального изучения геологического строения. В прямоугольниках – результаты геохронологических исследований (черный цвет – опубликованные ранее, красный цвет – полученные автором)

Перечисленные палеозойские образования участвуют в строении сдвиговых и покровночешуйчатых структур, сформированных в восточной части Горно-Алтайского блока. Наиболее древние (живет-позднедевонские) сдвиги ориентированы субширотно и оперяются надвиговыми структурами, которые погружаются в противоположных направлениях. Зона сдвига, простирающаяся параллельно субширотно ориентированной части озера, хорошо выражена в береговых обнажениях и состоит из множества тектонических блоков различного возраста пород (ранний девон-эйфельского, ордовикского, среднекембрийского), которые формируют тектонический меланж. Надвиги, оперяющие сдвиговые структуры, формируют многокилометровые по мощности пакеты пластин, которые хорошо обнажены вдоль правого берега р. Бия. Среди них встречаются породы различных фаций метаморфизма: пренитпумпеллиитовой, зеленосланцевой и. реже, глаукофан-зеленосланцевой. Барруазитобнаруженные актинолитовые сланцы, среди измененных венд-раннекембрийских вулканических пород (Buslov et al., 1993), свидетельствуют о глубинных условиях заложения надвигов. Возраст барруазит-актинолитовых сланцев, определенный К/Аг методом по амфиболу 2002), составляет 383 млн лет, что соответствует времени проявления крупноамплитудных сдвигов и сопряженных структур коллизионного этапа взаимодействия Алтае-Монгольского террейна и Сибирского континента. Надвиги обычно сопровождаются формированием зон зеленосланцевой фации динамометаморфизма, где породы подвержены рассланцеванию, микроскладчатости, гофрировке, будинированию и т.п. Наиболее сильные деформации и метаморфические преобразования зеленосланцевой и глаукофан-зеленосланцевой фаций метаморфизма проявлены в венд-кембрийских породах. Ордовикские и девонские породы обычно метаморфизованы в пренит-пумпеллиитовой фации и преобразованы в филлитовые

сланцы лишь в зонах разломов (Буслов, Синтубин, 1995).

В строении Западно-Саянской зоны принимают участие тектонические пластины, отделенные Телецко-Башкаусской сдвиговой зоной от комплексов пород Горно-Алтайской зоны. На севере она ограничивается позднепермской Северо-Саянской зоной разломов, которая простирается на юг до Курайской зоны разломов и ограничивает повсеместно с востока раннепалеозойские отложения Телецкого метаморфического комплекса (рисунок 2.2.1). На всем своем протяжении Телецко-Башкаусский разлом погружается на восток под углами 50°-70°, иногда достигая субвертикальных значений углов. В целом, этот разлом можно интерпретировать как надвиг, по которому палеозойские породы восточной части Горного Алтая были надвинуты на раннепалеозойские отложения Телецкого метаморфического комплекса (Буслов, Синтубин, 1995; Синтубин и др., 1995).

Палеозойские образования Западно-Саянской зоны представлены позднедевонскораннекаменноугольными зональными гранито-гнейсовыми куполами, сформированными преимущественно за счет кембрийских туфогенно-терригенных пород (турбидитов). Метаморфическая зональность гранито-гнейсовых куполов детально описана в работах (Дергунов, 1967; Лепезин, 1978): достаточно часто фиксируются постепенные переходы от кордиеритовых гранито-гнейсов крупных тел в породы силлиманитовой, кордиеритовой, биотитовой и хлоритовой зон метаморфизма. Среди пород последних зон хорошо диагностируются венд-раннеордовикские метатерригенные породы, имеющие характерную ритмичную слоистость.

Турбидиты (серия Кокши) состоят из пород кварцевого и плагиоклаз-кварцевого состава. Мощность ритмов составляет от десятков сантиметров до нескольких метров. В нижних частях ритмов обычно развиты песчаники или гравелиты, верхние горизонты сложены алевролитами или черными сланцами. Ритмы часто завершаются глубоководными кремнисто-глинистыми осадками. Турбидиты, вероятно, накапливались в преддуговом прогибе. Они содержат прослои туфов и обломочный материал кварц-плагиоклазового и полимиктового состава, а также обломки кремнистых пород и эффузивов различного состава. Среди турбидитов часто встречаются девонские дайки и массивы габброидов и риолитов. Они также подвержены метаморфизму. Кремнисто-глинистые породы в районе водопада Корбу содержат богатый комплекс микрофоссилий, характерный для раннего ордовика (Кепежинскас и др., 1975).

Телецкая зона расположена на границе Горного Алтая и Западного Саяна, и несколько десятилетий, начиная с середины прошлого века, считалось, что ее основной объем занимает протерозойский башкаусский (джебашский) зеленосланцевый метабазит-метапелитовый комплекс (Родыгин, 1979; Шокальский и др., 2000; и ссылки в них), в составе которого заметную роль играют метабазиты, близкие по химизму к высокотитанистым толеитам срединно-

океанических хребтов и океанических островов, и альбит-кварц-актинолитовые сланцы, в отношении отвечающие островодужным петрогеохимическом андезитам дашитам. Метапелитовые сланцы башкаусского комплекса характеризуются повышенной известковистостью, среди них встречаются мощные пачки карбонатно-хлоритовых плойчатых сланцев, линзовидные будины белых мраморов, реперные пласты магнетитсодержащих кварцитов и кварцито-сланцев (Крук и др., 2013). По мнению Н.И. Гусева (1984) породы башкаусского комплекса образованы в результате метаморфизма венд-раннекембрийских вулканогенно-осадочных отложений.

В южной части Телецкой зоны, в отличие от северной, преобладают различные кристаллические сланцы (мусковитовые, биотитовые и двуслюдяные). В отдельных местах встречаются кордиерит, гранат, ставролит и силлиманит, а также проявления мигматизации, что свидетельствует о более высоком уровне метаморфизма. В подчиненном количестве наблюдаются метабазиты (амфиболиты и биотит-амфиболовые сланцы), мрамора и мраморизованные известняки. В связи с отличиями в составе протолитов и уровнем метаморфизма породы южной части Телецкой зоны принято рассматривать в качестве самостоятельного Телецкого метаморфического комплекса (Шокальский и др., 2000; Крук и др., 2013).

В последнее время установлено, Телецкая зона представлена раннесреднепалеозойскими метаморфическими породами, прорванными крупными позднесилурийско-раннедевонскими Алтынтаусским, Онышским, Каракудюрским Кубадринским гранитоидными массивами, содержащими также амфиболизированные метагаббро. Вокруг массивов сформированы контактовые зоны метаморфических пород, которые обычно представлены кварц-биотитовыми, кварц-биотит-мусковитовыми, кварцхлорит-биотитовыми сланцами, двуслюдяными гнейсами и амфиболитами с наложенными на них более поздними этапами метаморфизма (Буслов, Синтубин, 1995; Смирнова, 2002).

Телецкая зона 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 (рисунок 2.2.1).

В процессе экспедиционных работ в пределах Телецкого блока, вдоль бассейна р. Чебдар (рисунок 2.2.2), проводилось геологическое картирование Телецкого комплекса и было установлено, что на данном участке он представлен чередованием тектонических пластин

метабазальтов и метатерригенных пород. Ширина выхода пакета пластин достигает 10 км. Пластины погружаются на востоко-северо-восток под углами 70-75° и надвинуты на вендсреднедевонские образования Горного Алтая, слоистость в метатурбидитах имеет близкие значения углов падения.

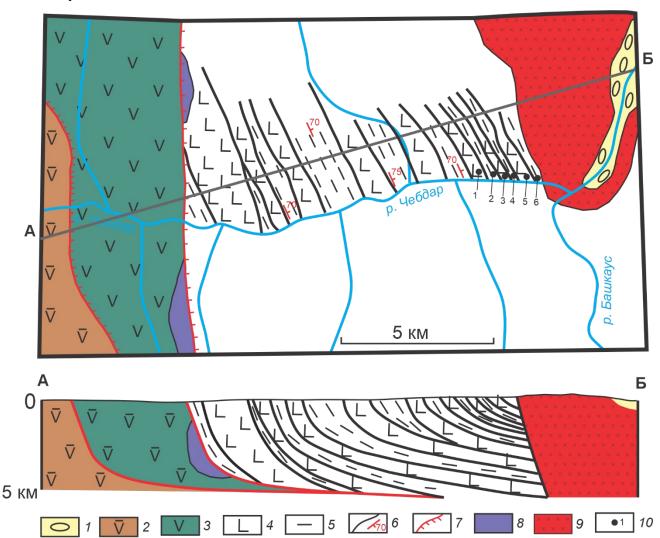


Рисунок 2.2.2. Геологическая схема Телецкого метаморфического комплекса в бассейне р. Чебдар (составлена с использованием материалов (Ренгартен, 1965))

1 — речная терраса р. Башкаус, Q; 2 — терригенно-карбонатные отложения Горно-Алтайской активной окраины, D_{1-2} ; 3 — вулканогенно-осадочные образования Кузнецко-Алтайской островной дуги, €-O₁; 4-5 — Телецкий метаморфический комплекс: 4 — метабазальты, 5 — метатерригенные породы; 6 — элементы залегания сланцеватости; 7 — взбросо-надвиги; 8 — серпентинизированные гипербазиты, V-€; 9 — Онышский гранитоидный массив, S_2 -D₁; 10 — места отбора проб: I = B-17-121, I

Изучение геологического строения Чульчинского блока (рисунок 2.2.3) показало, что Чульчинский комплекс здесь также представлен чередованием тектонических пластин метабазальтов с линзами известняков и метатерригенных пород. Кроме того, здесь обнажаются пластины серпентинизированных перидотитов Карагольского массива. Пластины смяты в складки, погружаются, в целом, на юг под углами 50-80° и прорваны среднепалеозойскими гранитоидными массивами. Ширина выхода пакета пластин около 40 км. На северо-западе Чульчинский комплекс надвинут на ордовикско-силурийские отложения Улаганского грабена, на северо-востоке через Шапшальский сдвиг граничит с венд-кембрийскими отложениями Западно-Саянской зоны, а на юге ограничен чулышманским метаморфическим комплексом и турбидитами Алтае-Монгольского террейна, метаморфизованными в зеленосланцевой фации.

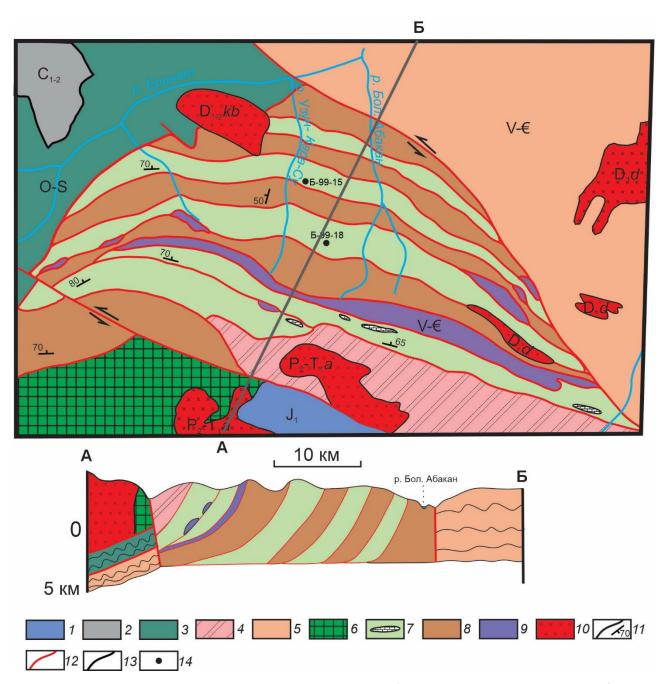


Рисунок 2.2.3. Геологическая схема Чульчинского блока Чульчинского метаморфического комплекса (составлена по материалам (Колесников и др., 1960) с изменениями)

1 — раннеюрские отложения (Яхансоринская впадина), J_1 ; 2 — нерасчлененные раннесреднекаменноугольные отложения, C_{1-2} ; 3 — нерасчлененные ордовикско-силурийские отложения, O-S; 4 — метатурбидиты Алтае-Монгольского террейна, PZ_1 ; 5 — нерасчлененные венд-кембрийские отложения Западно-Саянской зоны, V-€; 6 — чулышманский метаморфический комплекс, S_2 - D_1 ; 7-8 — Чульчинский метаморфический комплекс: 7 — метабазальты с линзами известняков, V-€, 8 — метатерригенные породы, O_1 - S_2 ; 9 — серпентинизированные гипербазиты, V-€; 10 — гранитоидные массивы джойского (D_1d), Кубадринского ($D_{1-2}kb$) и атуркольского (P_2 - T_1a) комплексов; 11 — элементы залегания сланцеватости; 12 — региональные сдвиги и взбросонадвиги, D_3 - C_1 ; 13 — стратиграфические границы; 14 — места отбора проб

Таким образом, зона сочленения Горного Алтая и Западного Саяна представляет собой сложную структуру, содержащую фрагменты венд-раннепалеозойских офиолитов, ранне- и среднепалеозойских островных дуг и океанических островов и преддуговых прогибов. В рамках работы выдвигается предположение, данной что она является частью крупной среднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны. Окончательно эта структура была сформирована в пермском периоде в результате закрытия океанического бассейна Палеоазиатского океана и столкновения Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов (Буслов, Синтубин, 1995; Смирнова и др., 2002; Буслов и др., 2003; Буслов, 2011; Буслов и др., 2013).

Глава 3. Методика и методы, используемые в работе

Фактическим материалом для проведения работ послужила коллекция материалов, полученных сотрудниками лаборатории № 212 и смежных лабораторий Института Геологии и Минералогии СО РАН имени В.С. Соболева (г. Новосибирск) в процессе выполнения научно-исследовательских работ, реализуемых в рамках государственных заданий и проектов Российского Научного Фонда и Российского Фонда Фундаментальных Исследований, начиная с 2000-х гг. и по настоящее время. В течение этого времени, а также за вторую половину ХХ в. накоплена база геологических, структурно-кинематических, петролого-минералогических, геохимических и геохронологических данных по метаморфическим и магматическим породам восточной части Горного Алтая и прорывающим ее гранитоидным плутонам. В основе данного исследования лежат как накопленные ранее сведения, дополненные авторскими материалами в количественном отношении и результатами, полученными с помощью современных методов анализа вещества, так и данные, полученные впервые для исследуемых объектов.

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

3.1. Химические методы анализа (*PФA*, *ICP-MS*)

Определение химического состава исследуемых пород проводилось в две стадии:

- 1. Определение содержания 15 оксидов породообразующих элементов в 30 пробах метабазальтов, 18 пробах метатерригенных пород, 11 пробах габбро-долеритов и 9 пробах гранитоидов с помощью рентгенофлуоресцентного анализа;
- 2. Определение содержания 25 редкоземельных и рассеянных элементов в 24 пробах метабазальтов, 18 пробах метатерригенных пород, 10 пробах габбро-долеритов и 9 пробах гранитоидов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой.

Содержания породообразующих элементов определялись на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900-XP по ГОСТу 41-08-212-82 Министерства Геологии СССР в аналитическом центре Института Геологии и Минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Определение содержания редких элементов в исследуемых пробах проводилось там же с помощью масс-спектрометра высокого разрешения на индуктивно связанной плазме (ICP-MS) на порошках (прибор Element Finnigan (производство Германия)). При нормировании полученных

значений содержаний элементов по хондриту или по примитивной мантии использовались значения, приведенные в работе (Sun, McDonough, 1989).

3.2. Минеральная термобарометрия

B минеральной термобарометрии лежит знание основе зависимости состава сосуществующих минералов от внешних условий минералообразования (температуры, давления, фугитивности кислорода и т.п.). Многочисленные геотермобарометры, разработанные на сегодняшний день, основаны на экспериментальных и теоретических калибровках, и требуют тщательного соблюдения различных ограничений при их применении. Эти ограничения могут касаться РТ-диапазона использования минеральных термобарометров, состава пород (как химического, так и минерального), а иногда и их генезиса. Соблюдение этих ограничений является залогом получения корректных результатов. Но главнейшим условием применения минеральных термобарометров является достижение химического равновесия между используемыми парами минералов.

Таким образом, современные геобарометры и геотермометры основаны на принципе закономерного перераспределения компонентов между минералами переменного состава с ростом температуры и давления при метаморфизме. В большинстве термометров и барометров используются обменные реакции между парой минералов (гранат-биотит, гранат-клинопироксен, гранат-амфибол, ортопироксен-клинопироксен, гранат-мусковит и др.), однако при этом иногда предполагается присутствие в парагенезисе других минералов (например, кварца или плагиоклаза).

Термобарометрия метатерригенно-кремнистых пород и уточнение фаций метаморфизма на основе минеральных термобарометров начинались с петрографического изучения шлифов и анализа составов минералов на поляризационном микроскопе фирмы «ZEISS» в Институте Геологии и Минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Для дальнейшего исследования метаморфических пород использовался метод электронной микроскопии.

Анализ химического состава минералов был выполнен на рентгеновском микроанализаторе Hitachi S-3400N с приставкой Ozford X-Max 20 в ресурсном центре «Геомодель» СПбГУ (г. Санкт-Петербург) и на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (TESCAN ORSAY Holding) с системами микроанализа INCA Energy 450+/Aztec Energy XMax 50+ в Центре коллективного пользования научным оборудованием Многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН) при следующих условиях: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1 нА, экспозиция 20 с. Измерения проводились в точечном режиме, локальность анализа определяется физическими размерами области генерации рентгеновского излучения и оставляет для данных характеристик полусферу диаметром примерно 4 мкм.

Данным методом выполнено около 1000 анализов составов амфиболов, полевых шпатов, пироксенов, хлоритов, эпидотов, а также рудных и акцессорных минералов.

Для получения значений температуры и давления метаморфизма использовались плагиоклаз-роговообманковые термометры (Blundy, Holland, 1990; Holland, Blundy, 1994), амфиболовые барометры (Schmidt, 1992; Ague, 1997; Mutch, 2016) и хлоритовые термометры (Cathelineau, 1988; Jowett, 1991).

Анализ химических составов минералов из ультраосновных пород (хромшпинелидов, серпентинов) проводился на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL-JXA-8100 SuperProbe (производитель — Япония) также в ЦКП МИИ СО РАН — выполнено около 100 анализов. Аналитик — с.н.с. лаборатории рентгеноспектральных методов анализа (№ 772) ИГМ СО РА Королюк В.Н.

Плагиоклаз-роговообманковая термометрия

В основе геотермометра (Blundy, Holland, 1990) лежит зависимость температуры формирования равновесной ассоциации «амфибол-плагиоклаз», находящейся в насыщенной кремнеземом породе, от давления. При этом значение давления рассчитывается на основе содержания Al^T в кальциевых амфиболах, а равновесными реакциями считаются следующие:

- a) Ed+4Qz = Tr+Ab(1)
- δ) Pgt+4Qz = Hbl+Ab (2)

В этом случае температура вычисляется по формуле:

$$T(^{\circ}C) = \frac{0.677*P(\kappa 6ap) - 48.98 + Y}{-0.0429 - 0.008314*X_{Ab}^{Pl}*ln\frac{Si(\varphi.e.) - 4}{8 - Si(\varphi.e.)}}, \text{ где } Y = 0 \text{ при } X_{Ab}^{Pl} > 0.5 \text{ и } Y = -8.06 + 25.5*$$

 $(1-X_{Ab}^{Pl})^2$ при $X_{Ab}^{Pl} < 0.5$ (в наших исследованиях принималось значение Y=0), а значение давления либо устанавливается произвольным на основе результатов дополнительных исследований (например, по наличию так называемых «критических ассоциаций), либо вычисляется с помощью одного из геобарометров (в данной работе использовался барометр (Ague, 1997)).

Термометр (Blundy, Holland, 1990) применим для метаморфических пород от зеленосланцевой до гранулитовой фаций, интрузивных и эффузивных пород, содержащих плагиоклаз с номером An $_{92}$ и амфибол с содержанием Si > 7.8 ф.е. и находящихся в равновесии при температурах 500-1100°C (± 40 °C). Расчеты температуры с помощью этого термометра производились в программе WinAmptb (Yavuz, Doner, 2017).

В работе (Holland, Blundy, 1994) авторы пересмотрели термометр и ввели новую калибровку с равновесием реакций:

- a) Ed+4Qz = Tr+Ab (3)
- δ) Ed+Ab = Rct+An (4)

На основе данных о химическом составе исследуемых амфиболов для расчета температур

были выбраны реакции (2) и (4). Для последней из них температура вычисляется следующим образом:

$$T(^{\circ}\mathrm{C}) = \frac{78.44 + Y_{Ab-An} - 33.6 * X_{Na}^{M4} - \left(66.8 - 2.92 * P(\kappa 6ap)\right) * X_{Al}^{M2} + 78.5 * X_{Al}^{T1} + 9.4 * X_{Na}^{A}}{0.0721 - R * ln} \frac{27 * X_{Na}^{M4} * X_{Si}^{T1} * X_{An}^{Pl}}{64 * X_{Ca}^{M4} * X_{Al}^{T1} * X_{Ab}^{Pl}}, \ \text{где } Y_{Ab-An}$$

 $= 3 \ \mathrm{кДж} \ \mathrm{при} \ \mathrm{X_{Ab}} > 0.5 \ \mathrm{u} \ \mathrm{Y_{Ab-An}} = 12*(2*\mathrm{X_{Ab-1}})^2 + 3 \ \mathrm{кДж} \ \mathrm{при} \ \mathrm{X_{Ab}} < 0.5; \ \mathrm{R} = 0.0083143 \ \mathrm{кДж/K}$ (универсальная газовая постоянная); давление P задается произвольным или вычисляется дополнительно. В данной работе использовалось значение $\mathrm{Y_{Ab-An}} = 3 \ \mathrm{u} \ \mathrm{P} = 5 \ \mathrm{кбар}$ (согласно результатам геобарометрии).

Термометр (Holland, Blundy, 1994) применим для ассоциаций «плагиоклаз-роговая обманка», находящихся в равновесии при температурах 500-900°С, при этом составы плагиоклазов должны отвечать условию $0.1 < X_{\rm An} < 0.9$, а амфиболы должны иметь $X_{\rm Na}^{\rm M4} > 0.03$, $X_{\rm Al}^{\rm C} < 1.8$ ф.е и 6 ф.е. $< X_{\rm Si} < 7.7$ ф.е.

Амфиболовая барометрия

Для определения значений давления формирования терригенных сланцев в работе использовались три геобарометра.

В основе барометра (Schmidt, 1992) лежит зависимость содержания алюминия от давления, и он откалиброван для равновесных ассоциаций роговой обманки, биотита, полевых шпатов, кварца и титанита, но находящихся в равновесии при давлениях 2-13 кбар, и температуре 655-700°C. В данном случае давление вычисляется по формуле: $P(\kappa 6ap) = -3.01 + 4.76*Al_{Tot}$. Погрешность вычислений составляет ± 0.6 кбар.

J.J. Ague в своей работе (1997) объединил данные предыдущих исследователей и предложил барометр, в основе которого лежит комбинация зависимой от давления реакции Tr+Phl+2An+2Ab = 2Pgt+6Qz+Kfs и равновесий термометра (Holland, Blundy, 1994). С помощью данного геобарометра могут быть выполнены расчеты для магматических и метаморфических (вплоть до гранулитов) пород. Также этот метод можно использовать при оценке очень низких давлений, находящихся за пределами диапазона калибровки.

На основе экспериментальных данных по магматическим амфиболам из гранитов Е.Ј.F. Mutch с соавторами (2016) предложили барометр, зависящий от содержания Al в роговой обманке: $P(\kappa 6ap) = 0.5 + 0.331*Al_{Tot} + 0.995*(Al_{Tot})^2$. Данный барометр применим к породам, состоящим из амфибола, плагиоклаза с долей An_{15-80} , биотита, кварца, калиевого полевого шпата. Согласно данным (Mutch, 2016) барометр можно использовать для широкого диапазона составов, если соответствующие минеральные ассоциации образованы при температурах 650-800°C.

Хлоритовая термометрия

Хлоритовые термометры применялись для определения температур, отвечающих

регрессивной стадии метаморфизма, во время которой одним из новообразованных минералов был хлорит. При проведении исследований было использовано 2 таких термометра.

М. Cathelineau с соавторами изучал данные о содержаниях Al^{IV} в хлоритах из гидротермальных систем Los Azufres (Мексика) и Salton Sea (США) и их взаимосвязь с температурами формирования. В 1988 году он завершил исследование, установив, что эта зависимость выражается в следующем виде: $T(^{\circ}C) = 321.98*Al^{IV}-61.92$.

Данный термометр может применяться для хлоритов диагенетического, гидротермального и метаморфического происхождения, так как содержание Al^{IV} не зависит от литологического состава породы. Основной трудностью применения этого термометра является механическое или структурное смешивание хлоритов с другими слоистыми силикатами (смектитами, иллитами и др.), имеющими другие отношения Si/Al^{IV} и влияющими на химический состав хлоритов. Согласно экспериментальным данным термометр (Cathelineau, 1988) может применяться при температурах от 125-150°C (Aagaard et al., 1988) до 350°C и выше (Cavaretta et al., 1982; Meunier, 1984; и др.).

E.C. Jowett в своей работе (1991) модифицировал предыдущий термометр с учетом влияния железистости формирующихся хлоритов на содержание Al^{IV} в них:

$$A1^{IV(c \kappa ope лированноe)} = A1^{IV(измеренноe)} + 0.1[Fe/(Fe+Mg)]$$

После этой корреляции зависимость приобрела следующий вид:

$$T(^{\circ}C) = 318.5*A1^{IV(скорелированное)} - 68.7$$

Модифицированный термометр дает значения температур для рудных месторождений, геотермальных полей и метаморфических процессов в диапазоне 150-325°C при железистости хлоритов меньше 0.6.

3.3. Геохронологические методы анализа (40 Ar/ 89 Ar, U/Pb)

$$M$$
етодика 40 $Ar/^{39}$ Ar датирования

Для определения возраста метаморфических процессов и времени кристаллизации магматических расплавов широко применяется $^{40}{\rm Ar}/^{39}{\rm Ar}$ датирование метаморфических калийсодержащих минералов (в первую очередь, слюд, амфиболов и полевых шпатов).

Пробоподготовка и датирование проводились в ЦКП МИИ СО РАН по методике ступенчатого прогрева, подробно описанной в диссертации (Травин, 2016). Аналитик А.В. Травин.

Пробоподготовка включала стандартные процедуры дробления образцов, отсеивания на ситах фракции 0.2-0.3 мм, сепарацию с помощью магнитов и тяжелых жидкостей с последующей доводкой под бинокулярным микроскопом.

Навески мономинеральных фракций помещались в алюминиевую фольгу, и после откачки воздуха вместе со стандартными образцами биотитов («монитором») МСА-11 и LP-6 и мусковита Вегп 4m запаивались в кварцевую ампулу. Затем образцы облучались потоком быстрых нейтронов в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа в Учебно-научном центре «Исследовательский ядерный реактор» при Томском политехническом университете (г. Томск).

При облучении нейтронами 40 К в минерале переходит в 39 Аг (рисунок 3.3.1), что позволяет определять возраст по формуле $T = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + J \frac{40 \text{Ar}^*}{39 \text{Ar}} \right)$, где λ – константа полураспада, 40 Аг* – радиогенный аргон, 39 Аг – аргон, образованный в минерале при облучении нейтронами, а величина J определяется с помощью минералов-мониторов с известным возрастом.

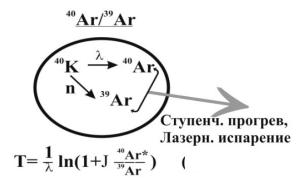


Рисунок 3.3.1. Схема действия 40 Ar/ 39 Ar метода датирования (Травин, 2016)

Во время облучения образуется не только калий, но и кальций и хлор. Наличие этих изотопов является преимуществом метода, если параллельно с исследуемыми образцами подвергнуть облучению соли калия и кальция и определить по ним изотопный состав образующегося на этих элементах аргона. В результате для каждой порции выделяемого из образца газа появляется возможность рассчитать не только возраст, но и набор элементных отношений – Ca/K, Cl/K, Cl/Ca, что позволяет контролировать минералогическую однородность исследуемого образца. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar исследований методом ступенчатого прогрева представляют в виде спектров возрастных, Ca/K, Cl/K отношений (Травин, 2016).

Общепринятым при интерпретации возрастных и Са/К спектров является метод возрастного плато (Fleck et al., 1977). По методу плато рассчитывается средний взвешенный возраст для нескольких последовательных (не менее трех) температурных ступеней. Для входящих в плато ступеней должны выполняться следующие условия: а) разница возрастных значений между любыми двумя из них не должна превышать $K = 1.96*\sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2}$; б) они характеризуются согласующимися Са/К отношениями (минералогический критерий); в) им соответствует не менее 50% выделенного ³⁹Ar.

В тех случаях, когда исследуемые образцы характеризуются возрастной гетерогенностью, сложной термической историей, полезная информация может быть получена по промежуточным плато, выделяемым в возрастном спектре с помощью менее жестких критериев (например, при

значительно меньшей 50% доле выделенного 39 Ar).

При расчете возраста каждой температурной ступени спектра предполагается, что аргон в минерале состоит из двух компонент — радиогенный ⁴⁰Ar*, накопившийся в минерале за счет спонтанного распада, и аргон атмосферного изотопного состава. Это предположение выполняется не всегда. Например, К/Ar изотопная система минералов может оставаться открытой к обмену с вмещающей средой некоторое время после их формирования. Поскольку на больших глубинах при повышенных температурах из минералов вмещающих пород происходит выделение накопившегося в них радиогенного ⁴⁰Ar*, изотопный состав аргона, захваченного новообразованным минералом, может быть значительно выше атмосферного. Для идентификации и учета его присутствия в минерале чаще всего используется корреляционная диаграмма, предложенная Роддиком (Roddick, 1978).

Кроме того, помимо возраста, полученного методом плато, во время ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования определяется интегральный возраст, в который вносят вклад низкотемпературные ступени, характеризующиеся пониженным или повышенным относительно плато значением возраста и соответствующие полному плавлению образца (Травин, 2016).

Для определения времени проявления теплового воздействия на тектонические пластины метаморфических пород при тектоно-магматической активности проведено $^{40}{\rm Ar}/^{39}{\rm Ar}$ датирование по амфиболам и слюдам, выделенным из них.

Методика U/Pb датирования

Распад U с образованием стабильных изотопов Pb является основой важнейших методов датирования, основанных как на превращении U в Pb, так и на зависящей от времени эволюции изотопного состава обычного Pb, на распаде промежуточных дочерних продуктов U и на накоплении радиационных нарушений в кристаллах.

Для датирования U-Pb методом подходит любой U-содержащий минерал, например, монацит, апатит, ксенотим, уранинит, торит и др., однако в настоящее время и в данной работе, в частности, наиболее часто применяемым минералом является циркон, возрастные значения по которому, чаще всего, являются несогласованными, или дискордантными. При получении дискордии возникает вопрос об интерпретации ее значений. Считается, что верхняя точка отображает время кристаллизации циркона, а с интерпретацией нижней точки возникают разногласия: одни считают, что она фиксируют время выноса Pb или привноса U при перекристаллизации циркона во время метаморфизма, а другие — что эта точка не имеет геологического смысла. Однако чаще всего она отображает время преобразования циркона (Козлов, Предовский, 2005).

По своему происхождению выделяется 2 принципиально разных типа циркона – магматический и метаморфический. Кроме того, принципиально отличающимися от этих двух

типов являются детритовые (обломочные) цирконы, встречающиеся в виде кристаллов различной степени окатанности, зависящей от длительности сноса обломочного материала, и служащие для оценки максимального возраста осадочных пород. В рамках данного исследования производилось датирование магматических и детритовых цирконов.

Цирконы извлекались стандартными методами в Центре многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), включающими дробление в щековой дробилке, выделение на ситах фракции 100-200 мкм, магнитную сепарацию и разделение в тяжелых жидкостях. Зерна циркона выбирались из тяжёлой фракции вручную под бинокулярным микроскопом ZEISS Stemi DV4, монтировались в шашки и заливались эпоксидной смолой. Затем шашки были отполированы примерно на половину зёрен. Катодолюминесцентные изображения цирконов получены с помощью сканирующего электронного микроскопа с системой катодолюминесценции JEOL JSM 6400 (Япония).

U/Pb датирование магматических цирконов из офиолитов выполнено методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно связанной плазме (LA-ICP-MS) в отделении Аналитической химии университета г. Гент (Бельгия). Система лазерной абляции New Wave Research UP193HE на основе ArF-эксимера (Фремонт, Калифорния, США) была оснащена каплевидной малообъемной (<2.5 см³) абляционной ячейкой (Gerdes, Zeh, 2009; Glorie et al., 2010) и соединена с масс-спектрометром. В качестве газа-носителя использовался гелий, при этом аргон вводился и смешивался с гелием после абляционной ячейки. Диаметр лазерного пучка 30 мкм, частота 10 Гц, плотность энергии лазерного излучения 2.5-3.0 Дж/см².

Параметры масс-спектрометра оптимизировали на стандартах GJ-1 (Jackson et al., 2004) и Plesovice (Slama et al., 2008). Полученный конкордантный возраст был рассчитан с помощью программного обеспечения MS Office Excel с надстройкой Isoplot (Ludwig, 2003), в котором проверялись возрасты стандартных цирконов, строились диаграммы с конкордией и рассчитывались возрасты с учетом поправок. При этом дискордантность возрастов рассчитывалась по формуле $D = (\frac{\text{возраст } 206_{Pb}/238_U}{\text{возраст } 207_{Pb}/206_{Pb}} - 1)*100, и результаты с дискордантностью больше 10% по модулю обычно исключались из дальнейшего рассмотрения. Итоговый возраст рассчитывался по отношениям <math>^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ с поправкой на нерадиогенный свинец по содержанию ^{207}Pb с использованием формулы Age7corr, встроенной в пакет Isoplot. Все погрешности приведены на уровне 2σ .

Одним из важнейших инструментов является максимальный возраст осадконакопления (MDA) пород, который в отсутствие палеонтологических остатков в осадочных и метаосадочных породах позволяет оценить нижний возрастной предел осадконакопления. Для его расчёта существуют различные методики (Dickinson, Gehrels, 2009; Vermeesch, 2021).

С этой целью в отделении Наук о Земле университета Гонконга на масс-спектрометре с эксимерным лазером M-50-HR методом лазерной абляции проведено U/Pb датирование детритовых цирконов из метаосадочных пород. Анализ проводился с использованием луча диаметром 30 мкм и частотой 6 Гц. В качестве стандартных образцов использовались цирконы GJ-1 (Jackson et al., 2004) и 91500 (Wiedenbeck et al., 1995), каждый из которых анализировался дважды при каждых 10 анализах неизвестных образцов. Все дальнейшие процедуры аналогичны описанным выше. В результате как средневзвешенное для группы наиболее молодых зерен (Dickinson, Gehrels, 2009; 2014) Gehrels, рассчитывался максимальный возраст осадконакопления.

Еще одним важным применением детритовой геохронологии является анализ возрастных спектров. Поскольку кривая плотности вероятности возрастов детритовых цирконов зависит от источников сноса осадочного материала и специфична для каждой конкретной осадочной породы, анализ таких графиков позволяет проводить стратиграфические корреляции между метаосадочными породами. Иными словами, одинаковые спектры распределения возрастов подразумевают формирование осадков в едином осадочном бассейне, а в случае с метаосадочными породами выявляют возможные протолиты.

Таким образом, при исследовании метаморфических и магматических пород восточной части Горного Алтая и гранитоидных массивов, прорывающих ее, использовался комплекс геологических, петро- и геохимических, минералогических, термобарометрических и геохронологических методов анализа, на основании которых, а также с использованием литературных данных, определены геодинамические обстановки и временные рубежи формирования пород, слагающих восточную часть Горного Алтая.

Глава 4. Метаморфические комплексы восточной части Горного Алтая

4.1. Петрография

В процессе изучения шлифов пород из восточной части Горного Алтая было установлено, что в данном регионе преобладают пластины как метатерригенно-кремнистых пород, имеющих отчетливо выраженную сланцеватость, так и слабометаморфизованных базальтов с сохранившимися вулканическими структурами. Все породы преобразованы процессами средне-и низкотемпературного метаморфизма. По минеральному составу изученные породы были разделены на 2 крупные группы – метабазальты и метатерригенно-кремнистые породы (таблица 4.1.1).

Метабазальты представлены Pl- и Pl-CPх порфиритами (рисунок 4.1.1) и афировыми базальтами (рисунок 4.1.2), метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев и сохранившими первичные магматические структуры. Порфириты содержат вкрапленники плагиоклаза (до 50-60%) и пироксена, практически полностью замещенного амфиболом (до 40-50%), в основной массе — хлорит, реже плагиоклаз. Плагиоклаз во вкрапленниках представлен, как правило, удлиненными кристаллами длиной до 0.1 мм; пироксен также образует удлиненные кристаллы длиной до 0.5 мм либо ксеноморфные зерна; хлорит, в основном, ксеноморфный, но иногда образует идиоморфные кристаллы. Текстуры пород массивные.



Рисунок 4.1.1. Шлиф № Б-17-118. РІ-СРх порфирит

Минеральный состав: Pl+Chl+Cpx+Amp. Структура порфировая, текстура массивная (слева – в проходящем свете, справа – в скрещенных николях)

Афировые метабазальты, не имеющие ярко выраженных вкрапленников, состоят из кристаллов амфибола, эпидота, хлорита, плагиоклаза и кварца, и в большей степени, по сравнению с порфиритами, преобразованы в зеленосланцевой фации метаморфизма. Текстуры пород массивные, сланцеватые, катакластические. Среди акцессорных минералов в порфиритах и афировых разностях встречаются рутил, титанит и ильменит.

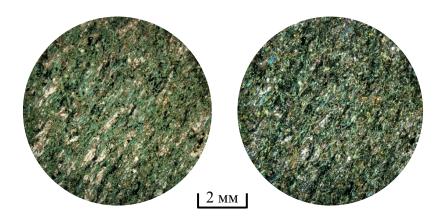


Рисунок 4.1.2. Шлиф № Б-17-128. Метабазальт

Минеральный состав: Amp+Ep+Pl+Chl. Структура афировая, текстура сланцеватая (слева – в проходящем свете, справа – в скрещенных николях)

Ко второй группе отнесены метаморфические породы, представленные метатерригенно-кремнистыми породами.

Среди них выделяются средне-мелкозернистые ритмично-слоистые и массивные Qz-Chl-Ser, Qz-Amp-Ep и Qz-Ep-Bt песчаники и алевролиты в которых наблюдается чередование преимущественно кварцевых и преимущественно амфибол(биотит)-эпидот-хлоритовых полос. Мощность ритмов обычно составляет от первых сантиметров до первые десятков сантиметров, часто они завершаются прослоями кремнистых пород мощностью до нескольких миллиметров (рисунок 4.1.3). Иногда мощность песачаников достигает до многих метров. Для массивных метапесчаников характерны слабоокатанные обломки, в основном, кварца, плагиоклаза и амфибола (рисунок 4.1.4). Соотношение кварца и мафических минералов примерно равно 1:4. Наличие ритмично-слоистых текстур от песчаника до кремнистых пород, преимущественно мафический состав оболомков, позволяет предположить, что данные породы образовались, вероятно, в глубоководном желобе. Кварц представлен изометричными зернами размером до 0.5 мм в поперечнике, а мафические минералы образуют мелкозернистую (размером до 0.1 мм в поперечнике) сплошную массу из зерен различной степени идиоморфности. Среди акцессорных минералов в данных породах встречаются рутил, ильменит и титанит, среди вторичных – кальцит. Структуры пород гранонематобластовые, текстуры полосчатые, сланцеватые.

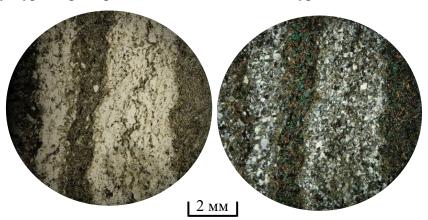


Рисунок 4.1.3. Шлиф № Б-17-144. Ep-Bt-Qz сланец

Минеральный состав: Qz+Ep+Bt+Chl+Pl. Структура гранонематобластовая, текстура полосчатая (слева – в проходящем свете, справа – в скрещенных николях)

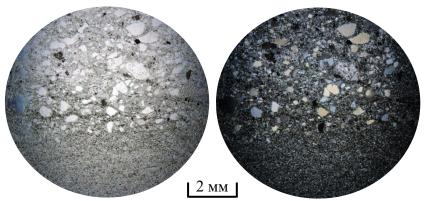


Рисунок 4.1.4. Шлиф № Б-15-110. Песчаник полимиктовый

Минеральный состав: обломки: Pl+Qz+Ms+CZois+Amp+Cal, цемент: Pl+Amp+Chl. Структура от мелко- до средне-крупнозернистой, текстура слоистая (слева – в проходящем свете, справа – в скрещенных николях)

Некоторые породы сильно деформированы и смяты в складки (рисунок 4.1.5).

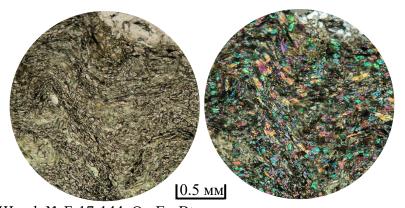


Рисунок 4.1.5. Шлиф № Б-17-144. Qz-Ep-Bt сланец

Минеральный состав: Qz+Ep+Bt+Chl+Pl. Структура гранонематобластовая, текстура полосчатая, катакластическая (слева – в проходящем свете, справа – в скрещенных николях)

Таким образом, в ходе изучения петрографического состава метаморфических пород установлено, что предсавлены метабазальтами с сохранившимися вулканическими структурами и ритмично-слоистыми метатерригенно-кремнистыми породами.

Таблица 4.1.1 – Петрографическое описание пород метаморфических комплексов восточной части Горного Алтая

<u>No</u>	Ассоциация	Название породы	Вторичные	Акцессорные	Структура	Текстура
Образца			минералы	минералы		
		Men	пабазальты			
Б-99-15-3	Amp+Pl	рассланцованный		рудный	нематобластовая	сланцеватая
	-	базальт				
Б-99-15-5	Amp+Pl+Ep	метабазальт		рудный	афировая	массивная
Б-99-18	Pl+Amp+CZois+Ep	метабазальт	метабазальт		порфиробластовая	сланцеватая
Б-09-116	Ep+Amp+Pl	метабазальт		рудный	афировая	полосчатая
Б-09-117	Amp+Pl+CZois	метабазальт		рудный	афировая	массивная
Б-09-122	Pl+Amp+Chl+Bt	метабазальт		рудный	афировая	массивная
Б-09-124	Ep+Amp(?)+Pl	метабазальт	Cal	Ttn	афировая	массивная
Б-12-51	OM: Pl+Chl+CZois	Pl-порфирит	Cal	рудный	порфировая	массивная
	Вкр: Pl+Amp+CZois+стекло					
Б-14-02.1	OM: Pl+Chl+Amp+Ep+CPx	Pl-Amp порфирит		рудный, Ttn	порфировая	массивная
	Вкр: Pl+Amp					
Б-14-02.3	OM:	21.11. The p 4.1. p. 11.			порфировая	массивная
	Вкр: Pl+Amp					
Б-14-08	Pl+Amp+Chl+Ep	метабазальт			афировая	массивная
Б-14-10	OM: Bt	Pl-порфирит	Cal	рудный	порфировая	массивная
	Вкр: Р1					
Б-15-113	Pl+Amp	метабазальт	Вt по Amp	рудный	афировая	массивная
Б-15-115	Вкр: Р1	Pl-порфирит	Cal	рудный	порфировая	массивная
	OM: Chl+Bt+Pl					
Б-15-116	Вкр: Р1	метабазальт			порфировидная	массивная
	OM: Pl+CZois+Chl+Amp+Bt					
Б-16-93.2	Pl+Amp+Ep+Bt	метабазальт	Cal	рудный	афировая	массивная
Б-16-95.1	Pl+Ep+Amp+Bt	метабазальт	Cal		афировая	массивная
Б-16-106	Ep+Chl+Amp	метабазальт		Ttn	афировая	массивная
Б-16-107	Pl+Amp+Chl	метабазальт		Ttn	афировая	массивная
Б-16-109	Pl+Ep+CZois+Chl	метабазальт	Cal	рудный	афировая	массивная
Б-16-114	Pl+Amp+Ep	метабазальт		Rt, Ttn	афировая	массивная
Б-17-118	Вкр: РІ+СРх	Pl-CPx порфирит	Amp, Cal	рудный	порфировая	массивная
	OM: Chl					
Б-17-120	Qz+Pl+Amp+Ep+Chl	метабазальт	Cal	рудный, Rt	афировая	массивная

Б-17-121	Qz+Pl+Amp+Ep+Chl	метабазальт		рудный, Rt	афировая	массивная
Б-17-125	Pl+Bt+Ep+Ms+Amp	метабазальт		рудный	афировая	массивная
Б-17-126	OM: Amp+CZois+Ep	Атр-порфирит		рудный	порфировая	массивная
	Вкр: Атр					
Б-17-128	Amp+Ep+Pl+Chl	метабазальт	Cal (?)	Rt, Ilm	афировая	сланцеватая
Б-17-142	OM: CZois+Chl+Ms	метабазальт			афировая	массивная
	Вкр: Р1					
Б-17-148	Qz+Pl+Amp+Ep+Chl	метабазальт	-	рудный, Ttn	афировая	массивная
Б-17-155	Amp+Pl+Bt+Ep+CPx	метабазальт		рудный, Ttn, Rt	афировая	массивная
Б-22-26	OM: Amp+Bt	Pl-порфирит	Cal, зона		порфировая	массивная
	Вкр: РІ+Ер	7	милонитиз			
			ации			
Б-22-109	Pl+Ep+Amp+CZois	метабазальт	Вt по Amp	рудный	порфировидная	массивная,
						катакластическа
						Я
Б-22-111	Pl+Amp+Ep+Chl	метабазальт	Вt по Amp	Ttn, рудный	афировая	массивная,
						волнистая
Б-23-41	Pl+CZois+Amp	метабазальт	Cal, Bt, Chl		афировая	сланцеватая
Б-23-42	Amp+Pl+Chl	метабазальт			афировая	сланцеватая
Б-23-43	Amp+Pl+Chl	метабазальт	Cal	Rut	афировая	сланцеватая
Б-23-44	Amp+Pl+Chl	метабазальт			афировая	сланцеватая
Б-23-45	OM: Amp+Pl+CZois	Pl-порфирит	Chl, Cal		порфировая	сланцеватая
	Вкр: РІ					
Б-23-46	OM: Pl+Amp+Chl+Bt	Pl-порфирит			порфировая	сланцеватая
	Вкр: Pl+Amp					
Б-23-86	Pl+Amp+Bt+Ep	метабазальт			афировая	полосчатая
Б-23-88	OM: Pl+Ep+Chl	мелабазальт			порфировая	массивная
	Вкр: СРх+Ер					
Б-23-89	Pl+CZois	метабазальт	Chl	рудный	афировая	массивная
Б-23-95	Amp+Pl	метабазальт		рудный	афировая	массивная
Б-23-96	Amp+Pl+Bt	амфиболит		рудный	нематогранобластовая	массивная
Б-23-97	Amp+Pl	амфиболит		рудный	нематогранобластовая	массивная
СК-38	OM: Chl+Amp	метабазальт	Атр по		порфировидная	массивная
	Вкр: РІ+СРх		CPx			
		Memame	рригенные по	роды <u></u>		
Б-12-45	Qz+Amp	Qz-Amp сланец	Qz жилы	Ap, Rt,	гранонематобластовая	сланцеватая,

				рудный		полосчатая
Б-12-48	Qz+Pl+Amp+Ms	Pl-Amp сланец	Chl, Cal	рудный	гранонематобластовая	полосчатая
Б-12-54	Qz+Pl+Grt+Amp+Chl+Bt	Qz-Pl-Chl-Bt сланец		Ар, рудный	гранонематолепидобластова я	сланцеватая
Б-14-02.2	Qz+Ep+Bt+Amp+Pl	Qz-Amp сланец	Cal		гранонематобластовая	сланцеватая
Б-14-03.4	Qz+Bt+Pl	Qz-Вt сланец	Qz жила	рудный	гранонематобластовая	сланцеватая
Б-14-04.1	Qz+Amp+Chl	метатурбидит	Cal	рудный, Ар	гранонематобластовая	сланцеватая, полосчатая
Б-14-05	Qz+Pl+Bt+Chl	метатурбидит		рудный	гранонематобластовая	сланцеватая
Б-14-06	Qz+Bt+Amp+CZois	метатурбидит		рудный	гранонематобластовая	сланцеватая
Б-14-07	Qz+Pl+Bt+Crd+Ms	Qz-Вt сланец		рудный	гранолепидобластовая	сланцеватая
Б-15-114	Qz+Bt+Amp+Cal и магматические реликты Amp и Pl Chl+Bt+Ep	метатурбидит			гранолепидобластовая	сланцеватая, полосчатая
Б-16-84	Qz+Pl+Bt+Chl+Ep	Qz-Bt сланец		рудный	гранолепидобластовая	сланцеватая
Б-16-89	Qz+Ms+Chl	Qz-Ms сланец	Cal	рудный	гранофибробластовая	сланцеватая
Б-16-96	Qz+Chl+Zois	метатурбидит	Cal		гранолепидобластовая	сланцеватая, полосчатая
Б-16-97	Qz+Chl+Ep+Bt	метатурбидит	Cal	рудный	гранолепидобластовая	сланцеватая, полосчатая
Б-16-98.1	Qz+Amp+CZois+Ep+Bt	метатурбидит	Cal		гранолепидобластовая	сланцеватая, полосчатая
Б-16-99	Qz+Amp+Ep	метатурбидит			гранонематобластовая	сланцеватая
Б-17-114	Qz+Pl+Ms+Chl	Qz-Ms сланец		рудный	гранолепидобластовая	сланцеватая
Б-17-115	Ep+Chl+CZois Qz+Amp+Grt+CPx	Qz-Amp-Ep-Chl сланец	-	Rt, Ttn	нематогранобластовая	сланцеватая
Б-17-123	Ep+Chl+Bt Oz+Pl	Qz-Ep-Bt сланец	Cal	рудный	нематогранобластовая	сланцеватая, полосчатая
Б-17-124	Ep+Chl Qz+Amp+Pl	Qz-Amp-Chl сланец	-	рудный, Rt	гранонематобластовая	полосчатая
Б-17-127	Qz+Bt+Amp+CZois+Chl	Qz-Вt сланец	Cal		гранолепидобластовая	сланцеватая
Б-17-129	Chl+Ep Qz+Amp+Pl	Qz-Amp-Ер сланец	Cal	рудный, Rt	гранонематобластовая	полосчатая, волнистая
Б-17-144	Ep+Bt+Chl Qz+Pl	Qz-Ер-Вt сланец	-	рудный	гранонематобластовая	полосчатая, катакластическа я

Б-17-145	Qz+Pl+Amp+CZois+Chl+Ep	Qz-Amp-Chl сланец			гранобластовая	сланцеватая, полосчатая
Б-17-146	Qz+Pl+Amp+Ep+Chl	Qz-Amp-Ер сланец	-	рудный, Rt	гранонематобластовая	катакластическа я
Б-17-147	Qz+CZois+Chl+Amp+Pl	Qz-CZois сланец		рудный	гранолепидобластовая	сланцеватая
Б-17-149	Chl+Ep	Qz-Amp-Chl сланец	-	Ttn, Ilm	гранонематобластовая	полосчатая,
	Qz+Amp+Pl	_			-	волнистая
Б-17-150	Ep+Chl	Qz-Amp-Chl сланец	-	-	гранонематобластовая	массивная
	Qz+Amp+Pl				•	
Б-17-151	Qz+Chl+Ms+Ep+Pl	Qz-Chl сланец	Cal	рудный	гранонематобластовая	сланцеватая
Б-17-153	Qz+Amp+Ep+Bt+Pl+Zois	Qz-Bt-Атр сланец	Cal	• •	гранолепидобластовая	сланцеватая
Б-22-22	Pl+Ep+CZois+Amp+Chl	Pl-Ep-Chl сланец			гранопорфиробластовая	сланцеватая,
	1	•				полосчатая
Б-22-25	Pl+Amp+CZois+Chl+Bt	Pl-Amp-CZois сланец			гранонематобластовая	сланцеватая,
	_					полосчатая
Б-22-103	Qz+Pl+Ms+Chl	Qz-Ms сланец	Cal	рудный	гранолепидобластовая	сланцеватая,
						полосчатая
Б-22-108	Qz+Pl+Bt+Chl	Qz-Вt сланец	Cal		гранолепидобластовая	сланцеватая,
						полосчатая
Б-23-85	Pl+Bt+Ep	Pl-Bt-сланец			гранолепидобластовая	сланцеватая
Б-23-92	Pl+Bt	Bt-Pl-сланец		рудный	гранолепидобластовая	сланцеватая
Б-23-93	Qz+Bt	Qz-Вt-сланец		рудный	гранолепидобластовая	сланцеватая,
						полосчатая
Б-23-94	Qz+Bt+Chl+Cord	Qz-Вt-сланец		рудный	гранолепидобластовая	сланцеватая,
						полосчатая
CK-37	Pl+Chl+CZois+Ep	метатурбидит		рудный	гранолепидобластовая	полосчатая
CK-39	Pl+Chl+CZois+Ep	метатурбидит		рудный	гранолепидобластовая	полосчатая
CK-40	Pl+Chl+CZois+Ep	метатурбидит		рудный	гранолепидобластовая	полосчатая
CK-44	Qz+Pl+Chl+CZois+Ep	метатурбидит		рудный	гранобластовая	полосчатая
CK-45	Qz+CZois+Ms	гнейс			гранобластовая	слабополосчатая
CK-46	Pl+Chl+CZois+Ep	метатурбидит		рудный	гранолепидобластовая	полосчатая
CK-47	Qz+Ms+Chl+Pl	гнейс	Cal		гранолепидобластовая	массивная
		Осадо	чные пород	bl		
Б-17-122	Обломки: Pl+Qz	метапесчаник	Ser по Pl	рудный	крупно-среднезернистая	массивная
	Цемент: Qz+Bt+Chl+Ep	олигомиктовый				
Б-22-23	Цемент: Ep+Qz+глинистое в-	песчаник	Cal	рудный	среднезернистая	массивная
	ВО	олигомиктовый				

	Обломки: Pl+Amp					
Б-22-101	Цемент: Ер+Qz	песчаник	Вt по Amp	рудный	среднезернистая	массивная
	Обломки: Amp+Pl	олигомиктовый				
Б-22-102	Цемент: Ep+Qz	песчаник	Вt по Amp	рудный	среднезернистая	массивная
	Обломки: Amp+Pl	олигомиктовый				
Б-22-104	Цемент: CZois+Chl	песчаник	Вt по Amp	рудный	брекчиевая	массивная
	Обломки: Pl+Amp	олигомиктовый				
Б-23-47	Цемент: Pl+Amp+Chl	песчаник полимиктовый			крупнозернистая	массивная
	Обломки: Cal+Amp+Qz+Bt					
Б-23-48	Цемент: Qz+Pl+Cal+Chl	песчаник полимиктовый			средне-крупнозернистая	массивная
	Обломки: Qz+Pl+Chl					
Б-23-49	Цемент: Bt+Chl	песчаник полимиктовый			мелкозернистая	массивная
	Обломки: Pl+Qz+Chl+Cal				_	
Б-23-50	Qz+Ms+Bt	метаалевролит	Qz-жила		алевритовая	сланцеватая
Б-23-52	Цемент: Qz+Chl+Ms	песчаник полимиктовый			мелкозернистая	слоистая
	Обломки: Qz+Pl+Chl+Cal					
Б-23-53	Цемент: Qz+Chl+Ms	песчаник		рудный	мелкозернистая	массивная
	Обломки: Qz+Pl	олигомиктовый				
Б-23-53/1	Qz+Chl+Ms+Cal+Pl	песчаник			разнозернистая	полосчатая
		метатурбидитовый				
Б-23-87	Qz+Bt+Pl	кремнистая порода	Ms-жила	рудный	гранолепидобластовая	массивная
Б-23-90	Pl+Cal+Chl+Ms+Qz	песчаник			среднезернистая	полосчатая
Б-23-98	Цемент: Chl+Ms+Qz	песчаник полимиктовый		рудный	среднезернистая	массивная
	Обломки: Qz+Pl+Bt					

4.2. Минералогия

Для определения особенностей минералогического состава метабазальтов и метатерригенно-кремнистых пород восточной части Горного Алтая и реконструкции РТ-условий их образования были проанализированы составы амфиболов, хлоритов, эпидотов и полевых шпатов, составляющих основной объем исследуемых пород.

Амфиболы. Результаты микрозондового анализа составов амфиболов из блоков и пластин метабазальтов и метаосадочных пород восточной части Горного Алтая приведены в таблицах 4.2.1-4.2.4 и 4.2.5-4.2.6 соответственно (приложение 1).

Изучение амфиболов из метабазальтов показало, что они по номенклатуре (Leake et al., 1997) они относятся к кальциевым амфиболам, и, как правило, их кристаллы являются зональными (рисунок 4.2.1). В этом случае составы их центральных частей по соотношению (Na+K+Ca) — (Al+Fe) отвечают тремолит-актинолитам (по соотношению FeO и MgO — актинолитам) и низкощелочным магнезиальным роговым обманкам (Na_B в диапазоне 0-0.19 ф.е; #Mg = 0.45-0.66), а краевых — высокощелочным магнезиальным роговым обманкам и паргаситам (Na_B = 0-0.06 ф.е; #Mg = 0.38-0.45). Амфиболы, представленные однородными по химическому составу кристаллами, являются магнезиальными роговыми обманками и паргаситами (Na_B = 0.028-0.056 ф.е; #Mg = 0.29-0.42) (рисунок 4.2.2, таблицы 4.2.1-4.2.4).

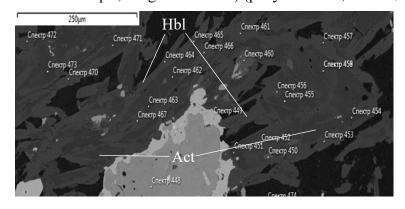


Рисунок 4.2.1. Зональность амфиболов из метабазальта № Б-17-128

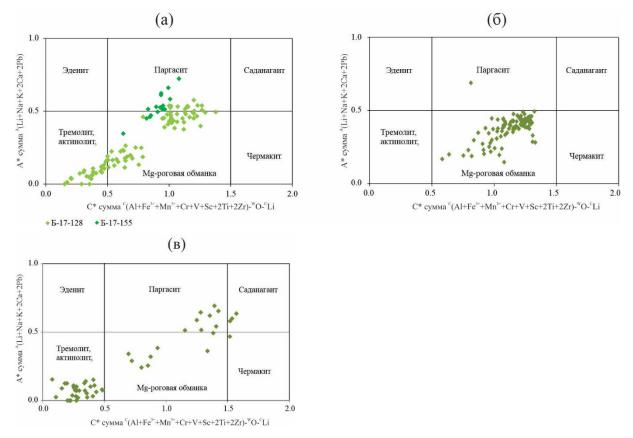


Рисунок 4.2.2. Диаграммы А*—С* (Hawthorne et al., 2012) с составами амфиболов из метабазальтов № Б-17-128 и Б-17-155 (а), № Б-99-15 (б) и № Б-23-97 (в) восточной части Горного Алтая

Изучение амфиболов из метатерригенно-кремнистых пород показало, что по номенклатуре (Leake et al., 1997) они также относятся к кальциевым амфиболам и являются зональными. При этом составы центральных частей кристаллов по соотношению (Na+K+Ca) - (Al+Fe) отвечают тремолит-актинолитам (по соотношению FeO и MgO — актинолитам) и низкощелочным магнезиальным роговым обманкам (Na_B в диапазоне 0.007-0.162 ф.е; #Mg = 0.57-0.75), а краевых — высокощелочным роговым обманкам и паргаситам (Na_B в диапазоне 0-0.425 ф.е; #Mg = 0.40-0.65) (рисунок 4.2.3, таблицы 4.2.5-4.2.6).

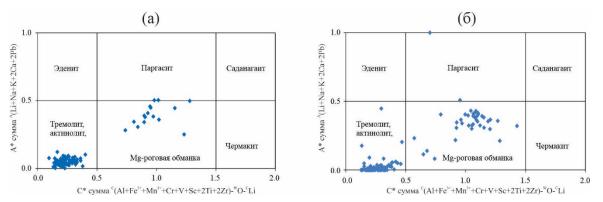


Рисунок 4.2.3. Диаграммы A^* — C^* (Hawthorne et al., 2012) с составами амфиболов из метатерригенно-кремнистых пород № Б-17-149 (а) и № Б-17-150 (б) восточной части ΓA

По соотношению (Na^++K^+) — $A1^T$ амфиболы из всех изученных метабазальтов и метаосадочных пород формируют два поля, различающиеся щелочностью и глиноземистостью и расположенные на высокотемпературном тренде. При этом амфиболы из центральных частей кристаллов располагаются в области низких температур, а амфиболы из краевых частей - в области высоких температур. Кроме того, актинолиты метабазальтов обладают повышенной щелочностью по сравнению с актинолитами метаосадочных пород (рисунок 4.2.4).

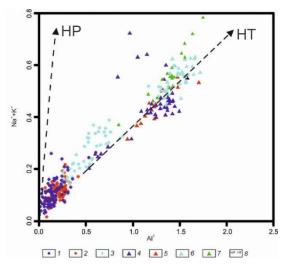
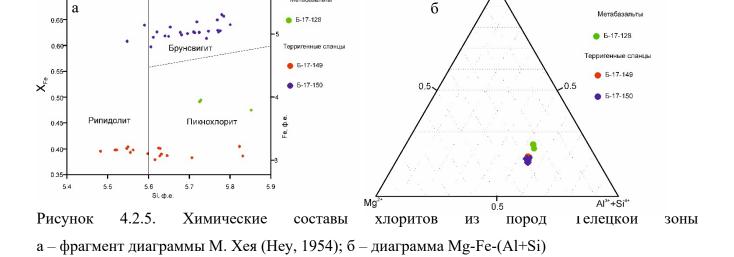


Рисунок 4.2.4. Соотношение (Na^++K^+) – Al^T в амфиболах из метаморфических пород восточной части ΓA . Линии трендов показаны по (Searle, Malpas, 1982)

1-3 — составы амфиболов из центральных частей кристаллов: 1 — в сланце № Б-17-150, 2 — в сланце № Б-17-149, 3 — в метабазальте № Б-17-128; 4-6 — составы амфиболов из краевых частей кристаллов: 4 — в сланце № Б-17-150, 5 — в сланце № Б-17-149, 6 — в метабазальте № Б-17-128; 7 — составы амфиболов из метабазальта № Б-17-155; 8 — тренды высокобарических (HP) и высокотемпературных (HT) метаморфических процессов

Хлориты. Результаты микрозондового анализа составов хлоритов из блоков и пластин метабазальтов и метатерригенно-кремнистых пород восточной части Горного Алтая приведены в таблицах 4.2.7-4.2.8 (приложение 2).

Изучение хлоритов из метабазальтов показало, что по номенклатуре (Hey, 1954) точки их химических составов попадают в поле пикнохлоритов ($X_{Fe} = 0.48$ -0.50) (рисунок 4.2.5 (а)). На тройной диаграмме Mg-Fe-(Al+Si) исследуемые хлориты слегка смещены в более железистую сторону относительно хлоритов из метаосадков (рисунок 4.2.5 (б)). Хлориты из метабазальтов содержат незначительную примесь марганца (MnO до 1.37 масс. %), кальция (СаО до 0.20 масс. %) и калия (K_2O до 0.26 масс. %).



Хлориты из терригенных сланцев по номенклатуре (Hey, 1954) попадают, в основном, в поля низкожелезистых ($X_{Fe} = 0.38\text{-}0.40$) рипидолитов, пикнохлоритов ($X_{Fe} = 0.48\text{-}0.50$) и брунсвигитов ($X_{Fe} = 0.60\text{-}0.66$) (рисунок 4.2.5). Хлориты из терригенных сланцев не содержат в своем составе примесь натрия, однако в брунсвигитах содержание Na₂O достигает 0.21 масс. %; содержание MnO в них варьирует слабее (до 0.39 масс. %); содержание CaO в брунсвигитах достигает 0.25 масс. %. Данные хлориты были образованы, вероятно, позже эпидота, о чем позволяет судить наличие кайм хлорита вокруг кристаллов эпидота (рисунок 4.2.6).

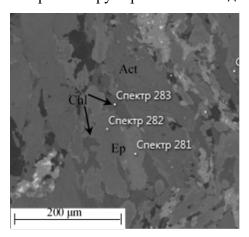


Рисунок 4.2.6. Каймы хлорита вокруг кристаллов эпидота в терригенном сланце № Б-17-149

Эпидоты. Результаты микрозондового анализа составов эпидотов из блоков и пластин метабазальтов и терригенных сланцев восточной части Горного Алтая приведены в таблице 4.2.9 (приложение 3).

Изучение эпидотов из метатерригенно-кремнистых пород и метабазальтов показало, что они характеризуются широким диапазоном содержаний FeO (6.07-14.93%) и Al₂O₃ (21.31-26.63%). Содержание оксидов Si и Ca в эпидотах находится примерно на одном уровне (36.80-39.85 масс. % и 20.97-24.46 масс. % соответственно).

Полевые шпаты. Результаты микрозондового анализа составов полевых шпатов из блоков и пластин метатерригенно-кремнистых пород восточной части Горного Алтая приведены в таблице 4.2.10 (приложение 4).

Изучение полевых шпатов из терригенных сланцев показало, что они представлены кислыми разностями: встречаются как практически «чистые» альбиты, содержащие незначительную примесь ортоклазового компонента (до $Or_{0.39}$), так и альбиты и олигоклазы с долей анортитового компонента до An_{29} . Содержание глинозема в полевых шпатах варьирует в пределах 18.30-24.11 масс. % (рисунок 4.2.7, таблица 4.2.10).

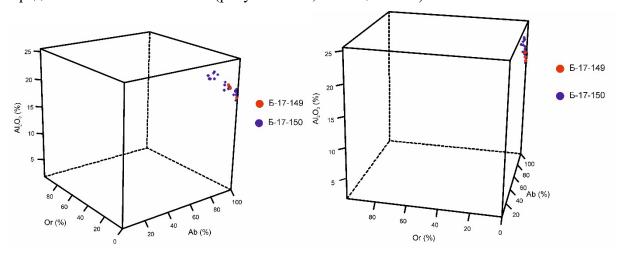


Рисунок 4.2.7. Химические составы (в координатах Ab-Or-Al₂O₃) полевых шпатов из метатерригенно-кремнистых пород восточной части Горного Алтая

Таким образом, в результате изучения минералогического состава метабазальтов и метатерригенно-кремнистых пород восточной части Горного Алтая установлено, что:

- 1. Амфиболы являются зональными и представлены актинолитами и низкощелочными магнезиальными роговыми обманками в центрах кристаллов и высокощелочными магнезиальными роговыми обманками и паргаситами на их перифериях. При этом по соотношению (Na+K)–Al_T амфиболы образуют высокотемпературный тренд. В единичном образце в центральной части кристаллов амфиболов выявлены реликты авгита;
- 2. Хлориты из метабазальтов являются пикнохлоритами, из терригенных сланцев низкожелезистыми рипидолитами, пикнохлоритами и брунсвигитами;
- 3. Эпидоты представлены практически однородными по химическому составу кристаллами, демонстрируя небольшие вариации составов в отношении содержаний FeO и Al₂O₃;
- 4. Полевые шпаты представлены альбитами, иногда с незначительной примесью ортоклазового компонента, а также олигоклазами с содержанием анортита до An₂₉.

На основе полученных данных о химических составах минералов произведены расчеты РТусловий образования пород восточной части Горного Алтая, рассмотренные в разделе 4.4.

4.3. Петрогеохимия

Для получения детальной характеристики петрохимических и геохимических особенностей метаморфических пород восточной части Горного Алтая было изучено 30 образцов метабазальтов и 41 образец метатерригенных пород, в том числе химические анализы 23 образцов взяты из литературных источников. В таблицах 4.3.1, 4.3.2 приведены результаты этих анализов.

На традиционной TAS-диаграмме (Le Maitre et al., 1989), построенной на соотношении SiO₂/(Na₂O+K₂O), метабазальты попадают, в основном, в поля базальтов, трахибазальтов и андезибазальтов. На диаграмме FeO*/MgO-TiO₂ большинство точек базальтовых лав согласуются, в целом, с трендом базальтов срединно-океанических хребтов и приурочены к полю данных по бассейну Вудларк (юго-запад Тихого океана). На тройной классификационной AFM диаграмме (Irvine, Baragar, 1971) исследуемые породы попадают в поля толеитовых базальтов.

При типизации базальтов по геодинамическим обстановкам их формирования на основе данных макроэлементного анализа выявлено, что на диаграмме в координатах Ti-V (Shervias, 1982) исследуемые базальты попадают в поля MORB и базальтов океанических островов, а на диаграмме TiO₂-K₂O составы базальтовых лав располагаются в областях пород (BABB+E-MORB), N-MORB и OIB, полностью перекрываясь полем данных по бассейну Вудларк (рисунок 4.3.1).

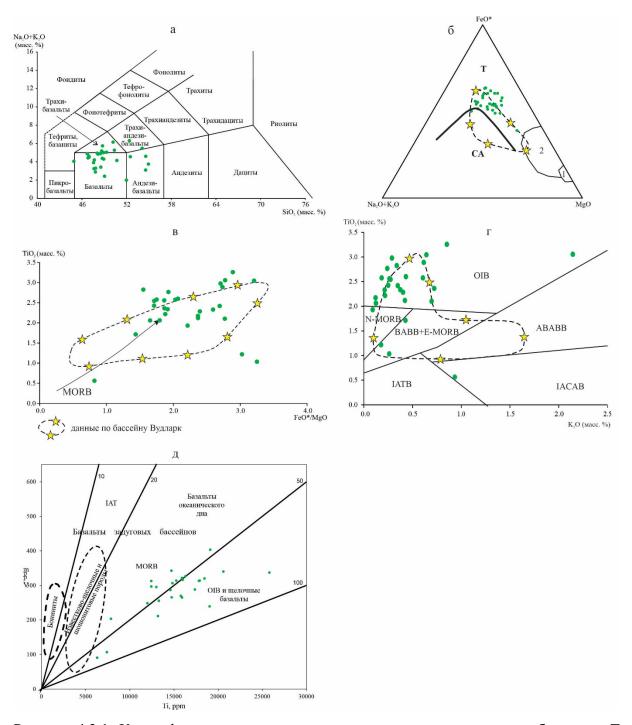


Рисунок 4.3.1. Классификационные петрохимические диаграммы для метабазальтов Телецкой зоны

а – TAS-диаграмма (Le Maitre R.W. et al., 1989), б – диаграмма (Na₂O+K₂O)-FeO*-MgO (Irvine, Baragar, 1971): 1 – тектонизированные «метаморфические» гипербазиты; 2 – основные и ультраосновные породы расслоенного комплекса; в – диаграмма FeO*/MgO–TiO₂ (Симонов, 1993; Зоненшайн и др., 1995; Симонов и др., 1999; Dril et al., 1997); г – диаграмма TiO₂-K₂O (Миронов, 1990; Симонов, 1993; Зоненшайн и др., 1995; Симонов и др., 1999; Добрецов и др., 2005; Dril et al., 1997); д – диаграмма Ti-V (Shervias, 1982) (цифры на прямых линиях обозначают котангенсы углов их наклона)

Метабазальты восточной части Горного Алтая характеризуются широким диапазоном значений магнезиальности (#Мg) при узком диапазоне содержаний SiO_2 : их магнезиальность варьирует от 0.37 до 0.71 при содержании SiO_2 от 44.56% до 54.05%. Концентрации MgO и Fe_2O_3 изменяются в широких интервалах значений: 3.52-10.72 и 8.81-18.49 масс. % соответственно. Содержания TiO_2 , P_2O_5 и Al_2O_3 , в целом, варьируют в интервалах 0.56-3.77, 0.10-0.89 и 11.96-18.92 масс. % соответственно. Концентрации V_2O_5 достигают значений в 0.07 масс. % (таблица 4.3.1).

Данные по содержанию редкоземельных элементов получены для 23 образцов метабазальтов, сохранивших первичные магматические структуры. По геохимическим показателям они являются океаническими и образуют четыре группы пород. Базальты первой из них демонстрируют слабонаклонные спектры распределения REE, слегка обогащенные LREE относительно HREE – $(\text{La/Yb})_N = 3.54$. На мультиэлементных диаграммах они образуют слабо отрицательные спектры, типичные для E-MORB (рисунок 4.3.2 (а, б)). Вторая группа представлена двумя базальтами, обладающими положительными спектрами распределения REE $((\text{La/Yb})_N = 0.87 \text{ и } 0.98)$ и Nb-Та-минимумами на спайдер-диаграмме, что характерно для надсубдукционных вулканитов (рисунок 4.3.2 (а, б)). У базальтов третьей группы более «крутые» спектры распределения REE с $(\text{La/Yb})_N = 7.33$ и хорошо выраженные на спайдер-диаграммах К-и Р-минимумы, характерные для OIB. В четвертую группу входит один базальт, обладающий практически плоскими редкоземельным $((\text{La/Yb})_N = 1.57)$ и мультиэлементным спектрами, характерными для OPB (рисунок 4.3.2 (в, г)).

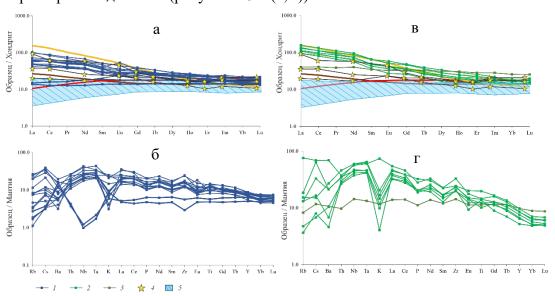


Рисунок 4.3.2. Нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (а, в) и нормированные по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы редких элементов (б, г) для метабазальтов восточной части Горного Алтая

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)

На построенных различных тройных и бинарных классификационных геодинамических диаграммах (Wood, 1980; Pearce, 1982; Pearce, Julian, 1983; Meschide, 1986) (рисунок 4.3.3) изучаемые базальты попадают в поля базальтов срединно-океанических хребтов, внутриплитных и островодужных базальтов.

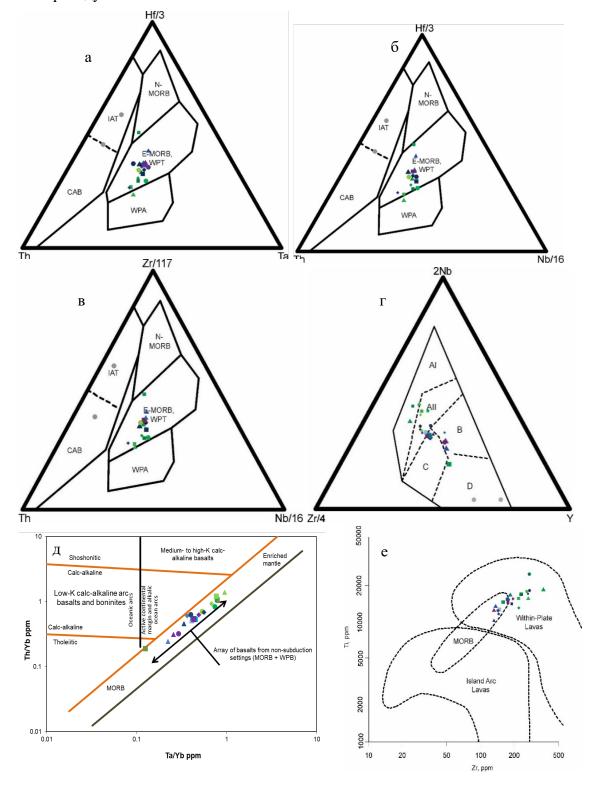


Рисунок 4.3.3. Тройные и бинарные классификационные геодинамические диаграммы а-в – Th-Hf/3-Ta, Th-Hf/3-Nb/16, Th-Zr/117-Nb/16 (Wood, 1980); г – Zr/4-2Nb-Y: AI – WPAB, AII – WPAB и WPT, В – E-MORB, С – WPT и IAB, D – N-MORB и IAB (Meschide, 1986); д – Ta/Yb-Th-Yb (Pearce, Julian, 1983); е – Zr-Ti (Pearce, 1982)

Однако можно заметить, что как на диаграммах рисунка 4.3.3, так и на диаграмме Zr-Y базальты находятся вблизи поля данных по базальтам, стеклам и расплавным включениям бассейна Вудларк, являющегося примером современного задугового бассейна, в котором совмещены базальты с геоохимическими характеристиками различных геодинамических обстановок, 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 ОІВ в области с плюмовым источником (рисунок 4.3.4).

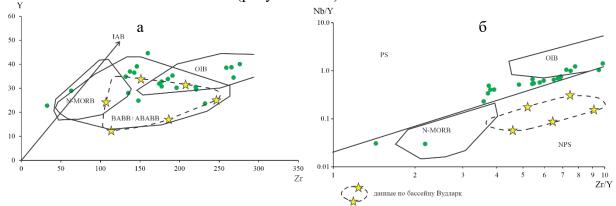


Рисунок 4.3.4. Диаграммы Zr-Y (а) (Альмухамедов и др., 1985; Зоненшайн и др., 1995; Симонов и др., 1999; Dril et al., 1997) и Zr/Y-Nb/Y (б) (Зоненшайн и др., 1995; Симонов и др., 1999; Dril et al., 1997; Condie, 2005): область пород с плюмовым источником (PS) и без плюмового источника (NPS)

Метатерригенно-кремнистые породы характеризуются широким диапазоном значений кремнекислотности (47.19-67.99 масс. %) при умеренных колебаниях содержаний Al_2O_3 (11.18-20.78 масс. %). Концентрации MgO и Fe_2O_3 варьируют в пределах 2.59-8.53 и 5.44-13.62 масс. % соответственно. Содержания TiO_2 изменяются от 0.55 до 2.34 масс. % (таблица 4.3.2).

Данные по содержанию редкоземельных элементов получены для 41 образца метапесчаников, парагнейсов и кристаллических сланцев Телецкого и Саратанского комплексов. По геохимическим показателям среди этих пород, в целом, можно выделить две группы. К первой из них, включающей в себя четыре пробы, относятся кварц-амфиболовые сланцы, образующие слабо отрицательные спектры распределения редкоземельных элементов с $(La/Yb)_N$ = 2.32-2.84, и песчаник с более «крутым» спектром $((La/Yb)_N)$ = 6.37. Породы данной группы не имеют выраженных Еи-аномалий, а на мультиэлементной диаграмме наблюдаются низкие

концентрации LILE, сильные K-минимумы, умеренные P-минимумы и отсутствие Ті-минимумов (рисунок 4.3.5).

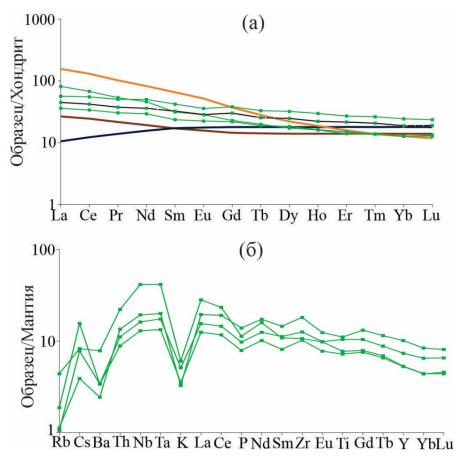


Рисунок 4.3.5. Нормированные (Sun, McDonough, 1989) по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (а) и нормированные по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы редких элементов (б) для (мета)терригенных пород восточной части Горного Алтая

Ко второй группе относятся метаосадочные породы Телецкого и Саратанского комплексов, обладающие спектрами распределения отрицательными редкоземельных элементов, нормированными по хондриту (Sun, McDonough, 1989), с (La/Yb) $_N = 6.50$ и 8.05 в среднем Также у них наблюдается сильная отрицательная соответственно. свидетельствующая о фракционировании плагиоклаза. На мультиэлементных диаграммах изучаемые породы демонстрируют различную степень дифференциации Rb, Cs, Ba, Th, K (гнейсы НКАМ-160 и НКАМ-162 и метапесчаники НКАМ-100, НКАМ-101, Б-22-101, 102, 104 обеднены К и LILE, что связано с отсутствием или незначительным содержанием в их составе биотита, накапливающего эти элементы) и отчетливо выраженные Nb-Ta-, P- и Ti-минимумы (рисунок 4.3.6, 4.3.7). По этим данным можно предположить, что изученные метаосадочные породы образованы в результате выветривания и диагенеза надсубдукционных магматических пород.

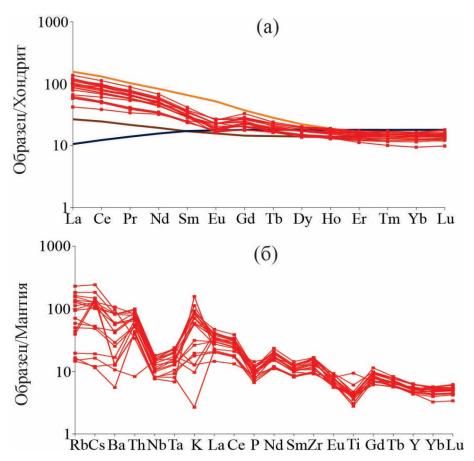


Рисунок 4.3.6. Нормированные (Sun, McDonough, 1989) по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (а) и нормированные по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы редких элементов (б) для (мета)терригенных пород Телецкого комплекса Горного Алтая

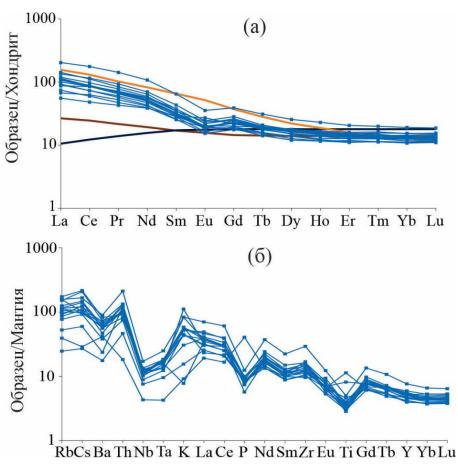
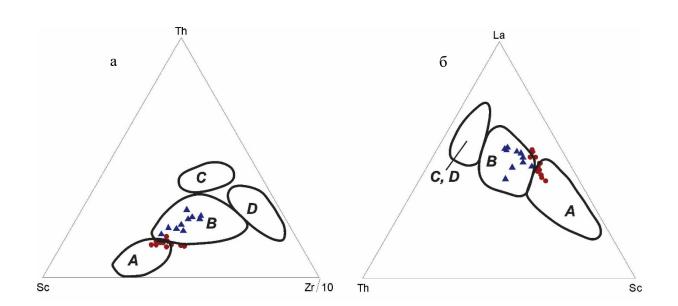


Рисунок 4.3.7. Нормированные (Sun, McDonough, 1989) по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (а) и нормированные по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы редких элементов (б) для метатерригенных пород Саратанского комплекса Горного Алтая

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 (рисунок 4.3.8).



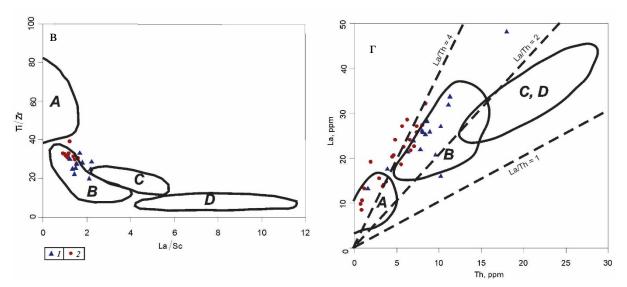


Рисунок 4.3.8. Диаграммы (Bhatia, Crook, 1986) для классификации тектонических обстановок накопления терригенных пород Телецкого и Саратанского комплексов Горного Алтая 1 — породы Телецкого комплекса, 2 — породы Саратанского комплекса. А — преддуговые бассейны и океанические островные дуги, В — задуговые бассейны и континентальные островные дуги, С — активные континентальные окраины

Полученные результаты макро- и микроэлементного анализа метабазальтов и метатерригенно-кремнистых пород позволяют утверждать, что базальты восточной части Горного Алтая являются толеитовыми базальтами задуговых бассейнов ВАВВ типа, а протолитом метаосадочных пород послужили продукты разрушения надсубдукционных магматических пород.

Таблица 4.3.1. Химические составы метабазальтов восточной части Горного Алтая

Компо-	22-27	23-46	23-44	23-42	23-43	16-107	16-93.2	15-113	23-45	12-y-2	16-109	9-122	22-26	9-116	15-116	15-115	16-95.1
нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	42.96	44.56	44.64	44.96	45.06	45.49	45.52	45.72	46.26	46.56	46.77	47.28	47.32	47.44	48.37	50.16	51.77
TiO ₂	3.05	2.58	2.76	2.54	2.56	2.82	2.28	3.26	2.42	2.12	2.36	1.71	2.89	2.22	2.34	3.77	2.10
Al ₂ O ₃	15.01	16.02	17.61	15.85	16.07	18.92	13.35	12.98	15.36	14.69	17.86	15.65	14.25	13.09	15.46	14.70	11.96
Fe ₂ O ₃	14.98	13.60	13.78	13.44	13.51	11.89	10.20	13.29	12.20	13.97	13.39	12.55	13.98	14.88	11.87	13.61	9.76
MnO	0.20	0.14	0.13	0.14	0.16	0.13	0.17	0.19	0.14	0.18	0.19	0.18	0.17	0.24	0.13	0.23	0.15
MgO	4.67	7.76	7.15	7.84	7.25	7.66	4.26	4.60	7.12	5.89	7.17	8.73	5.11	7.91	6.20	4.64	3.52
CaO	10.32	5.57	4.37	6.61	6.53	2.50	12.20	9.46	7.06	10.80	3.28	6.45	7.93	10.29	6.18	3.34	10.86
Na ₂ O	3.24	4.08	4.41	3.97	4.18	4.33	4.25	3.74	4.42	2.74	3.38	3.80	4.42	2.64	4.68	4.21	3.66
K_2O	0.64	0.18	0.24	0.27	0.26	0.34	0.40	0.85	0.25	0.42	0.72	0.43	0.62	0.22	0.37	0.13	0.70
P_2O_5	0.42	0.28	0.34	0.28	0.30	0.42	0.28	0.51	0.28	0.27	0.33	0.21	0.44	0.26	0.27	0.52	0.25
BaO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
SO_3	0.08	0.01	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.21	0.05	0.03	0.03	0.00	0.03	0.00	0.04	0.11	0.03
V_2O_5	0.07	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.00	0.05	0.00	0.05	0.06	0.04
Cr_2O_3	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01
NiO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
п.п.п.	3.73	5.13	4.11	3.83	3.76	4.54	6.45	4.14	4.38	2.54	4.29	2.95	2.50	1.24	3.08	4.45	4.48
Сумма	99.40	99.99	99.65	99.85	99.75	99.19	99.49	99.08	100.02	100.32	99.89	99.95	99.75	100.45	99.11	99.99	99.33
#Mg	0.38	0.53	0.51	0.54	0.52	0.56	0.45	0.41	0.54	0.46	0.51	0.58	0.42	0.51	0.51	0.40	0.42
Rb	12.76	4.89	2.92	5.34	4.76	8.29	н.а.	н.а.	5.06	н.а.	16.58	7.30	15.26	2.07	н.а.	н.а.	12.63
Cs	1.24	0.38	0.16	0.33	0.27	0.53	н.а.	н.а.	0.38	н.а.	1.08	0.68	1.19	0.23	н.а.	н.а.	0.92
Ba	135.47	63.39	38.01	40.79	37.44	47.39	н.а.	н.а.	41.90	н.а.	103.68	54.83	80.61	40.84	н.а.	н.а.	112.91
Th	2.24	1.55	1.40	1.40	1.40	2.54	н.а.	н.а.	1.40	н.а.	1.72	1.23	2.18	0.93	н.а.	н.а.	1.20
U	1.08	0.42	0.38	0.38	0.38	1.38	н.а.	н.а.	0.33	н.а.	0.53	0.33	0.86	0.44	н.а.	н.а.	0.38
Nb	30.31	19.74	18.55	17.47	17.64	33.39	н.а.	н.а.	17.61	н.а.	23.64	14.45	27.91	12.53	н.а.	н.а.	15.48
Ta	1.40	1.22	1.13	1.13	1.09	1.87	н.а.	н.а.	1.13	н.а.	1.37	0.90	1.79	0.84	н.а.	н.а.	1.00
La	15.08	13.23	14.64	14.31	14.33	22.10	н.а.	н.а.	13.99	н.а.	17.08	11.44	23.03	9.80	н.а.	н.а.	11.73
Ce	39.55	36.16	35.85	34.60	34.42	49.32	н.а.	н.а.	35.21	н.а.	40.57	26.60	53.48	24.31	н.а.	н.а.	29.22
Pr	5.54	5.05	4.94	4.81	4.65	6.31	н.а.	н.а.	4.80	н.а.	5.36	3.84	7.10	3.72	н.а.	н.а.	3.99
Sr	396	159	188	211	199	128	н.а.	н.а.	243	н.а.	254	361	173	153	н.а.	н.а.	370
Nd	25.6	23.0	22.0	21.7	21.4	26.2	н.а.	н.а.	21.8	н.а.	23.9	16.9	31.4	16.6	н.а.	н.а.	18.0
Hf	6.5	4.8	4.6	4.4	4.4	5.6	н.а.	н.а.	4.4	н.а.	4.6	3.7	6.3	4.0	н.а.	н.а.	3.6
Zr	276	196	185	177	174	232	H.a.	н.а.	177	н.а.	191	135	266	137	н.а.	н.а.	148
Sm	7.14	5.92	5.58	5.57	5.32	5.64	н.а.	н.а.	5.51	н.а.	5.97	3.84	7.76	4.32	н.а.	н.а.	4.41
Eu	1.90	1.29	1.40	1.88	1.67	1.58	н.а.	н.а.	1.56	н.а.	2.09	1.27	2.54	1.42	н.а.	н.а.	1.35
Gd	7.80	6.21	6.07	6.32	5.84	5.34	н.а.	н.а.	5.90	н.а.	6.42	4.79	8.01	6.36	н.а.	н.а.	5.09
Tb	1.26	0.98	0.98	0.98	0.90	0.76	н.а.	н.а.	0.94	н.а.	1.02	0.81	1.25	1.08	н.а.	н.а.	0.78
Y	40	30	34	33	32	24	н.а.	н.а.	31	н.а.	35	28	39	37	н.а.	н.а.	25
Yb	3.5	2.5	2.8	2.7	2.6	2.4	н.а.	н.а.	2.6	н.а.	3.2	2.7	3.2	3.8	н.а.	н.а.	2.2
Lu	0.53	0.36	0.39	0.39	0.39	0.37	н.а.	н.а.	0.39	н.а.	0.47	0.40	0.46	0.55	н.а.	н.а.	0.34
Dy	7.29	5.78	6.06	5.87	5.65	4.24	н.а.	н.а.	5.59	н.а.	6.11	4.90	7.17	6.20	н.а.	н.а.	4.75
Ho	1.50	1.18	1.18	1.18	1.13	0.87	н.а.	н.а.	1.13	н.а.	1.33	0.99	1.45	1.32	н.а.	н.а.	0.90
Er	3.95	3.05	3.29	3.19	3.05	2.43	н.а.	н.а.	3.00	н.а.	3.53	2.67	3.74	3.83	н.а.	н.а.	2.54
Tm	0.56	0.41	0.46	0.46	0.41	0.38	н.а.	н.а.	0.41	н.а.	0.53	0.43	0.51	0.61	н.а.	н.а.	0.36
$(La/Yb)_N$	3.06	3.80	3.75	3.74	3.96	6.63	н.а.	н.а.	3.80	н.а.	3.86	3.01	5.16	1.87	н.а.	н.а.	3.74

Таблица 4.3.1. Окончание

Компо-	14-02-1	17-128	23-95	23-89	23-97	17-120	23-86	17-121	17-142	СК-38	99-15-3	9-124	99-15-5
нент	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	46.14	46.92	47.63	48.19	48.24	48.30	48.37	49.70	50.27	50.90	53.43	53.47	54.05
TiO_2	2.98	2.42	2.06	2.17	2.06	2.58	3.06	2.60	1.93	2.33	1.22	0.56	1.03
Al_2O_3	14.94	13.50	13.81	17.56	13.78	15.44	15.37	14.93	17.31	18.55	15.51	11.14	14.05
Fe ₂ O ₃	14.40	15.75	14.61	11.04	13.35	12.27	12.35	11.60	9.42	10.07	11.78	8.81	13.49
MnO	0.19	0.42	0.21	0.21	0.22	0.20	0.31	0.22	0.07	0.19	0.26	0.15	0.22
MgO	5.32	5.85	8.13	4.66	8.08	6.04	4.45	5.60	4.25	3.88	3.89	10.72	4.15
CaO	8.22	9.60	9.45	6.32	9.90	7.64	7.43	8.84	11.21	4.53	7.05	9.95	7.52
Na ₂ O	3.77	3.50	3.16	5.55	3.27	4.33	3.78	3.63	1.83	5.92	5.23	2.09	3.42
K_2O	0.29	0.35	0.12	0.12	0.13	0.61	2.15	0.43	0.09	0.21	0.18	0.93	0.26
P_2O_5	0.43	0.24	0.23	0.44	0.23	0.43	0.59	0.40	0.24	0.51	0.14	0.14	0.10
BaO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.06	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01
SO_3	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.00	0.03
V_2O_5	0.06	0.06	0.06	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.00	0.07
Cr_2O_3	0.01	0.01	0.04	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01
NiO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
п.п.п.	2.42	1.02	0.60	3.40	0.81	1.47	2.01	1.36	2.93	2.38	0.69	2.47	0.85
Сумма	99.20	99.67	100.14	99.73	100.18	99.43	99.99	99.40	99.63	99.54	99.46	100.46	99.23
#Mg	0.42	0.42	0.52	0.46	0.55	0.49	0.42	0.49	0.47	0.36	0.40	0.71	0.38
Rb	3.01	5.25	1.08	2.32	0.71	9.69	48.27	8.28	2.24	н.а.	1.19	н.а.	1.73
Cs	0.22	0.37	0.11	0.26	0.11	0.48	2.21	1.06	0.25	н.а.	0.10	н.а.	0.12
Ba	72.42	74.61	28.42	32.19	42.79	188.35	483.01	147.38	22.05	н.а.	109.57	н.а.	87.40
Th	2.25	0.83	1.05	2.36	1.15	3.89	3.18	2.99	2.04	н.а.	0.31	н.а.	0.37
U	0.61	0.28	0.33	0.67	0.42	1.04	0.89	0.74	3.75	н.а.	0.23	н.а.	0.28
Nb	26.73	10.26	14.08	29.47	14.86	42.52	40.25	32.07	19.07	н.а.	0.87	н.а.	0.70
Ta	1.70	0.54	0.87	1.72	1.04	2.66	2.47	1.90	1.24	н.а.	0.09	н.а.	0.07
La	22.42	9.58	11.10	26.85	11.32	32.21	37.50	25.65	24.26	н.а.	3.53	н.а.	3.28
Ce	52.90	25.02	25.96	60.17	26.77	68.53	81.33	56.16	50.66	н.а.	9.65	н.а.	7.80
Pr	7.16	3.69	3.53	8.09	3.68	8.67	10.60	7.07	6.55	н.а.	1.54	н.а.	1.20
Sr	259	214	235	338	236	526	394	467	1018	н.а.	109	н.а.	82
Nd	31.0	18.8	16.4	34.5	16.9	34.9	44.6	29.4	26.5	н.а.	8.5	н.а.	6.0
Hf	6.2	4.3	3.4	5.5	3.6	6.0	8.5	5.4	3.6	н.а.	1.7	н.а.	1.1
Zr	259	160	132	221	143	268	368	220	146	н.а.	63	н.а.	33
Sm	7.61	5.33	4.45	7.49	4.69	7.24	10.10	6.58	6.13	н.а.	2.87	н.а.	2.10
Eu	2.53	1.90	1.61	2.38	1.55	2.41	2.97	2.09	3.08	н.а.	1.04	н.а.	0.80
Gd	7.62	6.91	5.49	7.13	5.70	7.55	9.49	6.68	6.92	н.а.	3.68	н.а.	2.83
Tb	1.23	1.23	0.90	0.96	0.94	1.12	1.38	1.02	1.05	н.а.	0.68	н.а.	0.53
Y	39	45	35	30	37	34	39	31	39	н.а.	29	н.а.	23
Yb	3.2	4.4	3.4	2.5	3.6	2.8	3.1	2.5	3.4	н.а.	2.9	н.а.	2.4
Lu	0.45	0.64	0.51	0.37 5.70	0.50	0.39	0.45	0.36	0.47	н.а.	0.44	н.а.	0.37
Dy	7.10	7.99	5.96		6.38	6.21	7.21	6.18	6.76	н.а.	4.48	н.а.	3.60
Ho Er	1.42 3.81	1.72 4.69	1.27	1.11 2.87	1.31 3.79	1.21 3.37	1.40	1.20 2.98	1.39 3.80	н.а.	0.99 2.90	н.а.	0.82 2.34
Er Tm	0.52	4.69 0.72	3.66 0.50	0.39	3.79 0.55	0.45	3.64 0.50	2.98 0.42	0.53	н.а.	2.90 0.46	н.а.	0.36
$(\text{La/Yb})_N$	5.03	1.57	2.35	7.59	2.27	8.23	8.76	7.42	5.12	н.а. н.а.	0.46	н.а.	0.36
(La/10)N	5.05	1.37	2.33	1.37	2.21	0.23	0.70	/ . +∠	3.14	н.а.	0.07	н.а.	0.70

Примечание. 1-17 — базальты Кабак-Тайгинского массива, 18-19, 23, 25-27, 29 — базальты Телецкого комплекса, 20-22, 24 — базальты Саратанского комплекса, 28, 30 — базальты Чульчинского комплекса. н.а. — не анализировался

Таблица 4.3.2. Химические составы метатерригенных пород восточной части Горного Алтая

Компо-	G10-	G10-	HKAM-	HKAM-	HKAM-	HKAM-	22.25	17 150	17 146	17 140	HKAM-	HKAM-	HKAM-	HKAM-	17 120	HKAM-
нент	1	2	162	53	160 5	54 6	22-25 7	17-150 8	17-146 9	17-149	58	167 12	59	166	17-129	100 16
G:O			3	4		-	,		-	10	11		13	14	15	
SiO ₂	52.40	53.69	64.62	65.78	65.79	66.44	47.19	48.12	48.57	49.81	52.98	55.67	56.77	56.82	58.03	59.30
TiO ₂	1.02 20.78	0.94	0.86	0.66 13.72	0.78 12.83	0.60	1.99 13.02	2.34	2.21 14.03	1.53	0.91 19.80	0.95 18.33	0.92 19.64	0.89 17.25	0.79 14.83	0.67
Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ *	10.52	19.74 10.18	13.04 7.19	7.45	6.42	13.01		13.87 11.18	13.62	14.35		9.38	9.76		7.78	12.56
MnO	0.33	0.31	0.13	0.27	0.42	7.24 0.35	11.93 0.22	0.21	0.18	10.91 0.17	10.25 0.38	9.38 0.08	0.36	8.41 0.12	0.23	6.56 0.12
	4.91	5.31	3.12	3.27	2.71	3.33	7.79	8.53	6.39	8.07	5.83	3.66	4.86	4.60	4.08	3.93
MgO CaO	1.85	1.63	7.81	4.23	8.71	3.33	12.82	9.70	8.70	9.41	2.10	3.96	1.54	3.56	8.16	6.21
Na ₂ O	2.39	2.05	1.64	1.64	1.16	1.30	2.16	3.24	3.78	3.32	2.88	3.87	1.90	2.82	1.91	2.67
K ₂ O	2.53	2.78	0.38	1.70	0.29	2.12	0.38	0.10	0.15	0.10	2.45	2.53	2.15	3.38	1.70	0.94
P ₂ O ₅	0.24	0.24	0.20	0.22	0.25	0.16	0.19	0.10	0.13	0.17	0.18	0.22	0.27	0.22	0.20	0.20
П.п.п.	1.73	1.80	0.53	1.06	0.66	1.20	1.96	2.19	1.66	2.27	1.15	0.53	1.35	0.66	2.21	6.82
Сумма	98.69	98.66	99.52	100.00	99.74	99.66	99.88	99.88	99.61	100.17	98.92	99.16	99.53	98.73	100.04	99.96
Sc	28	27	18	17	15	16	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	25	24	23	25	н.а.	17
V	192	178	139	102	127	103	232	272	299	191	162	177	170	148	106	90
Ċr	232	266	298	269	323	325	186	169	42	84	261	215	291	221	84	171
Co	36	41	19	23	16	22	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	43	25	34	27	н.а.	23
Ni	82	90	50	53	45	54	142	114	79	63	89	74	84	76	85	81
Rb	85	99	12	60	9	71	10	1	1	1	103	87	81	116	45	32
Sr	276	233	422	180	393	163	410	273	208	284	314	349	246	296	355	239
Y	28.3	24.0	23.0	23.9	21.4	21.0	20.1	46.0	33.4	24.0	28.0	24.6	27.8	22.6	25.7	21.8
Zr	185	175	187	127	152	120	103	202	141	114	172	173	180	161	146	102
Nb	12.4	12.8	9.5	8.1	10.8	7.5	10.5	13.7	11.5	9.2	12.4	10.9	11.5	10.2	9.0	7.0
Cs	3.5	4.1	0.6	3.3	0.4	4.0	0.5	0.1	0.5	0.2	4.7	4.1	3.2	5.9	1.6	1.6
Ba	572	583	117	402	90	416	74	17	24	24	390	749	590	578	309	176
La	32.30	27.40	27.20	18.70	24.20	22.60	9.94	13.37	10.63	8.56	27.20	22.80	25.90	21.90	24.22	20.40
Ce	68.50	59.40	56.10	41.60	49.20	49.00	23.43	33.79	25.77	20.69	60.10	54.50	55.30	46.90	50.14	43.20
Pr	8.38	7.19	7.00	5.38	6.27	6.07	3.22	4.78	3.57	2.89	7.11	6.35	6.80	6.11	5.96	5.36
Nd	31.60	27.00	26.30	20.30	23.30	22.90	14.94	23.34	16.85	13.70	26.40	23.40	25.80	22.30	24.23	20.60
Sm	6.35	5.45	5.20	4.53	4.67	4.65	3.81	6.43	4.96	3.60	5.45	4.90	5.31	4.72	4.49	4.35
Eu	1.49	1.30	1.33	1.09	1.19	1.07	1.34	2.08	1.65	1.30	1.32	1.01	1.30	1.12	1.29	1.09
Gd	6.76	5.82	4.87	4.71	4.20	4.26	4.07	7.83	6.19	4.49	5.63	4.55	5.51	4.19	5.16	4.75
Tb	0.89	0.76	0.73	0.69	0.65	0.62	0.65	1.23	0.95	0.71	0.84	0.73	0.83	0.70	0.67	0.61
Dy	5.12	4.40	4.28	4.40	3.83	3.81	3.72	8.14	6.29	4.65	4.97	4.35	4.96	4.29	4.37	3.73
Но	1.07	0.87	0.87	0.95	0.80	0.81	0.75	1.68	1.26	0.92	1.04	0.94	1.00	0.89	0.92	0.77
Er	2.85	2.40	2.32	2.65	2.13	2.24	1.86	4.47	3.57	2.48	2.70	2.61	2.70	2.52	2.48	2.18
Tm	0.43	0.38	0.37	0.43	0.34	0.36	0.26	0.67	0.53	0.35	0.42	0.40	0.42	0.40	0.39	0.33
Yb	2.79	2.49	2.32	2.76	2.36	2.42	1.60	4.13	3.20	2.16	2.75	2.62	2.71	2.62	2.45	2.17
Lu	0.46	0.39	0.37	0.44	0.37	0.37	0.25	0.60	0.48	0.34	0.41	0.40	0.40	0.41	0.38	0.34
Hf Ta	4.6	4.3	4.5	3.2	3.5	3.1	2.7	5.1	3.7	2.9	4.3	4.2	4.5	4.1	3.8	2.7
Ta	0.9	0.9	0.7	0.7	0.6	0.6	1.0	0.8	0.7	0.5	1.0	0.8	0.9	0.8	0.6	0.5
Th U	8.4 2.8	8.0 2.3	5.6 2.2	5.5 1.1	4.8 3.4	5.8	0.7 0.3	1.1	0.9 0.3	0.8 0.2	7.3 2.7	7.0	7.3 2.2	6.6	6.5 2.2	4.4 1.7
_		-				1.0		0.4				1.4		1.6		
(La/Yb) _N	8.30	7.89	8.41	4.86	7.36	6.70	4.46	2.32	2.38	2.84	7.09	6.24	6.86	6.00	7.09	6.74

Таблица 4.3.2. Продолжение

					HKAM-		HKAM-			HKAM-	HKAM-			HKAM-		
Компо-	17-122	22-102	22-104	22-101	101	22-23	161	12-45	15-117	68	77	23-48	23-49	78	14-03-3	23-52
нент	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	50.12	52.80	52.98	53.43	56.86	59.22	60.26	59.70	53.65	55.86	56.74	59.78	59.94	60.00	60.40	61.48
TiO ₂	1.27	0.83	0.86	0.84	0.88	1.67	0.93	0.71	2.17	1.08	0.80	0.75	0.95	0.65	0.55	0.75
Al_2O_3	17.65	14.54	14.48	14.57	14.40	14.40	16.28	16.44	15.75	16.93	17.57	16.10	15.76	12.48	11.18	14.30
Fe ₂ O ₃ *	10.16	9.24	8.70	9.08	8.42	7.41	7.83	8.29	11.29	9.79	8.56	6.55	7.87	6.43	5.83	6.65
MnO	0.13	0.26	0.21	0.26	0.16	0.21	0.12	0.11	0.11	0.08	0.08	0.04	0.08	0.18	0.21	0.11
MgO	6.12	8.07	7.46	8.16	4.22	3.54	3.57	4.45	3.82	5.10	5.39	4.91	2.59	4.11	3.46	3.73
CaO	4.97	6.59	7.07	6.57	2.16	7.29	5.69	0.41	4.56	0.86	0.78	0.51	4.00	4.42	8.76	3.39
Na ₂ O	1.61	2.61	2.69	2.67	3.78	5.65	2.02	2.23	3.57	2.63	3.41	3.38	3.36	2.78	1.46	1.93
K ₂ O	4.61	0.51	0.08	0.57	0.79	0.18	1.77	3.21	1.97	2.50	1.74	1.95	1.17	1.36	2.06	2.37
P ₂ O ₅	0.30	0.14	0.16	0.15	0.22	0.25	0.25	0.17	0.54	0.27	0.20	0.18	0.21	0.18	0.12	0.17
П.п.п.	2.82	4.05	5.16	3.62	7.86	1.65	0.43	3.31	1.91	4.13	4.13	3.52	3.71	6.77	5.96	4.57
Сумма	100.11	99.83	100.13	100.11	99.73	100.07	99.16	99.16	99.48	99.23	99.41	97.82	99.73	99.36	100.07	99.61
Sc	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	17	н.а.	21	н.а.	н.а.	23	23	н.а.	н.а.	13	н.а.	н.а.
V	198	168	164	180	103	184	141	106	225	178	140	114	174	79	83	118
Cr	52	351	312	350	219	51	284	98	148	564	189	120	31	186	52	104
Co Ni	н.а. 66	н.а.	н.а.	н.а. 171	21 81	н.а.	21 59	н.а.	н.а.	25 154	30	н.а. 218	н.а. 79	16 70	н.а.	н.а.
Rb	146	177 25	155 10	171 28	37	54 3	62	117 110	48	100	126 80	218	69	49	55	118 96
Sr	306	606	446	592	196	344	442	43	н.а.	53	86	441	89	91	н.а. н.а.	255
Y	29	20.7	21.1	21.1	190	24.1	23.9	23.6	н.а. н.а.	34.7	23.0	26.9	19.2	18.0	н.а.	24.8
Zr	137	106	111	108	134	119	177	125	н.а.	328	161	107	133	118	н.а.	152
Nb	5.4	5.6	5.8	5.8	7.5	29.5	11.0	8.2	н.а.	12.2	9.6	3.1	9.1	6.3	н.а.	8.9
Cs	7.7	4.4	0.4	4.8	1.7	0.3	3.9	6.9	н.а.	5.3	4.7	0.9	3.4	3.0	н.а.	6.6
Ba	668	89	39	88	202	55	290	574	н.а.	625	422	291	393	266	н.а.	508
La	15.61	13.76	14.81	14.14	20.70	19.29	28.70	21.93	н.а.	48.2	28.2	13.2	23.8	21.4	н.а.	25.3
Ce	37.06	30.09	31.64	31.03	43.90	41.37	57.40	44.60	н.а.	108.00	59.60	29.48	52.18	44.90	н.а.	52.61
Pr	5.10	3.65	3.91	3.79	5.56	5.08	7.42	5.74	н.а.	13.50	7.40	4.07	6.16	5.42	н.а.	6.21
Nd	22.44	15.47	16.21	15.70	21.00	21.48	28.10	22.00	н.а.	50.30	27.50	18.05	23.29	20.10	н.а.	24.35
Sm	5.67	3.62	3.77	3.59	4.41	4.80	5.70	4.49	н.а.	9.90	5.37	4.41	4.38	3.93	н.а.	4.94
Eu	1.55	1.02	0.95	1.01	0.93	1.64	1.53	1.18	н.а.	2.06	1.13	1.57	1.12	0.89	н.а.	1.16
Gd	5.85	3.64	3.70	3.70	4.91	4.70	5.40	4.12	н.а.	8.02	4.77	4.41	3.74	3.62	н.а.	4.58
Tb	0.85	0.62	0.61	0.61	0.63	0.74	0.79	0.72	н.а.	1.16	0.72	0.74	0.53	0.57	н.а.	0.70
Dy	4.90	3.47	3.74	3.49	3.68	4.38	4.70	4.37	н.а.	6.49	4.09	4.52	3.05	3.22	н.а.	4.19
Но	0.99	0.76	0.75	0.76	0.73	0.91	0.92	0.93	н.а.	1.30	0.84	0.94	0.65	0.66	н.а.	0.86
Er	2.78	2.04	2.15	2.03	1.99	2.32	2.49	2.50	н.а.	3.40	2.31	2.63	1.96	1.83	н.а.	2.38
Tm	0.39	0.31	0.31	0.31	0.30	0.35	0.37	0.40	н.а.	0.51	0.36	0.41	0.29	0.29	н.а.	0.37
Yb	2.58	2.08	2.10	2.06	1.95	2.17	2.32	2.61	н.а.	3.24	2.44	2.60	1.83	1.90	н.а.	2.34
Lu	0.38	0.33	0.32	0.33	0.31	0.32	0.36	0.39	н.а.	0.48	0.38	0.39	0.28	0.30	н.а.	0.36
Hf	3.3	2.8	2.9	2.8	3.4	3.0	4.3	3.6	н.а.	7.9	3.9	2.9	3.6	2.8	н.а.	4.1
Ta	0.3	0.4	0.3	0.4	0.5	1.7	0.8	0.6	н.а.	1.0	0.7	0.2	0.6	0.5	н.а.	0.7
Th	2.9	3.3	3.7	3.4	4.6	1.9	6.2	7.8	н.а.	18.0	8.6	1.6	7.0	6.3	н.а.	8.4
U (La/VII)	0.8	1.1	1.2	1.2	1.4	0.6	1.9	1.7	н.а.	3.2	1.9	1.0	1.4	1.3	н.а.	1.8
(La/Yb) _N	4.34	4.75	5.06	4.91	7.61	6.37	8.87	6.02	н.а.	10.67	8.29	3.63	9.32	8.08	н.а.	7.76

Таблица 4.3.2. Окончание

7.0		HKAM-	HKAM-	HKAM-	HKAM-	HKAM-	HKAM-		
Компо-	23-98	70	72	79	74	75	69	120	23-53
нент	33	34	35	36	37	38	39	40	41
SiO ₂	62.01	62.88	63.24	64.38	64.91	66.45	67.08	67.40	67.99
TiO ₂	0.84	0.75	0.73	0.70	0.67	0.67	0.62	0.65	0.75
Al_2O_3	14.43	13.95	13.39	14.33	13.37	12.91	12.64	13.10	12.23
Fe ₂ O ₃ *	6.93	7.56	6.25	6.97	6.15	6.87	5.44	5.90	6.25
MnO	0.09	0.08	0.12	0.07	0.08	0.10	0.07	0.08	0.10
MgO	4.26	4.28	4.19	4.39	4.22	4.05	3.81	3.76	3.92
CaO	2.74	1.15	2.27	0.82	2.09	1.37	2.29	1.49	1.95
Na ₂ O	2.88	2.86	2.49	2.54	2.60	2.71	3.21	3.63	3.56
K_2O	1.50	1.62	1.75	1.73	1.74	1.34	1.30	0.92	0.45
P_2O_5	0.20	0.19	0.19	0.18	0.17	0.17	0.17	0.16	0.16
П.п.п.	4.00	3.84	5.03	3.76	2.85	2.44	2.35	2.92	2.56
Сумма	100.05	99.18	99.64	99.88	98.85	99.08	98.97	100.01	100.03
Sc	н.а.	15	12	18	14	14	17	12	н.а.
V	132	110	110	126	107	106	101	87	122
Cr	169	336	327	222	261	251	266	156	209
Co	H.a.	20	18	23	19	20	36	23	H.a.
Ni	101	120	125	102	102	101	128	73	179
Rb	54	63	69	74	72	58	100	33	15.6
Sr	362	55	59	62	195	71	454	122	357
Y	25.6	23.2	18.3	21.0	22.8	21.4	20.3	24.5	20.9
Zr	174	182	176	189	143	159	135	137	115
Nb	9.0	8.2	8.3	8.6	7.7	7.9	7.2	7.8	5.4
Cs	3.5	3.2	3.1	4.5	3.9	4.0	3.3	1.9	0.9
Ba	500	402	419	391	485	327	458	165	123
La	33.7	31.9	16.0	25.9	25.8	20.7	26.1	27.1	17.6
Ce	68.34	70.40	38.30	52.90	53.00	51.90	54.20	53.50	36.58
Pr	7.96	8.85	4.99	6.77	6.50	6.80	6.51	6.59	4.47
Nd	30.00	32.70	19.50	24.60	23.80	26.50	23.60	25.90	18.42
Sm	5.72	6.62	4.28	4.94	4.88	5.74	4.68	5.29	3.89
Eu	1.27	1.41	0.95	1.05	1.10	1.28	1.12	1.38	1.11
Gd	5.15	5.81	4.03	5.09	4.70	5.37	4.57	5.07	3.83
Tb	0.73	0.78	0.59	0.65	0.68	0.74	0.66	0.72	0.57
Dy	4.33	4.45	3.50	3.90	4.13	4.25	3.81	4.36	3.56
Но	0.89	0.90	0.69	0.79	0.84	0.82	0.78	0.88	0.72
Er	2.53	2.43	1.87	2.19	2.20	2.29	2.08	2.54	2.11
Tm	0.38	0.36	0.29	0.33	0.33	0.33	0.32	0.34	0.32
Yb	2.29	2.24	1.86	2.14	2.14	2.22	2.11	2.19	1.99
Lu	0.34	0.33	0.29	0.33	0.31	0.32	0.31	0.35	0.30
Hf	4.7	4.8	4.6	4.9	3.7	4.2	3.6	4.0	3.1
Ta	0.7	0.8	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.4
Th	11.3	11.1	10.2	8.9	8.1	9.6	8.0	10.2	3.9
U	2.3	2.3	1.9	1.8	1.6	1.8	2.1	2.5	1.0
(La/Yb) _N	10.55	10.22	6.17	8.68	8.65	6.69	8.87	8.88	6.33

Примечание. 1-22 — породы Телецкого комплекса (1-6 — биотитовые и эпидот-роговообманковые гнейсы, 7-16 — биотитовые и кварц-амфиболовые сланцы, 17-23 — метапесчаники), 24-41 — породы Саратанского комплекса (24 — кварц-амфиболовый сланец, 25-41 — метапесчаники). Анализы 1-6, 11-14, 16, 21, 23, 26-27, 30, 34-39 заимствованы из (Chen et al., 2016), анализ 40 — из (Гусев, Шокальский, 2010). Fe_2O_3* — суммарное железо в форме Fe_2O_3 . н.а. — не анализировался

4.4. Минеральная термобарометрия

В процессе исследования установлено, что в пределах восточной части Горного Алтая широко развиты тектонические пластины метабазальтов с первичными магматическими структурами и метатерригенных пород. Последние образованы в результате метаморфизма продуктов разрушения пород островной дуги и состоят преимущественно из кварца, амфибола и плагиоклаза. Для минеральной термобарометрии были выбраны именно такие сланцы как наиболее информативные.

Исследования составов амфиболов из метатерригенных пород показали преобладание кальциевых амфиболов с ясно выраженной зональностью по химическому составу и кислых плагиоклазов с долей анортитового компонента до An₂₉, что позволило оценить температуры и давления процессов формирования терригенных сланцев.

Одним из вопросов при оценке P-T параметров является определение того, находятся ли исследуемые минералы в едином парагенезисе. Так для терригенных сланцев равновесной ассоциацией по петрографическим данным выбрана пара «роговая обманка-плагиоклаз», а не «актинолит-плагиоклаз». Это обусловлено тем, что актинолит формирует центры кристаллов, не находящиеся на контакте с плагиоклазом. Термобарометрия, основанная на химическом составе лишь одного амфибола (Ridolfi et al., 2010; Putirka, 2016; Mutch, 2016; и др.), также не проводилась, потому что актинолиты по этому критерию не отвечают условиям калибровки. Таким образом, расчеты по минералогическим термометрам и барометрам для актинолитов не осуществлялись как заведомо некорректные.

Согласно данным (Graham, 1974) образование кайм и нарастаний роговой обманки вокруг актинолитовых ядер в амфиболовых порфиробластах интерпретируется как реакционная текстура, в которой актинолит может представлять реликты более ранней низкотемпературной стадии метаморфизма. Появление пар «роговая обманка-актинолит» может свидетельствовать о недостижении химического равновесия в результате медленного и неполного уравновешивания низкотемпературных актинолитов во время проградного метаморфизма. Считается, что составы внешних кайм роговой обманки приближаются к равновесным составам амфиболов (в равновесии с соседними фазами) в этих ассоциациях. Эти особенности могут свидетельствовать о низких скоростях минеральных реакций, связанных с превращением известковых амфиболов, в небольшом диапазоне повышения степени метаморфизма. Для установления температуры формирования актинолитовых ядер использовались литературные οб экспериментальных исследованиях синтеза актинолитов и перехода «лавсонит-эпидот».

Hellner E. и Schurmann K. (1966) проводили синтез амфиболов тремолитферроактинолитового состава при температуре от 300°C до 650°C при давлении 1 кбар с использованием автоклавов. Фугитивность кислорода в автоклавах не была точно определена и оценивалась ниже, чем определена фаялит-магнетит-кварцевый буфером (FMQ). В своих исследованиях авторы делали акцент на определении верхней границы устойчивости Fe-Mg-актинолита и установили, что этот минерал устойчив до 570°С при 1 кбар.

В том же году Ernst W.G. (1966) сообщил результаты экспериментов для ферротремолита. Его исследование было сосредоточено на изучении стабильности ферроактинолита в интервале температур и давлений, используя метод обратных реакций. В своей работе автор уделил большое внимание определению фугитивности кислорода с помощью различных буферных комплексов (железо-магнетитовый, FMQ). В результате Ernst определил верхнюю температурную границу стабильности ферроактинолита на 460°C при 1 кбар.

Дальнейшие исследования в этой области поставили под сомнение достоверность результатов (Ernst, 1966). Эксперименты с грюнеритом, проведенные Forbes (1977) и Lattard, Evans (1992), показали, что верхняя температурная граница стабильности грюнерита выше, чем у ферроактинолита (рисунок 4.4.1). Это наблюдение в сочетании с анализом по Скрейнемакерсу инвариантно-точечной ассоциации ферроактинолит+грюнерит+фаялит+геденбергит+кварц+ вода в системе CaO-FeO-SiO₂-H₂O на плоскости РТ позволяет предположить, что граница ферроактинолита, изученная (Ernst, 1966) может быть метастабильной по отношению к реакциям с участием грюнерита.

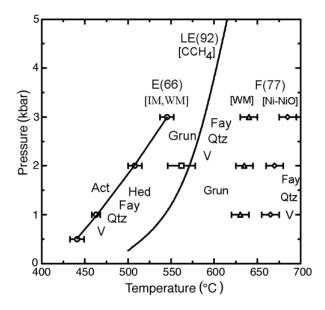


Рисунок 4.4.1. Экспериментальные данные о верхней температурной границе стабильности ферроактинолита и грюнерита

Буферы: ІМ - железо-магнетитовый, WM - вюстит-магнетитовый, ССН₄ - графит-метановый; источники: E(66) - Ernst, 1966; LE (92) - Lattard, Evans, 1992; F (77) - Forbes, 1977

Jenkins D.M. и Bozhilov K.N. (2003) проводили эксперименты с синтезом амфибола, богатого ферроактинолитом, при температурах 400-600°С и давлении 2-10 кбар с объемным содержанием кальция 1.6-2 ф.е., используя Ni-NiO и железо-магнетитовый буферы (рисунок 4.4.2).

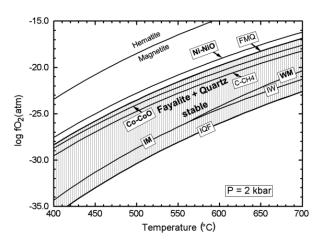


Рисунок 4.4.2. График $\lg(f_{O_2})$ -Т при давлении 2 кбар для различных кислородных буферов. Жирным выделены буферы, используемые в работе (Jenkins, Bozhilov, 2003). Кривые построены с использованием данных (Chou, 1978; Chou, 1987)

В процессе экспериментов наибольшие выходы актинолита были получены при температуре 425°С и давлении до 3 кбар. При больших температурах зародышеобразование происходило в очень небольших количествах, а при температуре 500°С - не наблюдалось. Повышение давления до значений, больших 3 кбар, способствовало образованию грюнерита. Также стоит отметить, что образование «чистого» ферроактинолита ни разу не было полученовсегда вместе с амфиболом образовывался геденбергит, что свидетельствует о высокой доле кальция в исходной смеси. Снижение содержания кальция приводило к образованию грюнерита с одновременным уменьшением доли пироксена.

Проведение нижней температурной границы формирования терригенных сланцев основано на результатах новейших термобарометрических исследований метабазальтов из пенсантайской толщи, расположенной в зоне перехода «океан-континент» на Западной Камчатке (Бадрединов и др., 2020). Авторы установили, что ассоциация альбит+лавсонит+кварц+мусковит+хлорит остается устойчивой при температуре до 370°С при давлении от 3 до 8 кбар. При температуре выше 370°С лавсонит исчезает из ассоциации, замещаясь эпидотом. При варьировании давлений от 3,2 до 3,8 кбар и температур от 310 до 370°С существует область, в которой устойчивы лавсонит с эпидотом. Подобная область имеется и на РТ-диаграмме для метабазальта из Новозеландского комплекса Chrystalls Beach (Fagereng, Cooper, 2010), но она занимает немного другое место, что связано с разными методиками расчета РТ-параметров (рисунок 4.4.3). Таким образом, наличие эпидота и отсутствие лавсонита в ассоциации с актинолитом в изучаемых терригенных сланцах позволяет предполагать, что они были сформированы при температурах от ≈370 до ≈500°С и давлении до ≈3 кбар.

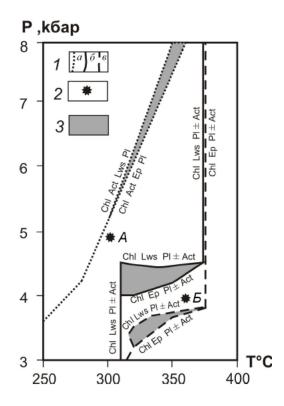


Рисунок 4.4.3. РТ-диаграмма области стабильности лавсонита по данным расчетов программы «Селектор С» и «PERPLEX»

1 - линии разграничения областей стабильности лавсонита и эпидота: а - для метабазальта по данным (Fagereng, Cooper, 2010); б, в - для метабазальтов по данным (Бадрединов и др., 2020); 2 - точки пиковых значении Т и Р: А - для метабазальтов комплекса Chrystalls Beach; Б - для метапород пенсантайнской толщи; 3 - поле стабильности эпидот-лавсонитового парагенезиса.

Для определения термобарометрических условий формирования роговых обманок из периферических частей кристаллов использовались плагиоклаз-роговообманковые термометры (Blundy, Holland, 1990; Holland, Blundy, 1994). В основу вычислений положено допущение, что любая пара минералов «роговая обманка-плагиоклаз» находится в термодинамическом равновесии вне зависимости от наличия непосредственного контакта этих фаз. Расчеты по термометрам Blundy и Holland демонстрируют относительно высокие параметры формирования роговых обманок (563-715°C) (Таблица 4.4.1).

Таблица 4.4.1 — Результаты расчетов температуры формирования роговых обманок из терригенных сланцев Телецкой зоны

№ образца	Парагенезис	Температура, °С	Термометр
Б-17-150	Hbl-Pl	563-715	Blundy, Holland, 1990.
			Callibration by (Ague, 1997)
Б-17-150	Hbl-Pl	614-670	Holland, Blundy, 1994

Расчеты по минералогическим барометрам (Schmidt, 1992; Ague, 1997) показали низкиеумеренные параметры процессов образования роговых обманок (3.70-7.94 кбар). Использование более современного минералогического барометра (Mutch, 2016) привело примерно к таким же результатам (3.01-6.32 кбар) (Таблица 4.4.2).

Таблица 4.4.2 – Результаты расчетов давления формирования роговых обманок из терригенных сланцев Телецкой зоны

№ образца	Минерал	Давление, кбар	Барометр
Б-17-149	Hbl	3.85-7.61	Schmidt, 1992
Б-17-149	Hbl	3.70-6.50	Ague, 1997. Callibration by (Schmidt, 1992)
Б-17-149	Hbl	3.01-6.10	Mutch, 2016
Б-17-150	Hbl	4.55-7.94	Schmidt, 1992
Б-17-150	Hbl	4.23-6.74	Ague, 1997. Callibration by (Schmidt, 1992)
Б-17-150	Hbl	3.57-6.32	Mutch, 2016

На рисунке 4.4.4 приведена зависимость давления от содержания Al^T в роговых обманках из терригенных сланцев. Установлено, что увеличение содержания Al^{IV} в магнезиальных роговых обманках сопровождается закономерным возрастанием давления.

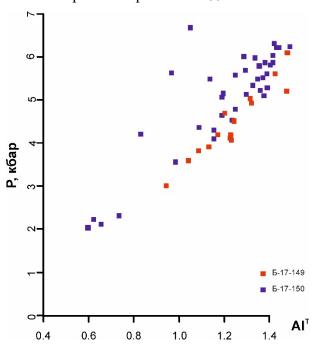


Рисунок 4.4.4. Соотношение давления и содержания Al^T в роговых обманках из терригенных сланцев Телецкого метаморфического комплекса. Расчет давления осуществлялся с помощью барометра (Mutch, 2016); содержание Al^T определялось по методу катионов

Еще одним из распространенных минералов в исследуемых терригенных сланцах является

хлорит. В результате изучения химического состава хлоритов установлено, что они представлены низкожелезистыми рипидолитами, пикнохлоритами и брунсвигитами. Для определения температур формирования хлоритов были использованы термометры (Cathelineau, 1988; Jowett, 1991). Результаты расчетов демонстрируют низкие значения температур (287-345°C) (Таблица 4.4.3).

Таблица 4.4.3 — Результаты расчетов температуры формирования хлоритов из терригенных сланцев Телецкого метаморфического комплекса

№ образца	Минерал	Температура, °С	Термометр
Б-17-149	Chl	287-343	Cathelineau, 1988
Б-17-149	Chl	289-345	Jowett, 1991
Б-17-150	Chl	292-333	Cathelineau, 1988
Б-17-150	Chl	302-342	Jowett, 1991

Изучение особенностей микроструктур терригенных сланцев позволило предположить, что в ходе своей эволюции они претерпели регрессивный метаморфизм. На это указывает частичное замещение хлоритом кристаллов граната в одном из исследованных сланце (рисунок 4.4.5). Полученные данные термометрии, указывающие на более низкие, чем у амфиболов, температуры формирования хлоритов подтверждают это предположение.

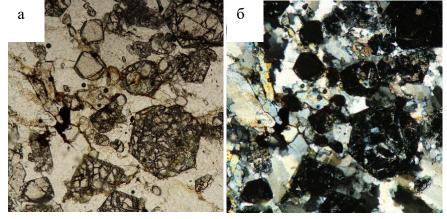


Рисунок 4.4.5. Шлиф № Б-17-115. Частичное замещение хлоритом кристаллов граната в Qz-Amp-Ep-Chl сланце (а – в проходящем свете, б – в скрещенных николях). Поле зрения 2х2 мм

4.5. Возраст метаморфических комплексов

Для установления верхнего возрастного рубежа осадконакопления пород, являющихся протолитом для метатерригенно-кремнистых пород, было проведено U/Pb датирование детритовых цирконов из амфиболовых сланцев Телецкого (№ СК-43) и Саратанского (№ НКАМ-071) комплексов (Chen et al., 2016) и установлено, что выделяются две возрастные популяции: неопротерозойская с пиками на 786 и 851 млн лет и венд-кембрийская с пиками на 516 и 522 млн

лет (рисунок 4.5.1, 4.5.2). 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 островной дуги 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 составил соответственно 492.5±11.0 и 505.4±8.6 млн лет, что указывает на то, что верхней возрастной границей формирования терригенных пород является поздний кембрий.

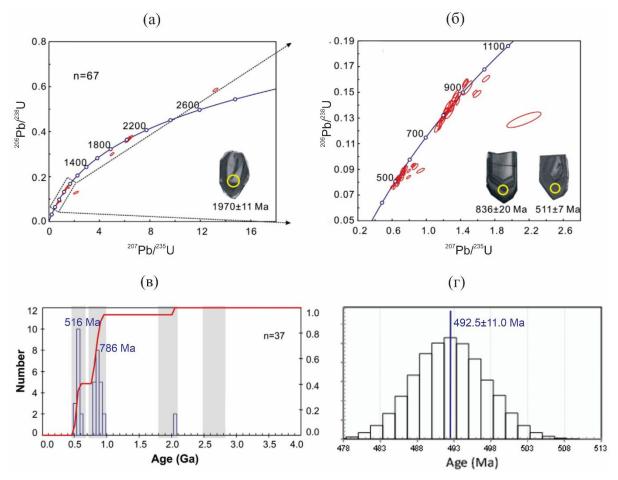


Рисунок 4.5.1. Результаты U/Pb датирования цирконов из амфиболового сланца Телецкого блока (Chen et al., 2016)

а, б — U/Pb изотопная диаграмма с конкордией для детритовых цирконов и их катодолюминесцентные изображения; в — гистограмма, показывающая возрастные закономерности детритовых цирконов (конкордантность ≥ 90%). Красной линией показана Гауссова кривая распределения возрастов; г — гистограмма оценки максимального возраста осадконакопления цирконов (конкордантность ≥ 90%). Вертикальной синей линией показано средневзвешанное значение возраста

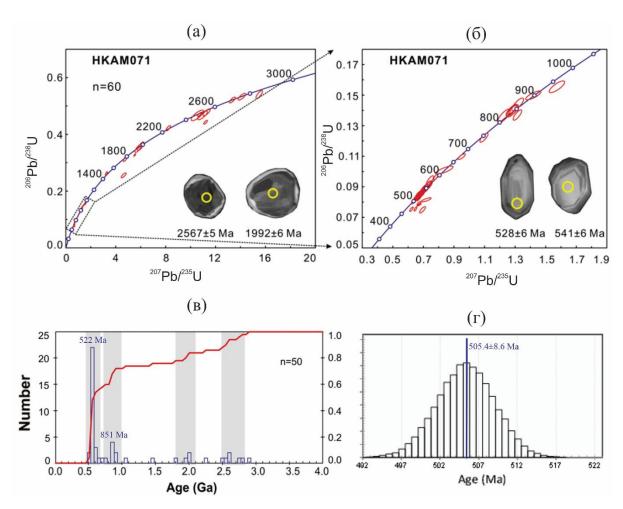


Рисунок 4.5.2. Результаты U/Pb датирования цирконов из амфиболового сланца Саратанского блока (Chen et al., 2016)

а, б — U/Pb изотопная диаграмма с конкордией для детритовых цирконов и их катодолюминесцентные изображения; в — гистограмма, показывающая возрастные закономерности детритовых цирконов (конкордантность $\geq 90\%$). Красной линией показана Гауссова кривая распределения возрастов; г — гистограмма оценки максимального возраста осадконакопления цирконов (конкордантность $\geq 90\%$). Вертикальной синей линией показано средневзвешанное значение возраста

Для определения верхнего рубежа формирования метаморфических комплексов определен 40 Ar/ 39 Ar возраст мусковитов из Pl-Amp сланцев Телецкого комплекса. График ступенчатого прогрева мусковита демонстрирует плато с возрастом 400.4 ± 4.3 млн лет (рисунок 4.5.3).

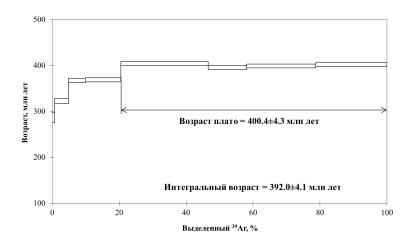


Рисунок 4.5.3. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования мусковитов из Pl-Amp сланца № Б-12-48 Телецкого комплекса восточной части Горного Алтая

Также проведено ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование роговых обманок из метабазальта № Б-99-15 Чульчинского комплекса восточной части Горного Алтая. График ступенчатого прогрева роговой обманки также показывает хорошее плато с возрастом 406±3 млн лет (рисунок 4.5.4). Полученные значения фиксируют время проявления теплового воздействия внедрившихся гранитоидных массивов на метаморфические породы.

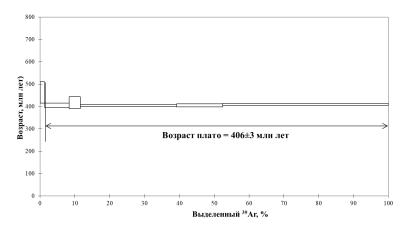


Рисунок 4.5.4. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования роговых обманок из метабазальта № Б-99-15 Чульчинского комплекса восточной части Горного Алтая

Полученная совокупность данных позволяет считать, что:

- 1. Метаморфические породы восточной части Горного Алтая представлены тектоническим чередованием метавулканогенных и метатерригенно-кремнистых пород, что характерно для аккреционных комплексов;
- 2. Метавулканогенные породы по геохимическому составу обладают характеристиками базальтов задугового спрединга, протолитом метатерригенных пород послужили надсубдукционные магматические породы;

- 3. Данные минералогической термобарометрии по амфиболам (паргаситам и роговым обманкам) и полевым шпатам (альбитам) из кристаллических сланцев указывают на их формирование при РТ-условиях до амфиболитовой фации метаморфизма;
- 4. Максимальный возраст осадконакопления детритовых цирконов из метапесчаников соответствует рубежам 492.5±11.0 и 505.4±8.6 млн лет, что указывает на верхнюю возрастную границу их осадконакопления не древнее позднего кембрия;
- 5. Время завершения аккреционных процессов на юго-западной окраине Сибирского континента и начало коллизионного этапа с формированием покровно-надвиговой структуры оценено 40 Ar/ 39 Ar методом по роговым обманкам из метабазальтов и мусковитам из метатурбидитов соответственно, как 406.0 ± 3.0 и 400.4 ± 4.3 млн лет.

Глава 5. Интрузивные и офиолитовые комплексы восточной части Горного Алтая

Среди позднедокембрийско-раннепалеозойских интрузивных и офиолитовых образований в восточной части Горного Алтая выделяются: 1) базит-гипербазитовый комплекс, сформированный в зонах океанического спрединга; 2) перидотит-пироксенит-габбровые с плагиогранитами, габбро-диоритовые и габбро-плагиогранитовые комплексы, сформированные в зонах океанических вулканических дуг и зонах задугового спрединга; 3) габбро-диоритгранодиоритовые батолитовые комплексы коллизионных зон (рисунок 5.1).

К первому из них относится Чаган-Узунский дунит-гарцбургитовый комплекс, образующий одноименный массив, в составе которого выделяются гипербазиты, формировавшиеся в условиях срединно-океанического хребта, а также дайки габбро и габбродолеритов, в петрогеохимическом отношении отвечающих базальтам океанических плато (Куликова, 2018).

Вторая группа комплексов представлена:

- Телецко-курайскими офиолитами, развитыми в виде мелких тектонических линз гипербазитов и габбро-пироксенитов вдоль Телецкого надвига и Кубадринско-Курайской сдвиговой зоны и тяготеющими к надсубдукционным образованиями (Добрецов, 1992);
- гипербазит-базитовыми массивами, расположенными в северной (Чульчинская группа массивов), юго-восточной (Хиндиктикольский массив) и центральной (Кабак-Тайгинский массив) частях Телецко-Чулышманской зоны.

Среди батолитовых выделяются два комплекса – Каракудюрский и Кубадринский, – образующие Каракудюрско-Кубадринскую габбро-гранитную серию (Государственная..., 2011).

В данной работе приведены результаты изучения пород Кабак-Тайгинского массива и массивов, сложенных Каракудюрским и Кубадринским комплексами и прорывающих метаморфические комплексы восточной части Горного Алтая.

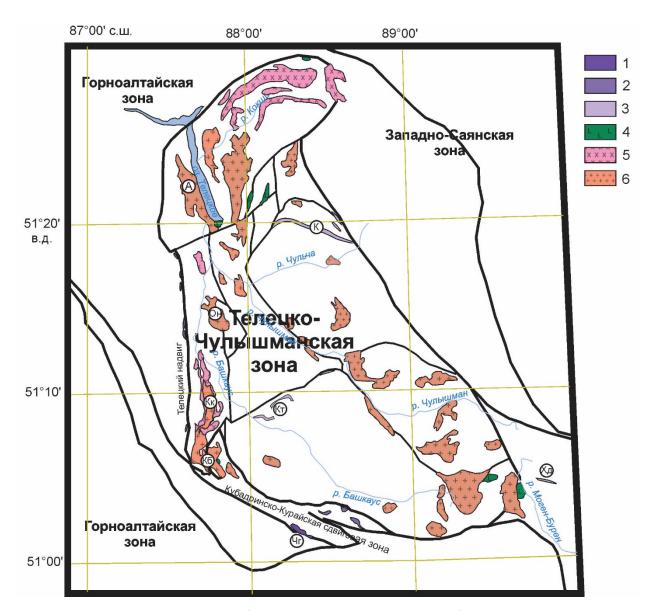


Рисунок 5.1. Схема позднедокембрийско-раннепалеозойских офиолитовых и интрузивных комплексов восточной части Горного Алтая

1-3 — офиолитовые комплексы, PR₃: 1 — офиолиты океанического спрединга, 2 — надсубдукционные (островодужные) офиолиты, 3 — офиолиты задугового спрединга; 4-6 — батолитовые комплексы аккреционно-коллизионных зон, S₂-D₁: 4-5 — Каракудюрский габбродиорит-гранодиоритовый комплекс (4 — габбро и диориты, 5 — гранодиориты), 6 — Кубадринский гранодиорит-гранитный комплекс. Буквами показаны названия массивов: А — Алтынтаусский, Он — Онышский, Кк — Каракудюрский, Кб — Кубадринский, Кт — Кабак-Тайгинский, К — Карагольский, Чг — Чаган-Узунский, Хд — Хиндиктикольский

5.1. Кабак-Тайгинский гипербазит-габбро-долеритовый массив

Кабак-Тайгинский офиолитовый массив расположен в восточной части Горного Алтая, в зоне сложного сочленения геодинамических комплексов юго-западной окраины Сибирского кратона (рисунок 5.1). В работах (Буслов, 2011; Добрецов, Буслов, 2011; Buslov, Cai, 2017; Buslov

еt al., 2022) Кабак-Тайгинский офиолитовый массив так же, как и все офиолитовые массивы восточной (Улаганская зона) и центральной (Чарышско-Теректинская, или Уймонская, зона) частей Горного Алтая, рассмотрен как серпентинитовый меланж с блоками габбро-пироксенит-гипербазитов, расположенный с вышеназванными структурами в единой раннесреднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоне. Сутурно-сдвиговая зона представлена аккреционным комплексом, где серпентинитовые меланжи чередуются с тектоническими пластинами базальтов океанической коры и раннесреднепалеозойских турбидитов, метаморфизованных в зеленосланцевой и голубосланцевой фациях.

Кабак-Тайгинский массив имеет субширотное простирание при протяженности до 50 км и ширине до 8 км (рисунок 5.1.1). В результате обобщения геолого-съемочных работ выдвинуто предположение, что массив является западным продолжением позднедокембрийского Актовракского дунит-гарцбургитового комплекса Западной Тувы, который представлен габбропироксенит-гипербазитовыми телами в составе серпентинитового меланжа (Гусев и др., 1983; Федак и др., 2011). Такого типа образования широко проявлены на территории Западной Тувы в пределах Хемчикской и Каахемской зон, геодинамическая природа которых рассматривается как офиолиты задугового бассейна (Котляров, 2010; Монгуш и др., 2011; Berzin et al., 1999; Pfander et al., 2002; и ссылки в них).

Кабак-Тайгинский офиолитовый массив рассматривается как серпентинитовый меланж, расположенный в основании Артлашско-Башкаусского тектонического покрова (Буслов, 1992) (рисунок 5.1.1). В составе покрова выделены две крупные пластины (Буслов, 1992): Артлашская (верхняя) и Башкаусская (нижняя). В строении Артлашской пластины участвуют песчаносланцевые толщи артлашской и кумурлинской свит кембрия, регионально метаморфизованные в зеленосланцевой фации с сохранением первичного состава и слоистости (Дергунов, 1967, Гутак, 1984). Свиты представляют собой единый комплекс с четко выраженным ритмично-слоистым переслаиванием терригенных осадков. Нижележащая артлашская свита сложена зелеными и зеленовато-серыми метаморфизованными песчаниками и алевролитами, филлитизированными глинистыми сланцами и отдельными прослоями гравелитов (Дергунов, 1967, Гутак, 1984). Песчаники и гравелиты имеют, в основном, полевошпат-кварцевый состав, реже представлены полимиктовыми разностями с обломками кремнистых пород, эффузивов кислого и среднего состава. Цемент песчаников и гравелитов кремнисто-хлоритовый и серицит-хлорит-кварцевый. Граница между артлашской и кумурлинской свитами проводится по появлению в разрезе характерных прослоев фиолетовых глинистых сланцев и алевролитов, реже вишневых песчаников, которые составляют до 10 % кумурлинской толщи (Дергунов, 1967, Гутак, 1984).

Наиболее заметны полимиктовые и туфогенные разности песчаников, а также прослои грубых песчаников и гравелитов, того же состава, что и в артлашской свите.

Мощность артлашской свиты достигает 1800 м. Мощность кумурлинской свиты составляет 1300 м. Песчано-сланцевая толща Артлашской пластины смята в крупные изоклинальные складки субширотного простирания, осложненные более мелкой складчатостью. Элементы складчатой структуры Артлашской пластины срезают под острым углом поверхность разлома на контакте с образованиями нижележащей Башкаусской тектонической пластины. Эта пластина сложена метаморфическими сланцами по вулканогенным и осадочным породам (выделяемыми, соответственно, в Саратанскую и башкаусскую свиты).

Метаосадочные породы представлены, в основном, ритмично-слоистыми алевролитокремнистыми образованиями, в меньшей мере песчаниками. Метавулканиты формируют протяженные (до нескольких километров) тела мощностью до 300 м. Они представлены порфироидами и шаровыми лавами. Эти тела обычно имеют крутые углы наклона и смяты совместно с вмещающими породами в крупные изоклинальные складки с юго-восточным погружением осевых плоскостей.

Башкаусская пластина погружается под Артлашскую и совместно с ней полого перекрывает Кабак-Тайгинский офиолитовый массив, который также полого перекрывает сложные по составу венд-кембрийские вулканогенно-осадочные и ордовикские осадочные породы, выделяемые в составе Улаганской впадины (рисунок 5.1.1).

Рассматриваемые образования в среднем течении р. Башкаус детально изучены при проведении геолого-съемочных работ (Дергунов, 1967, Гутак, 1984, Федак и др., 2011). Наиболее представительный их разрез вскрыт к северу от с. Саратан. Предположительно вендские вулканогенно-осадочные образования выделены под названием карагольской свиты и по вещественным признакам и структурному положению отнесены в состав Кузнецко-Алтайской островной дуги (рисунок 5.1.1).

Нижняя часть толщи мощностью 600 м образована чередующимися вулканомиктовыми конгломератами, гравелитами, андезитовыми порфиритами и их туфами, светло-серыми полосчатыми кремнистыми породами и зелеными алевролитами (Дергунов, 1967, Гутак, 1984).

Верхняя часть толщи мощностью ~50 м представлена лавовым потоком дацитового ряда, туфами, алевролитами и прослоями серых известняков. На отложения карагольской свиты с резким угловым несогласием и конгломератами в основании налегает мощная (>2 км) нижнекембрийская песчано-алевролитовая толща (Дергунов, 1967).

Базальные конгломераты, мощностью ~400 м, представлены обломками габброидов, диабазов, дацитов, черных углеродистых сланцев, порфиритоидов, кварцитов и кварцито-яшм. Выше них расположена пачка кварцевых крупнозернистых песчаников мощностью 600 м,

сменяющаяся пачкой переслаивающихся зеленых алевролитов и песчаников. Завершают разрез толщи лиловато-серые алевролиты с прослоями зеленых алевролитов и лилово-кремовых песчаников мощностью до 500 м.

Предположительно, ордовикские отложения мощностью до первых километров с угловым несогласием и базальными конгломератами перекрывают венд-кембрийские образования. Они представлены частично красноцветными, часто грубообломочными разностями терригенных пород. Галька базальных конгломератов состоит из кварцитов, силицилитов, средних и основных эффузивов, песчаников и алевролитов (Дергунов, 1967, Гутак, 1984).

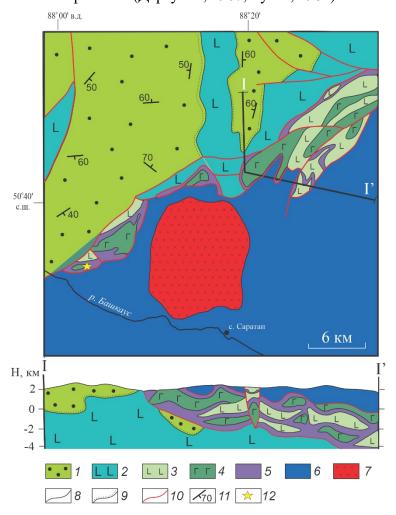


Рисунок 5.1.1. Схема геологического строения серпентинитового меланжа массива Кабак-Тайга в среднем течении р. Башкаус (по (Гутак, 1984) с изменениями)

1 — терригенные отложения Горно-Алтайской пассивной окраины, O-S; 2 — вулканогенные комплексы Кузнецко-Алтайской островной дуги, V-O₁; 3-5 — серпентинитовый меланж, V-€: 3 — базальты, 4 — габбро-долериты, 5 — серпентиниты; 6 — нерасчлененные образования Саратанского аккреционного комплекса; 7 — Атуркольский гранитоидный массив, P₂-T₁; 8 — интрузивные границы; 9 — границы несогласного стратиграфического залегания; 10 — сдвиги и сдвиго-надвиги, D₃-C₁; 11 — элементы залегания слоистости; 12 — место рисунка № 5.1.2 на схеме

Кабак-Тайгинский офиолитовый массив изучен в его крайней восточной части, на правом берегу р. Башкаус (рисунок 5.1.2), где представлен серпентинитовым меланжем с блоком габбродолеритов, прорванных дайкой и жилами плагиолейкогранитов мощность 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 (рисунок 2.2.2), и представленного тектоническими пластинами метатерригенно-кремнистых пород (метатурбидитов) и базальтов, метаморфизованных в зеленосланцевой фации. Серпентинитовый меланж и тектонические пластины базальтов и турбидитов погружаются на юг под углами 60-70°. Видимая мощность блока габбро-долеритов составляет около 40-50 м, серпентинитов — около 30-40 м, а меланжа в целом — около 350 м (рисунок 5.1.3).

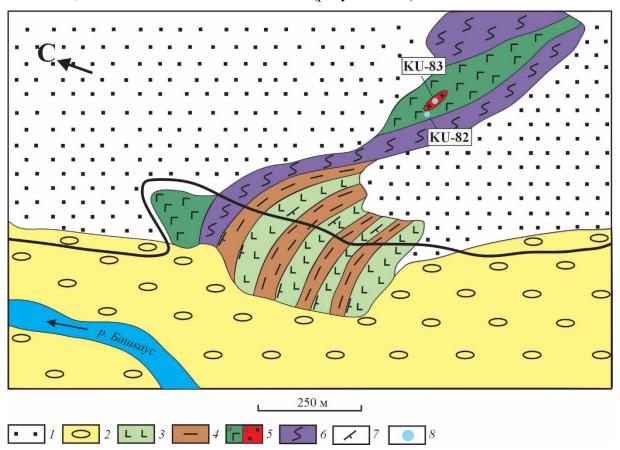


Рисунок 5.1.2. Геологическая схема Кабак-Тайгинского офиолитового массива

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 (№ КU-82 — габбро-долерит, № КU-83 — плагиолейкогранит)

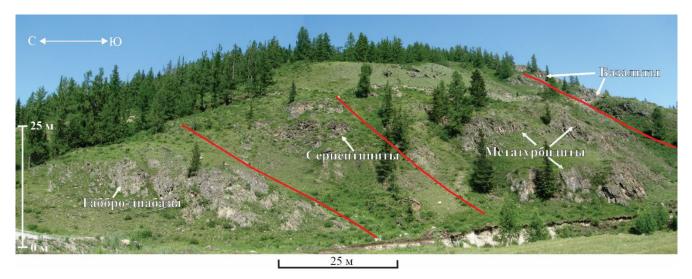


Рисунок 5.1.3. Серпентинитовый меланж Кабак-Тайгинского массива. Красными линиями показаны разрывные нарушения

Петрография пород Кабак-Тайгинского массива. Долериты состоят из плагиоклаза и роговой обманки, находящихся в примерно равном соотношении. Породы сильно изменены с развитием клиноцоизита, биотита и хлорита по роговой обманке. Структуры пород офитовые с резким идиоморфизмом лейст плагиоклаза относительно других минералов (рисунок 5.1.4).

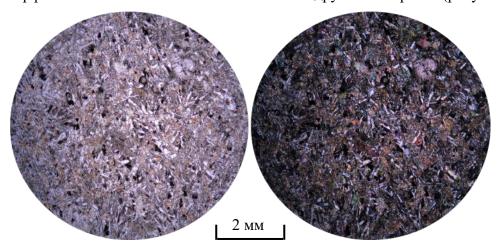


Рисунок 5.1.4. Долерит № Б-22-28. Минеральный состав: Hbl+Pl+CZois+Chl+Bt+Mgt. Структура офитовая, текстура массивная. Слева – в проходящем свете, справа – в скрещенных николях

Габбро точно так же состоят из плагиоклаза и роговой обманки, однако в них редко встречаются в небольшом количестве хлорит и клиноцоизит. Структуры пород габбровые, текстуры массивные (рисунок 5.1.5).

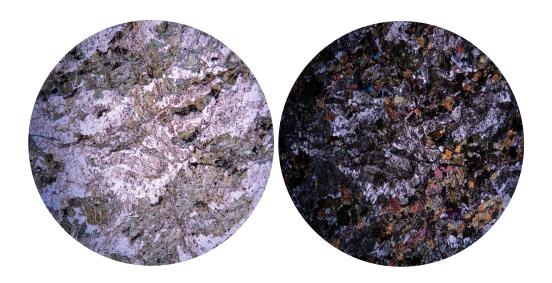


Рисунок 5.1.5. Габбро № Б-16-104. Минеральный состав: Pl+Hbl+Mgt. Структура габбровая, текстура массивная. Слева – в проходящем свете, справа – в скрещенных николях

Среди базальтов встречаются разновидности с порфировой и долеритовой структурой. Вторые из них содержат кристаллы плагиоклаза (до 50-60%) и пироксена, практически полностью замещенного амфиболом (до 40-50%), между лейстами — хлорит, реже плагиоклаз, амфибол и биотит. Плагиоклаз представлен, как правило, удлиненными кристаллами длиной до 0.1 мм; пироксен также образует удлиненные кристаллы длиной до 0.5 мм либо ксеноморфные зерна (рисунок 5.1.6). Афировые базальты состоят из кристаллов амфибола, плагиоклаза, эпидота и хлорита.

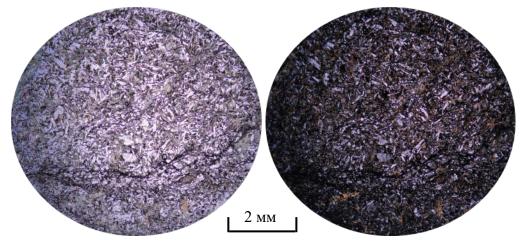


Рисунок 5.1.6. Базальт № Б-22-26. Минеральный состав: Pl+Ep+Amp+Bt. Структура долеритовая, текстура массивная. Слева – в проходящем свете, справа – в скрещенных николях

Серпентиниты представлены массивными глубоко метаморфизованными породами, состоящими, главным образом, из спутанно-волокнистого серпентина и хромита. Также присутствует небольшое количество (до 3-4%) серицита и кальцитовые жилы (рисунок 5.1.7).

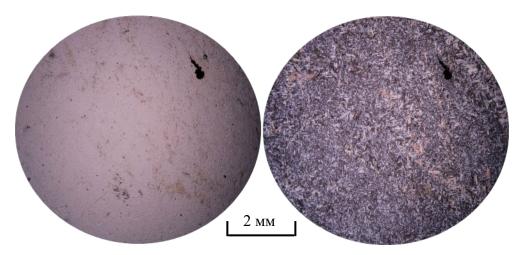


Рисунок 5.1.7. Серпентинит № Б-12-у-1. Минеральный состав: Srp+Chr+Cal. Структура спутанноволокнистая, гипидиоморфная, текстура массивная. Слева — в проходящем свете, справа — в скрещенных николях

Плагиолейкогранит состоит из кристаллов кварца (~45%), хлоритизированного и серицитизированного кислого плагиоклаза (~40%), калиевого полевого шпата (~15%) и мусковита (<1%). Кварц является идиморфным по отношению к полевым шпатам. Структура пород гранитовая, текстура массивная (рисунок 5.1.8).

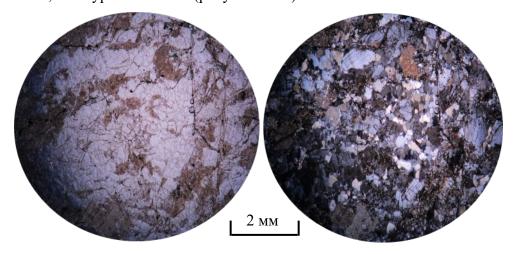


Рисунок 5.1.8. Плагиолейкогранит № KU-83. Минеральный состав: Qz+Pl+Kfs+Ms. Структура гранитная, текстура массивная. Слева – в проходящем свете, справа – в скрещенных николях

Петрогеохимия пород Кабак-Тайгинского массива. На диаграмме (Na₂O+K₂O)–SiO₂ рассмотренные мафитовые породы Кабак-Тайгинских офиолитов приурочены к базальтовым полям (SiO₂ $\sim 42.96\text{-}52.13$ масс. %). При этом габбро-долериты показывают нормальную щелочность (Na₂O+K₂O $\sim 2.36\text{-}4.09$ масс. %), располагаясь, преимущественно, в поле данных по бассейну Вудларк (юго-запад Тихого океана), а большая часть базальтовых лав обладает повышенной щелочностью (Na₂O+K₂O $\sim 2.86\text{-}5.05$ масс. %) (рисунок 5.1.9, таблица 4.3.1, 5.1.1).

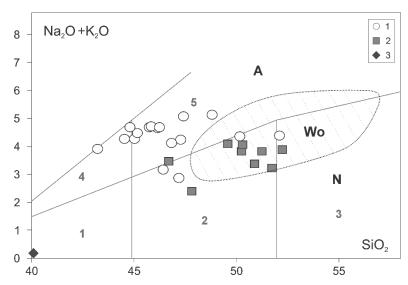


Рисунок 5.1.9. Диаграмма $Na_2O+K_2O-SiO_2$ (масс. %) для базальтов и габбро-долеритов Кабак-Тайгинских офиолитов

1 — базальтовые лавы; 2 — габбро-долериты; 3 — серпентинит. Wo — данные по базальтам, стеклам и расплавным включениям бассейна Вудларк (юго-запад Тихого океана). Щелочные (А) и нормальной щелочности (N) породы. Поля пород: 1 — ультраосновные пикробазальты, 2 — основные пикробазальты и базальты, 3 — андезибазальты, 4 — умеренно-щелочные пикробазальты, 5 — умеренно-щелочные базальты. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из работ (Зоненшайн и др., 1995; Симонов и др., 1999; Петрографический кодекс, 2009; Dril et al., 1997)

Согласно распределению суммы щелочей, железа и магния фигуративные точки составов базальтовых лав и габбро-долеритов Кабак-Тайгинских офиолитов образуют фактически единую группу в толеитовой области, перекрывающуюся полем данных по бассейну Вудларк и тесно ассоциирующую с точками составов даек офиолитов Южной Тувы (рисунок 5.1.10).

Необходимо отметить, что изученные габбро-долериты, несмотря на то, что они иногда обладают фактически полнокристаллической габброидной структурой, не попадают в поле расслоенных базит-ультрабазитовых комплексов, располагаясь на диаграмме среди эффузивных и дайковых пород (рисунок 5.1.10), представляя, таким образом, наиболее вероятно, дайковый комплекс Кабак-Тайгинских офиолитов.

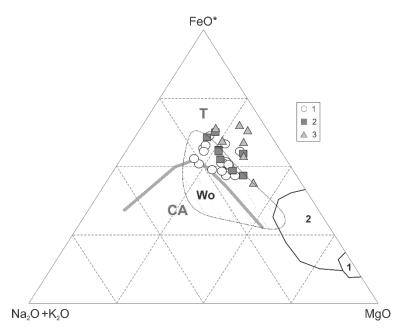


Рисунок 5.1.10. Диаграмма (Na_2O+K_2O) — FeO^* — MgO (масс. %) для базальтов и габбродолеритов Кабак-Тайгинских офиолитов

1 — базальтовые лавы; 2 — габбро-долериты; 3 — дайки из офиолитов Карашатского массива (Южная Тува). Wo — данные по базальтам, стеклам и расплавным включениям бассейна Вудларк (юго-запад Тихого океана). Известково-щелочные (СА) и толеитовые (Т) породы. Поля пород: 1 — тектонизированные «метаморфические» гипербазиты; 2 — основные и ультраосновные породы расслоенного комплекса. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из работ (Зоненшайн и др., 1995; Симонов и др., 1999; Irvine, Baragar, 1971; Dril et al., 1997)

На диаграмме TiO_2 – FeO^*/MgO большинство точек составов базальтовых лав и габбродолеритов Кабак-Тайгинских офиолитов приурочены к полю данных по бассейну Вудларк, согласуясь, в целом, с трендом базальтов срединно-океанических хребтов (рисунок 5.1.11 (а)). Составы базальтовых лав и габбро-долеритов Кабак-Тайгинских офиолитов располагаются на диаграмме TiO_2 – K_2O в областях пород (BABB+E-MORB), N-MORB и OIB, полностью перекрываясь полем данных по бассейну Вудларк (рисунок 5.1.11 (б)).

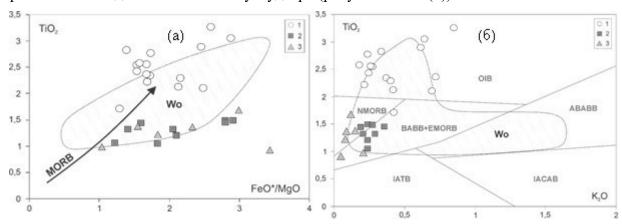


Рисунок 5.1.11. Соотношения макроэлементов для базальтов и габбро-долеритов Кабак-Тайгинских офиолитов (Горный Алтай)

(a) диаграмма $TiO_2 - FeO^*/MgO$ (масс. %); (б) диаграмма $TiO_2 - K_2O$ (масс. %)

1 — базальтовые лавы; 2 — габбро-долериты; 3 — дайки из офиолитов Карашатского массива (Южная Тува). Wo — данные по базальтам, стеклам и расплавным включениям бассейна Вудларк (юго-запад Тихого океана). МОRВ — тренд базальтов срединно-океанических хребтов. Поля пород: нормальные (N-MORB) и обогащенные (E-MORB) базальты срединно-океанических хребтов, базальты океанических островов (ОІВ), нормальные (ВАВВ) и аномальные (АВАВВ) базальты задуговых бассейнов, островодужные толеитовые (ІАТВ) и известково-щелочные (ІАСАВ) базальты. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из работ (Симонов, 1993; Зоненшайн и др., 1995; Симонов и др., 1999; Dril et al., 1997)

По соотношению Y и Zr габбро-долериты из Кабак-Тайгинских офиолитов располагаются в поле N-MORB, в то время как базальтовые лавы находятся в полях Wo и OIB (рисунок 5.1.12 (а)). На диаграмме Nb/Y – Zr/Y габбро-долериты из Кабак-Тайгинских офиолитов располагаются в поле N-MORB без плюмового источника. При этом относительно обогащенные ниобием базальтовые лавы находятся вблизи поля OIB в области с плюмовым источником (рисунок 5.1.12 (б)).

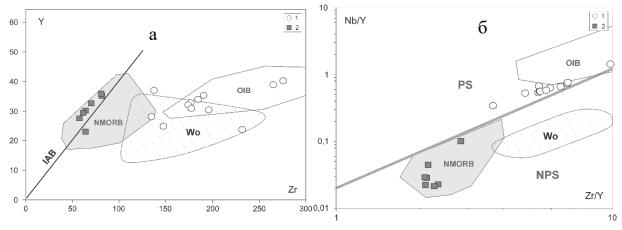


Рисунок 5.1.12. Соотношения микроэлементов для базальтов и габбро-долеритов Кабак-Тайгинских офиолитов (Горный Алтай)

(a) диаграмма Y - Zr(r/T); (б) диаграмма Nb/Y - Zr/Y

1 — базальтовые лавы; 2 — габбро-долериты; Wo — данные по базальтам, стеклам и расплавным включениям бассейна Вудларк (юго-запад Тихого океана). Поля пород: нормальные (N-MORB) базальты срединно-океанических хребтов, базальты океанических островов (OIB). Область пород с плюмовым источником (PS) и без плюмового источника (NPS). Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из работ (Альмухамедов и др., 1985; Зоненшайн и др., 1995; Симонов и др., 1999; Dril et al., 1997; Condie, 2005)

На диаграмме $Nb_N - Th_N$ габбро-долериты попадают в поле задуговых бассейнов, а точки составов базальтов расположены в области океанических базальтов MORB-OIB. На диаграмме Ta/Yb - Th/Yb базальты попадают в поле E-MORB, которому также соответствуют и базальты BABB, а точки составов габбро-долеритов близки к полю N-MORB (рисунок 5.1.13).

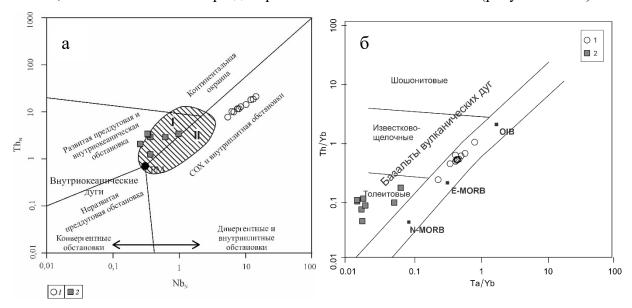


Рисунок 5.1.13. Геохимические особенности базальтов и габбро-долеритов Кабак-Тайгинского массива

а — диаграмма Nb_N — Th_N (Saccani, 2015): косая штриховка — поле базальтов задуговых бассейнов: I — с привносом субдукционных или коровых компонентов (неразвитые задуговые обстановки), II — без их привноса (развитые задуговые обстановки); б — диаграмма Ta/Yb — Th/Yb (Pearce, 1982) 1 — базальтовые лавы; 2 — габбро-долериты

По характеру распределения редкоземельных элементов и на спайдер-диаграммах базальтовые лавы Кабак-Тайгинских офиолитов полностью совпадают с данными по основным породам бассейна Вудларк. Габбро-долериты, содержащие меньше легких лантаноидов, располагаются одновременно в полях базальтов задуговых бассейнов и базальтов типа N-MORB (рисунок 5.1.14).

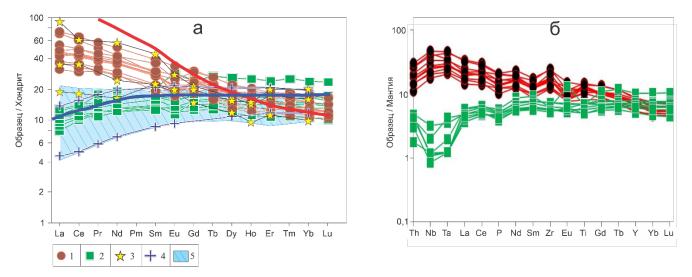


Рисунок 5.1.14. Нормированные (Sun, McDonough, 1989) по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (а) и мультиэлементные спектры (б) в базальтах и габбро-долеритах Кабак-Тайгинских офиолитов (Горный Алтай)

1 — базальтовые лавы; 2 — габбро-долериты; 3 — данные по базальтам, стеклам и расплавным включениям бассейна Вудларк (юго-запад Тихого океана); 4 — нормальные (N-MORB) базальты срединно-океанических хребтов; 5 — базальты задуговых бассейнов. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из работ (Шараськин, 1992; Зоненшайн и др., 1995; Симонов и др., 1999; Dril et al., 1997)

Данные о макроэлементном составе плагиогранита (таблица 5.1.1) указывают на то, что по соотношению (Na₂O+K₂O)–CaO он является кальциевым; индекс ASI равен 1.02. Содержания редкоземельных и рассеянных элементов находятся на низком уровне, при этом спектр РЗЭ, нормированный на хондрит (Sun, McDonough, 1989), является «плоским», а на спайдердиаграмме выражено слабое фракционирование элементов и не проявлен Nb-минимум (рисунок 5.1.15). Кроме того, концентрации Rb и Th также крайне низкие (32 г/т и 4 г/т соответственно), что, в совокупности, позволяет отнести данный плагиогранит к M-типу.

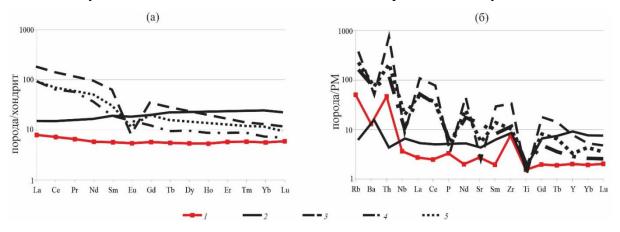


Рисунок 5.1.15. Нормированные (Sun, McDonough, 1989) по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (а) и нормированные по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы редких элементов (б) для плагиолейкогранита Кабак-Тайгинского массива 1 – лейкоплагиогранит № КU-83, 2 – граниты М-типа, 3 – граниты А-типа, 4 – граниты І-типа, 5 – граниты S-типа. Спектры гранитов различных типов (М-, А-, І- и S-) построены по данным (Румянцев и др., 1998; Туркина и др., 2006)

Таблица 5.1.1. Химические составы серпентинита, габбро, долеритов и плагиолейкогранита Кабак-Тайгинского массива

Компо-	-										
нент	12-y-1	22-28	12-y-3	KU-82*	23-28	14-01	15-121	23-27	16-104	16-105	KU-83*
Порода	c	д	д	г	г	г	д	г	г	г	плг
SiO ₂	40.03	46.36	47.76	49.59	50.09	50.28	50.72	50.78	51.47	52.13	77.24
TiO ₂	1.50	1.06	1.44	1.32	1.20	1.05	1.32	1.49	1.45	1.49	0.32
Al_2O_3	17.11	16.67	14.36	13.92	14.53	14.97	14.41	14.14	14.22	14.09	8.69
Fe ₂ O ₃	13.79	11.63	12.75	12.76	13.40	12.53	13.05	15.11	14.65	14.01	2.08
MnO	0.34	0.13	0.18	0.28	0.28	0.27	0.31	0.32	0.30	0.30	0.08
MgO	6.93	8.57	7.17	8.12	5.72	6.14	5.70	4.84	4.70	4.33	1.26
CaO	17.11	8.93	11.07	7.72	9.37	8.79	8.68	8.77	8.40	7.74	2.49
Na ₂ O	0.10	1.96	2.17	3.80	3.54	3.79	3.56	3.10	2.83	3.59	2.43
K_2O	0.07	1.47	0.19	0.29	0.24	0.24	0.21	0.24	0.36	0.27	1.35
P_2O_5	0.13	0.08	0.12	0.10	0.10	0.09	0.12	0.10	0.11	0.11	0.07
BaO	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
SO_3	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.01	0.03	0.03	0.03
V_2O_5	0.09	0.03	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.07	0.07	0.07	0.01
Cr_2O_3	0.01	0.04	0.04	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
NiO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
п.п.п.	2.60	2.30	2.43	2.07	1.04	1.71	0.77	0.82	0.91	1.60	4.00
Сумма	99.83	99.31	99.81	100.06	99.64	99.95	99.01	99.83	99.50	99.78	100.09
Rb	0.36	48.61	0.54	2.78	3.05	2.54	н.а.	1.93	4.91	2.86	31.98
Cs	0.10	1.70	0.10	0.10	0.16	0.27	н.а.	0.11	0.41	0.27	0.76
Ba	3.4	127	33	65	94	103	н.а.	98	142	109	91
Nb	0.11	2.27	0.82	0.85	0.85	0.60	н.а.	1.43	0.79	0.77	2.60
Ta	0.05	0.14	0.08	0.05	0.05	0.05	н.а.	0.17	0.05	0.05	0.22
La	0.95	3.37	3.94	2.47	2.78	3.03	н.а.	3.25	3.54	4.04	1.87
Ce	3.22	9.29	11.09	8.18	8.65	8.90	н.а.	10.00	10.90	11.60	4.41
Pr	0.60	1.48	2.21	1.44	1.48	1.34	н.а.	1.64	1.77	1.84	0.62
Sr	5.99	255	1 005	131	261	308	н.а.	234	240	228	58
Nd	2.83	7.53	11.75	8.06	7.83	7.40	н.а.	8.74	9.97	9.71	2.70
Hf	0.1	1.8	2.5	2.0	1.9	1.7	н.а.	2.1	2.4	2.3	2.2
Zr	2.84	65	68	64	62	58	н.а.	70	82	81	84
Sm	0.72	2.61	4.08	2.78	2.68	2.49	н.а.	3.13	3.42	3.40	0.86
Eu	0.03	0.90	2.16	0.86	0.96	1.04	н.а.	1.01	1.21	1.15	0.31
Gd	1.05	3.29	6.41	3.99	3.65	3.48	н.а.	4.06	4.39	4.69	1.17
Tb	0.18	0.61	1.28	0.74	0.69	0.66	н.а.	0.77	0.84	0.84	0.21
Yb	0.4	2.3	5.1	3.1	3.0	2.8	н.а.	3.5	3.7	3.7	1.0
Lu	0.06	0.33	0.76	0.46	0.45	0.42	н.а.	0.51	0.57	0.54	0.15
Dy	1.01	3.85	8.47	5.05	4.70	4.34	н.а.	5.36	5.68	5.78	1.36
Но	0.21	0.82	1.85	1.13	1.04	0.95	н.а.	1.23	1.27	1.33	0.30
Er	0.54	2.29	5.13	3.29	3.10	2.79	н.а.	3.52	3.78	3.79	0.95
Tm	0.08	0.35	0.82	0.48	0.46	0.44	н.а.	0.53	0.57	0.56	0.15
Y	5	23	46	30	29	27	н.а.	32	35	36	9
Th	0.03	0.41	0.39	0.15	0.35	0.25	н.а.	0.35	0.39	0.41	4.00
U	0.16	0.16	0.21	0.09	0.14	0.16	н.а.	0.14	0.20	0.21	0.76

Примечание: с — серпентинит, д — долерит, г — габбро, плг — плагиолейкогранит. * — пробы на изотопное U/Pb датирование цирконов (LA-ICP-MS). н.а. — не анализировался. Содержания оксидов петрогенных элементов приведены в масс. %, содержания редких и рассеянных элементов — в Γ / Γ

Сравнение плагиолейкогранита Кабак-Тайгинского массива с плагиогранитами офиолитов различных геодинамических обстановок показало, что его мультиэлементный спектр, нормированный на аналогичные породы океанических хребтов (Pearce et al., 1984), по характеру распределения элементов близок к плагиогранитам офиолитов активной континентальной окраины (ACM) Чили (рисунок 5.1.16 (а)). На диаграмме Та/Yb-Th/Yb (Schandli, Gorton, 2002) исследуемый плагиогранит также попадает в поле плагиогранитов из офиолитов АСМ (рисунок 5.1.16 (б)). Поскольку граниты М-типа могут образовываться как в зонах срединно-океанических хребтов, так и в островных дугах и обстановках задугового бассейна, по их микроэлементному составу достаточно проблематично однозначно определить геодинамическую обстановку их формирования. Это же подтверждается распределением фигуративных точек составов гранитоидов, для которых достоверно известна обстановка их формирования, на геохимических диаграммах (рисунок 5.1.16 (б)). Однако совокупность геологических данных (дайка плагиогранитов в габбро-долеритах) и вещественный состав габбро-долеритов позволяет сделать вывод о вероятном их проявлении на заключительной стадии формирования офиолитов задугового бассейна.

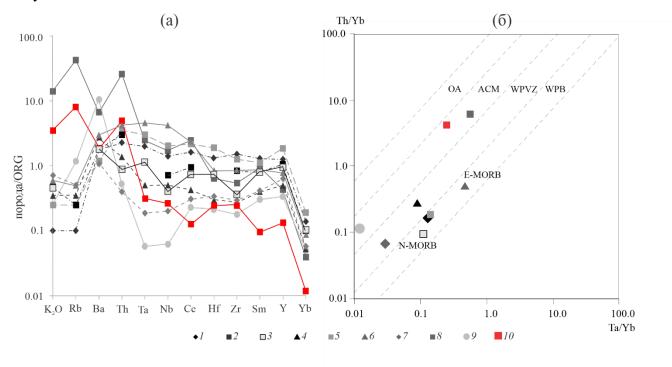


Рисунок 5.1.16. Диаграммы РЗЭ для гранитов офиолитов Кабак-Тайгинского массива и плагиогранитов из офиолитов различных геодинамических обстановок а — нормированные по гранитам океанических хребтов (ORG) мультиэлементные спектры для лейкоплагиогранита Кабак-Тайгинского массива и спектры тоналитов офиолитов (по (Pearce et al., 1984)); б — диаграмма Та/Yb—Th/Yb для лейкоплагиогранита Кабак-Тайгинского массива и тоналитов офиолитов (по (Schandli, Gorton, 2002)).

ACM – активные континентальные окраины; OA – океанические дуги; N-MORB – «нормальные» базальты срединно-океанических хребтов; E-MORB – «обогащенные» базальты срединно-океанических хребтов; WPVZ – внутриплитные вулканические зоны; WPB – внутриплитные базальты.

1–2 – граниты зоны растяжения задуговых бассейнов: 1 – Smartville, 2 – Bay of Islands; 3–4 – граниты зоны растяжения преддуговых бассейнов: 3 – Semail Nape, 4 – Troodos; 5 – 6 – граниты океанических хребтов: 5 – Tuscany (N-MORB), 6 – MAR 45° (E-MORB); 7 – 8 – граниты: 7 – толеитовых островных дуг Oman, 8 – активной континентальной окраины Chile; 9 – плагиогранит Шатского массива Западной Тувы;10 – лейкоплагиогранит Кабак-Тайгинского массива 6 – диаграмма Та/Yb-Th/Yb (Pearce et al., 1984) для лейкоплагиогранита Кабак-Тайгинского массива и тоналитов офиолитов различных геодинамических обстановок Мира: АСМ – активные континентальные окраины, ОА – океанические дуги, N-MORB – «нормальные» базальты срединно-океанических хребтов, E-MORB – «обогащенные» базальты срединно-океанических хребтов, WPVZ – внутриплитные вулканические зоны, WPB – внутриплитные

Минералогия серпентинитов Кабак-Тайгинского массива. Для определения обстановок формирования серпентинитов из офиолитов Кабак-Тайгинского массива были проанализированы составы рудных минералов из них. При их изучении с помощью электронно-зондового микроанализатора хорошо видно, что большая часть хромшпинелидов замещается магнетитом. Анализ составов минералов (таблица 5.1.2) подтверждает значительную степень преобразования хромшпинелидов, показывая наличие заметной аномально низкомагнезиальной (Мg# = 16-12%) группы (рисунок 5.1.17).

базальты.

На диаграмме Cr# – Mg# хромшпинелиды разбиваются на две группы с магнезиальностью 56-28% и 16-12%. По значениям Mg# минералы из первой группы фактически совпадают с данными по хромитам из ультраосновных пород офиолитов Южной Тувы (рисунок 5.1.17). Появление хромшпинелидов с минимальной ролью магния связано, наиболее вероятно, с вторичными изменениями. В итоге наименее измененные хромиты из серпентинитов Кабак-Тайгинского массива располагаются в поле хромшпинелидов из перидотитов фундамента островных дуг и глубоководных желобов (рисунок 5.1.17).

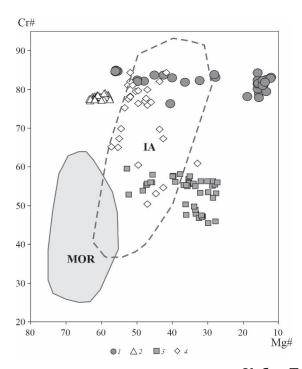


Рисунок 5.1.17. Составы хромшпинелидов из серпентинитов Кабак-Тайгинского массива Хромшпинелиды из серпентинитов Кабак-Тайгинского массива (1), Улорского массива (2 – без силикатных включений), Карашатского массива (3 – с силикатными расплавными включениями), Агардагского массива (4). Поля составов хромшпинелидов: из ультрабазитов Срединно-Атлантического хребта (МОR), из перидотитов фундамента островных дуг и глубоководных желобов (IA). Рисунок построен на основе оригинальных данных и материалов из работ (Гончаренко, 1989; Паланджан, 1992; Симонов и др., 1999, 2009)

Данные по составам хромшпинелидов, рассмотренные с помощью диаграмм TiO_2 - Al_2O_3 (рисунок 5.1.18 (а)) и Al-Cr- Fe^3 (рисунок 5.1.18 (б)) отличаются от информации по океаническим хромитам и подтверждают выводы о формировании серпентинитов Кабак-Тайгинского массива в надсубдукционных зонах.

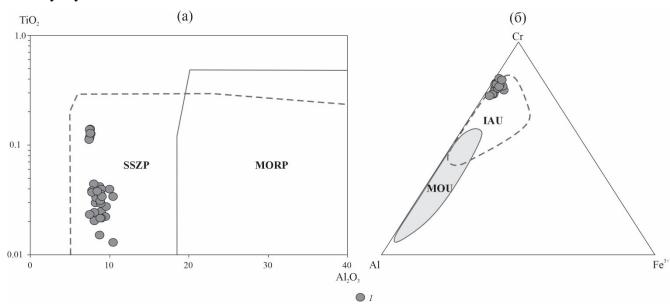


Рисунок 5.1.18. Диаграмма TiO_2 - Al_2O_3 (a) и Al-Cr- Fe^{3+} (б) хромшпинелидов из серпентинитов Кабак-Тайгинского массива

1 — хромшпинелиды из серпентинитов Кабак-Тайгинского массива. Поля хромшпинелидов из ультрабазитов супрасубдукционных зон (SSZP), срединно-океанических хребтов (MORP), океанических областей (MOU) и островных дуг (IAU). Рисунок построен на основе оригинальных данных и материалов из работы (Kamenetsky et al., 2001)

Полученные результаты изучения химического состава габбро-долеритов из офиолитов Кабак-Тайгинского массива указывают на то, что они принадлежат к умереннотитанистым габброидам толеитовой магматической серии; метабазальты являются высокотитанистыми умеренно-щелочными. С целью корреляции офиолитов Кабак-Тайгинского массива с офиолитами Южной Тувы проведен сравнительный анализ химического состава габбро-долеритов из дайковых комплексов обоих районов. На территории Южной Тувы подобные габбро-долериты встречаются на Карашатском участке (Куренков и др., 2002; Тараско, Симонов, 2007; Котляров, 2010) и, по мнению многих исследователей (Гоникберг, 1999; Козаков и др., 2003; Кузьмичев, 2004; Шелепаев, 2006; Котляров, 2010; Pfander at al., 2002; Pfander, Kroner, 2004; Pfander et al., 2021; и другие), сформированы в обстановке растяжения задугового бассейна Таннуольской островодужной системы. Габброиды изучаемого массива обладают близкими петрохимическими характеристиками, что предполагает их образование в аналогичной геодинамической обстановке.

По высоким значениям хромистости (преимущественно 82-85%) хромшпинелиды из серпентинитов Кабак-Тайгинского массива близки к хромитам без силикатных включений Улорского массива (Южная Тува), резко отличаясь от минералов с силикатными расплавными включениями из Карашатского массива (Южная Тува). Судя по этим данным, следует, что серпентиниты Кабак-Тайгинского массива являются, наиболее вероятно, реститами, в отличие магматогенных ультрабазитов Карашатского массива. Для выяснения степени деплетированности серпенитинтов Кабак-Тайгинского массива использованы отношения Cr/Al в хромшпинелидах, увеличивающиеся по мере роста частичного плавления, которое было оценено на основе данных из работ (Симонов и др., 1999; Леснов, 2009; Jaques, Green, 1980; Hirose, Kawamoto, 1995). Исследования показали, что в большинстве случаев были определены высокие значения хромистости изученных хромшпинелидов: примерно в диапазоне 82-85%, что отвечает максимальной степени деплетированности – более 25%. Такие особенности характерны для гипербазитов из ряда современных зон субдукции (желоба Тонга и Марианский) с высокой степенью частичного плавления – свыше 25% (Shcherbakov, Savelyeva, 1984), с образованием предельно деплетированных гипербазитов.

Схожесть «химизма» плагиолейкогранитов и габбро-долеритов из исследуемых офиолитов позволяет сделать вывод о том, что плагиолейкограниты сформированы позже офиолитов, в стадию проявления надсубдуционного магматизма в тылу Таннуольской дуги, и не относятся, вероятно, к магматизму зон задугового растяжения.

Аналогичная ассоциация пород встречается в бассейне Вудларк, западное окончание которого прослеживается в пределах континентального блока Папуа-Новой Гвинеи (рисунок 5.1.19), где располагается вулканическая гора Добу с аномально обогащенным магматизмом типа OIB – ABABB (Зоненшайн и др., 1995; Симонов и др., 1999; Dril et al., 1997).

В этом же районе, но немного восточнее и в пределах спрединговой океанической части бассейна Вудларк, находится гора Франклин, для которой характерно развитие магматизма типа E-MORB, но присутствуют также и относительно низкокалиевые разности, близкие к N-MORB (Dril et al., 1997). Таким образом, непосредственно наблюдается реальное развитие плюмовой структуры в бассейне Вудларк, сопровождаемое проявлениями магматизма типа OIB.

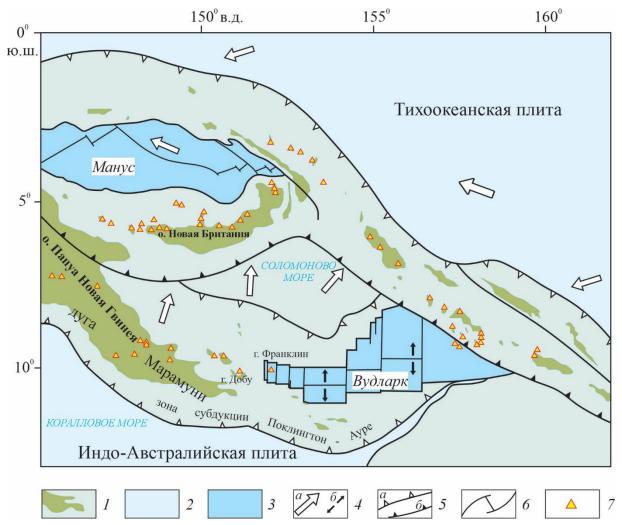


Рисунок 5.1.19. Тектоническая схема участка восточнее Папуа-Новая Гвинея (юго-запад Тихого океана)

1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора древнее 5 млн. лет; 3 — океаническая кора моложе 5 млн. лет; 4 — векторы движения плит (а — в зонах субдукции, б — в зонах спрединга); 5 — зоны субдукции (а — древние, б — современные); 6 — трансформные разломы и зоны спрединга; 7 — активные вулканы (Dril et al., 1997)

Сравнительный анализ данных по магматизму современных и древних океанических структур показал, что при формировании офиолитов Кабак-Тайгинского массива активное участие принимали расплавы с плюмовым компонентом, а также низкокалиевые океанические магмы. Подобное сочетание обогащенных и истощенных систем отмечено и для горы Франклин в бассейне Вудларк (Dril et al., 1997). Полученная информация свидетельствует о сходстве процессов формирования магматических комплексов древних офиолитов Кабак-Тайгинского массива и современного бассейна Вудларк с участием плюмовых магматических систем (Симонов и др., 2019).

Возраст офиолитов Кабак-Тайгинского массива. Для определения возраста офиолитов Кабак-Тайгинского массива проведено U/Pb датирование цирконов из габбро-долерита (обр. № KU-82) и плагиолейкогранита (обр. № KU-83), отобранных из него. Цирконы из габбро-долерита демонстрируют раннекембрийский возраст (533±14 млн лет); цирконы из плагиолейкогранитов — среднекембрийский возраст (505±12 млн лет) (таблица 5.1.3). Все цирконы из обеих пород имеют неправильную, угловатую форму, осцилляторную магматическую зональность (рисунок 5.1.20).

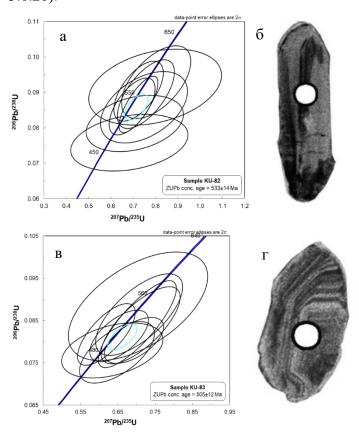


Рисунок 5.1.20. Результаты U/Pb изотопных геохронологических исследований цирконов из габбро-долерита № KU-82 и плагиолейкогранита № KU-83 Кабак-Тайгинского массива.

a, b - U/Pb изотопные диаграммы с конкордиями для цирконов; б, r -катодолюминесцентные изображения цирконов

Таблица 5.1.2. Анализы (масс. %) хромшпинелидов из серпентинитов Кабак-Тайгинского массива

No.	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	ZnO	Comme	Mg#	Cr#
п.п. 1	0.04	56.00	0.27	10.07	29.8	1.10	2.87	0.01	1.02	Сумма 101.18	15.5	78.8
2	0.02	57.31	0.26	9.00	28.7	1.06	2.61	0.04	1.95	101.02	14.7	81.0
3	0.02	56.93	0.32	9.53	28.9	1.02	2.88	0.02	1.60	101.26	15.9	80.0
4	0.03	55.10	0.27	9.59	28.8	1.12	2.35	0.02	2.23	99.51	13.5	79.3
5	0.04	58.09	0.23	8.68	28.7	1.09	2.69	0.02	1.40	100.99	14.9	81.7
6	0.03	60.04	0.31	8.23	26.0	1.10	5.26	0.05	0.31	101.33	27.7	83.0
7	0.04	60.38	0.27	8.75	24.8	0.84	6.26	0.01	0.23	101.61	32.3	82.2
8	0.03	57.78	0.31	8.92	29.0	1.07	2.90	0.03	1.30	101.46	15.9	81.2
9	0.04	55.58	0.26	8.02	31.4	1.21	2.87	0.03	0.83	100.32	15.8	82.3
10	0.02	62.39	0.25	8.15	$2\bar{1.0}$	0.31	8.99	0.04	0.21	101.41	45.0	83.7
11	0.03	55.61	0.27	10.49	29.1	1.07	3.49	0.00	1.11	101.20	18.8	78.0
12	0.02	57.55	0.30	8.77	29.0	1.08	2.82	0.03	1.53	101.22	15.6	81.4
13	0.04	60.43	0.26	7.82	25.4	1.00	5.29	0.02	0.29	100.64	28.0	83.8
14	0.04	59.95	0.32	8.98	23.6	0.97	7.06	0.04	0.20	101.24	36.4	81.7
15	0.14	62.73	0.12	7.61	18.1	0.24	11.19	0.06	0.12	100.38	55.4	84.6
16	0.12	62.81	0.08	7.56	18.3	0.27	11.31	0.06	0.10	100.68	55.9	84.7
17	0.13	62.74	0.09	7.71	18.2	0.23	11.36	0.06	0.09	100.64	56.0	84.5
18	0.03	60.41	0.26	8.34	22.3	0.84	7.71	0.05	0.23	100.29	39.9	82.9
19	0.01	57.81	0.32	8.20	29.1	1.11	2.39	0.01	1.69	100.66	$1\bar{3.5}$	82.5
20	0.01	54.80	0.26	10.51	28.8	1.04	2.75	0.03	1.98	100.29	15.4	77.7
21	0.00	58.46	0.29	8.51	28.5	1.07	2.63	0.01	0.99	100.49	14.5	$8\bar{2.1}$
22	0.04	57.76	0.31	8.92	28.5	1.08	2.52	0.01	1.82	100.96	14.1	81.2
23	0.03	56.38	0.29	8.88	29.3	1.08	2.55	0.02	1.94	100.46	14.4	80.9
24	0.00	57.28	0.32	11.93	22.6	0.80	8.03	0.01	0.30	101.37	40.4	76.3
25	0.04	57.15	0.25	7.83	30.7	1.27	2.14	0.03	1.88	101.40	12.1	83.0
26	0.01	57.38	0.26	7.99	30.2	1.26	2.17	0.01	1.67	101.03	12.2	82.8
27	0.02	61.96	0.24	8.12	21.6	0.79	8.30	0.03	0.23	101.34	42.3	83.6
28	0.02	61.38	0.34	9.00	20.0	0.62	9.55	0.05	0.19	101.27	47.9	82.0
29	0.02	61.84	0.27	8.87	19.6	0.27	10.07	0.03	0.20	101.25	49.8	82.3
30	0.03	61.48	0.29	9.10	19.6	0.41	10.02	0.02	0.18	101.14	49.7	81.9
31	0.04	56.77	0.29	8.47	29.6	1.20	2.45	0.03	1.68	100.61	13.8	81.8
32	0.02	59.41	0.29	7.50	28.2	1.11	2.84	0.02	1.08	100.52	15.8	84.1
33	0.11	62.80	0.09	7.48	18.0	0.24	11.23	0.07	0.12	100.17	55.8	84.9
34	0.14	62.37	0.11	7.52	18.0	0.27	11.18	0.05	0.11	99.77	55.7	84.7
35	0.13	62.75	0.11	7.63	18.2	0.27	11.34	0.05	0.09	100.60	55.9	84.6

Примечание. Cr# = Cr*100/(Cr+Al). $Mg\# = Mg*100/(Mg+Fe^{2+})$

Таким образом, совокупность полученных новых геологических, геохимических и геохронологических данных, а также имеющиеся опубликованные материалы позволяют сделать вывод о том, что офиолиты Кабак-Тайгинского массива совместно с офиолитами Южной и Западной Тувы являются фрагментами позднедокембрийско-кембрийского океанического задугового бассейна, приуроченного к Улаганскому и Саянскому сегментам раннесреднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны.

Таблица 5.1.3. Результаты U/Pb LA-ICP-MS датирования цирконов из габбро-долерита № KU-82 и плагиолейкогранита № KU-83 Кабак-Тайгинского массива

		²⁰⁷ Pb ^a	U ⁶	Pb ⁶	Th ⁶	²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Рb ^в	±2σ	207 Р b ^в	±2s	<u> 207</u> Рbв	±2σ	rhoг	206 Р bд	±2σ	207 Р b ^д	±2σ	con.e
	n°	(cps)	(ppm)	(ppm)	U	²⁰⁴ Pb	²³⁸ U	(%)	²³⁵ U	(%)	²⁰⁶ Pb	(%)		²³⁸ U	(Ma)	²³⁵ U	(Ma)	
	1	5875	279	27	0.23	2650	0.0839	8.9	0.7112	12.2	0.0543	9.4	0.73	519	44	545	53	105
	2	3614	180	18	0.54	508	0.0803	5.5	0.6934	9.4	0.0553	8.6	0.59	498	27	535	40	107
	3	1737	94	10	0.84	2395	0.0775	7.7	0.6476	12.7	0.0535	11.4	0.61	481	36	507	52	105
	4	3650	193	18	0.25	666	0.0813	6.1	0.6533	9.8	0.0514	8.7	0.62	504	30	511	40	101
KU-83	5	731	39	4	0.57	177	0.0779	6.8	0.6351	17.5	0.0522	18.2	0.39	484	32	499	71	103
K	6	7698	371	52	0.29	337	0.0841	10.0	0.7023	12.2	0.0535	7.9	0.82	521	50	540	52	104
	7	5511	301	29	0.30	19295	0.0817	7.3	0.6193	10.2	0.0485	8.1	0.71	506	36	489	40	97
	8	3191	159	15	0.18	1014	0.0864	9.1	0.7073	13.5	0.0524	11.2	0.68	534	47	543	58	102
	9	439	16	2	0.39	95	0.0802	11.9	0.6114	40.2	0.0488	43.5	0.30	497	57	484	168	97
	10	957	39	4	0.36	218	0.0884	11.9	0.7043	21.7	0.0510	20.5	0.55	546	63	541	95	99
	1	4293	187	17	0.34	5228	0.0896	8.8	0.7566	13.8	0.0613	10.5	0.64	553	47	572	62	103
	2	3485	154	15	0.59	908	0.0904	7.7	0.7238	12.5	0.0581	9.9	0.61	558	41	553	55	99
22	3	1098	47	5	0.35	435	0.0929	9.1	0.8029	15.8	0.0627	13.0	0.57	573	50	598	74	105
KU-82	4	1023	45	4	0.35	248	0.0858	9.6	0.7481	21.4	0.0632	19.1	0.45	531	49	567	97	107
×	5	1440	78	7	0.36	4918	0.0861	7.6	0.6949	12.1	0.0586	9.4	0.63	532	39	536	52	101
	6	414	22	2	0.30	1336	0.0812	8.0	0.7072	25.2	0.0631	23.9	0.32	503	39	543	112	108
	7	2107	146	13	0.29	2546	0.0866	7.5	0.7235	9.9	0.0606	6.4	0.76	535	39	553	43	103

Примечание.

^aСреднее содержание ²⁰⁷Pb с поправкой на фон в рамках анализа

⁶Содержание U и Pb, а также отношение Th/U, рассчитанные относительно стандарта циркона GJ-1

^вС поправкой на: фон, фракционирование Pb/U в рамках анализа (²⁰⁶Pb/²³⁸U), где необходим обычный Pb (Stacey, Kramers, 1975), и впоследствии нормализованные на стандарт GJ-1 (скорректированная инструментальная ошибка)

 $^{^{\}Gamma}$ rho - ошибка корреляции, определяемая как (ошибка 206 Pb/ 238 U)/(ошибка 207 Pb/ 235 U)

^дU/Pb возраст, рассчитанный с помощью Isoplot (Ludwig, 2003)

 $^{^{}e}$ Степень соответствия = (возраст 206 Pb/ 238 U)/(возраст 207 Pb/ 206 Pb)* * 100

5.2. Каракудюрский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс

Каракудюрский комплекс расположен в пределах восточной части Горного Алтая и образует три ареала интрузий: Каракудюрский, локализованный в юго-западной части Телецко-Чулышманской СФЗ, Моген-Буренский — в верховьях рек Моген-Бурен и Чулышман, в юго-восточной части данной СФЗ, и Кельжанатский, локализованный на севере Телецко-Чулышманской зоны, в верховьях р. Кокши.

Наиболее хорошо изучены массивы Каракудюрского ареала, имеющие удлиненную и резко удлиненную в субмеридиональном направлении форму, субсогласную структурам вмещающих метаморфических и слабометаморфизованных пород башкаусского комплекса. По результатам ранее проведенных геолого-съемочных работ (Гусев и др., 1983, 1991) в составе Каракудюрского комплекса выделяются две фазы внедрения: к первой фазе относятся габбро, кварцевые диориты и тоналиты, а ко второй – гранодиориты, граниты и плагиограниты.

Петротипичным для Каракудюрского комплекса является Каракудюрский массив, первая фаза внедрения которого сложена этим комплексом. Массив прорывает породы Телецкого блока в его южной части, где прослеживается более, чем на 45 км при ширине 2-8 км (рисунок 2.2.2). Породы комплекса представлены биотит-амфиболовыми диоритами, реже – габбро, с которыми диориты образуют постепенные переходы, а также амфибол-биотитовыми кварцевыми диоритами и тоналитами, преобладающими среди пород комплекса и также связанными друг с другом постепенными переходами. Внутреннее строение массива характеризуется зональностью: периферические части сложены породами Каракудюрского комплекса, а центральные – породами Кубадринского комплекса (Государственная..., 2011).

Петрография пород Каракудюрского комплекса. Изученные габброиды Каракудюрского массива представлены лейкогаббро, состоящими из основного плагиоклаза (50-60%) и роговой обманки (40-50%), в подчиненном количестве присутствует эпидот, клиноцоизит и рутил. Структуры пород гипидиоморфные, субофитовые, текстуры массивные (рисунок 5.2.1).

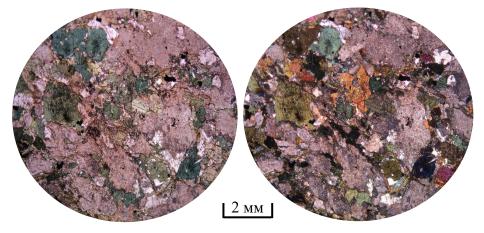


Рисунок 5.2.1. Шлиф № KU-71. Лейкогаббро Каракудюрского массива

Минеральный состав: Pl+Hbl+CZois+Ep. Структура гипидиоморфная, текстура массивная (слева – в проходящем свете, справа – в скрещенных николях)

Биотит-амфиболовые диориты представляют собой мелко-среднезернистые до крупнозернистых породы с гипидиоморфнозернистой структурой с элементами катакластической и микрогранобластовой. Текстуры пород массивные, такситовые, реже гнейсовидные. Минеральный состав: плагиоклаз – 40-60 %, амфибол – 20-25 %, биотит – 0-10 %, кварц – 0-8 %. Акцессорные минералы – магнетит, рутил, сфен, апатит, циркон, барит.

Амфибол-биотитовые кварцевые диориты – мелко-среднезернистые (редко – до крупнозернистых) породы с гипидиоморфнозернистой или призматически-зернистой структурой. Текстуры пород массивные, ближе к контактам – гнейсовидные (Крук, 2015) (рисунок 5.2.2)

Биотитовые гранодиориты, биотитовые и двуслюдяные граниты представляют собой мелко-среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой (участками — пегматоидной или аплитовой) структурой. Текстуры массивные, реже гнейсовидные. Минеральный состав: плагиоклаз (олигоклаз № 12-27 в гранодиоритах и альбит-олигоклаз № 8-14 в гранитах) — 25-30 %; буро-коричневый биотит — 5-10 %; кварц — 20-25% в гранодиоритах и 25-40 % — в гранитах; микроклин — 25-35 %; мусковит — 0-7 %. В единичных зернах встречается амфибол. Акцессорные минералы — магнетит, рутил, пирит, сфен, апатит, циркон, турмалин, барит и гранат (Крук, 2015).

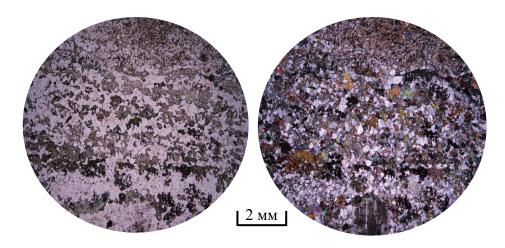


Рисунок 5.2.2. Шлиф № KU-68. Кварцевый диорит Каракудюрского массива Минеральный состав: Qz+Pl+Amp+Kfs+Bt+CZois+CPx. Структура гипидиоморфная, текстура массивная (слева – в проходящем свете, справа – в скрещенных николях)

Другие массивы Каракудюрского комплекса, где также развиты габброиды и биотитамфиболовые гранодиориты, менее изучены и характеризуются более однородным строением: в их составе обычно доминируют биотит-амфиболовые гранодиориты и диориты, иногда – амфибол-биотитовые тоналиты и плагиограниты, реже – граниты при ограниченном развитии

габброидов и диоритов. Характерным является развитие приконтактовых гидротермальных изменений и образование микроклин-эпидот-амфиболовых метасоматитов (Государственная..., 2011).

Петрогеохимия пород Каракудюрского комплекса. Породы Каракудюрского комплекса характеризуются широким диапазоном значений кремнекислотности (50.04-74.36 масс. %) и образуют толеитовый тренд (рисунок 5.2.3, таблица 5.2.1).

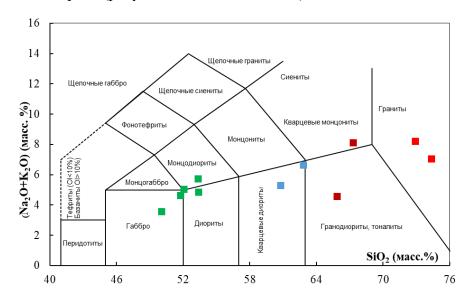


Рисунок 5.2.3. TAS-диаграмма для пород Каракудюрского комплекса (Le Maitre R.W. et al., 1989) Зеленым цветом показаны составы габбро, голубым – составы кварцевых диоритов, коричневым – составы гранодиоритов, красным – составы гранитов

Габброиды этого комплекса характеризуются пониженными содержаниями Sr (308-357 г/т) и Y (22-40 г/т) и низкими содержаниями Ba (125-354 г/т) и Rb (до 58 г/т). Среди концентраций HFSE выделяются как пониженные (Nb \approx 8.1-23.4 г/т и Ta \approx 0.4-1.8 г/т), так и повышенные (Zr \approx 75-237 г/т, Hf \approx 2.2-6.3 г/т). Спектры редкоземельных элементов обладают отрицательными наклонами ((La/Yb) $_N \approx$ 3.95-5.88) с небольшими отрицательными Eu-аномалиями (рисунок 5.2.4 (a)). На мультиэлементных спектрах фиксируются Ta-Nb-, Sr- и Ti-минимумы, а также Zr-Hf-максимумы (рисунок 5.2.4 (б)).

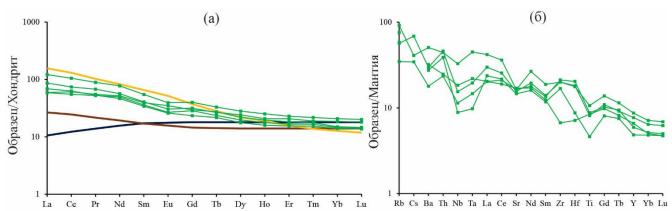


Рисунок 5.2.4. Нормированные (Sun, McDonough, 1989) по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (а) и нормированные по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы редких элементов (б) для габбро Каракудюрского комплекса

С повышением кремнекислотности пород и переходе к диоритам и кварцевым диоритам возрастает содержание крупноионных и высокозарядных элементов. Спектры распределения РЗЭ становятся более «крутыми» с $(\text{La/Yb})_N \approx 4.79\text{-}7.72$, Еи-минимум становится более выраженным (рисунок 5.2.5 (а)). Форма мультиэлементных спектров остается идентичной форме спектров габброидов, за исключением менее проявленных Nb-Ta- и Zr-Hf-минимумов и более отчетливых Sr- и Ti-минимумов (рисунок 5.2.5 (б)).

С дальнейшим повышением кремнекислотности, при переходе к гранодиоритам и гранитам, наблюдается снижение суммарного содержания РЗЭ в породах, при этом спектры становятся еще более «крутыми» с $(\text{La/Yb})_N \approx 5.69\text{-}12.72$ и еще более выраженным Еиминимумом (рисунок 5.2.5 (а)). Концентрации LILE остаются примерно на том же уровне, что и в средних породах. Форма мультиэлементных спектров остается идентичной форме спектров диоритов и кварцевых диоритов, при этом Sr- и Ті-минимумы становятся максимально «глубокими» (рисунок 5.2.5 (б)).

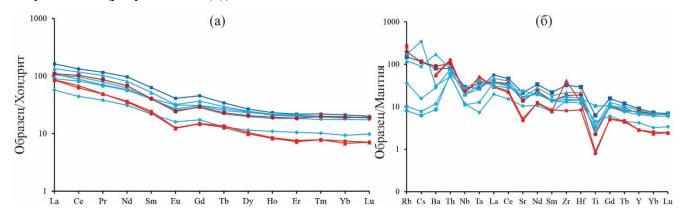


Рисунок 5.2.5. Нормированные по хондриту (Sun, McDonough, 1989) кривые распределения редкоземельных элементов (а) и нормированные по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы редких элементов (б) для средних и кислых пород Каракудюрского комплекса Синим показы спектры диорита, голубым – кварцевых диоритов, бардовым – гранодиоритов, красным – гранитов

Согласно спектрам распределения редкоземельных элементов, мультиэлементным спектрам и диаграммам Пирса (Pearce et al., 1984) основные и средние породы Каракудюрского комплекса являются надсубдукционными, однако гранитоиды заключительной фазы внедерения – коллизионные (рисунок 5.2.6).

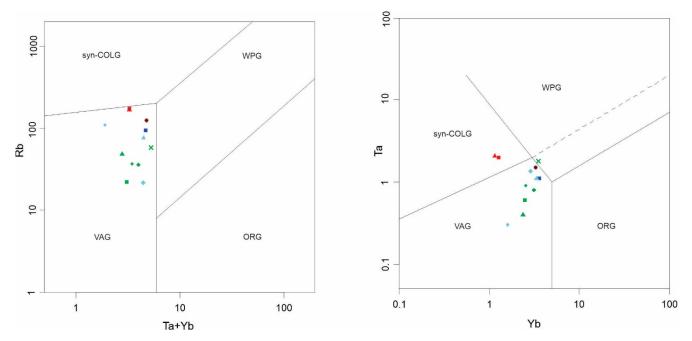


Рисунок 5.2.6. Диаграммы Пирса ((Та+Yb)-Rb и Yb-Ta) для пород Каракудюрского комплекса Цвета точек составов пород соответствуют цветам спектров на рисунках 5.2.4 и 5.2.5. Здесь и далее: VAG – надсубдукционные граниты, ORG – граниты COX, WPG – внутриплитные граниты, syn-COLG – синколлизионные граниты

Возраст пород Каракудюрского комплекса. Время внедрения гранитоидных массивов этого комплекса определялось по Каракудюрскому и Кубадринскому массивам как наиболее изученным. Кварцевые диориты (обр. № KU-68) и лейкогаббро (обр. № KU-71) Каракудюрского массива демонстрируют LA-ICP-MS конкордантные возрасты цирконов на уровне 419±4 и 413±5 млн лет соответственно (рисунок 5.2.7 (а, б)). Кварцевые диориты (обр. № KU-41 и обр. № KU-42) Кубадринского массива имеют схожие значения возрастов: 410±13 и 422±7 млн лет соответственно (Glorie et al., 2011) (рисунок 5.2.7 (в, г)). Возраст 8 цирконов из гранито-гнейса (обр. № В10) этого массива варьирует от 347 до 470 млн лет, а его конкордантное значение равно 445±8 млн лет (конкордантность ≥ 90%). Цирконы из этого образца имеют идиоморфную форму кристаллов, осциляторную зональность (рисунок 5.2.7 (д)) и высокое Th/U отношение (0.12-0.37), что указывает на их магматическое происхождение. Также 2 циркона из гранито-гнейса № В10 имеют ²⁰⁶Рb/²³⁸U возрасты 653 и 557 млн лет и являются унаследованными (Cai et al., 2014), что свидетельствует о том, что источник гранитной магмы в нижней и/или уровень средней коры, возможно, был сложен изверженными породами ранней стадии в регионе (Ota et al., 2007; Glorie et al., 2011).

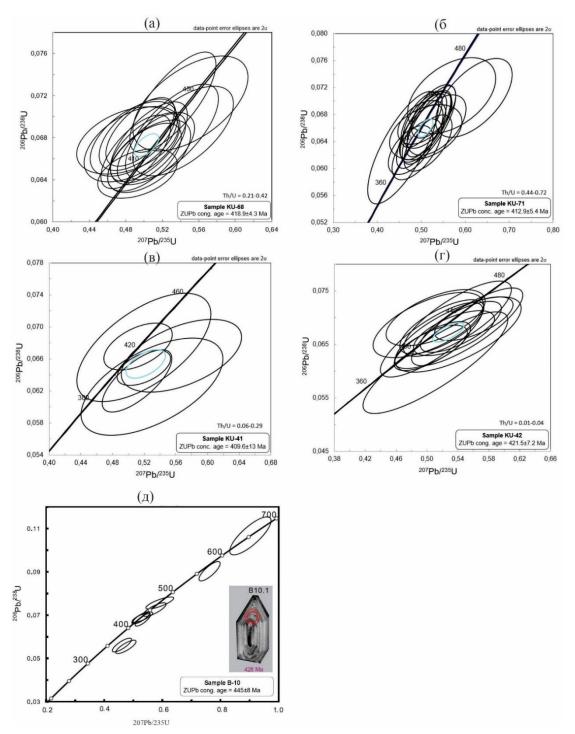


Рисунок 5.2.7. U/Pb изотопные диаграммы с конкордией для цирконов из гранитоидных массивов Каракудюрского комплекса и катодолюминесцентное изображение одного из них (конкордантность $\geq 90\%$)

а — из кварцевого диорита № KU-68, б — из лейкогаббро № KU-71, в, г — из кварцевых диоритов № KU-41 и № KU-42, д — из гранито-гнейса № B-10

Таблица 5.2.1. Химический состав пород Каракудюрского комплекса

Номер п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	8-10-	KU-	Ш-	Ш-	10-	9-02-	KU-	9-	9-4/1-	KU-	IZI 1 (0	9-3/2-	SH-	SH-
Образец	51	71	1722	1721	54/2	10	42	05/2- 10	10	41	KU-68	10	1716	1715
Порода	г	г	г	г	г	д	кв. д	кв. д	кв. д	кв. д	кв.д.	гд	гр	гр
SiO ₂	49.65	50.35	51.03	52.75	53.30	55.56	60.12	60.37	62.73	63.21	65.18	67.10	72.58	73.64
TiO ₂	1.83	2.23	1.90	1.00	1.76	1.36	0.69	0.97	0.75	2.23	0.57	0.49	0.19	0.17
Al_2O_3	16.51	15.49	17.55	16.45	16.27	18.53	14.59	15.27	16.51	14.68	14.33	15.17	14.47	14.94
FeO*	12.07	11.70	11.63	8.35	10.00	8.38	7.47	7.34	5.88	4.43	5.10	3.60	1.98	1.54
MnO	0.20	0.20	0.22	0.17	0.16	0.13	0.18	0.20	0.11	0.09	0.09	0.07	0.05	0.05
MgO	5.52	4.55	3.81	5.53	4.83	2.90	3.74	4.41	2.03	1.67	2.19	1.14	0.58	0.32
CaO	9.45	6.79	7.72	8.80	8.26	6.50	8.79	5.22	4.79	6.86	6.76	3.74	1.31	1.22
Na ₂ O	2.80	3.18	3.32	4.25	3.56	3.63	2.04	3.07	3.40	4.63	3.44	3.29	3.74	2.39
K_2O	0.76	1.69	1.26	1.41	1.28	2.39	0.36	2.19	3.23	0.43	1.09	4.82	4.44	4.61
P_2O_5	0.31	0.45	0.16	0.16	0.31	0.48	0.16	0.15	0.24	0.27	0.16	0.16	0.20	0.15
BaO	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
SO_3	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
V_2O_5	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Cr_2O_3	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
NiO	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
п.п.п.	0.88	3.00	0.88	1.34	0.73	0.39	1.36	0.95	0.40	0.80	0.75	0.54	0.46	0.83
Сумма	100.10	99.73	99.48	100.21	100.58	100.39	99.57	100.27	100.26	99.34	99.71	100.24	100.00	99.86
V	240	235	н.а.	н.а.	175	142	113	92	129	179	63	51	н.а.	н.а.
Cr	17	31	н.а.	н.а.	36	23	75	143	21	52	40	21	н.а.	н.а.
Ni	43	н.а.	н.а.	н.а.	26	16	71	107	26	46	62	18	н.а.	н.а.
Rb	22	58	37	48	36	95	7	110	76	5	23	126	166	175
Sr	357	345	348	308	328	454	348	220	348	487	348	292	111	99
Y	30	40	27	22	35	41	33	19	38	32	30	35	13	13
Zr	75	224	237	188	224	360	145	156	242	193	166	206	461	90
Nb	8.1	23.4	13.1	6.3	11.0	20.8	7.9	8.4	13.8	19.7	13,6	17.8	14.3	14.5
Cs	1.1	1.3	н.а.	н.а.	2.2	3.7	0.2	11.0	2.9	0.2	0,5	3.6	н.а.	н.а.
Ba	125	354	224	192	208	557	82	216	1208	60	198	636	404	373
La	13.93	28.80	14.00	16.30	20.50	38.62	25.68	13.53	32.05	21.35	24.76	26.09	20.40	20.20
Ce	33.65	64.12	37.30	38.40	45.25	81.33	54.00	27.11	71.80	50.03	59.20	62.86	41.60	38.10
Pr	4.98	8.43	5.21	5.06	6.42	11.05	6.70	3.63	9.75	6.49	7.56	8.26	4.66	4.63
Nd	23.13	36.07	24.20	21.70	26.37	45.41	27.15	14.50	37.78	26.60	28.86	31.68	16.50	17.00
Sm	5.50	8.35	6.01	5.22	6.20	9.67	6.08	3.35	7.96	6.18	6.07	6.20	3.49	3.73
Eu	1.55	2.27	2.02	1.50	1.76	2.38	1.56	0.93	1.85	1.83	1.49	1.41	0.72	0.73
Gd	5.84	8.22	6.07	4.80	6.50	9.34	6.28	3.57	7.57	6.32	5.83	5.99	3.04	3.08
Tb	0.88	1.23	1.02	0.81	0.99	1.28	0.94	0.49	1.10	1.02	0.82	0.86	0.48	0.51
Dy	5.00	7.13	5.55	4.47	6.14	6.79	5.87	2.92	6.23	6.05	5.01	5.21	2.52	2.66
Ho E:	1.00	1.42	1.11	0.90	1.17	1.31	1.22	0.62	1.23	1.18 3.29	1.04	1.09	0.47	0.48
Er Tm	2.76	3.78	3.02	2.56 0.39	3.41	3.61	3.38	1.74	3.49		3.04	3.06	1.20	1.25 0.20
Tm Vb	0.42	0.55	0.45		0.48	0.56 3.59	0.49	0.26	0.51	0.49	0.45	0.51 3.29	0.20 1.15	
Yb	2.47	3.51	2.54	2.37	3.16	0.51	3.24	1.59	3.36	3.19	3.00			1.26
Lu Hf	0.35 2.2	0.51 5.5	0.37 6.3	0.35 2.7	0.46 5.6	9.0	0.50 3.8	0.25 4.4	0.48 6.7	0.50 4.9	0.44 4.4	0.48 5.9	0.18 3.9	0.18 2.6
Ta	0.6	1.8	0.9	0.4	0.8	9.0 1.1	0.5	0.3	0. / 1.1	4.9 1.7	4.4 1.4	1.5	2.1	2.0
Ta Th	2.0	3.77	2.1	3.3	3.9	6.8	4.6	0.3 4.4	6.6	5.0	6.46	8.8	10.9	10.7
U	0.8	1.33	1.0	1.8	3.9 1.7	2.6	1.5	1.8	2.0	2.3	2.11	2.4	2.2	1.9
ΣREE	101.46	1.33	108.87	104.83	128.81	215.45	143.08	74.49	185.16	134.53	147.57	156.99	96.61	94.01
									лиори					

Примечание: г - габбро, д - диорит, кв. д - кварцевый диорит, гд - гранодиорит, гр - гранит Составы проб 1, 3-6, 8-9, 12-14 приведены из работы (Крук, 2015). н.а. – не анализировался. * - содержание оксидов железа в пересчете на FeO

5.3. Кубадринский гранодиорит-гранитный комплекс

Кубадринский комплекс слагает большое количество массивов различного размера, расположенных в пределах Телецко-Чулышманской СФЗ. Гранитоиды Кубадринского комплекса часто демонстрируют пространственно-временную и генетическую связь с габбродиорит-гранодиоритовой ассоциацией Каракудюрского комплекса, что фиксируется в петротипическом Кубадринском массиве. Помимо него породы комплекса образуют массивы различной, сложной до амебообразной формы, подчиненной структуре вмещающих метаморфических пород восточной части Горного Алтая (Алтынтаусский, Онышский и др.) (рисунки 2.2.2, 5.1).

Кубадринский массив расположен в междуречье Кубадру-Кысхыштубек. На востоке он прорывает дислоцированные отложения тыдтуярыкской свиты с образованием зон контактовых роговиков и развитием процессов амфиболизации, альбитизации и скаполитизации, на западе фиксируется сложный переход гранитоидов к мигматизированным и диафторированным кристаллическим сланцам курайского метаморфического комплекса; на севере и на юге массив ограничен разрывными нарушениями субширотной ориентировки. Кубадринский массив имеет сложное внутреннее строение с локализацией во внутренних частях плутона линейных и линзовидных тел кварц-диорит-гранодиоритового состава. Основной объем данного плутона сложен крупнозернистыми и порфировидными биотитовыми гранитами, в которых иногда фиксируется присутствие ксеногенных обломков мелкозернистых меланогранитов и тоналитов, вместе с кварцевыми диоритами, вероятней всего, относящихся к Каракудюрскому комплексу (Государственная..., 2011).

Алтынтаусский массив расположен на западном берегу Телецкого озера и сложен деформированными, преимущественно гнейсовидными гранитоидами, представляющими автохтонные и параавтохтонные гранитоидные фации данного комплекса, непосредственно связанные с корневыми зонами области гранитообразования.

Самым малоглубинным представителем Кубадринского комплекса является Онышский массив, который помимо метаморфических пород Телецкого блока прорывает туфы трахиандезитов кужебазинского вулканического комплекса. В нем доминируют мелкосреднезернистые биотитовые лейкограниты (Государственная..., 2011).

Петрография пород Кубадринского комплекса. Из массивов, сложенных породами Кубадринского комплекса, изучены Кубадринский и Алтынтаусский. Гранитоиды первого из них представлены тоналитами, плагиогранитами и гранитами, состоящими из кварца (50-60%), плагиоклаза (15-20%), калиевого полевого шпата (10-15%), биотита (5-10%) и роговой обманки (10-15%). Структуры пород гипидиоморфные, текстуры массивные и рассланцованные (рисунок 5.3.1).

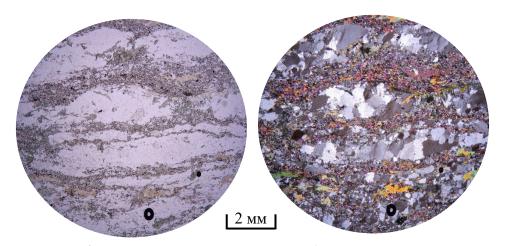


Рисунок 5.3.1. Шлиф № Б-23-84. Тоналито-гнейс Кубадринского массива Минеральный состав: Qz+Pl+CZois+Amp+Bt. Структура гипидиоморфная, текстура рассланцованная (слева – в проходящем свете, справа – в скрещенных николях)

Гранитоиды Алтынтаусского массива по составу варьируют от плагиогранитов до лейкогранитов и состоят из кварца (30-50%), плагиоклаза (10-50%), калиевого полевого шпата (до 40-45%), биотита и мусковита (до 10% в сумме). Структуры пород гранитовые, текстуры массивные, иногда встречаются разгнейсованные разности (рисунок 5.3.2).

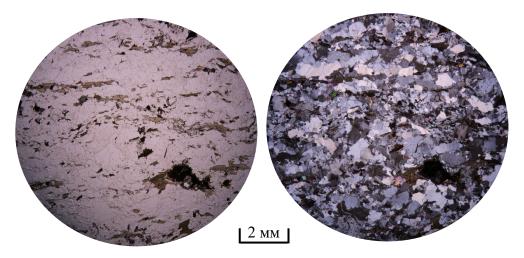


Рисунок 5.3.2. Шлиф № SH-20. Гранито-гнейс Алтынтаусского массива Минеральный состав: Qz+Kfs+Bt+Ms. Структура гранитовая, текстура гнейсовидная (слева – в проходящем свете, справа – в скрещенных николях)

Петрогеохимия пород Кубадринского комплекса. Породы Кубадринского комплекса характеризуются небольшим диапазоном значений кремнекислотности (65.38-74.87 масс. %), образуя толеитовый тренд (рисунок 5.3.3, таблица 5.3.1).

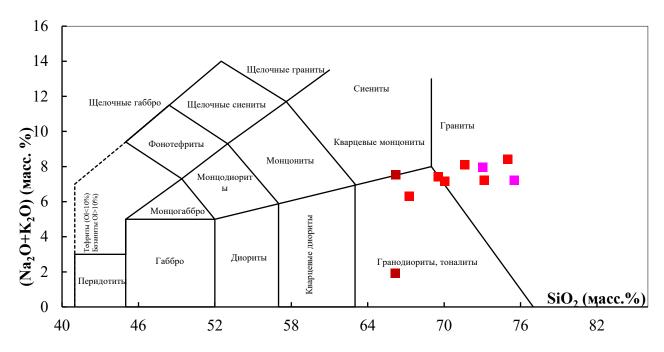


Рисунок 5.3.3. TAS-диаграмма для пород Кубадринского комплекса (Le Maitre R.W. et al., 1989) Коричневым цветом показаны составы гранодиоритов, красным – составы гранитов, розовым – составаы лейкогранитов

Гранодиориты, граниты и лейкограниты этого комплекса характеризуются умеренными содержаниями Rb (102-186 г/т) и Y (16-49 г/т) и пониженными содержаниями Sr (56-236 г/т); содержания Ва сильно варьируют от 164 до $1000 \, \text{г/т}$.

Концентрации HFSE умеренные (Nb \approx 11.1-29.1 г/т и Ta \approx 0.7-2.9 г/т, Zr \approx 109-226 г/т) и повышенные (Hf \approx 3.1-6.5 г/т). Графики распределния редкоземельных элементов образуют отрицательные спектры ((La/Yb) $_N \approx 3.48$ -15.16) с сильными отрицательными Eu-аномалиями (рисунок 5.3.4 (a, в)). На мультиэлементных спектрах фиксируются Ta-Nb-, Sr- и Ti-минимумы (рисунок 5.3.4 (б, г)).

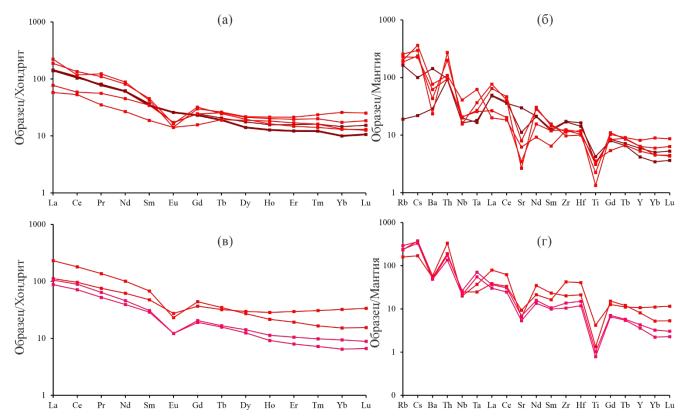


Рисунок 5.3.4. Нормированные по хондриту (Sun, McDonough, 1989) кривые распределения редкоземельных элементов (а, в) и нормированные по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы редких элементов (б, г) для гранитоидов Кубадринского (а, б) и Алтынтаусского (в, г) массивов Кубадринского комплекса

Коричневым цветом показаны спектры гранодиоритов, красным – гранитов, розовым - лейкогранитов

Согласно спектрам распределения редкоземельных элементов, мультиэлементным спектрам и диаграммам Пирса (Pearce et al., 1984) породы Кубадринского (рисунок 5.3.5 (а, б)) и Алтынтаусского (рисунок 5.3.5 (в, г)) массивов Кубадринского комплекса обладают промежуточными между надсубдукционной и коллизионной характеристиками.

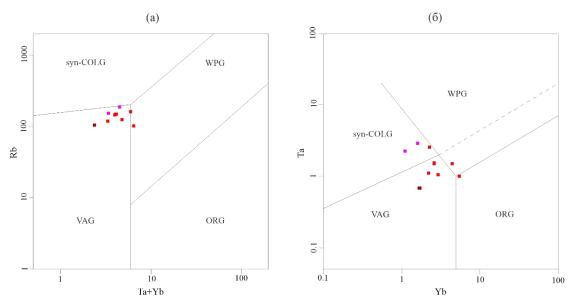


Рисунок 5.3.5. Диаграммы Пирса (Pearce et al., 1984) для гранитоидов Кубадринского и Алтынтаусского массивов Кубадринского комплекса: а – диаграмма (Ta+Yb)-Rb, б – диаграмма Yb-Ta

Цвета точек составов пород соответствуют цветам спектров на рисунке 5.3.4

Возраст пород Кубадринского комплекса. Время внедрения гранитоидных массивов этого комплекса определялось по гранитам Алтынтаусского массива, и согласно данным (De Grave et al., 2009) цирконы из них имеют SHRIMP-возраст, равный 419±11 млн лет (рисунок 5.3.6).

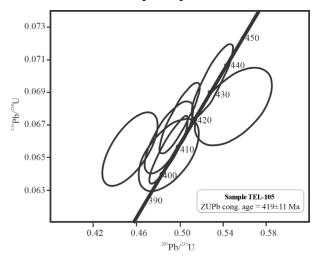


Рисунок 5.3.6. U/Pb изотопная диаграмма с конкордией для цирконов из гранитов Алтынтаусского массива Кубадринского комплекса (конкордантность ≥ 90%)

Обобщая полученные результаты, можно заключить, что гранитоиды Каракудюрского и Кубадринского комплексов образованы в позднем силуре-раннем девоне и маркируют завершение процессов формирования аккреционной структуры восточной части Горного Алтая как фрагмента Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны и начало коллизионного этапа.

Таблица 5.3.1. Химический состав пород Кубадринского комплекса

Номер										
п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
11/11	1					0	,	TEL-	TEL-	TEL-
Образец	Б-23-84	SH-657	SH-636	_	SH-664	_	SH-20	108	105	111
Порода	гд	гд	гр	гр	гр	гр	гр	лг	гр	лг
SiO ₂	65.38	65.50	69.23	69.34	71.23	74.87	66.40	72.50	72.63	74.43
TiO ₂	0.69	0.70	0.59	0.37	0.51	0.29	0.91	0.22	0.29	0.17
Al_2O_3	13.05	16.17	14.98	14.81	13.21	12.05	14.58	14.52	13.69	13.17
FeO*	5.99	4.51	3.70	2.99	3.77	2.35	4.48	1.83	2.20	1.72
MnO	0.11	0.07	0.10	0.10	0.06	0.05	0.11	0.04	0.06	0.06
MgO	2.81	1.28	1.01	1.54	0.87	0.64	1.53	0.63	0.69	0.56
CaO	8.74	2.92	2.31	2.61	1.56	1.12	3.92	1.12	1.95	1.17
Na ₂ O	1.32	3.21	3.12	4.33	3.13	3.90	3.33	3.40	3.01	3.05
K ₂ O	0.58	4.26	4.27	2.77	4.93	4.52	2.91	4.51	4.15	4.10
P ₂ O ₅	0.17	0.31	0.24	0.10	0.16	0.05	0.29	0.39	0.55	0.48
BaO	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0.04	0.04	0.05	0.05
SO ₃	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0.18	0.03	0.03	0.03
V_2O_5	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0.02	0.01	0.01	0.01
NiO	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0.01	0.01	0.01	0.01
п.п.п.	0.88	0.58	0.42	1.18	0.18	0.34	1.22	0.64	0.51	0.55
Сумма	99.71	99.51	99.97	100.14	99.61	100.18	99.94	99.89	99.80	99.53
V	H.a.	H.a.	н.а.							
Cr	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Ni	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
Rb	12	104	126	118	145	162	102	186	149	152
Sr	630	236	131	168	73	56	197	145	136	113
Y	27	19	24	29	29	37	49	20	37	16
Zr	194	190	135	109	139	127	472	153	226	118
Nb	11.7	14.2	29.1	14.6	14.8	11.1	17.6	18.8	14.3	15.1
Cs	0.7	3.2	11.6	7.6	7.2	9.5	5.4	11.5	12.0	10.6
Ba	200	1000	536	302	433	164	370	345	404	340
La	32.92	33.90	13.70	44.43	18.30	52.69	26.50	24.96	54.67	20.74
Ce	63.55	66.90	32.50	82.36	35.90	72.10	58.88	54.54	110.24	43.72
Pr	7.70	7.40	3.33	10.43	5.31	11.67	7.19	6.07	12.99	4.97
Nd	28.91	28.40	12.50	37.94	21.10	41.15	28.85	21.38	47.03	18.31
Sm	5.63	5.26	2.86	6.93	5.29	6.45	7.27	4.70	10.35	4.41
Eu	0.99	1.50	0.82	0.95	1.00	0.82	1.59	0.70	1.34	0.71
Gd	5.04	4.75	3.21	6.57	5 00	6.14	7.55	4.21	9.04	3.91
Tb	0.77	0.71	0.72	0.92	0.95	0.98	1.20	0.62	1.30	0.59
Dy	4.48	3.58	4.77	4.99	5.39	5.52	7.52	3.60	6.89	3.16
Но	0.89	0.72	1.03	0.92	1.14	1.21	1.61	0.64	1.22	0.52
Er	2.61	2.02	2.81	2.44	3.24	3.53	4.89	1.74	3.18	1.31
Tm	0.41	0.31	0.41	0.36	0.51	0.60	0.78	0.25	0.42	0.18
Yb	2.47	1.70	2.25	2.22	2.94	4.40	5.46	1.59	2.59	1.10
Lu	0.39	0.27	0.32	0.33	0.47	0.64	0.85	0.22	0.39	0.17
Hf	5.1	4.4	3.2	3.1	3.5	3.7	12.6	4.6	6.5	3.7
Ta	0.7	0.7	2.6	1.1	1.1	1.5	1.0	2.9	1.5	2.3
Th	7.9	8.2	9.3	17,0	8.0	23.1	16,1	14.8	28.3	11.5
U	2.4	1.8	0.3	3.1	1.5	4.3	5.9	3.2	7.2	3.3
∑REE	156.74	157.42	81.23	201.79	106.54	207.90	160.14	125.24	261.65	103.80
Применание: гл гранолиорит гр гранит лг лейкогранит 1-6 — поролы Куба										

Примечание: гд - гранодиорит, гр - гранит, лг - лейкогранит. 1-6 — породы Кубадринского массива, 7-10 — породы Алтынтаусского массива. Составы проб 2-3, 5 приведены из работы (Kruk et al., 2011), составы проб 4, 6 — из работы (Крук, 2015). н.а. — не анализировался. * - содержание оксидов железа в пересчете на FeO

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

В западной части Алтае-Саянской складчатой области, на границе Горного Алтая и Западного Саяна, выделяются фрагменты следующих крупных структурных элементов, сформированных в позднем венде-палеозое (Буслов, 1992, 2014; Буслов и др., 2000, 2003, 2009; Смирнова и др., 2002; Добрецов, Буслов, 2007, 2011; Коробкин, Буслов, 2011; Зиновьев, Травин, 2012; Виѕlov et al., 2004, 2022): 1) венд-палеозойские окраинно-континентальные комплексы Сибирского континента; 2) Казахстанско-Байкальский составной континент, сформированный в позднем позднем докембрии-раннем палеозое в результате аккреции докембрийских микроконтинентов и террейнов Гондванской группы к Казахстанско-Тувино-Монгольской островной дуге; 3) ранне-среднепалеозойская Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянская сутурно-сдвиговая зона; 4) позднепалеозойские покровно-сдвиговые и сдвиговые зоны, образованные в позднем девоне - раннем карбоне при аккреции с последующей коллизией Казахстанско-Байкальского составного континента с Сибирским континентом.

В строении зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна выделяются три тектонические зоны: Горно-Алтайская и Западно-Саянская, относящиеся к окраинноконтинентальным комплексам Сибирского континента, и Телецкая, расположенная в пределах сутурно-сдвиговой зоны. Вышеперечисленные зоны нарушены Северо-Саянской надвиговой и Телецко-Башкаусской и Шапшальской сдвиговыми зонами (Буслов, Синтубин, 1995; Смирнова, 2002; Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2005; Добрецов, Буслов, 2011; Dehandschutter et al., 2002; Buslov et al., 2004; Buslov, Cai, 2017). Метаморфические породы Телецкой зоны долгое время считались неопротерозойским фундаметом Горного Алтая, вовлеченном в строение глубинных разломов (Нехорошев, 1958, 1966; Кузнецов, 1963; Родыгин, 1968; Сенников, 1969; и др.). Н.И. Гусев с соавторами (Гусев и др., 1991) считали, что в строении Телецкого метаморфическогго комплекса и его аналогов участвуют башкаусский метабазит-метапелитовый и согласно залегающий на нем Саратанский метабазальтовый комплексы. Долгое время из-за нехватки надежных геохронологических данных возрасты комплексов, слагающих Телецкую зону, не были точно определены и считались докембрийскими (Белоусов, 1969; Родыгин, 1979; и др.). В последнее время исследователи (Буслов и др., 2003, 2009; Смирнова и др., 2002; Добрецов, Буслов, 2007, 2011; Коробкин, Буслов, 2011; Buslov et al., 2004, 2022) стали рассматривать ее как часть палеозойских аккреционно-коллизионных образований с отнесением в состав раннесреднепалеозойской аккреционно-коллизионной зоны.

Приведенные автором исследования структурного положения, петрографического и минералогического состава метаморфических пород восточной части Горного Алтая

показали, что данный регион представляет собой аккреционно-коллизионный комплекс, сложенный тектоническим чередованием базальтов и терригенно-кремнистых пород, метаморфизованных в условиях до амфиболитовой фации. В метабазальтах сохранились первичные магматические (порфировые и афировые) структуры. Результаты петрогеохимического анализа указывают на то, что метабазальты образованы в условиях спрединга задугового бассейна, а протолитами метатерригенных пород являлись продукты выветривания надсубдукционных магматических пород среднего-основного состава.

Согласно U/Pb датированию детритовых цирконов из метапесчаников Телецкого и Саратанского комплексов максимальный возраст их осадконакопления соответствует рубежам 492.5±11.0 и 505.4±8.6 млн лет, что указывает на верхнюю возрастную границу их осадконакопления не древнее позднего кембрия. В этих же породах содержатся цирконы, демонстрирующие неопротерозойские пики на 786 и 851 млн лет, аналогичные пикам цирконов из осадочных пород Алтае-Монгольского террейна, отражающим неопротерозойскую магматическую активность на ранних стадиях эволюции ЦАСП и/или рифтогенез древних микроконтинентов (Буслов и др., 2013; Rojas-Agramonte et al., 2011).

В ходе изучения Кабак-Тайгинского офиолитового массива, расположенного в среднем течении р. Башкаус, установлено, что он залегает в основании аккреционно-коллизионного комплекса и представлен серпентинитовым меланжем с блоком габбро-долеритов, прорванным дайкой лейкоплагиогранитов, и тектоническими пластинами метабазальтов и метатерригенных пород, описанных выше. Особенности химического хромшпинелидов из серпентинитов характерны для аналогичных минералов из гипербазитов ряда современных зон субдукции. Габбро-долериты являются умереннотитанистыми габброидами толеитовой магматической серии, а лейкоплагиограниты – кальциевыми и относятся к гранитам М-типа. Микроэлементный состав обоих типов пород указывает на их формирование в процессе спрединга в тылу островной дуги. U/Pb возраст цирконов из габбродолеритов указывает на их формирование в раннем кембрии (533±14 млн лет назад); немного более позднее значение U/Pb возраста цирконов из лейкоплагиогранитов (505±12 млн лет) связано с их формированием позже офиолитов, в стадию проявления надсубдукционного магматизма в тылу островной дуги.

Имеющиеся (Гусев и др., 1983, 1991; Государственная..., 2011; Крук, 2015; De Grave et al., 2009; Glorie et al., 2011; Kruk et al., 2011) и вновь полученные данные о химическом составе и возрасте пород, слагающих гранитоидные плутоны восточной части Горного Алтая, прорывающие тектонические пластины метаморфических комплексов восточной части Горного Алтая, позволяют считать, что они сложены Каракудюрским габбро-диоритгранодиоритовым и Кубадринским гранодиорит-гранитным комплексами, сформированными

в коллизионной обстановке на завершающей стадии формирования аккреционной структуры восточной части Горного Алтая. Определение U/Pb возрастов цирконов из пород обоих комплексов показало, что подобные аккреционно-коллизионные процессы в данном регионе протекали в позднем силуре-раннем девоне: возраст пород находится в пределах от 422±7 до 410±13 млн лет (Glorie et al., 2011). Близкий по возрасту рубеж фиксируется временем проявления метаморфизма, определенным 40 Ar/ 39 Ar методом по мусковитам из метапесчаников Телецкого комплекса (400±3 млн лет) и роговым обманкам из метабазальтов Чульчинского комплекса (406±3 млн лет).

На основе полученных, а также литературных данных (Буслов, 2011, 2014; Добрецов, Буслов, 2011; Буслов и др., 2013; Buslov, De Grave, 2015; Buslov et al., 2022) можно выделить следующие этапы геодинамического развития восточной части Горного Алтая Алтае-Саянской складчатой области (рисунок 6.3):

1. Венд-среднекембрийский этап. На фоне протекающей субдукции литосферы Палеоазиатского океана под юго-восточную окраину Сибирского кратона (Buslov, Cai, 2017; Buslov et al., 2022) в тыловой части Таннуольской островной дуги начинаются процессы растяжения и формирование задугового бассейна, фиксируемые по офиолитам Кабак-Тайгинского, Карагольского массивов на Горном Алтае, Дуушкуннугского, Шатского, Копсекского и других массивов Тувы (Котляров, 2010; Монгуш и др., 2011, 2023; Зиндобрый и др., 2025а, б; и другие). Первые сведения об офиолитах Кабак-Тайгинского массива получены в процессе геолого-съемочных работ, проводимых в 1970-80-хх гг. (Гусев и др., 1983). Исследователи полагали, что Кабак-Тайгинский массив является западным продолжением позднедокембрийского Актовракского дунит-гарцбургитового комплекса Западной Тувы, представленного габбро-пироксенит-гипербазитовыми телами в составе серпентинитового меланжа. Базальты восточной части Горного Алтая в первых работах (Зыбин и др., 1972, 1988; Дук, 1982; Гусев, 1984; Шокальский и др., 2000; и др.) относились к толеитам срединно-океанических хребтов и океанических островов. В более современных работах (Котляров, 2010; Монгуш и др., 2011; Berzin et al., 1999; Pfander et al., 2002; и ссылки в них) офиолиты Западной Тувы рассматриваются как вендско-кембрийские образования задугового бассейна. С этими выводами согласуются материалы, полученные автором по базальтам и габбро-долеритам Кабак-Тайгинского массива, что позволяет судить о том, что в течение венда - среднего кембрия в тылу Таннуольской (Тувино-Монгольской) островной дуги развивался задуговой бассейн, фрагменты которого представлены в раннесреднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоне (рисунок 1).

2. Позднекембрийско-среднеордовикский этап. Продолжается субдукция литосфер Палеоазиатского океана с юго-востока (в современных координатах) под Таннуольскую островодужную систему с аккрецией и последующей коллизией с ней Тувино-Монгольского микроконтинента, закрытие задугового бассейна путем его погружения под островодужную систему с северо-запада. В результате эрозии островной дуги в глубоководном желобе субдуцирущей океанической коры задугового бассейна накапливаются турбидитовые толщи, содержащие цирконы с пиками возрастов на 851, 786, 522 и 516 млн лет (Chen et al., 2016). Вероятным источником сноса средне-позднекембрийских цирконов (пики на 522 и 516 млн быть магматические породы Таннуольской островой лет) могли неопротерозойских цирконов (пики на 786 и 851 млн лет) магматичесие породы Тувино-Монгольского микроконтинента (Rojas-Agramonte et al., 2011). Таким образом, возрастные пики детритовых цирконов из метапесчаников Телецкого и Саратанского комплексов, которые автором трактуются как обазования глубоководного желоба, хорошо согласуются Таннуольской островной Тувино-Монгольского возрастами цирконов дуги И микроконтинента, под которые субдуцировали офиолиты задугового бассейна, представленные Кабак-Тайгинским и другими офиолитовыми массивами.

Следует предполагать, что процесс раннепалеозойской субдукции офиолитов задугового бассейна в конечном итоге привел к формированию аккреционного комплекса Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны, содержащего ордовикские голубые сланцы (Волкова, Скляров, 2007; Волкова и др., 2011). ⁴⁰Ar/³⁹Ar возрасты глаукофана и фенгита из голубых сланцев Уймонской зоны Горного Алтая и Куртушибинского офиолитового пояса определены в возрастных пределах от 485.3±2.1 млн лет до 469.7±7.0 млн лет. В спектрах глаукофана и фенгита выделяются возрастные плато в диапазоне от 483.7±9.6 млн лет до 464.1±9.7 млн лет (таблица 6.1).

Таблица 6.1. Результаты 40 Ar/ 39 Ar датирования фенгита и глаукофана из глаукофановых сланцев Уймонской зоны и Куртушибинского пояса

Регион	Порода	Минерал	Возраст, млн лет		
Уймонская зона	Gln-сланец	Ph	485.3±2.1		
Уймонская зона	Gln-сланец	Gln	483.7±9.6		
Куртушибинский пояс	Gln-сланец	Ph	469.7±7.0		
Куртушибинский пояс	Gln-сланец	Gln	464.1±9.7		

3. Позднеордовикско-раннедевонский этап. Продолжается субдукция литосфер Палеоазиатского океана с юго-востока (в современных координатах) под Тувино-Монгольский микроконтинент и его коллизия с Таннуольской островодужной системой. Давление микроконтинента привело к надвиганию островной дуги на аккреционный комплекс, в пределах которого началось формирование покровно-надвиговой структуры. Согласно полученным автором результатам термобарометрии погружение пород в Улаганском сегменте сутурно-сдвиговой зоны происходило до уровня 25-30 км, при этом давление увеличивалось до 6-8 кбар, а температура возрастала до 563-715°C, в результате чего эти породы претерпели метаморфизм сначала зеленосланцевой (рисунок 6.1, стадия I), а затем амфиболитовой фации (рисунок 6.1, стадия II). В это же время за счет образующихся возвратных течений протекали процессы эксгумации метатерригенно-кремнистых пород и метабазальтов в нижние уровни земной коры с наложением на эти породы пренитпумпеллиитовой фации метаморфизма, выраженной в хлоритизации амфиболов (рисунок 6.1, стадия III). Таким образом, базальты задугового бассейна и осадочные породы глубоководного желоба Улаганского сегмента сутно-сдвиговой зоны претерпели 3 стадии метаморфизма, образующие PTt-тренд против часовой стрелки (рисунок 6.2). Завершение этапа характеризуется погружением в зону субдукции окраино-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±7-410±13 млн. лет).

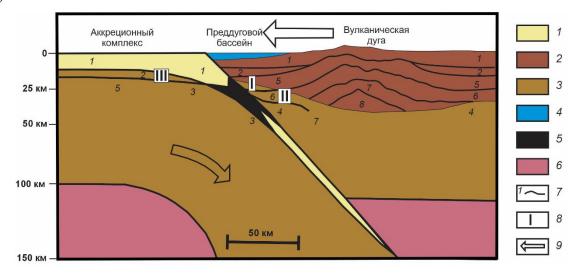


Рисунок 6.1. Схематический разрез зоны субдукции и островной дуги, отражающий распределение фаций метаморфизма ((Ernst, 1970) с изменениями (Добрецов, 2000; Скляров и др., 2001))

1 — аккреционный комплекс, 2 — вулканическая дуга, 3 — литосферная мантия, 4 — преддуговой бассейн, 5 — метаморфическая подошва, 6 — астеносферная мантия, 7 — метаморфические зоны и их границы (1 — цеолитовая, 2 — пренит-пумпеллиитовая, 3 — голубосланцевая, 4 — эклогитовая, 5 — зеленосланцевая, 6 — эпидот-амфиболитовая и гранат-глаукофановая, 7 — амфиболитовая, 8 — гранулитовая), 8 — уровни соответствующих стадий метаморфизма пород Телецкой зоны, 9 — направления движения плит

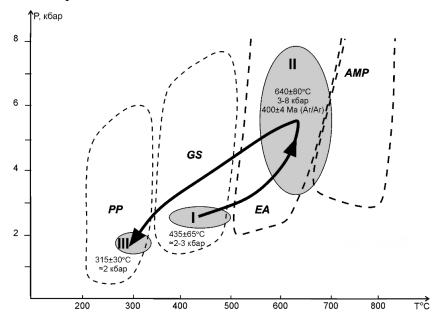


Рисунок 6.2. РТt-тренд против часовой стрелки для метатерригенных пород Телецкой зоны Области фаций приведены по ((Yardley, 1990) с уточнениями) (РР – пренит-пумпеллиитовая, GS – зеленосланцевая, EA – эпидот-амфиболитовая, AMP – амфиболитовая).

этап. Продолжается 4. Девонско-раннекаменноугольный субдукция литосфер Палеоазиатского океана с юго-востока (в современных координатах) под Тувино-Монгольский микроконтинент и его коллизия с Таннуольской островодужной системой. Давление микроконтинета приводит к надвиганию островной дуги на аккреционный комплекс, в пределах которого продолжается формирование покровно-надвиговой структуры. Согласно результатам ⁴⁰Ar/³⁹Ar 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 (рисунок 2.2.1), покровно-надвиговые и сдвиговые деформации протекали в девоне (415.5±8.9-355.6±4.6 млн лет по амфиболу) и раннем карбоне $(344.2\pm4.9-331.7\pm5.8 \text{ млн лет по мусковиту и } 347.6\pm4.5-317.2\pm4.0 \text{ млн лет по биотиту})$. 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±2.3 и 380.1±7.4 млн лет назад). Полученные нами данные об ⁴⁰Аг/³⁹Аг возрасте мусковитов из метатурбидитов Телецкого комплекса и роговых обманок из метабазальтов чульчинского комплекса (400.4±4.3 и 406±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 метаморфических пород, деформации позднего девона-раннего карбона зафиксированы в формировании амфибола (375.0±5.0 млн лет) и биотитов (в интервале 328.5±1.7-365.7±2.0 млн лет назад) в кристаллических сланцах и бластомилонитах (Смирнова и др., 2002).

Данные об 40 Ar/ 39 Ar возрасте мусковитов из метатурбидитов Телецкого комплекса и роговых обманок из метабазальтов Чульчинского комплекса (400.4 ± 4.3 и 406 ± 3 млн лет, соответственно) близки к оценкам возраста, полученным ранее по Курайской зоне, гранитоидов и так же маркируют возраст деформаций при формировании покровнонадвиговой структуры.

В субдукционно-Позднекаменноугольно-раннепермский этап. результате коллизионных процессов в течение позднего кембрия - раннего карбона была сформирована Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской покровно-надвиговая структура фрагментом которой является восточная часть Горного Алтая, состоящая из серпентинитовых меланжей, тектонических пластин базальтов задугового спрединга и турбидитов глубоководного желоба. В позднем карбоне-ранней перми созданная структура по сдвигам и сдвиго-надвигам, к числу которых относятся Телецкий, Северо-Саянский, Телецко-Курайский, Телецко-Башкаусский, Кубадринско-Курайский, Шапшальский (рисунок 2.2.1), 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 ранее литературных данных позволяет утверждать, что восточная часть Горного Алтая является частью крупной раннесреднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны, нарушенной позднепалеозойскими сдвигами и сдвиго-надвигами.

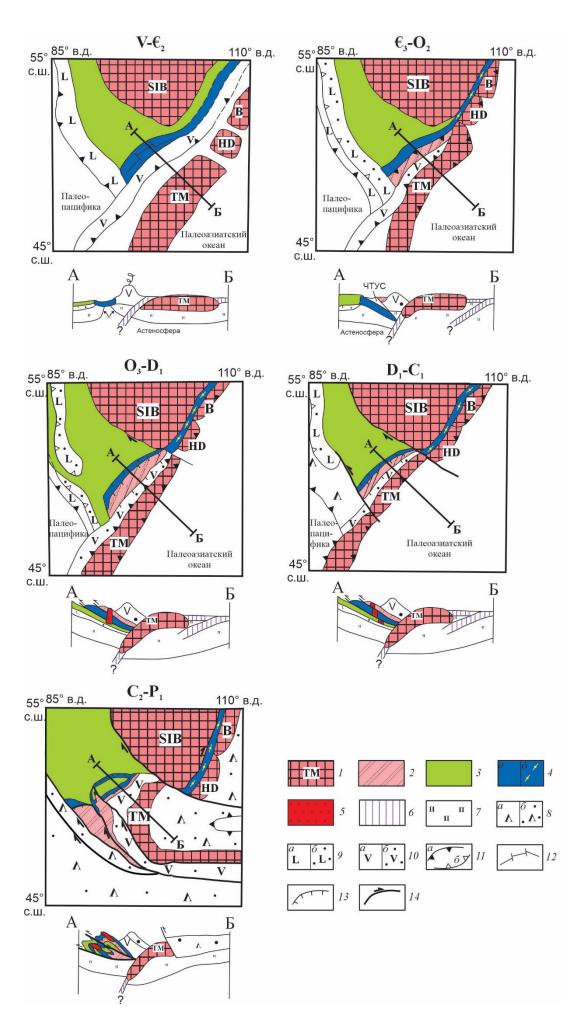


Рисунок 6.3. Палеогеодинамические реконструкции для южной окраины Сибирского континента в позднедокембрийское - раннепермское время и принципиальные разрезы через них (по (Buslov et al., 2004, 2022) с изменениями)

1 — докембрийские блоки фундамента (SIB — Сибирский континент, ТМ — Тувино-Монгольский микроконтинент, В — Баргузинский микроконтинент, НD — Хамар-Дабанский микроконтинент); 2 — раннепалеозойские образования Алтае-Монгольского террейна; 3-4: комплексы пород задуговых бассейнов, V-D₁: 3 — терригенные и карбонатные шельфовые отложения, $€_2$ -D₁, 4 — офиолиты, V- $€_2$ (а — представленные в Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской зоне, б — представленные в Ольхонской зоне); 5 — гранитоидные комплексы, S₂-D₁; 6 — океаническая литосфера; 7 — литосферная мантия; 8 — вулканические комплексы Горно-Алтайской активной окраины, D₁₋₃; 9 — образования Кузнецко-Алтайской (V-O₁) островной дуги (а — активная островная дуга, б — аккреционный ороген с фрагментами комплексов пород островной дуги); 10 — образования Таннуольской (Тувино-Монгольской) (V- $€_2$) 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-D₁; 14 — региональные сдвиги, C₃-P₁

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 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, длина которых достигает 40 км, ширина до 6 км.

Габбро-долериты Кабак-Тайгинского массива относятся к умереннотитанистым толеитам, базальты Телецкого, Саратанского и Чульчинского комплексов – к умереннощелочным 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 метабазальты 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 покровнонадвиговая структура современной восточной части Горного Алтая была сформирована в позднем силуре - раннем девоне, что маркируется значениями ⁴⁰Ar/³⁹Ar 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. Выяснение условий формирования ультрабазит-базитовых и метабазитовых пород Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса Улаганского сегмента дает возможность обнаружить колчеданное рудопроявление по аналогии с Кызыл-Таштыгским месторождением Восточной Тувы, расположенным в Саянской сегменте сутурно-сдвиговой зоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Абилдаева М.А., Зиновьев С.В., Буслов М.М. Позднепалеозойские деформации пород Курайского блока: структурно-кинематический анализ (верховья реки Курайка, Горный Алтай) // Geodynamics&Tectonophysics. 2019. Т. 10 №4. С. 937-943.
- 2. Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.А., Матвеенков В.В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск: Наука. 1985. 191 с.
- 3. Амшинский Н.Н. К вопросу наличия докембрия в Горном Алтае // Труды Томского университета. Томск. 1960. Т. 146.
- 4. Бадрединов З.Г., Авченко О.В., Тарарин И.А., Ноздрачев Е.А. Природа метаморфизма низкотемпературных метаморфических пород зоны перехода континент-океан (на примере пенсантайской толщи Западной Камчатки) // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2020. Т. 46. № 2. С. 16-29.
- 5. Белостоцкий И.И., Зоненшайн Л.П., Красильников Б.Н., Кудрявцев Г.А., Моссаковский А.А., Пожарисский И.Ф., Херасков Н.Н. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области // Бюллетень МОИП. Отделение геологии. − 1959. − Т. 34. − № 6. − С. 3-22.
- 6. Белоусов А.Ф., Кочкин Ю.Н., Полякова З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. Москва: Изд-во Наука. 1969. 285 с.
- 7. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 8-28.
- 8. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63-81.
- 9. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66-90.
- 10. Буслов М.М. Тектонические покровы Горного Алтая. Новосибирск: Наука. 1992. 95 с.
- 11. Буслов М.М. Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов): Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. НИЦ ОИГГМ СО РАН. 1998. 301 с.
 - 12. Буслов М.М. Террейновая тектоника Центрально-Азиатского складчатого пояса //

- Geodynamics&Tectonophysics. 2014. T. 5. №. 3. C. 641-665.
- 13. Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 82-93.
- 14. Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойскораннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1-2. С. 49-75.
- 15. Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонббатор Д., Куликова А.В., Чен Минг, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек А.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600-1627.
- 16. Буслов М.М., Казанский А.Ю. Верхнепалеозойско-мезозойские крупные сдвиговые перемещения земной коры Горного Алтая по геологическим и палеомагнитным данным // Доклады РАН. 1996. Т. 347. № 2. С. 213-217.
- 17. Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Проявление позднекарбоново-раннепермских этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) // Доклады РАН. 2009. Т. 428. N 4. С. 496-499.
- 18. Буслов М.М., Сенников Н.В., Ивата К., Зыбин В.А., Обут О.Т., Гусев Н.И., Шокальский С.П. Новые данные о строении и возрасте олистостромовой и песчано-алевролитовой толщ горноалтайской серии на юго-востоке Ануйско-Чуйской зоны Горного Алтая // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 6. С. 789-798.
- 19. Буслов М.М., Синтубин М. Структурная эволюция Телецкой зоны Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 91-98.
- 20. Буслов М.М., Фудживара И., Сафонова И.Ю., Окада Ш., Семаков Н.Н. Строение и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика. 2000. T. 41. № 3. C. 383-397.
- 21. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. − 2008. − Т. 49. − № 7. − С. 621-636.
- 22. Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции сангилена (юго-восточная Тува, центральная Азия) как отражение

- раннекаледонскогоаккреционно-коллизионного тектоногенеза // Доклады академии наук. 2005. T. 405. N 1. C. 82-88.
- 23. Волкова Н.И., Скляров Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. №1. С. 109-119.
- 24. Волкова Н.И., Ступаков С.И., Третьяков Г.А. Симонов В.А., Травин А.В., Юдин Д.С. Глаукофановые сланцы Уймонской зоны свидетельство ордовикских аккреционно-коллизионных событий в Горном Алтае // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 4. С. 129-144.
- 25. Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С. Ордовикские глаукофановые сланцы как отражение аккреционно-коллизионных событий в Центрально-Азиатском подвижном поясе // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. №. 1. С. 91-106.
- 26. Высоцкий Е.М. Геоморфология и неотектоника ПриТелецкого района Северо-Восточного Алтая. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН. 1997. 136 с.
- 27. Гоникберг В.Е. Роль сдвиговой тектоники в создании орогенной структуры ранних каледонид Юго-Восточной Тувы // Геотектоника. 1999. № 3. С. 89-103.
- 28. Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Томского университета. 1989. 400 с.
- 29. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. -2006. Т. 47. № 1. С. 53-70.
- 30. Гусев Н.И, Бедарев В.П., Гутак Я.М. Геологическое строение и полезные ископаемые Курайской рудной зоны в Горном Алтае: отчет Чуйской партии о результатах геологического доизучения площади масштаба 1:50000, проведенного в 1983-91 гг. в Курайской рудной зоне Горного Алтая. Листы М-45-56-В, Γ ; -68-А, Γ , г. -69-А, Γ , В, Γ ; -70-В, Γ . Малоенисейское. 1991. 198 с.
- 31. Гусев Н.И. Особенности химического состава парасланцевых толщ Восточного Алтая // Геология и геофизика. -1984. -№ 7. -С. 142-145.
- 32. Гусев Н.И., Гутак Я.М., Ляхницкий В.М., Бутвиловский В.В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Башкаус // Отчет Атуркольского отряда Курайской партии по геолого-съемочным работам масштаба 1:50000 в пределах листов М-45-44-В, Г; М-45-45-В, Г; М-45-57-А, Б за 1978-1983 гг. Новокузнецк. ФГУ КузТФГИ. 1983.
 - 33. Гусев Н.И., Шокальский С.П. Возраст метаморфических комплексов юго-востока

- Горного Алтая // Геология и минеральные ресурсы Горного Алтая. 2010. № 3. С. 72–80.
- 34. Гутак Я.М. О времени формирования Улаганской впадины (Горный Алтай). В кн.: Советская геология. Москва: Недра. 1984. С. 77-82.
- 35. Дергунов А.Б. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. Москва: Наука. 1967. 215 с.
- 36. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. -1994. Т. 35. № 7-8. С. 59-75.
- 37. Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. Москва: Недра. 1981. 236 с.
- 38. Добрецов Н.Л. Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы эксгумации // Петрология. -2000. Т. 8. № 5. С. 451-476.
- 39. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. -2003. Т. 44. № 1-2. С. 5-27.
- 40. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. О проблемах геодинамики, тектоники и металлогении складчатых поясов // Геология и геофизика. -2011. T. 52. № 12. C. 1911-1926.
- 41. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. -2007. Т. 48. № 1. С. 93-108.
- 42. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Рубанова Е.С., Василевский А.Н., Куликова А.В., Баталева Е.А. Среднепозднепалеозойские геодинамические комплексы и структура Горного Алтая, их отражение в гравитационном поле // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 11. С. 1617-1632.
- 43. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. -2004. Т. 45. № 12. С. 1381-1403.
- 44. Добрецов Н.Л., Лепезин Г.Г., Хлестов В.В. Карты метаморфизма, метаморфические провинции и метаморфические формации // Проблемы петрологии: сборник статей. Москва: Наука. 1976. С. 190-205.
- 45. Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушибинского пояса // Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / под ред. В. С. Соболева и Н. Л. Добрецова. Новосибирск: Наука. 1977. С. 128-156.
- 46. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и

- геофизика. -2005. Т. 46. -№ 9. С. 952-967.
- 47. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 3-14.
- 48. Дук Γ . Γ . Зеленосланцевые пояса повышенных давлений (Горный Алтай). Ленинград: Наука. 1982. 184 с.
- 49. Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М., Язиков А.Ю., Грацианова Р.Т., Бахарев Н.К. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. − 1994. − Т. 35. − № 7-8. − С. 118-144.
- 50. Ермолов П.В. Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана. Караганда: Изд-во полиграфического центра Казахстанско-Российского университета. 2013. 206 с. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321-1338.
- 51. Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузебный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Изд-во Наука. 1983. 207 с.
- 52. Зиндобрый В.Д., Буслов М.М., Котляров А.В. Новые данные о возрасте и вещественном составе офиолитов Кабак-Тайгинского массива (Горный Алтай) // Geodynamics & Tectonophysics. 2025а. Т.16. № 2. doi.org/10.5800/GT-2025-16-2-0814.
- 53. 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 2025б.
- 54. Зиновьев С.В., Травин А.В. К проблеме динамометаморфических преобразований пород и руд верхней части Риддер-Сокольного месторождения (Рудный Алтай) // Доклады РАН. -2012. Т. 444. № 5. С. 339-344.
- 55. Зоненшайн Л.П., Дриль С.И., Кузьмин М.И., Симонов В.А., Бобров В.А. Геохимические типы базальтов задуговых бассейнов Западный Вудларк, Лау и Манус // Доклады РАН. 1995. Т. 341. № 4. С. 532-535.
- 56. Зыбин В.А., Кузнецов В.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Катунь-Кокса. Отчет Эдиганской партии по аэрофотогеологическому картированию в масштабе 1:50000, проведенному в 1983-1988 гг. в центральной части Горного Алтая. Листы М-45-63-А, -Б, -В, -Г; М-45-64-А, -Б, -В, -Г. ФГУ КузТФГИ. 1988.
- 57. Зыбин В.А., Панченко В., Чебыкин Н.Я. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Кубадру–Кара-Кудюр. Отчет Каракудюрской партии по поисково-

- съемочным работам масштаба 1:50000 на листах М-45-56-А, -Б за 1969-1972 гг. ФГУ $\mbox{КузТ}\Phi \Gamma \mbox{И}. 1972.$
- 58. Казанский А.Ю., Буслов М.М., Метелкин Д.В. Эволюция палеозойской аккреционно-коллизионной структуры Горного Алтая: корреляция палеомагнитных и геологических данных // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. С. 297-306.
- 59. Кепежинскас К.Б., Лепезин Г.Г., Тимофеев Б.В., Хильтова В.Я., Хлестов В.В. Новые данные о времени осадконакопления метаморфических комплексов Горного Алтая и Западного Саяна // Геология и геофизика. − 1975. − № 11. − С. 143-146.
- 60. Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. − 2003. − Т. 11. − № 5. − С. 491-511.
- 61. Козлов Н.Е., Предовский А.А. Введение в геохимию: учебное пособие / Под ред. Е. Поповой. – Мурманск: Изд-во МГТУ. – 2005. – 127 с.
- 62. Колесников В.И., Максимова Г.А., Перфильева Л.П. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-XI. Объяснительная записка. Москва: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр. 1960. 96 с.
- 63. Коробкин В.В., Буслов М.М. Тектоника и геодинамика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (палеозоиды Казахстана) // Геология и геофизика. -2011.-T. 52. -№ 12.-C. 2032-2055.
- 64. Котляров А.В. Петрология офиолитовых ассоциаций Южной и Восточной Тувы. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2010. 18 с.
- 65. Крук Н.Н. Эволюция континентальной коры и гранитоидный магматизм Горного Алтая. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2015. 554 с.
- 66. Крук Н.Н., Волкова Н.И., Куйбида Я.В., Гусев Н.И., Демонтерова Е.И. Природа метаморфических комплексов Горного Алтая // Литосфера. 2013. № 2. С. 20-44.
- 67. Кузнецов В.А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской области // Вопросы геологии Азии. Москва: Изд-во АН СССР. 1954. Т. 1. С. 202-227.
- 68. Кузнецов В.А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая // Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР. 1963. С. 8-68.
 - 69. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива:

- раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. Москва: Изд-во Пробел. 2004.-192 с.
- 70. Куйбида М.Л., Тимкин В.И., Кривчиков В.А., Мурзин О.В., Крупчатников В.И., Попова О.М., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Куйбида Я.В., Шокальский С.П., Гусев Н.И., Комия Ц., Аоки Ш., Сун М., Нарыжнова А.В. Среднепалеозойские риолиты Горного и Рудного Алтая: возраст и особенности состава // Доклады академии наук. 2019. Т. 487. № 5. С. 532-537.
- 71. Куликова А.В. Условия формирования базит-гипербазитовых и метабазитовых комплексов Курайской аккреционной зоны (Горный Алтай). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2018. 173 с.
- 72. Куликова А.В., Буслов М.М., Травин А.В. Геохронология метаморфических пород Курайского аккреционного клина (юго-восточная часть Горного Алтая) // Geodynamics&Tectonophysics. -2017.- Т. 8.- № 4.- С. 1049-1063. doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0332.
- 73. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. Москва: Изд-во ГЕОС. 2002. 294 с.
- 74. Лепезин Г.Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука. 1978. 231 с.
- 75. Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Книга 2. Второстепенные и акцессорные минералы. Новосибирск: Изд-во Гео. 2009. 190 с.
- 76. Миронов Ю.В. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // Доклады АН СССР. -1990. Т. 314. № 6. С. 1484-1487.
- 77. Монгуш А. А. Офиолиты Западного Саяна и Западной Тувы автохтонные комплексы Саяно-Тувинской преддуговой зоны V-С₁ островной дуги Палеоазиатского океана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы научного совещания. Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН. 2017. Т. 15. С. 194-196.
- 78. Монгуш А.А. Геологическое положение, геохимический и Sm-Nd-изотопный состав офиолитов Саяно-Тувинской преддуговой зоны // Известия Иркутского государственного университета. 2019. Т. 30. С. 56-75.
- 79. Монгуш А.А., Лебедев В.И., Травин А.В., Ярмолюк В.В. Офиолиты Западной Тувы фрагмент поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана // Доклады РАН. 2011. Т. 438. N = 6. C. 796-802.
 - 80. Монгуш А.А., Кужугет Р.В., Дружкова Е.К. Разные типы базальтов Тес-Хемского

- участка Агардагской задуговой подзоны (Тува): вещественный состав и возможная геодинамическая позиция // Геосферные исследования. -2023. -№ 2. C. 6-17. doi.org. 10.17223/25421379/27/1.
- 81. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. N 6. С. 3-33.
- 82. Нехорошев В.П. Геологический очерк Алтая. Очерки по геологии Сибири. Ленинград: Изд-во АН СССР. 1932. 46 с.
- 83. Нехорошев В.П. О «докембрии» Алтая и о возрасте Иртышского метаморфического комплекса // Записки Всероссийского минералогического общества. 1939. Т. 69. № 3.
 - 84. Нехорошев В.П. Тектоника Алтая. Москва: Недра. 1966. 306 с.
 - 85. Нехорошее В.П. Геология Алтая. Москва: Госгеолтехиздат. 1958. 262 с.
- 86. Никольская Ж.Д., Попов В.Е., Трофимов В.А. История тектонического развития и районирование Горного Алтая // Труды института ВСЕГЕИ. Новая серия. 1963. Т. 94. С. 92-120.
 - 87. Обручев В.А. Геологический обзор Сибири. Москва: Госгеолтехиздат. 1927.
- 88. Обручев В.А. О тектонике Русского Алтая. Алтайские этюды // Геологический вестник. 1915. Т. 1. № 4.
- 89. Паланджан С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН. 1992. 104 с.
- 90. Парфенов Л.М., Ханчук А.И., Прокопьев А.В. Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии // Тихоокеанская геология. -2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.
- 91. Ренгартен П.А. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-X. Объяснительная записка. – Москва: Недра. – 1965. – 96 с.
- 92. Родыгин А.И. Докембрий Горного Алтая (зеленосланцевые толщи). Томск: Изд-во $T\Gamma Y. 1979. 200$ с.
- 93. Родыгин А.И. Докембрий Горного Алтая (Курайский метаморфический возраст). Томск: Изд-во ТГУ. 1968. С. 324.
- 94. Родыгин А.И. К стратиграфии метаморфических пород Телецкого горста (Горный Алтай). Сборник статей по геологии Сибири. Томск: Изд-во ТГУ. 1975.
- 95. Родыгин А.И. О стратиграфическом положении ских пород Курайского хребта (Горный Алтай). Труды Томского университета. 1969. Т. 203. С. 113-116.
- 96. Родыгин А.И., Вылцан И.А. О тектоно-денудационном перерыве внутри «метаморфической серии» междуречья Башкаус Чулышман (Горный Алтай) // Геология и

- геофизика. 1965. № 3. С. 51-61.
- 97. Румянцев М.Ю., Туркина О.М., Ножкин А.Д. Геохимия шумихинского гнейсово-амфиболитового комплекса Канской глыбы (северо-западная часть Восточного Саяна) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 8. С. 1103-1115.
- 98. Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Симонов В.А., Изох А.Э., Комия Ц., Курганская Е.В., Оно Т. Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (Юго-Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 4. С. 541-567.
- 99. Сенников В.М. Тектоническое районирование юго-западной части Алтае-Саянской складчатой области. Красноярск: кн. изд-во. 1969. 61 с.
- 100. Симонов В.А, Котляров А.В., Яковлев А.В. Плюмовый магматизм в современных и древних задуговых бассейнах // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы научного совещания. Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН. 2019. Т. 17. С. 243-245.
- 101. Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН. 1993. 247 с.
- 102. Симонов В.А. Условия генезиса перидотитов Центральной Атлантики (данные по расплавным включениям) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Екатеринбург: Изд-во Института геологии и геохимии УрО РАН. 2009. Т. 2. С. 193-195.
- 103. Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 182-199.
- 104. Симонов В.А., Дриль С.И., Кузьмин М.И. Особенности эволюции глубинных базальтовых расплавов задугового бассейна Вудларк (Тихий океан) // Доклады РАН. 1999. Т. 368. № 3. С. 388-391.
- 105. Синтубин М., Буслов М.М., Траппенирс Г., Дасмаскено де Оливейра Д. Структурная характеристика пород фундамента Телецкого озера (Горный Алтай) // Геология и геофизика.
 1995. Т. 36. № 10. С. 99-109.
- 106. Смирнова Л.В. Структурно-кинематическая и метаморфическая эволюция Телецко-Башкаусской зоны сдвига в Телецком регионе (Горный Алтай) // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. 2002. 165 с.
- 107. Смирнова Л.В., Тениссен К., Буслов М.М. Кинематика и динамика формирования позднепалеозойской структуры Телецкого региона (зона сочленения Горного Алтая и Западного Саяна) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 115-127.
 - 108. Тараско Д.А., Симонов В.А. Геологическое строение и история формирования

- геологических комплексов Агардагской офиолитовой зоны (Южная Тува) // Металлогения древних и современных океанов. Материалы XIII научной студенческой школы. Миасс. 2007. Т. 2. С. 195-199.
- 109. Травин А.В. Геохронологические этапы развития медно-молибден-порфировых рудно-магматических систем (Юг Сибири, Монголия) // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 1994. 100 с.
- 110. Травин А.В. Термохронология субдукционно-коллизионных, коллизионных событий Центральной Азии // Диссертация на соискание ученой степени доктора геологоминералогических наук. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2016. 320 с.
- 111. Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология. 2006. T. 14. № 3. C. 284-306.
- 112. Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И., Шокальский С.П., Русанов Г.Г., Борисов Б.А., Беляев Г.М., Леонтьева Е.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-45 (Горно-Алтайск). Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2011. 567 с.
- 113. Фидлер М.А., Семенова Д.В. Новые данные U-Pb датирования цирконов магматических и метаморфических пород Курайского хребта (Горный Алтай) // Международный Научно-Исследовательский Журнал. 2021. №2. С. 109-112.
- 114. Фидлер М.А. Протолиты метапелитов и этапы метаморфизма пород курайского комплекса (Горный Алтай). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геологоминералогических наук. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2023. 114 с.
- 115. Хромых, С. В., Гурова, А. В., Изох, А. Э., Вишневский, А. В., Котлер, П. Д. Эволюция базитового магматизма Калба-Нарымской зоны Алтайской коллизионной системы (Восточной Казахстан) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. 2017. С. 436-440.
- 116. Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. Москва: Наука. 1992. 163 с.
- 117. Шарпенок Л.П. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2009. 200 с.
- 118. Шелепаев Р.А. Эволюция базитового магматизма Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2006. 20 с.

- 119. Шенгёр А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 41-58.
- 120. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М., Гусев Н.И., Токарев В.Н., Зыбин В.А., Дубский В.С., Мурзин О.В., Кривчиков В.А., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Федосеев Г.С., Титов А.В., Сергеев В.П., Лихачев Н.Н., Мамлин А.Н., Котельников Е.И., Кузнецов С.А., Зейферт Л.Л., Яшин В.Д., Носков Ю.С., Уваров А.Н., Федак С.И., Гусев А.И., Выставной С.А. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2000. 188 с.
- 121. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И., Нахтигаль Г.П., Антоненко А.Н., Любецкий В.Н. Большой Алтай (геология и металлогения). Алма-Ата: Изд-во Гылым. 1998. 395 с.
- 122. Щербаков С.А. Офиолиты Западной Тувы и их структурная позиция // Геотектоника. 1991. № 4. С. 88–101. Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Глорие С., де Граве Й., Фидлер М.А., Измер. А. Соотношение ордовикских и каменноугольно-пермских коллизионных событий в юго-восточной части Тункинских Гольцов Восточного Саяна (юго-западное обрамление Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 2075-2086.
- 123. Aagaard P., Roaldset E., Welhaven J.E. Diagenetic observations from North Sea sandstone reservoirs: a comparison with formation water chemistry // Clay diagenesis in hydrocarbon reservoirs and shales, Cambridge. March. 1988.
- 124. Ague J.J. Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: Implications for the aluminum-in-hornblende barometer // Geology. 1997. V. 25. P. 563-566. doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0563:TCOEPF>2.3.CO;2.
- 125. Aldiss D.T. Granitic rocks of ophiolites. A thesis presented for the degree of Doctor of Philosophy // Birmingham Earth Sciences, The Open University. 1978. 198 p.
- 126. Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // Journal of Asian Earth Sciences. 2002. V. 21. № 1. P. 87-110. doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00017-2.
- 127. Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating standards. Chemical Geology. 1996. V. 129. № 3-4. P. 307-324. doi.org/10.1016/0009-2541(95)00154-9.
- 128. Berzin N.A. Preliminary terrane and overlap assemblage map of Altai-Sayan region // Preliminary publications. Book 1 from project on mineral resources, metallogenesis, and tectonics of Northeast Asia / Ed. by. W.J. Nokleberg et al. Open-File Report 99-165. U.S. Department of the

- Interior, U.S. Geological Survey. 1999. doi.org/10.3133/ofr99165.
- 129. Berzin N.A., Dobretsov N.L. Geodynamic evolution of Southern Siberia in Late Precambrian Early Paleozoic time // Reconstruction of the Paleoasian ocean. 1993. P. 45-62.
- 130. Berzin N.A., Nokleberg W., Naumova V., Kuzmin M., Bounaeva T. Preliminary Publication Book 1 from Project on Mineral Resources, Metallogenesis, and Tectonics of Northeast Asia. United States Geological Survey. 1999.
- 131. Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of grauwackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contributions to mineralogy and petrology. 1986. V. 92. P. 181-193.
- 132. Blundy J.D., Holland T.J.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contributions to mineralogy and petrology. 1990. V. 104. P. 208-224. doi.org/10.1007/BF00306444.
- 133. Briggs S.M., Yin A., Manning C.E., Chen Z.L., Wang X.F., Grove M. Late Paleozoic tectonic history of the Ertix 780 Fault in the Chinese Altai and its implications for the development of the Central Asian Orogenic System // Geological society of America Bulletin. 2007. V. 11. P. 944-960. doi.org/10.1130/B26044.1.
- 134. Buslov M.M., Cai K. Tectonics and geodynamics of the Altai-Junggar orogen in the Vendian-Paleozoic: Implications for the continental evolution and growth of the Central Asian fold belt // Geodynamics&Tectonophysics. − 2017. − V. 8. − № 3. − P. 421-427. doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0252.
- 135. Buslov M.M., De Grave J., Kroner A. Tectonics and geodynamics of the Altai-Sayan fold belt (Southern Siberia). The Central Asian Orogenic Belt // Stuttgart: Gebr. Borntraeger Verlagsbuchhandlung. 2015. P. 93-153.
- 136. Buslov M.M., Saphonova I.Y., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // Geosciences Journal. 2001. V. 5. P. 203-224. doi.org/10.1007/BF02910304.
- 137. Buslov M.M., Shcerbanenko T.A., Kulikova A.V., Sennikov N.V. Paleotectonic reconstructions of the Central Asian folded belt in the Silurian Tuvaella and Retziella brachiopod fauna locations // Lethaia. − 2022. − V. 55. − № 1. − P. 1-15. doi.org/10.18261/let.55.1.7.
- 138. Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Saphonova I.Yu., Semakov N.N. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // Journal of Asian Earth Sciences. 2004. V. 23. P. 655-671. doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00131-7.

- 139. Buslov M.M., Watanabe T., Saphonova I.Yu., Iwata K., Travin A., Akiyama M. A Vendian-Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) // Gondwana research. 2002. V. 5. P. 781-800. doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70913-8.
- 140. Buslov M.M., Berzin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A. Geology and tectonics of Gorny Altai. Guide-book of excursion, IGCP Project 283. Novosibirsk. 1993. 122 p.
- 141. Cai K., Sun M., Buslov M.M., Jahn B., Xiao W., Long X., Chen H., Wan B., Rubanova E.S., Kulikova A.V., Voytishek E.E. Crustal nature and origin of the Russian Altai: Implications for the continental evolution and growth of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) // Tectonophysics. 2016. V. 674. P. 182-194. doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.026.
- 142. Cai K., Sun M., Xiao W., Buslov M.M., Yuan C., Zhao G., Long X. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic composition of granitiods in Russian Altai Mountain, Central Asian Orogenic Belt // American Journal of Science. −2014. −V. 314. −№ 2. −P. 580-612. doi.org/10.2475/02.2014.05.
- 143. Cathelineau M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // Clay Minerals. 1988. V. 23. P. 471-485. doi.org/10.1180/claymin.1988.023.4.13.
- 144. Cavaretta G., Gianelli G., Puxeddu M. Formation of authigenic minerals and their use as indicators of the chemico-physical parameters of the fluid in the Larderello-Travele geothermal field // Economic geology. 1982. V. 77. P. 1071-1084. doi.org/10.2113/GSECONGEO.77.5.1071.
- 145. Chen M., Sun M., Cai K., Buslov M.M., Zhao G., Jiang Y., Rubanova E.S., Kulikova A.V., Voytishek E.E. The early Paleozoic tectonic evolution of the Russian Altai: Implication from geochemical and detrital zircon U-Pb and Hf isotopic studies of meta-sedimentary complexes in the Charysh-Terekta-Ulagan-Sayan suture zone // Gondwana research. 2016. V. 34. P. 1-15. doi.org/10.1016/j.gr.2016.02.011.
- 146. Chou I.M. Calibration of oxygen buffers at elevated P and T using the hydrogen fugacity sensor // American Mineralogist. 1978. V. 63. P. 690-703.
- 147. Chou I.M. Oxygen buffer and hydrogen sensor techniques at elevated pressure and temperatures, in Ulmer G.C. and Barnes H.L., editors Hydrothermal Techniques. New York, J. Wiley & Sons. 1987. P. 61-99.
- 148. Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. -2005. V. 79. No 2-4. P. 491-504. doi.org/10.1016/j.lithos. 2004.09.014.
- 149. Daukeev S.Z., Kim B.C., Li T., Petrov O.V., Tomurtogoo O. Altas of Geological Maps of Central Asia and Adjacent Areas. Geological Publishing House. 2008.
- 150. De Grave J., Buslov M.M., Van Den Haute P., Metcalf J., Dehandschutter B., McWilliams M.O. Multi-method chronometry of the Teletskoye graben and its basement, Siberian

- Altai Mountains: new insights on its thermo-tectonic evolution // Geological Society, London, Special Publications. 2009. V. 324. P. 237-259. doi.org/10.1144/SP324.17.
- 151. De Grave J., Buslov M.M., Van Den Haute P., Metcalf J., Dehandschutter B., McWilliams M.O. Multi-method chronometry of the Teletskoye graben and its basement, Siberian Altai Mountains: new insights on its thermo-tectonic evolution // Geological Society, London, Special Publications. 2009. V. 324. P. 237-259. doi.org/10.1144/SP324.17.
- 152. Dickinson W.R., Gehrels G.E. Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database // Earth and Planetary Science Letters. − 2009. − V. 288. − № 1-2. − P. 115-125. doi.org/10.1016/j.epsl.2009.09.013.
- 153. Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean // International Geology Review. − 1995. − V. 37. − № 4. − P. 335-360. doi.org/10.1080/00206819509465407.
- 154. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effect of lithospheric plate interaction and mantle plume // International Geology Review. 1996. V. 38. P. 430-466. doi.org/10.1080/00206819709465345.
- 155. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Uchio Yu. Fragment of oceanic islands in accretion-collision areas of Gorny Altai and Salair, southern Siberia: early stages of continental crustal grow of the Siberian continent in Vendian Early Cambrian time // Journal of Asian Earth Science. 2004. V. 23. P. 673-690. doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00132-9.
- 156. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovsky V.A. Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: implications to the break-up of Rodinia // Gondwana Research. 2003. V. 6. № 2. P. 143-159. doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70966-7.
- 157. Dril S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P. Geochemistry of basalts from the western Woodlark, Lau and Manus basins: implications for their petrogenesis and source rock compositions // Marine Geology. − 1997. − № 142. − P. 57-83. doi.org/10.1016/S0025-3227(97)00041-8.
- 158. Dyachkov B.A., Bissatova A.Y., Mizernaya M.A., Zimanovskaya N.A., Oitseva T.A., Amralinova B.B., Aitbayeva S.S., Kuzmina O.N., Orazbekova G.B. Specific features of geotectonic development and ore potential in Southern Altai (Eastern Kazakhstan) // Geology of Ore Deposits. 2021. V. 63. P. 383-408. doi.org/10.1134/S1075701521050020.
- 159. Ernst W.G. Synthesis and stability relations of ferrotremolite // American Journal of Science. -1966. V. 264. P. 36-65.

- 160. Ernst W.G. Tectonic contact between the Franciscan mélange and the Great Valley sequence Crustal expression of a late Mesozoic Benioff zone // Journal of Geophysical Research. 1970. V. 75. № 5. P. 886-901. doi.org/10.1029/JB075i005p00886.
- 161. Fagereng A., Cooper A.F. The metamorphic history of rocks buried, accreted and exhumed in an accretionary prism: an example from the Otago Schist, New Zealand // Journal of Metamorphic Geology. − 2010. − V. 28. − № 9. − P. 935-954. doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010. 00900.x.
- 162. Filippova I.B., Bush V.A., Didenko A.N. Middle Paleozoic subduction belts: the leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt // Russian Journal of Earth Sciences. 2001. V. 3. № 6. P. 405-426. doi.org/10.2205/2001ES000073.
- 163. Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. Interpretation of discordant ⁴⁰Ar/³⁹Ar age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1977. V. 41. P. 15-32. doi.org/10.1016/0016-7037(77)90184-3.
- 164. Forbes W.C. Stability relations of grunerite, Fe₇Si₈O₂₂(OH)₂ // American Journal of Science. 1977. V. 277. P. 735-749. doi.org/10.2475/ajs.277.6.735.
- 165. Fujiwara Y., Kazansky A.Yu., Semakov N.N., Buslov M.M. Preliminary paleomagnetic studies on Paleozoic rocks in Altai region (Russia) and Irtish-Zaisan zone (Kazakhstan), Central Asia // Paleomagnetism of Collision Belt // Geoscience Laboratory Project, GSP. Islamabad, Pakistan. 1997. V. 1. P. 93-100.
- 166. Gehrels G. Detrital Zircon U-Pb Geochronology Applied to Tectonics // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2014. V. 42. № 1. P. 127-149. doi.org/10.1146/annurevearth-050212-124012.
- 167. Gerdes A., Zeh A. Zircon formation versus zircon alteration new insights from combined U-Pb and Lu-Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt // Chemical Geology. 2009. V. 261. P. 230-243. doi.org/ 10.1016/j.chemgeo.2008.03.005.
- 168. Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Elburg M.A., Stockli D.F., Gerdes A., Van den haute P. Multi-method chronometric constraints on the evolution of the Northern Kyrgyz Tien Shan granitoids (Central Asian Orogenic Belt): from emplacement to exhumation // Journal of Asian Earth Sciences. 2010. V. 38. P. 131-146. doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.12.009.
- 169. Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Izmer A., Vandoorne W., Ryabinin A., Van Den Haute P., Vanhaecke F., Elburg M.A. Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny-Altai Altai-Mongolia suture zone (South Siberia): Zircon U/Pb constraints on the igneous record // Gondwana Research. 2011. V. 20. P. 465-484. doi.org/10.1016/j.gr.2011.03.003.
 - 170. Graham C.M. Metabasite amphiboles of the Scottish Dalradian // Contributions to

- mineralogy and petrology. 1974. V. 47. P. 165-185. doi.org/10.1007/BF00371537.
- 171. Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. Nomenclature of the amphibole supergroup: IMA Report // American mineralogist. October. 2012. V. 97. P. 2031-2048. doi.org/10.2138/am.2012.4276.
- 172. Hellner E., Schurmann K. Stability of metamorphic amphiboles: the tremolite-ferroactinolite series // Journal of Geology. -1966. V. 74. No. 3. P. 322-331.
- 173. Hey M.H. A new review of the chlorites // Mineralogical magazine and journal of the mineralogical society. March. 1954. V. 30. P. 277-292. doi.org/10.1180/minmag.1954.030. 224.01.
- 174. Hirose K., Kawamoto T. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: The effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas // Earth and Planetary Science Letters. 1995. V. 133. P. 463-473. doi.org/10.1016/0012-821X(95)00096-U.
- 175. Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1994. V. 116. P. 433-447. doi.org/10.1007/BF00310910.
- 176. Irvine T.N., Baragar W. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian journal of earth sciences. − 1971. − V. 8. − № 5. − P. 523-548. doi.org/10.1139/e71-05.
- 177. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chemical geology. − 2004. − V. 211. − № 1-2. − P. 47-69. doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017.
- 178. Jaques A.L., Green D.H. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts // Conributions to mineralogy and petrology. − 1980. − V. 73. − № 3. − P. 287-310. doi.org/10.1007/BF00381447.
- 179. Jenkins D.M., Bozhilov K.N. Stability and thermodynamic properties of ferro-actinolite: a re-investigation // American Journal of Science. 2003. V. 303. P. 723-752. doi.org/10.2475/ajs. 303.8.723.
- 180. Jenner G.A., Dunning G.R., Malpas J., Brown M., Brace T. Bay of Islands and Little Port complexes, revisited: age, geochemical and isotopic evidence confirm suprasubduction-zone origin // Canadian journal of Earth sciences. − 1991. − V. 28. − № 10. − P. 1635-1652. doi.org/10.1139/e91-146.
- 181. Johnson K.T.M., Sinton J. M. Petrology, tectonic setting, and the formation of back-arc basin basalts in the North Fiji Basin // Geologisches Jahrbuch Reihe. 1990. V. 92. P. 517-545.
- 182. Jowett E.C. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer // Geological association of Canada. May. 1991. 15 p.

- 183. Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // Journal of Petrology. − 2001. − V. 42. − № 4. − P. 655-671. doi.org/10.1093/petrology/42.4.655.
- 184. Kröner A., Kovach V., Belousova E., Hegner E, Armstrong R, Dolgopolova A., Seltmann R., Alexeiev D.V., Hoffmann J.E., Wong J., Sun M., Cai K., Wang T., Tong Y., Wilde S.A., Degtyarev K.E., Rytsk E. Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. − 2014. − V. 25. − № 1. − P. 103-125. doi.org/10.1016/j.gr.2012.12.023.
- 185. Kruk N.N., Rudnev S.N., Vladimirov A.G., Shokalsky S.P., Kovach V.P., Serov P.A., Volkova N.I.. Early-Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources // Journal of Asian Earth Sciences. − 2011. − V. 42. − № 5. − P. 928-948. doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.12.008.
- 186. Kuibida M.L., Kruk N.N., Murzin O.V., Shokal'skii S.P., Gusev N.I., Kirnozova T.I., Travin A.V. Geologic position, age, and petrogenesis of plagiogranites in northern Rudny Altai // Russian Geology and Geophysics. − 2013. − V. 54. − № 10. − P. 1305-1318.
- 187. Kuibida M.L., Safonova I.Y., Yermolov P.V., Vladimirov A.G., Kruk N.N., Yamamoto S. Tonalites and plagiogranites of the Char suture-shear zone in East Kazakhstan: Implications for the Kazakhstan-Siberia collision // Geoscience Frontiers. − 2016. − V. 7. − № 1. − P. 141-150. doi.org/10.1016/j.rgg.2013.09.012.
- 188. Lattard D., Evans B.W. New experiments on the stability of grunerite // European Journal of Mineralogy. 1992. V. 4. P. 219-238. doi.org/10.1127/ejm/4/2/0219.
- 189. Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford. 1989. 193 p.
- 190. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E. S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G, Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N. M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on Amphiboles of the IMA commission on new minerals and mineral names // Mineralogical magazine. April. 1997. V. 61. P. 295-310. doi.org/10.1180/minmag.1997.061.405.13.
- 191. Lepezin G.G., Reverdatto V.V. Zonal metamorphic complexes in the Tongulak i mountain ridge, Altai, Russia, and explanation of its origin with the help of thermal modelling // Acta Geologica Sinica. − 1998. − V. 72. − № 1. − P. 51-61. doi.org/10.1111/j.1755-6724.1998.tb00732.x.
- 192. Li D., He D., Ma D., Tang Y., Kong Y., Tang J. Carboniferous–Permian tectonic framework and its later modifications to the area from eastern Kazakhstan to southern Altai: Insights

- from the Zaysan-Jimunai Basin evolution // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V. 113. P. 16-35. doi.org/10.1016 /j.jseaes.2014.09.017.
- 193. Li P., Sun M., Rosenbaum G., Jourdan F., Li S., Cai K. Late Paleozoic closure of the Ob-Zaisan ocean along the Irtysh shear zone (NW China): Implications for arc amalgamation and oroclinal bending in the Central Asian orogenic belt // Geological society of America Bulletin. 2017. V. 129. P. 547-569. doi.org/10.1130/B31541.1.
- 194. Ludwig K. User's manual for Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2003. V. 4. № 2. P. 1-70.
- 195. Meschide M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeites with the Nb-Zr-Y diagram // Chemical geology. 1986. V. 56. P. 207-218. doi.org/10.1016/0009-2541(86)90004-5.
- 196. Meunier J.D. Les phenomenes d'oxydo-reduction dans un gisement urano-vanadifere de type tabulaire: les gres du Salt-Wash (Jurassique Superieur), district minier de Cottonwood-Wash (Utah, Etats Unis) // Geologie et geochimie de l'Uranium, Mem. 4, Nancy. 1984. 214 p.
- 197. Mutch E.J.F., Blundy J.D., Tattich B.C., Cooper F.J., Brooker R.A. An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer // Contributions to mineralogy and petrology. − 2016. − V. 171. − № 10. − P. 1-27. doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9.
- 198. Ota T., Buslov M.M., Watanabe T. Metamorphic evolution of the Late Precambrian eclogite and associated metabasites, Gorny Altai, southern Russia // International Geology Review. 2002. № 9. P. 837-858. doi.org/10.2747/0020-6814.44.9.837.
- 199. Ota T., Utsunomiya A., Uchio Y., Isozaki Y., Buslov M.M., Ishikawa A., Maruyama S., Kitajima K., Kaneko Y., Yamamoto H., Katayama I. Geology of the Gorny Altai subduction-accretion complex, southern Siberia: tectonic evolution of an ediacarian-cambrian intra-oceanic arctrench system // Journal of Asian Earth Sciences. 2007. V. 30. P. 666-695. doi.org/10. 1016/j.jseaes.2007.03.001.
- 200. Pearce J. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Orogenic andesites and related rocks, Chichester, England. January. 1982. P. 525-548.
- 201. Pearce J., Julian A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental basalts and mantle xenoliths. Nantwich, Cheshire. 1983. P. 230-249.
- 202. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology. 1984. V. 25. P. 956-983. doi.org/10.1093/petrology/25.4.956.
 - 203. Pfander J.A., Jochum K.P., Galer S.J.G., Hellebrand E.W.G., Jung S., Kroner A.

- Geochemistry of ultramafic and mafic rocks from the northern Central Asian Orogenic Belt (Tuva, Central Asia) constraints on lower and middle arc crust formation linked to late Proterozoic intraoceanic subduction // Precambrian Research. 2021. V. 356. P. 106061. doi.org/10.1016/j.precamres.2020.106061.
- 204. Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I., Kroner A., Todt W. Coupled evolution of backarc and island arc like mafic crust in the late Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidance from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // Contribution Mineral Petrology. 2002. V. 143. P. 154-174. doi.org/10.1007/s00410-001-0340-7.
- 205. Pfander J.A., Jochum K.P., Kroner A., Kozakov I., Oidup C., Todt W. Age and geochemical evolution of an early Cambrian ophiolite-island arc system in Tuva South Central Asia. В книге Hanski, E., Vuollo, J. Generation and emplacement of ophiolites through time. Geological Survey of Finland, Special Paper. 1998. V. 26. 42 p.
- 206. Pfander J.A., Kroner A. Tectono-magmatic evolution, age and emplacement of the Agardagh Tes-Chem ophiolite in Tuva, Central Asia: crustal growth by island arc accretion // Developments in Precambrian Geology. 2004. V. 13. P. 207-221. doi.org/10.1016/S0166-2635(04)13006-5.
- 207. Pirajno F. Intracontinental strike-slip faults, associated magmatism, mineral systems and mantle dynamics: examples from NW China and Altay-Sayan (Siberia) // Journal of Geodynamics. − 2010. − V. 50. − № 3-4. − P. 325-346. doi.org/10.1016/j.jog.2010.01.018.
- 208. Putirka K. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes // American mineralogist. 2016. V. 101. P. 841-858. doi.org/10.2138/am-2016-5506.
- 209. Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // Contributions to mineralogy and petrology. 2010. V. 160. P. 45-66. doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7.
- 210. Roddick J.C. The application of isochron diagrams in ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating: A discussion // Earth and Planetary Science Letters. 1978. V. 41. P. 233-244. doi.org/10.1016/0012-821X(78)90014-6.
- 211. Rojas-Agramonte Y., Kroner A., Demoux A., Xia X., Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M. Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: signifi cance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. − 2011. − V. 19. − № 3. − P. 751-763. doi.org/10.1016/j.gr.2010.10.004.
- 212. Saccani E. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics // Geoscience

- Frontiers. -2015. -V. 6. $-N_{\odot}$ 4. -P. 481-501. doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.006.
- 213. Safonova I.Yu. The Russian-Kazakh Altai orogen: An overview and main debatable issues // Geoscience Frontiers. 2014. V. 5. № 4. P. 537-552. doi.org/10.1016/j.gsf.2013.12. 003.
- 214. Schandli E.S., Gorton M.P. Applications of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments // Economic geology. 2002. V. 97. № 3. P. 629-642. doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.629.
- 215. Schmidt M.W. Amphibole composition as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1992. V. 110. P. 304-310. doi.org/10.1007/BF00310745.
- 216. Searle M.P., Malpas J. Petrochemistry and origin of sub-ophiolitic metamorphic and related rocks in the Oman Mountains // Journal of the geological society. 1982. V. 139. P. 235-248. doi.org/10.1144/gsjgs.139.3.023.
- 217. Senger A.M.C, Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // The Tectonic Evolution of Asia / Ed. A. Yin and M. Harrison. University Press, Cambridge. 1996. P. 486-640.
- 218. Senger A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 36. P. 299-307. doi.org/10.1038/364299a0.
- 219. Senger A.M.C., Natal'in B.A. Unravelling the Altaid evolution and tracking the growth of Asia in the 600 to 160 Ma interval // Continental growth in the Phanerozoic: evidence from Central Asia, IGCP-40, 4d workshop: Abstracts, August 6-16. Novosibirsk. 2001. P. 92-94.
- 220. Shcherbakov S.A., Savelyeva G.N. Structures of ultramafic rocks of the Marianas trench and the Owen fracture-zone // Geotectonics. -1984. V. 18. N = 2. P. 159-167.
- 221. Shervias J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth and Planetary Science Letters. 1982. V. 59. P. 101-118. doi.org/10.1016/0012-821X(82)90120-0.
- 222. Slama J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plesovice zircon − a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chemical geology. − 2008. − V. 249. − № 1-2. − P. 1-35. doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005.
- 223. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a 2-stage model // Earth and Planetary Science Letters. − 1975. − № 26. − P. 207-221. doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6.
- 224. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological society of London, special

- publication. 1989. V. 42. P. 313-345. doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.
- 225. Utsunomiya A., Jahn Bor-ming, Ota T., Safonova I.Yu. A geochemical and Sr-Nd isotopic study of the vendian greenstones from Gorny Altai, southern Siberia: implications for the tectonic setting of the formation of greenstones and the role of oceanic plateaus in accretionary orogen // Lithosphere. 2009. V. 113. P. 437-453. doi.org/10.1016/j.lithos.2009.05.020.
- 226. Vermeesch P. Maximum depositional age estimation revisited // Geoscience Frontiers. 2021. V. 12. № 2. P. 843-850. doi.org/10.1016/j.gsf.2020.08.008.
- 227. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // American Mineralogist. 2010. V. 95. P. 185-187. doi.org/10.2138/am.2010.3371.
- 228. Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // Geostandards newslatter. − 1995. − V. 19. − № 1. − P. 1-23. doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995. tb00147.x.
- 229. Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // Journal of the Geological Society. 2007. V. 164. № 1. P. 31-47. doi.org/10.1144/0016-76492006-022.
- 230. Wood D.A. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth and Planetary Science Letters. October. 1980. V. 50. P. 11-30. doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8.
- 231. Xiao W., Huang B., Han C., Sun S., Li J. A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens // Gondwana Research. 2010. V. 18. P. 253-273. doi.org/10.1016/j.gr.2010.01.007.
- 232. Xiao W., Windley B.F., Sun S., Li J.L., Huang B.C., Han C.M., Yuan C., Sun M., Chen H. A tale of amalgamation of three collage systems in the Permian-Middle Triassic in Central-East Asia: Oroclines, sutures, and terminal accretion // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. − 2015. − V. 43. − № 1. − P. 477-507. doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105254.
- 233. Yakubchuk A. Re-deciphering the tectonic jigsaw puzzle of northern Eurasia // Journal of Asian Earth Sciences. −2008. − V. 32. − № 2-4. − P. 82-101. doi.org/10.1016/j.jseaes. 2007.10.009.
- 234. Yardley B.W.D. An introduction to metamorphic petrology. Longman groupe UK Publishers. 1990. 248 p.
- 235. Yavuz F., Doner Z. WinAmptb: A Windows program for calcic amphibole thermobarometry // International journal of mineralogy, crystallography, geochemistry, ore deposits, petrology, volcanology and applied topics on environment, archaeometry and cultural heritage. 2017. V. 86. P. 135-167. doi.org/10.2451/2017PM710.

Приложение 1. Составы амфиболов из метабазальтов и терригенных сланцев восточной части Горного Алтая

Таблица 4.2.1. Анализы амфиболов (масс., %) из метабазальта № Б-17-128 восточной части Горного Алтая

№ спектра	478	452	515	483	527	516	437	459	491	495	458	543	471	534	480	501
Минерал	Hbl	Act-Hbl														
SiO ₂	45.01	48.54	50.94	48.79	49.91	49.38	48.74	50.05	49.26	49.39	49.39	50.42	51.92	51.07	51.27	50.35
TiO ₂	0.36	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43
Al_2O_3	9.72	7.15	6.73	6.82	6.17	5.66	6.53	6.62	5.28	5.30	6.57	4.59	5.02	4.98	5.11	4.52
MnO	0.51	0.53	0.00	0.36	0.00	0.71	0.39	0.45	0.68	0.47	0.00	0.66	0.69	0.62	0.47	0.38
FeO	18.97	18.38	16.58	17.11	18.06	17.70	16.61	17.07	17.41	16.51	16.90	17.26	17.22	16.13	16.28	15.75
MgO	9.06	11.05	10.54	11.36	12.06	12.35	11.41	11.85	12.34	12.07	12.01	12.85	13.14	12.80	12.86	12.56
CaO	11.40	10.33	11.51	11.40	10.24	9.72	11.38	11.37	9.85	10.65	11.35	9.51	9.91	11.23	11.13	11.25
Na ₂ O	1.33	0.95	0.91	1.20	1.03	0.96	1.08	1.01	0.98	1.09	0.98	0.64	0.84	1.06	0.93	0.99
K_2O	0.67	0.36	0.24	0.23	0.35	0.36	0.23	0.31	0.28	0.28	0.26	0.24	0.29	0.20	0.31	0.20
Сумма	97.03	97.29	97.45	97.27	97.82	96.84	96.37	98.73	96.08	95.76	97.46	96.17	99.03	98.09	98.36	96.43
#Mg	0.45	0.51	0.53	0.54	0.54	0.54	0.54	0.55	0.55	0.56	0.56	0.56	0.57	0.58	0.58	0.58
Ca ^A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ^A	0.39	0.24	0.07	0.30	0.22	0.24	0.26	0.23	0.25	0.24	0.25	0.14	0.15	0.23	0.19	0.19
K^{A}	0.13	0.07	0.04	0.04	0.07	0.07	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.06	0.04
Σ^{A}	0.52	0.30	0.11	0.34	0.29	0.31	0.31	0.29	0.30	0.29	0.30	0.18	0.20	0.27	0.25	0.23
Fe ^{2+,B}	0.07	0.24	0.00	0.09	0.31	0.32	0.07	0.11	0.29	0.14	0.17	0.35	0.29	0.09	0.13	0.07
Mn^{B}	0.07	0.07	0.00	0.05	0.00	0.09	0.05	0.06	0.09	0.06	0.00	0.08	0.08	0.08	0.06	0.05
Ca ^B	1.85	1.65	1.81	1.82	1.62	1.55	1.83	1.78	1.59	1.72	1.80	1.52	1.54	1.76	1.74	1.79
Na ^B	0.006	0.039	0.190	0.046	0.075	0.038	0.051	0.051	0.039	0.080	0.032	0.046	0.088	0.069	0.073	0.092
$\Sigma^{\mathbf{B}}$	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al ^C	0.57	0.50	0.64	0.45	0.43	0.36	0.45	0.45	0.34	0.36	0.44	0.33	0.37	0.33	0.35	0.28
Ti ^C	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
Fe ^{2+,C}	2.33	2.05	2.03	2.03	1.92	1.89	2.01	1.97	1.90	1.93	1.92	1.81	1.79	1.88	1.85	1.89
Mn ^C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg^{C}	2.05	2.46	2.31	2.52	2.65	2.75	2.55	2.58	2.76	2.71	2.64	2.86	2.84	2.79	2.79	2.78
$\Sigma^{\rm C}$	5.00	5.00	4.98	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Si ^T	6.83	7.24	7.48	7.25	7.36	7.37	7.30	7.31	7.40	7.42	7.30	7.53	7.51	7.47	7.47	7.49
Al^T	1.17	0.76	0.52	0.75	0.64	0.63	0.70	0.69	0.60	0.58	0.70	0.47	0.49	0.53	0.53	0.51
Σ^{T}	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

Таблица 4.2.1 (продолжение)

№ спектра	505	529	468	503	462	524	440	493	481	518	443	427	520	537	541	455
Минерал	Act-Hbl															
SiO ₂	50.07	49.22	51.35	51.42	52.13	52.17	51.44	51.84	51.44	52.48	51.73	53.11	53.27	51.86	52.70	53.35
TiO ₂	0.00	1.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al_2O_3	5.28	4.59	3.75	4.65	3.83	3.42	3.89	3.12	3.36	3.47	3.09	2.70	2.56	3.30	3.23	2.84
MnO	0.40	0.00	0.38	0.32	0.00	0.00	0.34	0.53	0.40	0.00	0.35	0.58	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	15.25	15.26	15.64	15.37	15.73	15.88	15.30	15.08	14.91	15.10	14.61	15.06	15.01	14.47	14.05	14.59
MgO	12.65	12.53	13.19	13.32	13.39	13.64	13.58	13.70	13.58	13.94	14.06	14.75	14.41	14.03	13.84	14.40
CaO	11.84	12.03	11.23	11.98	11.36	10.92	11.42	11.42	11.74	11.75	11.15	11.19	11.58	11.93	11.91	11.75
Na ₂ O	0.71	0.72	0.74	0.74	0.69	0.58	0.66	0.50	0.67	0.65	0.54	0.48	0.56	0.47	0.48	0.58
K ₂ O	0.20	0.20	0.23	0.00	0.15	0.20	0.17	0.00	0.00	0.20	0.00	0.18	0.18	0.19	0.10	0.00
Сумма	96.40	95.76	96.51	97.80	97.28	96.81	96.80	96.19	96.10	97.59	95.53	98.05	97.57	96.25	96.31	97.51
#Mg	0.59	0.59	0.59	0.60	0.60	0.60	0.61	0.61	0.61	0.62	0.63	0.63	0.63	0.63	0.64	0.64
Ca ^A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ^A	0.19	0.17	0.15	0.20	0.12	0.10	0.16	0.13	0.17	0.13	0.12	0.12	0.10	0.11	0.05	0.10
K ^A	0.04	0.04	0.04	0.00	0.03	0.04	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.03	0.04	0.02	0.00
ΣΑ	0.23	0.21	0.20	0.20	0.15	0.13	0.19	0.13	0.17	0.17	0.12	0.15	0.13	0.15	0.07	0.10
Fe ^{2+.B}	0.05	0.03	0.11	0.08	0.14	0.21	0.13	0.11	0.07	0.11	0.15	0.18	0.13	0.09	0.04	0.11
Mn ^B	0.05	0.00	0.05	0.04	0.00	0.00	0.04	0.07	0.05	0.00	0.04	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca ^B	1.88	1.93	1.78	1.87	1.78	1.72	1.80	1.81	1.87	1.83	1.77	1.74	1.80	1.89	1.87	1.83
Na ^B	0.016	0.039	0.061	0.009	0.075	0.070	0.029	0.016	0.018	0.055	0.031	0.015	0.061	0.021	0.088	0.064
$\Sigma^{\mathbf{B}}$	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al ^C	0.36	0.18	0.26	0.30	0.29	0.27	0.26	0.22	0.22	0.24	0.22	0.16	0.19	0.22	0.29	0.23
Ti ^C	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ^{2+.C}	1.84	1.88	1.83	1.80	1.78	1.74	1.76	1.76	1.78	1.73	1.66	1.65	1.69	1.69	1.68	1.66
Mn ^C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg^{C}	2.80	2.80	2.91	2.90	2.92	2.99	2.98	3.02	3.00	3.03	3.11	3.19	3.12	3.09	3.03	3.11
$\Sigma^{\rm C}$	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Si ^T	7.43	7.37	7.61	7.50	7.63	7.67	7.58	7.67	7.63	7.65	7.68	7.70	7.75	7.65	7.73	7.74
Al^{T}	0.57	0.63	0.39	0.50	0.37	0.33	0.42	0.33	0.37	0.35	0.32	0.30	0.25	0.35	0.27	0.26
Σ^{T}	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

Таблица 4.2.1 (продолжение)

№ спектра	454	473	451	531	463	546	464	429	538	466	456	467	492	486	428	504
Минерал	Act-Hbl	Act-Hbl	Act-Hbl	Act-Hbl	Act-Hbl	Act-Hbl	Hbl-Pgt									
SiO ₂	53.95	53.92	54.61	53.59	54.76	54.64	41.22	40.11	41.17	40.87	41.54	42.09	41.40	41.12	42.09	41.62
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.44	0.00	0.56	0.00	0.00	0.40	0.47	0.46	0.60	0.48
Al_2O_3	2.77	2.59	1.65	1.92	1.72	1.44	13.30	14.03	12.40	13.81	14.16	12.97	13.42	12.82	12.64	12.49
MnO	0.42	0.34	0.38	0.00	0.48	0.00	0.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43	0.34	0.32	0.00	0.00
FeO	13.79	14.26	14.06	13.75	13.42	13.65	20.69	20.50	20.63	20.41	20.72	21.08	20.25	19.83	20.52	20.46
MgO	14.24	14.72	15.41	14.76	15.35	15.13	7.27	7.22	7.27	7.20	7.35	7.73	7.40	7.42	7.65	7.64
CaO	11.66	12.23	11.90	11.97	12.36	11.54	11.69	11.31	11.40	11.39	11.43	11.52	11.34	11.44	11.34	11.51
Na ₂ O	0.34	0.39	0.35	0.30	0.36	0.35	1.80	1.67	1.58	1.66	1.83	1.79	1.73	1.57	1.80	1.51
K_2O	0.00	0.19	0.00	0.14	0.05	0.07	0.49	0.32	0.58	0.32	0.43	0.52	0.40	0.45	0.45	0.52
Сумма	97.17	98.64	98.36	96.43	98.50	96.82	97.29	95.16	95.59	95.66	97.46	98.53	96.75	95.43	97.09	96.23
#Mg	0.64	0.64	0.66	0.66	0.66	0.66	0.38	0.39	0.39	0.39	0.39	0.39	0.39	0.40	0.40	0.40
Ca ^A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.14	0.07	0.10	0.07	0.10	0.07	0.08	0.03	0.09
Na ^A	0.00	0.08	0.07	0.03	0.06	0.00	0.54	0.51	0.48	0.50	0.54	0.53	0.52	0.47	0.53	0.45
K ^A	0.00	0.03	0.00	0.03	0.01	0.01	0.10	0.06	0.12	0.06	0.08	0.10	0.08	0.09	0.09	0.10
Σ^{A}	0.00	0.11	0.07	0.05	0.07	0.01	0.73	0.71	0.66	0.66	0.70	0.72	0.66	0.64	0.66	0.64
Fe ^{2+,B}	0.04	0.04	0.10	0.07	0.01	0.10	0.12	0.24	0.16	0.20	0.20	0.17	0.15	0.13	0.17	0.18
Mn ^B	0.05	0.04	0.05	0.00	0.06	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.04	0.04	0.00	0.00
Ca ^B	1.81	1.88	1.83	1.88	1.90	1.79	1.83	1.76	1.84	1.80	1.80	1.77	1.80	1.83	1.83	1.82
Na ^B	0.096	0.033	0.025	0.058	0.037	0.098	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ^{B}	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al ^C	0.29	0.18	0.12	0.17	0.13	0.17	0.74	0.87	0.71	0.88	0.89	0.70	0.80	0.76	0.73	0.72
Ti ^C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.07	0.00	0.00	0.05	0.05	0.05	0.07	0.06
Fe ^{2+,C}	1.63	1.67	1.59	1.61	1.60	1.56	2.54	2.44	2.53	2.45	2.44	2.50	2.45	2.46	2.46	2.47
Mn ^C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg^{C}	3.08	3.15	3.30	3.22	3.28	3.27	1.67	1.69	1.69	1.67	1.67	1.75	1.70	1.72	1.75	1.76
Σ^{C}	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Si ^T	7.82	7.74	7.84	7.84	7.84	7.93	6.33	6.28	6.43	6.35	6.34	6.38	6.37	6.41	6.45	6.44
Al^T	0.18	0.26	0.16	0.16	0.16	0.07	1.67	1.72	1.57	1.65	1.66	1.62	1.63	1.59	1.55	1.56
Σ^{T}	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

Таблица 4.2.1 (продолжение)

№ спектра	485	465	436	535	496	432	461	469	533	514	502	442	517	511	441	547
Минерал	Hbl-Pgt															
SiO ₂	41.79	41.90	41.11	42.22	41.55	42.10	43.20	42.26	43.19	43.17	41.74	42.21	42.70	43.54	42.54	42.95
TiO ₂	0.41	0.49	0.00	0.49	0.58	0.38	0.73	0.35	0.43	0.44	0.61	0.33	0.49	0.00	0.46	0.00
Al_2O_3	12.69	12.41	12.20	12.34	12.05	12.07	12.13	11.35	11.87	12.53	11.16	12.36	11.48	11.47	11.46	11.23
MnO	0.00	0.40	0.00	0.00	0.00	0.46	0.00	0.00	0.46	0.00	0.46	0.34	0.00	0.00	0.42	0.00
FeO	20.50	20.28	20.00	19.99	19.93	20.19	20.44	19.99	19.81	20.33	19.74	18.31	19.95	19.59	19.26	19.92
MgO	7.68	7.83	7.72	7.86	7.87	8.22	8.16	8.05	8.17	8.22	8.17	7.61	8.34	8.23	8.28	8.40
CaO	11.56	11.74	11.40	11.48	11.32	11.55	11.48	11.48	11.74	11.76	11.52	11.06	11.53	11.52	11.46	11.71
Na ₂ O	1.59	1.49	1.61	1.63	1.34	1.57	1.55	1.65	1.66	1.50	1.54	1.73	1.51	1.36	1.34	1.45
K ₂ O	0.29	0.48	0.41	0.41	0.33	0.49	0.60	0.51	0.56	0.47	0.61	0.51	0.35	0.48	0.46	0.44
Сумма	96.51	97.02	94.45	96.42	94.97	97.03	98.29	95.64	97.89	98.42	95.55	94.46	96.35	96.19	95.68	96.10
#Mg	0.40	0.40	0.41	0.41	0.41	0.41	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.43	0.43	0.43	0.43
Ca ^A	0.10	0.12	0.11	0.05	0.10	0.12	0.03	0.06	0.04	0.07	0.10	0.00	0.08	0.04	0.08	0.10
Na ^A	0.47	0.44	0.49	0.49	0.41	0.47	0.45	0.50	0.49	0.44	0.47	0.46	0.45	0.40	0.40	0.43
K ^A	0.06	0.09	0.08	0.08	0.07	0.10	0.12	0.10	0.11	0.09	0.12	0.10	0.07	0.09	0.09	0.09
Σ^{A}	0.63	0.66	0.68	0.62	0.57	0.68	0.60	0.65	0.64	0.60	0.68	0.56	0.60	0.54	0.57	0.62
Fe ^{2+,B}	0.19	0.13	0.18	0.16	0.21	0.16	0.18	0.15	0.08	0.18	0.11	0.04	0.18	0.14	0.12	0.16
Mn ^B	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.06	0.00	0.06	0.04	0.00	0.00	0.06	0.00
Ca ^B	1.81	1.81	1.82	1.84	1.79	1.78	1.82	1.85	1.86	1.82	1.83	1.85	1.82	1.86	1.82	1.84
Na ^B	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.065	0.00	0.00	0.00	0.00
$\Sigma^{ m B}$	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al^{C}	0.74	0.68	0.74	0.73	0.70	0.65	0.68	0.64	0.67	0.72	0.56	0.85	0.65	0.75	0.67	0.66
Ti ^C	0.05	0.06	0.00	0.06	0.07	0.04	0.08	0.04	0.05	0.05	0.07	0.04	0.06	0.00	0.05	0.00
Fe ^{2+,C}	2.45	2.47	2.45	2.41	2.40	2.43	2.40	2.45	2.43	2.38	2.46	2.34	2.39	2.37	2.37	2.41
Mn ^C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg^{C}	1.76	1.79	1.81	1.80	1.83	1.88	1.84	1.86	1.85	1.84	1.90	1.77	1.91	1.88	1.91	1.93
$\Sigma^{\rm C}$	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Si ^T	6.44	6.43	6.47	6.49	6.49	6.46	6.52	6.56	6.55	6.50	6.51	6.58	6.57	6.68	6.58	6.62
Al^T	1.56	1.57	1.53	1.51	1.51	1.54	1.48	1.44	1.45	1.50	1.49	1.42	1.43	1.32	1.42	1.38
Σ^{T}	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

Таблица 4.2.1 (окончание)

№ спектра	526	521	530	494	484	519	542	472	528	470	445	507	523
Минерал	Hbl-Pgt												
SiO ₂	43.51	43.52	43.47	43.27	43.83	43.50	43.46	43.39	43.19	43.65	43.81	43.93	43.45
TiO ₂	0.51	0.67	0.56	0.45	0.49	0.47	0.00	0.46	0.52	0.72	0.00	0.45	0.52
Al ₂ O ₃	12.08	11.00	11.37	11.54	10.69	11.27	10.60	10.99	10.91	10.94	10.91	10.39	10.60
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.39	0.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00	0.00
FeO	20.52	19.74	19.54	19.30	19.66	19.53	19.43	19.68	19.52	19.44	19.23	19.78	19.36
MgO	8.71	8.48	8.41	8.52	8.87	8.85	8.68	8.81	8.74	8.75	8.85	9.02	8.88
CaO	11.37	11.70	11.72	11.45	11.69	11.49	11.42	11.71	11.47	11.78	11.63	11.45	11.78
Na ₂ O	1.56	1.47	1.48	1.57	1.35	1.57	1.43	1.33	1.25	1.30	1.35	1.38	1.35
K ₂ O	0.56	0.52	0.38	0.53	0.54	0.54	0.26	0.48	0.39	0.59	0.25	0.49	0.37
Сумма	98.82	97.10	96.93	96.63	97.51	97.61	95.28	96.85	95.99	97.17	96.36	96.89	96.31
#Mg	0.43	0.43	0.43	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.45	0.45	0.45	0.45
Ca ^A	0.07	0.04	0.04	0.02	0.08	0.06	0.07	0.09	0.08	0.05	0.09	0.06	0.08
Na ^A	0.45	0.43	0.44	0.46	0.40	0.46	0.43	0.39	0.37	0.38	0.40	0.41	0.40
K^A	0.11	0.10	0.07	0.10	0.10	0.10	0.05	0.09	0.08	0.11	0.05	0.10	0.07
Σ^{A}	0.63	0.57	0.55	0.58	0.58	0.63	0.55	0.58	0.53	0.55	0.54	0.57	0.56
Fe ^{2+,B}	0.24	0.13	0.13	0.14	0.13	0.14	0.17	0.17	0.19	0.13	0.14	0.19	0.15
Mn^{B}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
Ca ^B	1.76	1.87	1.87	1.86	1.82	1.81	1.83	1.83	1.81	1.87	1.81	1.81	1.85
Na ^B	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ^{B}	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al ^C	0.66	0.61	0.66	0.69	0.57	0.61	0.66	0.60	0.62	0.60	0.67	0.57	0.58
Ti ^C	0.06	0.08	0.06	0.05	0.06	0.05	0.00	0.05	0.06	0.08	0.00	0.05	0.06
Fe ^{2+,C}	2.33	2.39	2.36	2.32	2.37	2.33	2.34	2.34	2.32	2.34	2.32	2.33	2.33
Mn ^C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg^{C}	1.95	1.93	1.91	1.94	2.01	2.00	2.00	2.01	2.00	1.98	2.02	2.05	2.03
$\Sigma^{\rm C}$	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Si ^T	6.53	6.63	6.62	6.61	6.66	6.60	6.73	6.63	6.64	6.64	6.70	6.70	6.66
Al^T	1.47	1.37	1.38	1.39	1.34	1.40	1.27	1.37	1.36	1.36	1.30	1.30	1.34
Σ^{T}	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

 $\#Mg = Mg/(Mg + Fe_{tot} + Mn)$. $Fe_{tot} - общее железо$

Таблица 4.2.2. Анализы амфиболов (масс., %) из метабазальта № Б-17-155 восточной части Горного Алтая

№ спектра	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94
Минерал	Act-Hbl	Hbl-Pgt	Pgt	Pgt	Pgt	Pgt	Pgt										
SiO ₂	46.60	43.13	44.35	43.81	44.63	44.41	45.03	43.19	43.11	42.62	43.26	43.00	39.96	42.32	41.89	42.44	42.08
TiO ₂	0.00	0.43	0.42	0.30	0.45	0.60	0.83	0.50	1.45	0.58	0.32	0.32	0.38	1.93	0.67	0.50	0.73
Al ₂ O ₃	6.37	9.26	8.98	9.58	8.71	8.65	8.16	9.79	8.73	9.41	9.94	9.92	11.64	9.03	10.75	10.85	10.18
MnO	0.71	0.72	0.76	0.68	0.66	0.70	0.72	0.77	0.75	0.71	0.65	0.76	0.62	0.65	0.70	0.62	0.74
FeO	21.52	23.75	23.50	23.58	23.43	22.75	22.77	23.07	23.38	23.14	23.72	23.62	24.33	23.66	24.26	23.66	23.88
MgO	8.91	7.15	7.23	7.00	7.40	7.76	7.81	7.26	6.95	6.85	6.85	6.73	5.77	6.88	6.38	6.55	6.20
CaO	11.89	11.88	11.88	11.89	11.96	11.98	11.74	11.75	11.87	11.57	11.88	11.67	11.39	11.54	11.70	11.64	11.66
Na ₂ O	0.89	1.27	1.32	1.16	1.09	1.09	1.12	1.29	1.17	1.21	1.17	1.25	1.59	1.47	1.51	1.37	1.37
K ₂ O	0.63	0.90	0.88	1.00	0.93	0.96	0.93	1.06	1.08	1.05	1.06	0.98	1.46	1.23	1.34	1.20	1.22
Сумма	97.52	98.49	99.32	99.00	99.26	98.90	99.11	98.68	98.49	97.14	98.85	98.25	97.14	98.71	99.20	98.83	98.06
#Mg	0.42	0.34	0.35	0.34	0.35	0.37	0.37	0.35	0.34	0.34	0.33	0.33	0.29	0.34	0.31	0.32	0.31
Ca ^A	0.10	0.17	0.10	0.12	0.12	0.12	0.07	0.13	0.10	0.12	0.14	0.13	0.15	0.06	0.12	0.10	0.10
Na ^A	0.26	0.38	0.39	0.34	0.32	0.32	0.33	0.38	0.35	0.37	0.35	0.37	0.49	0.44	0.45	0.41	0.41
K ^A	0.12	0.18	0.17	0.34	0.18	0.19	0.18	0.21	0.21	0.21	0.21	0.19	0.29	0.24	0.26	0.24	0.24
Σ^{A}	0.49	0.73	0.66	0.20	0.62	0.63	0.58	0.72	0.66	0.69	0.70	0.70	0.93	0.75	0.84	0.75	0.76
Fe ^{2+.B}	0.06	0.11	0.06	0.66	0.08	0.07	0.07	0.09	0.04	0.08	0.10	0.10	0.13	0.07	0.10	0.10	0.06
Mn ^B	0.09	0.09	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.09	0.08	0.10	0.08	0.09	0.09	0.08	0.10
Ca ^B	1.85	1.80	1.84	1.83	1.84	1.84	1.84	1.81	1.87	1.82	1.82	1.80	1.79	1.85	1.81	1.81	1.85
Na ^B	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$\Sigma_{\mathbf{B}}$	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al ^C	0.28	0.35	0.38	0.44	0.36	0.33	0.31	0.41	0.25	0.39	0.45	0.45	0.50	0.19	0.42	0.50	0.42
Ti ^C	0.00	0.05	0.05	0.03	0.05	0.07	0.09	0.06	0.17	0.07	0.04	0.04	0.05	0.22	0.08	0.06	0.09
Fe ^{2+.C}	2.69	2.96	2.93	2.93	2.91	2.83	2.83	2.87	2.98	2.94	2.95	2.96	3.09	3.00	3.03	2.94	3.05
Mn ^C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg^{C}	2.03	1.65	1.64	1.60	1.68	1.77	1.77	1.66	1.60	1.60	1.57	1.55	1.36	1.59	1.47	1.50	1.44
Σ^{C}	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Si ^T	7.13	6.66	6.76	6.71	6.80	6.78	6.85	6.63	6.66	6.66	6.66	6.65	6.33	6.55	6.46	6.53	6.55
Al^T	0.87	1.34	1.24	1.29	1.20	1.22	1.15	1.37	1.34	1.34	1.34	1.35	1.67	1.45	1.54	1.47	1.45
Σ^{T}	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

 $\#Mg = Mg/(Mg+Fe_{tot}+Mn)$. $Fe_{tot}-$ общее железо

Таблица 4.2.3. Анализы амфиболов (масс., %) из метабазальта № Б-99-15 восточной части Горного Алтая

№ спектра	133	119	1	144	191	173	136	181	168	165	132	161	31	47	8	32	36
Nº chekipa	Mg-																
Минерал	Hbl																
SiO ₂	40.56	40.61	40.63	40.67	40.75	40.88	40.90	40.90	40.95	41.01	41.03	41.05	41.12	41.12	41.18	41.20	41.20
TiO ₂	0.32	0.30	0.52	0.37	0.38	0.60	0.40	0.32	0.35	0.28	0.52	0.35	0.40	0.40	0.35	0.33	0.32
Al ₂ O ₃	13.49	14.13	15.06	13.85	12.74	12.68	12.79	12.64	13.60	12.81	13.57	13.13	13.28	12.96	14.17	12.79	12.98
MnO	0.44	0.54	0.53	0.59	0.44	0.46	0.56	0.53	0.52	0.54	0.52	0.46	0.53	0.54	0.57	0.43	0.46
FeO	20.06	21.30	21.15	21.47	21.12	20.29	20.19	20.69	21.24	20.93	20.06	20.24	20.82	20.83	21.14	20.26	20.67
MgO	6.14	5.65	5.44	5.46	5.77	6.40	6.75	6.27	6.12	6.14	6.12	6.42	6.35	6.00	5.67	6.83	5.84
CaO	11.36	11.43	11.63	11.46	11.40	11.45	11.15	11.05	11.28	11.35	11.63	11.36	11.31	11.36	11.43	11.31	11.38
Na ₂ O	1.28	1.47	1.52	1.36	1.17	1.21	1.50	1.32	1.52	1.29	1.42	1.51	1.40	1.32	1.54	1.48	1.27
K ₂ O	0.40	0.37	0.45	0.35	0.42	0.30	0.24	0.28	0.36	0.47	0.35	0.27	0.28	0.33	0.39	0.28	0.45
Сумма	94.05	95.80	96.93	95.58	94.19	94.27	94.48	94.00	95.94	94.82	95.22	94.79	95.49	94.86	96.44	94.91	94.57
#Mg	0.96	0.95	0.95	0.94	0.96	0.96	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.96	0.95	0.95	0.95	0.97	0.96
Ca ^A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ^A	0.23	0.26	0.28	0.24	0.21	0.22	0.25	0.19	0.25	0.22	0.29	0.28	0.22	0.22	0.26	0.26	0.22
K ^A	0.08	0.07	0.09	0.07	0.08	0.06	0.05	0.05	0.07	0.09	0.07	0.05	0.05	0.06	0.07	0.05	0.09
Σ^{A}	0.31	0.33	0.37	0.31	0.29	0.28	0.30	0.25	0.32	0.31	0.35	0.33	0.28	0.29	0.34	0.31	0.30
Fe ^{2+.B}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn ^B	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca ^B	1.85	1.84	1.85	1.84	1.86	1.86	1.81	1.80	1.81	1.84	1.87	1.84	1.82	1.84	1.82	1.83	1.85
Na ^B	0.15	0.16	0.15	0.16	0.14	0.14	0.19	0.20	0.19	0.16	0.13	0.16	0.18	0.16	0.18	0.17	0.15
$\Sigma_{\rm B}$	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al^{C}	2.09	1.98	1.94	1.97	2.04	2.14	2.18	2.10	2.05	2.10	2.11	2.13	2.09	2.07	1.99	2.19	2.06
Ti ^C	0.58	0.58	0.64	0.56	0.49	0.47	0.48	0.49	0.52	0.49	0.57	0.53	0.51	0.51	0.60	0.48	0.55
Fe ^{3+.C}	0.04	0.03	0.06	0.04	0.04	0.07	0.05	0.04	0.04	0.03	0.06	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04
Mn ^C	0.06	0.07	0.07	0.08	0.06	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.07	0.05	0.06
Mg^{C}	1.39	1.26	1.20	1.22	1.31	1.45	1.52	1.42	1.36	1.38	1.37	1.44	1.42	1.35	1.26	1.53	1.32
$\Sigma_{\rm C}$	4.36	4.35	4.33	4.33	4.32	4.37	4.42	4.39	4.38	4.36	4.33	4.37	4.39	4.35	4.34	4.40	4.32
Si ^T	6.17	6.09	6.02	6.11	6.21	6.20	6.19	6.23	6.12	6.20	6.16	6.19	6.17	6.21	6.12	6.21	6.24
Al^T	1.83	1.91	1.98	1.89	1.79	1.80	1.81	1.77	1.88	1.80	1.84	1.81	1.83	1.79	1.88	1.79	1.76
Σ^{T}	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

Таблица 4.2.3 (продолжение)

№	1.42	104	202	20	100	1.52	20	126	2.4	100	1.40	160	201	20	120	100	1.51	174	107
спектра	143	184	203	29	180	153	20	126	34	182	142	160	201	30	120	198	151	174	187
Минерал	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-
SiO ₂	Hbl 41.23	Hbl 41.31	Hbl 41.31	Hbl 41.42	Hbl 41.46	Hbl 41.48	Hbl 41.48	Hbl 41.50	Hb1 41.50	Hb1 41.55	Hbl 41.59	Hb1 41.59	Hbl 41.61	Hbl 41.65	Hbl 41.74	Hbl 41.74	Hbl 41.76	Hb1 41.80	Hbl 41.80
TiO ₂	0.47	0.87	0.38	0.32	0.40	0.43	0.97	0.32	0.77	0.25	0.50	0.35	0.30	0.47	0.35	0.37	0.32	0.32	0.30
~	13.45	11.88	12.26	13.83	12.49	13.32	13.45	13.02		13.28	13.98	13.36	11.90	14.13	14.17	13.64	12.36	12.57	12.47
Al ₂ O ₃	0.48			0.43	0.50	0.65	0.54	0.49	0.43	0.40	0.48	0.54		0.49	0.45	0.49	0.56		
MnO	20.93	0.44	0.49	20.58	20.52	20.66	20.79		19.95		21.07	20.89	0.59					0.58 20.53	0.45
FeO		20.91	20.33					20.56		20.44			20.19	21.07	21.16	20.89	6.93		20.12
MgO	6.05	5.74	6.92	5.90	6.14	6.48	5.79	6.78	6.57	6.47	6.15	6.58	7.41	6.10	6.20	6.17		6.88	6.77
CaO	11.46	11.57	11.03	11.28	11.35	11.26	11.59	11.22	11.56	11.31		11.28	10.93	11.53	11.74	11.40	11.33	10.98	11.21
Na ₂ O		1.15			1.31		1.42	1.55	1.47	1.44	1.36		1.27	1.51					1.46
K ₂ O	0.37 95.92	0.37	0.22	0.37 95.64	0.36	0.25 96.04	0.36 96.39	0.28	0.35 95.92	0.25 95.39	0.37 97.09	0.27 96.34	0.22	0.37 97.32	0.51 97.82	0.39 96.38	0.20	0.18 95.31	0.30 94.88
Сумма		94.24	94.41		94.53			95.72					94.42				95.31		
#Mg	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.95	0.95	0.96	0.96	0.97	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.95	0.96
Ca ^A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ^A	0.26	0.22	0.22	0.24	0.22	0.23	0.25	0.25	0.27	0.23	0.22	0.22	0.14	0.25	0.27	0.18	0.26	0.19	0.23
K ^A	0.07	0.07	0.04	0.07	0.07	0.05	0.07	0.05	0.07	0.05	0.07	0.05	0.04	0.07	0.10	0.07	0.04	0.03	0.06
Σ ^A Fe ^{2+.B}	0.33	0.30	0.26	0.31	0.29	0.28	0.32	0.30	0.34	0.28	0.29	0.27	0.19	0.32	0.37	0.26	0.30	0.22	0.29
	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn ^B	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca ^B	1.83	1.89	1.79	1.81	1.84	1.80	1.85	1.80	1.84	1.81	1.83	1.79	1.77	1.82	1.84	1.81	1.82	1.76	1.81
Na ^B	0.17	0.11	0.21	0.19	0.16	0.20	0.15	0.20	0.16	0.19	0.17	0.21	0.23	0.18	0.16	0.19	0.18	0.24	0.19
$\frac{\Sigma^{B}}{Al^{C}}$	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Ti ^C	2.07	2.09	2.20	2.03	2.12	2.12	2.05	2.16	2.16	2.11	2.04	2.11	2.26	2.04	2.06	2.05	2.22	2.17	2.19
	0.53	0.41	0.44	0.62	0.50	0.52	0.52	0.49	0.52	0.56	0.56	0.52	0.41	0.58	0.57	0.58	0.45	0.48	0.50
Fe ^{3+.C}	0.05	0.10	0.04	0.04	0.05	0.05	0.11	0.04	0.09	0.03	0.06	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03
Mn ^C	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0.08	0.07	0.06	0.05	0.05	0.06	0.07	0.08	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.06
Mg ^C	1.35	1.30	1.56	1.31	1.39	1.44	1.28	1.51	1.46	1.44	1.35	1.46	1.67	1.34	1.35	1.36	1.55	1.54	1.52
Σ ^C	4.34	4.26	4.43	4.34	4.33	4.40	4.30	4.41	4.35	4.38	4.37	4.41	4.49	4.36	4.35	4.37	4.40	4.44	4.39
Si ^T	6.16	6.28	6.25	6.19	6.27	6.18	6.16	6.20	6.18	6.22	6.13	6.18	6.29	6.13	6.12	6.19	6.26	6.26	6.29
Al ^T	1.84	1.72	1.75	1.81	1.73	1.82	1.84	1.80	1.82	1.78	1.87	1.82	1.71	1.87	1.88	1.81	1.74	1.74	1.71
Σ^{T}	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

Таблица 4.2.3 (продолжение)

No	4	194	140	205	145	199	189	13	204	177	157	179	24	121	190	186	139	147
спектра										177	107					100		1.,
Минерал	Mg- Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg- Hbl	Mg-Hbl	Mg- Hbl	Mg- Hbl	Mg-Hbl	Mg- Hbl	Mg-Hbl								
SiO ₂	41.80	41.82	41.85	41.85	41.95	42.04	42.08	42.08	42.10	42.15	42.17	42.17	42.19	42.23	42.23	42.25	42.32	42.36
TiO ₂	0.37	0.30	0.40	0.38	0.35	0.37	0.40	0.42	0.35	0.47	0.38	0.32	0.43	0.33	0.28	0.40	0.45	0.37
Al ₂ O ₃	13.87	11.17	11.43	12.11	13.19	12.17	11.24	12.92	13.00	13.96	12.66	13.26	14.00	11.71	12.26	12.00	11.64	13.40
MnO	0.43	0.57	0.53	0.44	0.41	0.46	0.61	0.53	0.59	0.49	0.49	0.50	0.44	0.52	0.54	0.63	0.57	0.48
FeO	21.05	20.02	19.98	19.52	20.76	20.78	19.62	20.65	20.34	20.70	20.67	20.65	21.05	20.08	20.19	20.15	20.39	20.89
MgO	6.24	7.01	7.25	6.96	6.68	7.03	7.50	6.65	6.90	6.53	7.11	6.60	6.45	7.23	7.08	7.21	6.93	6.65
CaO	11.57	11.24	11.25	11.36	11.25	11.29	11.07	11.29	11.22	11.40	11.45	11.42	11.50	11.24	11.03	11.36	11.56	11.36
Na ₂ O	1.39	1.23	1.42	1.40	1.59	1.48	1.55	1.48	1.54	1.52	1.56	1.52	1.50	1.35	1.59	1.42	1.17	1.54
K ₂ O	0.48	0.39	0.18	0.34	0.22	0.20	0.18	0.18	0.25	0.30	0.25	0.29	0.39	0.20	0.22	0.18	0.35	0.25
Сумма	97.20	93.75	94.29	94.36	96.40	95.82	94.25	96.20	96.29	97.52	96.74	96.73	97.95	94.89	95.42	95.60	95.38	97.30
#Mg	0.96	0.96	0.96	0.97	0.97	0.96	0.96	0.96	0.95	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.95	0.96	0.96
Ca ^A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ^A	0.22	0.20	0.24	0.25	0.24	0.23	0.25	0.22	0.23	0.22	0.26	0.24	0.22	0.20	0.23	0.23	0.20	0.22
K ^A	0.09	0.08	0.03	0.07	0.04	0.04	0.03	0.03	0.05	0.06	0.05	0.05	0.07	0.04	0.04	0.03	0.07	0.05
Σ^{Λ}	0.31	0.28	0.28	0.31	0.28	0.27	0.28	0.26	0.27	0.28	0.31	0.30	0.30	0.24	0.27	0.26	0.26	0.27
Fe ^{2+.B}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn ^B	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca ^B	1.83	1.84	1.83	1.84	1.79	1.81	1.80	1.80	1.78	1.79	1.81	1.81	1.80	1.81	1.77	1.82	1.86	1.79
Na ^B	0.17	0.16	0.17	0.16	0.21	0.19	0.20	0.20	0.22	0.21	0.19	0.19	0.20	0.19	0.23	0.18	0.14	0.21
Σ^{B}	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al ^C	2.06	2.29	2.30	2.26	2.13	2.21	2.35	2.14	2.18	2.09	2.22	2.13	2.07	2.27	2.22	2.27	2.25	2.12
Ti ^C	0.56	0.38	0.38	0.48	0.52	0.41	0.37	0.51	0.51	0.58	0.44	0.54	0.57	0.42	0.47	0.42	0.40	0.54
Fe ^{3+.C}	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04
Mn ^C	0.05	0.07	0.07	0.06	0.05	0.06	0.08	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07	0.07	0.08	0.07	0.06
Mg^{C}	1.37	1.59	1.64	1.57	1.48	1.56	1.69	1.47	1.53	1.43	1.57	1.45	1.40	1.62	1.58	1.61	1.55	1.46
$\Sigma^{\rm C}$	4.36	4.38	4.41	4.37	4.40	4.41	4.43	4.40	4.42	4.40	4.41	4.38	4.39	4.42	4.42	4.42	4.37	4.40
Si ^T	6.16	6.38	6.34	6.32	6.22	6.27	6.37	6.25	6.24	6.17	6.23	6.23	6.16	6.35	6.31	6.31	6.34	6.22
Al^T	1.84	1.62	1.66	1.68	1.78	1.73	1.63	1.75	1.76	1.83	1.77	1.77	1.84	1.65	1.69	1.69	1.66	1.78
Σ^{T}	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

Таблица 4.2.3 (продолжение)

No	128	134	49	176	14	149	33	200	155	5	131	123	38	42	11	156	26	9	2
спектра	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-									
Минерал	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl									
SiO ₂	42.68	42.68	42.74	42.87	42.87	42.92	43.02	43.09	43.15	43.22	43.24	43.41	43.41	43.51	43.56	43.60	43.79	43.99	44.01
TiO ₂	0.35	1.02	0.32	0.35	0.32	0.25	0.32	0.40	0.33	0.45	0.35	0.32	0.47	0.25	0.47	0.33	0.42	0.52	0.33
Al ₂ O ₃	11.07	11.51	12.38	11.53	14.59	11.94	12.13	12.07	12.55	14.44	12.36	11.60	11.81	11.30	13.81	12.30	12.58	11.85	10.83
MnO	0.46	0.44	0.46	0.56	0.37	0.49	0.46	0.48	0.48	0.49	0.62	0.54	0.49	0.41	0.49	0.54	0.54	0.53	0.63
FeO	19.81	19.90	20.42	20.29	20.76	20.21	20.03	20.04	19.10	21.20	20.29	19.59	19.81	20.96	20.07	20.80	20.76	21.78	19.64
MgO	7.68	7.03	6.85	7.55	6.95	7.51	7.25	7.43	7.51	6.65	7.26	7.63	7.79	6.80	6.55	7.56	7.53	6.35	8.29
CaO	11.28	11.75	11.46	11.12	11.57	11.22	11.33	11.33	10.80	11.68	11.22	11.78	11.40	11.47	11.32	11.43	11.63	11.66	11.33
Na ₂ O	1.37	1.35	1.58	1.50	1.64	1.50	1.47	1.37	1.68	1.54	1.52	1.52	1.27	1.16	1.60	1.55	1.48	1.11	1.39
K ₂ O	0.23	0.35	0.20	0.23	0.40	0.14	0.28	0.23	0.16	0.36	0.14	0.19	0.31	0.37	0.39	0.17	0.18	0.36	0.19
Сумма	94.93	96.03	96.41	96.00	99.47	96.18	96.29	96.44	95.76	100.03	97.00	96.58	96.76	96.23	98.26	98.28	98.91	98.15	96.64
#Mg	0.97	0.97	0.96	0.96	0.97	0.96	0.97	0.96	0.96	0.96	0.95	0.96	0.97	0.97	0.96	0.96	0.96	0.95	0.96
Ca ^A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ^A	0.21	0.26	0.27	0.20	0.23	0.21	0.22	0.18	0.19	0.21	0.20	0.30	0.16	0.16	0.20	0.21	0.21	0.13	0.18
K ^A	0.04	0.07	0.04	0.04	0.07	0.03	0.05	0.04	0.03	0.07	0.03	0.04	0.06	0.07	0.07	0.03	0.03	0.07	0.04
Σ^{Λ}	0.26	0.33	0.31	0.25	0.31	0.24	0.27	0.23	0.22	0.28	0.22	0.33	0.22	0.23	0.28	0.24	0.24	0.20	0.22
Fe ^{2+.B}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn ^B	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca ^B	1.81	1.87	1.82	1.77	1.78	1.78	1.80	1.79	1.71	1.79	1.76	1.86	1.80	1.82	1.75	1.78	1.80	1.82	1.79
Na ^B	0.19	0.13	0.18	0.23	0.22	0.22	0.20	0.21	0.29	0.21	0.24	0.14	0.20	0.18	0.25	0.22	0.20	0.18	0.21
$\Sigma_{\rm B}$	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al^{C}	2.36	2.30	2.21	2.30	2.11	2.28	2.26	2.27	2.26	2.08	2.24	2.37	2.33	2.21	2.11	2.26	2.25	2.12	2.44
Ti ^C	0.37	0.36	0.48	0.39	0.61	0.44	0.48	0.46	0.57	0.60	0.49	0.42	0.43	0.42	0.66	0.43	0.45	0.44	0.35
Fe ^{3+.C}	0.04	0.11	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.03	0.05	0.04	0.05	0.06	0.04
Mn^{C}	0.06	0.06	0.06	0.07	0.04	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.08	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.07	0.07	0.08
Mg^{C}	1.72	1.56	1.51	1.67	1.49	1.66	1.60	1.63	1.66	1.41	1.59	1.68	1.71	1.50	1.41	1.64	1.62	1.38	1.82
$\Sigma_{\rm C}$	4.42	4.32	4.36	4.44	4.42	4.44	4.40	4.42	4.45	4.40	4.43	4.37	4.44	4.34	4.36	4.44	4.43	4.32	4.46
Si ^T	6.41	6.35	6.32	6.37	6.15	6.36	6.36	6.36	6.38	6.17	6.35	6.40	6.38	6.45	6.30	6.33	6.31	6.40	6.47
Al^T	1.59	1.65	1.68	1.63	1.85	1.64	1.64	1.64	1.62	1.83	1.65	1.60	1.62	1.55	1.70	1.67	1.69	1.60	1.53
Σ^{T}	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

Таблица 4.2.3 (продолжение)

№	27	25	141	175	43	172	44	185	15	12	23	196	21	7	50	170	166	167	202
спектра					_														
Минерал	Mg- Hbl																		
SiO ₂	44.07	44.22	44.37	44.48	44.48	44.56	44.65	44.67	44.82	45.10	45.23	45.85	46.02	46.10	46.40	46.42	46.49	46.60	46.77
TiO ₂	0.37	0.42	0.40	0.30	0.33	0.28	0.30	0.32	0.33	0.40	0.37	0.25	0.35	0.30	0.23	0.27	0.33	0.38	0.33
Al ₂ O ₃	11.28	11.26	10.24	9.26	8.82	10.11	9.66	8.92	10.68	11.02	9.98	8.77	8.71	8.56	9.15	9.32	13.85	14.06	8.39
MnO	0.58	0.58	0.63	0.72	0.49	0.45	0.49	0.66	0.61	0.58	0.57	0.53	0.49	0.59	0.62	0.48	0.48	0.43	0.54
FeO	20.20	20.17	20.02	19.08	18.87	19.46	19.64	19.34	19.81	19.76	19.82	19.22	19.62	19.05	19.30	19.04	18.83	18.68	18.04
MgO	7.86	8.06	8.31	8.59	8.94	8.39	8.51	8.86	8.32	8.64	8.51	8.97	9.67	9.17	9.40	9.30	8.42	8.18	9.58
CaO	11.31	11.52	11.24	11.11	11.03	11.25	11.28	11.15	11.39	11.59	11.24	11.15	11.39	11.24	11.17	11.40	11.12	10.96	11.70
Na ₂ O	1.50	1.35	1.42	1.11	1.35	0.98	1.21	1.16	1.47	1.48	1.42	1.05	0.92	1.27	1.17	0.93	1.68	1.77	0.88
K ₂ O	0.17	0.18	0.00	0.00	0.18	0.19	0.13	0.12	0.18	0.20	0.17	0.11	0.14	0.13	0.16	0.25	0.23	0.27	0.17
Сумма	97.34	97.76	96.63	94.65	94.49	95.67	95.87	95.20	97.61	98.77	97.31	95.90	97.31	96.41	97.60	97.41	101.43	101.33	96.40
#Mg	0.96	0.96	0.96	0.95	0.97	0.97	0.97	0.96	0.96	0.96	0.96	0.97	0.97	0.96	0.96	0.97	0.97	0.97	0.97
Ca ^A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ^A	0.20	0.18	0.18	0.10	0.17	0.07	0.14	0.12	0.19	0.20	0.16	0.06	0.03	0.13	0.06	0.03	0.10	0.10	0.08
K^{A}	0.03	0.03	0.00	0.00	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.05	0.04	0.05	0.03
Σ^{A}	0.23	0.21	0.18	0.10	0.20	0.10	0.16	0.14	0.22	0.24	0.19	0.08	0.06	0.15	0.09	0.08	0.14	0.15	0.11
Fe ^{2+.B}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn ^B	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca ^B	1.77	1.80	1.77	1.78	1.77	1.78	1.79	1.78	1.78	1.79	1.76	1.76	1.78	1.77	1.73	1.77	1.65	1.63	1.83
Na ^B	0.23	0.20	0.23	0.22	0.23	0.22	0.21	0.22	0.22	0.21	0.24	0.24	0.22	0.23	0.27	0.23	0.35	0.37	0.17
Σ_{B}	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al ^C	2.35	2.38	2.44	2.53	2.60	2.44	2.49	2.57	2.44	2.47	2.47	2.56	2.63	2.62	2.59	2.58	2.29	2.25	2.71
Ti ^C	0.39	0.37	0.30	0.29	0.23	0.36	0.29	0.22	0.35	0.35	0.31	0.28	0.19	0.24	0.28	0.32	0.71	0.76	0.28
Fe ^{3+.C}	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04
Mn ^C	0.07	0.07	0.08	0.09	0.06	0.06	0.06	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	0.08	0.06	0.06	0.05	0.07
Mg ^C	1.71	1.75	1.82	1.92	2.00	1.85	1.88	1.97	1.81	1.85	1.85	1.97	2.10	2.01	2.03	2.01	1.74	1.69	2.09
$\Sigma_{\rm c}$	4.43	4.44	4.46	4.48	4.46	4.47	4.45	4.48	4.44	4.46	4.45	4.47	4.53	4.46	4.51	4.49	4.51	4.49	4.45
Si ^T	6.44	6.44	6.53	6.66	6.67	6.60	6.61	6.66	6.52	6.49	6.60	6.75	6.69	6.76	6.72	6.72	6.45	6.46	6.83
Al^T	1.56	1.56	1.47	1.34	1.33	1.40	1.39	1.34	1.48	1.51	1.40	1.25	1.31	1.24	1.28	1.28	1.55	1.54	1.17
Σ^{T}	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

Таблица 4.2.3 (окончание)

	1	1	1	1	1	
39	3	18	46	48	17	169
Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-
Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl
46.81	47.00	47.00	47.73	48.26	48.80	51.45
0.30	0.00	0.32	0.20	0.23	0.32	0.28
9.07	8.58	6.80	5.73	6.31	8.58	10.98
0.57	0.67	0.45	0.62	0.50	0.39	0.49
19.43	19.45	18.11	17.75	17.74	18.46	18.42
9.44	9.49	10.35	10.33	10.75	10.07	10.66
11.49	11.28	11.64	11.89	11.66	11.91	11.73
1.17	1.08	0.75	0.67	0.77	0.90	1.37
0.17	0.00	0.16	0.00	0.23	0.14	0.00
98.45	97.55	95.58	94.92	96.45	99.57	105.38
0.97	0.96	0.98	0.97	0.97	0.98	0.97
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.09	0.05	0.05	0.08	0.04	0.04	0.02
0.03	0.00	0.03	0.00	0.04	0.03	0.00
0.13	0.05	0.08	0.08	0.08	0.07	0.02
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1.77	1.75	1.84	1.89	1.82	1.80	1.66
0.23	0.25	0.16	0.11	0.18	0.20	0.34
2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
2.61	2.62	2.85	2.93	2.92	2.70	2.61
0.26	0.26	0.11	0.07	0.11	0.31	0.52
0.03	0.00	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03
0.07	0.08	0.06	0.08	0.06	0.05	0.05
2.02	2.05	2.27	2.28	2.33	2.12	2.10
4.48	4.51	4.48	4.43	4.48	4.46	4.55
6.72	6.80	6.93	7.07	7.03	6.88	6.81
1.28	1.20	1.07	0.93	0.97	1.12	1.19
8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
	Mg-Hbl 46.81 0.30 9.07 0.57 19.43 9.44 11.49 1.17 0.17 98.45 0.97 0.00 0.09 0.03 0.13 0.00 0.00 1.77 0.23 2.00 2.61 0.26 0.03 0.07 2.02 4.48 6.72 1.28	Mg-Hbl Mg-Hbl 46.81 47.00 0.30 0.00 9.07 8.58 0.57 0.67 19.43 19.45 9.44 9.49 11.49 11.28 1.17 0.00 98.45 97.55 0.97 0.96 0.00 0.00 0.03 0.00 0.13 0.05 0.00 0.00 0.00 0.00 1.77 1.75 0.23 0.25 2.00 2.00 2.61 2.62 0.26 0.26 0.03 0.00 0.07 0.08 2.02 2.05 4.48 4.51 6.72 6.80 1.28 1.20 8.00 8.00	Mg-Hbl Hbl 47.00 0.32 9.00 0.00 0.32 9.07 0.45 19.45 18.11 9.45 19.45 18.11 9.44 9.49 10.35 11.64 11.7 1.08 0.75 0.17 0.00 0.16 98.45 97.55 95.58 0.97 0.96 0.98 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.05 0.03 0.05 0.08 0.00	Mg-Hbl Mg-Hbl Mg-Hbl Hbl Hbl 46.81 47.00 47.00 47.73 0.30 0.00 0.32 0.20 9.07 8.58 6.80 5.73 0.57 0.67 0.45 0.62 19.43 19.45 18.11 17.75 9.44 9.49 10.35 10.33 11.49 11.28 11.64 11.89 1.17 1.08 0.75 0.67 0.17 0.00 0.16 0.00 98.45 97.55 95.58 94.92 0.97 0.96 0.98 0.97 0.00 0.00 0.00 0.00 0.03 0.00 0.03 0.00 0.03 0.00 0.03 0.00 0.03 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00	Mg-Hbl Mg-Hbl Mg-Hbl Mg-Hbl Hbl Hbl	Mg-Hbl Mg-Hbl Mg-Hbl Mg-Hbl Hbl Hbl

 $\#Mg = Mg/(Mg + Fe_{tot} + Mn)$. $Fe_{tot} -$ общее железо

Таблица 4.2.4. Анализы амфиболов (масс., %) из метабазальта № Б-23-97 восточной части Горного Алтая

№ спектра	80	116	101	73	107	115	54	68	64	92	72	53	103	66	110	67	70	109	51	56	65
Минерал	Act																				
SiO ₂	48.14	48.41	49.03	49.38	49.65	50.21	50.25	50.47	50.49	50.66	50.70	50.92	50.96	51.28	51.30	51.69	51.75	51.75	51.77	51.82	52.01
TiO ₂	0.00	0.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al_2O_3	2.83	2.29	3.48	3.46	2.74	1.89	1.76	2.23	1.98	3.48	1.98	2.25	2.34	2.12	3.00	1.72	2.42	0.96	3.55	2.29	1.80
MnO	0.30	0.23	0.31	0.25	0.23	0.27	0.28	0.00	0.27	0.27	0.26	0.31	0.37	0.00	0.32	0.31	0.25	0.31	0.37	0.23	0.00
FeO	13.51	13.52	13.16	12.97	13.92	12.79	13.01	13.43	12.61	13.59	12.08	14.04	13.37	13.55	14.10	14.86	12.84	12.92	13.51	13.73	13.41
MgO	13.61	13.03	13.90	13.86	13.90	14.03	14.28	14.01	14.38	14.31	14.78	13.96	13.76	14.21	14.96	13.40	14.71	14.31	14.96	14.48	14.64
CaO	11.14	11.78	11.32	11.60	11.52	11.50	11.45	11.96	11.25	11.24	11.70	11.95	12.03	11.49	10.28	12.08	11.96	12.33	11.39	11.80	11.99
Na ₂ O	0.47	0.35	0.00	0.53	0.00	0.00	0.44	0.00	0.50	0.61	0.50	0.00	0.47	0.43	0.66	0.31	0.40	0.00	0.44	0.35	0.00
K ₂ O	0.13	0.00	0.16	0.18	0.12	0.00	0.27	0.19	0.28	0.17	0.18	0.16	0.12	0.18	0.12	0.16	0.18	0.00	0.00	0.13	0.00
Сумма	90.13	90.24	91.36	92.23	92.08	90.88	92.04	92.29	91.76	94.33	92.18	93.59	93.42	93.44	94.74	94.53	94.51	92.58	96.17	95.05	93.85
#Mg	0.64	0.63	0.65	0.65	0.64	0.66	0.66	0.65	0.67	0.65	0.68	0.63	0.64	0.65	0.65	0.61	0.67	0.66	0.66	0.65	0.66
Ca ^A	0.05	0.02	0.07	0.00	0.08	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03
Na ^A	0.14	0.11	0.00	0.16	0.00	0.00	0.11	0.00	0.10	0.16	0.12	0.00	0.11	0.07	0.16	0.08	0.10	0.00	0.13	0.10	0.00
K ^A	0.03	0.00	0.03	0.04	0.02	0.00	0.05	0.04	0.05	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00
$\sum^{\mathbf{A}}$	0.22	0.12	0.10	0.19	0.10	0.02	0.16	0.07	0.15	0.19	0.16	0.09	0.13	0.11	0.18	0.11	0.13	0.02	0.14	0.12	0.03
Fe ^{2+.B}	0.12	0.00	0.15	0.06	0.15	0.07	0.05	0.07	0.06	0.14	0.03	0.07	0.00	0.08	0.28	0.00	0.04	0.00	0.18	0.08	0.10
Mn ^B	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.00	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02	0.00	0.04	0.03	0.03	0.01	0.05	0.03	0.00
Ca ^B	1.84	1.98	1.81	1.91	1.82	1.89	1.89	1.93	1.86	1.81	1.92	1.89	1.96	1.86	1.65	1.95	1.91	1.99	1.78	1.88	1.90
Na ^B	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.02	0.02	0.00	0.03	0.05	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
$\sum_{\mathbf{B}}$	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al^{C}	0.13	0.07	0.23	0.22	0.16	0.14	0.06	0.15	0.13	0.22	0.11	0.13	0.16	0.14	0.19	0.11	0.16	0.07	0.22	0.13	0.13
Ti ^C	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ^{2+.C}	1.66	1.78	1.56	1.61	1.65	1.59	1.63	1.65	1.57	1.57	1.52	1.71	1.70	1.63	1.48	1.88	1.57	1.65	1.48	1.63	1.59
Mn^{C}	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Mg^{C}	3.21	3.07	3.21	3.18	3.20	3.25	3.28	3.20	3.30	3.20	3.37	3.16	3.11	3.21	3.33	3.01	3.28	3.25	3.28	3.22	3.28
$\Sigma^{\mathbf{c}}$	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Si ^T	7.60	7.64	7.60	7.59	7.66	7.80	7.74	7.74	7.77	7.61	7.75	7.73	7.74	7.76	7.66	7.80	7.73	7.89	7.60	7.73	7.81
Al^T	0.40	0.36	0.40	0.41	0.34	0.20	0.26	0.26	0.23	0.39	0.25	0.27	0.26	0.24	0.34	0.20	0.27	0.11	0.40	0.27	0.19
$\sum^{\mathbf{T}}$	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

Таблица 4.2.4 (продолжение)

№ спектра	89	93	63	87	90	81	76	88	95	59	62	111	61	74	114	100	104	79	83	108
Минерал	Act	Act	Mg- Hbl	Pgt																
SiO ₂	52.24	52.41	52.48	52.59	53.03	53.06	53.42	53.68	53.85	55.20	55.47	40.39	41.87	45.31	45.38	45.55	45.55	46.12	49.98	38.70
TiO ₂	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.20	0.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.45	0.52	1.35	0.25	0.00	0.23	0.35	0.27	0.48
Al ₂ O ₃	2.49	3.04	4.06	4.29	1.23	3.65	2.21	2.19	2.04	2.53	2.87	11.17	14.25	6.93	9.01	7.41	7.80	9.96	8.16	14.98
MnO	0.25	0.31	0.30	0.26	0.32	0.32	0.26	0.22	0.31	0.32	0.37	0.35	0.32	0.21	0.28	0.23	0.31	0.27	0.32	0.32
FeO	14.79	13.68	14.13	14.63	13.25	15.63	13.88	13.55	13.41	14.43	14.59	16.17	18.32	14.00	14.82	15.15	15.15	17.35	16.57	18.33
MgO	14.41	14.81	14.68	14.16	14.48	13.65	15.24	15.32	15.97	15.64	16.43	9.78	9.05	11.84	11.48	11.79	11.74	10.98	12.50	6.82
CaO	11.77	11.33	12.40	12.19	12.52	12.59	11.46	12.12	11.54	11.67	11.03	10.19	11.56	11.61	11.11	11.57	11.19	12.02	12.12	11.29
Na ₂ O	0.00	0.47	0.49	0.65	0.39	0.46	0.54	0.44	0.00	0.55	0.00	1.47	1.83	1.00	1.32	1.09	1.04	1.42	1.08	1.73
K ₂ O	0.11	0.00	0.00	0.31	0.28	0.24	0.17	0.13	0.00	0.14	0.00	0.22	0.28	0.14	0.18	0.33	0.17	0.23	0.20	0.31
Сумма	96.06	96.05	98.76	99.08	95.50	99.80	97.85	97.65	97.12	100.48	100.76	90.19	98.00	92.39	93.83	93.12	93.18	98.70	101.43	93.27
#Mg	0.63	0.65	0.64	0.63	0.66	0.60	0.66	0.66	0.67	0.65	0.66	0.51	0.46	0.60	0.58	0.58	0.58	0.53	0.57	0.39
Ca ^A	0.05	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.09	0.10	0.00	0.00	0.06	0.05	0.07	0.01	0.07
Na ^A	0.00	0.10	0.14	0.15	0.10	0.12	0.08	0.10	0.00	0.09	0.00	0.46	0.53	0.30	0.38	0.33	0.31	0.41	0.30	0.53
K ^A	0.02	0.00	0.00	0.06	0.05	0.04	0.03	0.02	0.00	0.03	0.00	0.05	0.05	0.03	0.04	0.07	0.03	0.04	0.04	0.06
$\Sigma^{\mathbf{A}}$	0.07	0.10	0.17	0.21	0.15	0.16	0.11	0.13	0.03	0.12	0.02	0.60	0.68	0.33	0.42	0.46	0.39	0.52	0.35	0.67
Fe ^{2+.B}	0.16	0.15	0.09	0.06	0.00	0.02	0.13	0.07	0.21	0.15	0.33	0.27	0.20	0.04	0.13	0.11	0.15	0.13	0.13	0.11
Mn ^B	0.03	0.04	0.04	0.03	0.00	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04
Ca ^B	1.81	1.78	1.88	1.87	1.99	1.93	1.77	1.88	1.75	1.76	1.62	1.68	1.76	1.93	1.82	1.86	1.81	1.83	1.83	1.85
Na ^B	0.00	0.03	0.00	0.03	0.01	0.01	0.07	0.02	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$\sum_{\mathbf{B}}$	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al ^C	0.15	0.23	0.22	0.28	0.08	0.21	0.09	0.13	0.14	0.18	0.21	0.67	0.81	0.31	0.58	0.42	0.46	0.54	0.46	0.96
Ti ^C	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06	0.16	0.03	0.00	0.03	0.04	0.03	0.06
Fe ^{2+.C}	1.67	1.53	1.61	1.69	1.64	1.85	1.55	1.56	1.42	1.55	1.37	1.92	2.10	1.78	1.77	1.86	1.80	2.01	1.84	2.33
Mn ^C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg ^C	3.17	3.24	3.14	3.03	3.20	2.91	3.28	3.30	3.44	3.28	3.42	2.36	2.03	2.74	2.62	2.73	2.71	2.42	2.65	1.62
$\Sigma^{\mathbf{c}}$	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Si ^T	7.72	7.70	7.54	7.55	7.86	7.60	7.72	7.76	7.79	7.76	7.74	6.54	6.29	7.04	6.95	7.06	7.04	6.80	7.10	6.15
Al^T	0.28	0.30	0.46	0.45	0.14	0.40	0.28	0.24	0.21	0.24	0.26	1.46	1.71	0.96	1.05	0.94	0.96	1.20	0.90	1.85
$\sum^{\mathbf{T}}$	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

Таблица 4.2.4 (окончание)

№ спектра	52	69	78	96	91	84	97	57	75	58	99
Минерал	Pgt	Sdg	Sdg	Sdg	Ts						
SiO ₂	39.45	39.62	39.71	40.20	40.35	41.74	42.04	37.44	39.19	40.50	40.50
TiO ₂	0.45	0.42	0.52	0.52	0.50	0.00	0.38	0.57	0.47	0.92	0.43
Al_2O_3	13.76	14.36	17.69	14.95	16.23	14.11	13.25	16.34	14.95	16.51	14.45
MnO	0.28	0.40	0.27	0.36	0.36	0.28	0.26	0.34	0.44	0.31	0.28
FeO	17.23	17.38	18.38	17.88	18.27	17.52	18.20	17.68	17.97	18.95	17.87
MgO	8.06	8.41	6.75	8.42	8.19	9.09	8.29	7.23	8.27	7.99	8.92
CaO	11.32	10.17	11.74	11.31	11.25	11.36	11.75	10.94	10.55	11.63	10.65
Na ₂ O	1.89	2.31	2.18	2.20	2.48	1.89	1.68	2.20	2.25	2.25	1.82
K ₂ O	0.29	0.28	0.53	0.29	0.22	0.27	0.34	0.25	0.23	0.25	0.37
Сумма	92.93	93.58	98.33	96.13	97.85	96.26	96.19	93.34	94.32	99.65	95.29
#Mg	0.45	0.46	0.39	0.45	0.44	0.48	0.44	0.42	0.44	0.43	0.47
Ca ^A	0.07	0.00	0.00	0.06	0.03	0.07	0.05	0.08	0.06	0.07	0.08
Na ^A	0.58	0.70	0.63	0.65	0.73	0.56	0.50	0.68	0.68	0.65	0.54
K ^A	0.06	0.06	0.10	0.06	0.04	0.05	0.07	0.05	0.05	0.05	0.07
$\sum^{\mathbf{A}}$	0.71	0.75	0.73	0.77	0.80	0.68	0.61	0.80	0.79	0.76	0.70
Fe ^{2+.B}	0.10	0.23	0.07	0.16	0.17	0.18	0.09	0.17	0.24	0.18	0.28
Mn ^B	0.04	0.05	0.03	0.05	0.05	0.04	0.03	0.05	0.06	0.04	0.04
Ca ^B	1.86	1.71	1.89	1.80	1.78	1.78	1.88	1.79	1.71	1.79	1.68
Na ^B	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$\sum_{\mathbf{B}}$	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al ^C	0.83	0.89	1.11	0.87	0.97	0.89	0.82	1.00	0.90	0.91	0.88
Ti ^C	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.00	0.04	0.07	0.06	0.10	0.05
Fe ^{2+.C}	2.18	2.06	2.25	2.14	2.13	2.05	2.24	2.18	2.12	2.18	2.02
Mn ^C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg ^C	1.91	1.97	1.51	1.93	1.84	2.06	1.89	1.71	1.93	1.77	2.05
$\Sigma^{\mathbf{c}}$	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Si ^T	6.26	6.23	5.98	6.17	6.08	6.36	6.43	5.94	6.14	6.02	6.25
Al^T	1.74	1.77	2.02	1.83	1.92	1.64	1.57	2.06	1.86	1.98	1.75
$\sum^{\mathbf{T}}$	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

 $\#Mg = Mg/(Mg+Fe_{tot}+Mn)$. $Fe_{tot}-$ общее железо

Таблица 4.2.5. Анализы амфиболов (масс, %) из терригенного сланца № Б-17-149 восточной части Горного Алтая

№ спектра	280	294	351	400	318	260	401	261	296	274	263	259	380	297	293	279	417	399	275	309	403	277	322
Минерал	Act																						
SiO ₂	53.68	51.55	52.92	51.51	52.58	52.09	51.73	52.81	54.13	53.38	52.50	53.42	51.14	53.06	52.66	53.33	52.30	52.12	52.91	51.75	52.04	53.61	53.82
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al_2O_3	2.53	4.06	2.49	3.36	3.07	3.45	3.24	1.75	1.82	2.68	1.86	2.28	2.71	1.90	3.24	2.70	2.46	2.73	2.34	2.73	2.42	2.06	1.44
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	14.85	14.95	15.00	14.66	14.87	14.58	14.26	14.54	15.14	14.61	14.48	14.18	14.11	14.45	14.15	14.37	14.31	14.05	14.37	14.01	13.97	14.55	14.34
MgO	12.33	13.42	13.50	13.24	13.44	13.48	13.20	13.54	14.22	13.77	13.75	14.09	13.54	13.91	13.68	13.90	13.87	13.71	14.04	13.69	13.68	14.25	14.06
CaO	11.63	12.04	12.42	11.71	11.80	12.19	11.72	12.20	12.45	12.24	12.30	12.23	11.87	12.40	12.11	12.42	11.94	11.88	12.38	12.27	12.13	12.10	12.26
Na ₂ O	0.39	0.47	0.21	0.44	0.56	0.42	0.40	0.33	0.20	0.36	0.33	0.28	0.20	0.36	0.53	0.35	0.41	0.55	0.29	0.32	0.30	0.29	0.22
K ₂ O	0.09	0.20	0.12	0.14	0.15	0.16	0.18	0.09	0.11	0.09	0.09	0.09	0.11	0.00	0.12	0.14	0.11	0.18	0.10	0.19	0.11	0.08	0.15
Сумма	95.50	96.69	96.66	95.06	96.47	96.37	94.73	95.26	98.07	97.13	95.31	97.09	93.68	96.08	96.49	97.21	95.40	95.22	96.43	94.96	94.65	96.94	96.29
#Mg	0.60	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64
Ca ^A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ^A	0.00	0.11	0.03	0.06	0.06	0.07	0.02	0.04	0.03	0.03	0.06	0.04	0.04	0.06	0.06	0.04	0.07	0.07	0.05	0.06	0.04	0.03	0.00
K ^A	0.02	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.04	0.02	0.01	0.03
ΣΑ	0.02	0.15	0.05	0.09	0.09	0.10	0.06	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.06	0.06	0.08	0.06	0.09	0.10	0.07	0.10	0.06	0.05	0.03
Fe ^{2+.B}	0.00	0.08	0.01	0.06	0.04	0.03	0.03	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.06	0.00	0.01	0.00	0.05	0.02	0.02	0.00	0.01	0.06	0.00
Mn ^B	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca ^B	1.84	1.90	1.96	1.87	1.86	1.92	1.88	1.95	1.93	1.91	1.96	1.91	1.92	1.96	1.90	1.94	1.90	1.89	1.95	1.96	1.94	1.89	1.93
Na ^B	0.112	0.025	0.034	0.065	0.095	0.048	0.094	0.054	0.026	0.072	0.037	0.040	0.018	0.040	0.089	0.062	0.053	0.088	0.029	0.032	0.050	0.051	0.063
ΣΒ	1.95	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.99
Al ^C	0.38	0.29	0.21	0.28	0.27	0.27	0.30	0.17	0.14	0.24	0.14	0.19	0.22	0.16	0.28	0.23	0.20	0.23	0.18	0.21	0.21	0.18	0.15
Ti ^C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ^{2+,C}	1.84	1.76	1.83	1.77	1.78	1.77	1.75	1.81	1.79	1.76	1.80	1.73	1.73	1.78	1.73	1.75	1.73	1.73	1.74	1.74	1.74	1.72	1.76
Mn ^C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg ^C	2.72	2.94	2.96	2.95	2.95	2.96	2.94	3.00	3.07	2.99	3.05	3.07	3.05	3.06	2.99	3.02	3.07	3.04	3.08	3.05	3.05	3.10	3.08
$\Sigma^{\rm C}$	4.93	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.98	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Si ^T	7.94	7.59	7.78	7.69	7.74	7.67	7.73	7.86	7.83	7.78	7.82	7.80	7.74	7.83	7.72	7.77	7.77	7.75	7.78	7.73	7.78	7.83	7.91
Al ^T	0.06	0.41	0.22	0.31	0.26	0.33	0.27	0.14	0.17	0.22	0.18	0.20	0.26	0.17	0.28	0.23	0.23	0.25	0.22	0.27	0.22	0.17	0.09
Σ^{T}	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

Таблица 4.2.5 (продолжение)

№	357	262	332	329	269	216	298	396	331	302	303	202	391	402	266	305	379	388	334	397	395	301	256
спектра	337	202	332	329	209	316	298	390	331	302	303	382	391	402	366	303	3/9	388	334	397	393	301	356
Минерал	Act																						
SiO ₂	52.09	52.23	51.53	51.77	51.14	52.62	52.66	53.21	52.47	52.17	51.81	51.60	51.94	52.49	52.71	54.49	51.74	53.88	51.28	52.85	53.28	52.90	52.90
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al_2O_3	3.11	2.33	2.57	2.86	3.04	2.80	2.22	2.03	1.48	2.35	2.97	2.12	1.95	1.90	1.48	2.35	2.37	2.42	2.85	3.06	2.35	2.07	1.88
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43	0.00	0.00
FeO	13.99	13.78	13.83	13.80	13.60	14.08	13.74	14.00	13.86	13.58	13.58	13.17	13.44	13.62	13.76	14.20	13.63	13.85	13.17	13.72	13.59	13.50	13.64
MgO	13.72	13.75	13.85	13.84	13.80	14.29	13.95	14.24	14.19	13.93	13.94	13.52	13.80	14.02	14.20	14.71	14.12	14.37	13.78	14.39	14.87	14.32	14.47
CaO	12.02	11.93	11.89	12.05	11.81	11.92	12.02	12.05	11.86	12.18	11.77	12.02	11.54	12.01	12.08	12.30	11.95	12.26	11.77	12.12	12.16	11.87	12.15
Na ₂ O	0.31	0.42	0.34	0.36	0.30	0.27	0.34	0.37	0.27	0.32	0.38	0.33	0.41	0.35	0.33	0.39	0.37	0.40	0.35	0.37	0.42	0.27	0.17
K ₂ O	0.18	0.14	0.12	0.00	0.14	0.18	0.13	0.14	0.09	0.06	0.13	0.12	0.11	0.15	0.08	0.00	0.14	0.09	0.08	0.11	0.08	0.06	0.12
Сумма	95.42	94.58	94.13	94.68	93.83	96.16	95.06	96.04	94.22	94.59	94.58	92.88	93.19	94.54	94.64	98.44	94.32	97.27	93.28	96.62	97.18	94.99	95.33
#Mg	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65
Ca ^A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ^A	0.03	0.04	0.06	0.07	0.05	0.04	0.02	0.03	0.03	0.04	0.05	0.05	0.01	0.03	0.04	0.05	0.07	0.03	0.04	0.06	0.10	0.01	0.02
K ^A	0.03	0.03	0.02	0.00	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02
Σ^{A}	0.07	0.06	0.09	0.07	0.08	0.08	0.04	0.06	0.05	0.05	0.07	0.08	0.04	0.05	0.05	0.05	0.10	0.05	0.05	0.08	0.11	0.02	0.04
Fe ^{2+,B}	0.03	0.00	0.05	0.04	0.06	0.09	0.01	0.03	0.04	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.01	0.05	0.04	0.01	0.03	0.06	0.03	0.04	0.04
Mn ^B	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00
Ca ^B	1.91	1.91	1.92	1.93	1.91	1.88	1.91	1.90	1.91	1.95	1.88	1.96	1.87	1.92	1.93	1.89	1.92	1.90	1.91	1.90	1.90	1.89	1.93
Na ^B	0.057	0.086	0.037	0.034	0.033	0.035	0.079	0.072	0.049	0.050	0.063	0.043	0.105	0.075	0.057	0.061	0.036	0.084	0.064	0.046	0.019	0.069	0.031
$\Sigma^{\mathbf{B}}$	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al ^C	0.27	0.22	0.20	0.23	0.25	0.22	0.21	0.18	0.13	0.20	0.26	0.22	0.21	0.18	0.13	0.21	0.18	0.23	0.26	0.25	0.15	0.21	0.16
Ti ^C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ^{2+,C}	1.70	1.72	1.69	1.69	1.65	1.64	1.70	1.69	1.69	1.69	1.64	1.67	1.68	1.70	1.71	1.65	1.67	1.67	1.64	1.62	1.62	1.63	1.65
Mn ^C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg ^C	3.03	3.06	3.10	3.08	3.10	3.13	3.09	3.12	3.17	3.10	3.10	3.06	3.11	3.12	3.16	3.14	3.16	3.11	3.11	3.13	3.22	3.17	3.19
$\Sigma^{\rm C}$	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.95	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Si ^T	7.72	7.81	7.75	7.73	7.71	7.74	7.82	7.83	7.87	7.79	7.73	7.84	7.86	7.84	7.87	7.81	7.76	7.81	7.75	7.72	7.75	7.84	7.83
Al^T	0.28	0.19	0.25	0.27	0.29	0.26	0.18	0.17	0.13	0.21	0.27	0.16	0.14	0.16	0.13	0.19	0.24	0.19	0.25	0.28	0.25	0.16	0.17
Σ^{T}	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

Таблица 4.2.5 (продолжение)

$N_{\overline{0}}$	398	341	374	377	314	340	317	321	311	315	335	360	337	326	384	276	385	371	300	330	369	312	306
спектра																							
Минерал	Act																						
SiO ₂	52.53	52.03	53.67	54.89	54.28	52.17	52.72	51.95	54.42	52.79	52.17	53.77	51.82	51.96	52.20	54.30	52.29	53.47	53.10	53.16	54.45	54.31	55.06
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	2.11	2.87	2.16	1.58	2.23	3.29	3.18	2.54	2.28	2.97	1.69	1.11	2.59	2.34	2.43	1.67	3.26	2.57	2.09	1.86	1.88	1.87	2.49
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.42	0.00	0.00
FeO	13.57	13.29	13.49	13.75	13.77	13.08	13.20	13.08	13.58	13.30	13.15	13.39	13.12	12.81	12.87	13.22	12.85	12.94	12.80	12.66	12.84	12.70	12.86
MgO	14.40	14.16	14.38	14.68	14.82	14.19	14.33	14.27	14.82	14.65	14.56	14.89	14.80	14.48	14.76	15.17	14.75	14.91	14.89	14.83	15.57	15.02	15.32
CaO	12.13	12.04	12.17	12.10	12.30	11.58	12.12	12.14	12.36	12.14	12.07	12.09	11.80	11.99	12.15	12.40	11.94	12.10	12.16	12.35	12.40	12.44	12.56
Na ₂ O	0.37	0.50	0.30	0.25	0.44	0.65	0.42	0.34	0.23	0.43	0.23	0.27	0.37	0.25	0.41	0.25	0.31	0.37	0.24	0.32	0.30	0.36	0.39
K ₂ O	0.08	0.09	0.00	0.08	0.13	0.17	0.19	0.12	0.06	0.09	0.07	0.00	0.11	0.11	0.10	0.11	0.14	0.16	0.07	0.06	0.15	0.09	0.18
Сумма	95.19	94.98	96.17	97.33	97.97	95.13	96.16	94.44	97.75	96.37	93.94	95.52	94.61	93.94	94.92	97.12	95.54	96.52	95.35	95.24	98.01	96.79	98.86
#Mg	0.65	0.66	0.66	0.66	0.66	0.66	0.66	0.66	0.66	0.66	0.66	0.66	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.68	0.68	0.68	0.68
Ca ^A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ^A	0.07	0.08	0.00	0.00	0.05	0.07	0.04	0.06	0.00	0.08	0.05	0.02	0.09	0.03	0.09	0.02	0.05	0.03	0.02	0.04	0.05	0.03	0.02
K ^A	0.02	0.02	0.00	0.01	0.02	0.03	0.04	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03
Σ^{A}	0.08	0.10	0.00	0.01	0.07	0.10	0.08	0.08	0.01	0.09	0.06	0.02	0.11	0.06	0.11	0.04	0.08	0.06	0.04	0.06	0.08	0.05	0.05
Fe ^{2+,B}	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03	0.05	0.02	0.02	0.03	0.05	0.04	0.03	0.10	0.04	0.04	0.02	0.08	0.04	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00
Mn ^B	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00
Ca ^B	1.93	1.92	1.91	1.87	1.90	1.84	1.90	1.94	1.91	1.90	1.94	1.91	1.88	1.92	1.93	1.92	1.88	1.89	1.92	1.95	1.91	1.93	1.91
Na ^B	0.039	0.062	0.081	0.070	0.075	0.118	0.076	0.042	0.062	0.045	0.020	0.057	0.014	0.038	0.030	0.051	0.037	0.073	0.046	0.048	0.032	0.068	0.090
Σ^{B}	2.00	2.00	2.00	1.96	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al ^C	0.16	0.23	0.22	0.20	0.19	0.30	0.27	0.21	0.22	0.23	0.13	0.11	0.18	0.20	0.17	0.15	0.26	0.23	0.19	0.17	0.14	0.19	0.23
Ti ^C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ^{2+,C}	1.65	1.63	1.64	1.64	1.63	1.57	1.60	1.62	1.60	1.57	1.61	1.62	1.53	1.57	1.56	1.58	1.50	1.54	1.54	1.56	1.53	1.54	1.53
Mn ^C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg ^C	3.19	3.14	3.14	3.16	3.18	3.13	3.13	3.18	3.18	3.19	3.26	3.27	3.29	3.23	3.27	3.28	3.24	3.24	3.27	3.26	3.33	3.25	3.24
$\Sigma^{\rm C}$	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.99	5.00	4.98	5.00
Si ^T	7.79	7.73	7.85	7.93	7.81	7.72	7.72	7.76	7.83	7.72	7.83	7.92	7.72	7.78	7.75	7.86	7.70	7.79	7.82	7.84	7.82	7.87	7.81
Al^T	0.21	0.27	0.15	0.07	0.19	0.28	0.28	0.24	0.17	0.28	0.17	0.08	0.28	0.22	0.25	0.14	0.30	0.21	0.18	0.16	0.18	0.13	0.19
Σ^{T}	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

Таблица 4.2.5 (продолжение)

№	359	350	390	367	358	346	323	292	386	344	333	345	278	361	418	383	363	372	376	268	291	368	362
спектра Минатал	A at	Aat	A at	A at	Aat	Aat	Aat	Aat	A at	Aat	A at	A at	A at	A at	Aat	A at	Aat	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl
Минерал	Act																						
SiO ₂	53.35	54.37	53.37	53.06	53.05	53.14	53.16	55.22	52.17	52.60	52.30	53.41	53.79	53.95	54.83	52.80	53.61	40.07	40.33	41.29	42.59	43.54	44.22
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.00	0.24	0.35	0.00
Al ₂ O ₃	1.89	1.87	1.09	2.72	2.53	2.59	2.55	1.56	2.49	2.53	2.37	2.33	1.44	1.55	1.43	1.76	2.56	14.74	10.68	11.32	10.76	10.86	10.52
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00	0.00	0.29	0.00
FeO	12.44	12.80	12.30	12.15	12.27	12.45	12.31	12.75	11.94	12.06	11.52	11.84	11.74	11.78	11.71	10.98	11.01	18.71	18.07	18.29	18.10	18.17	17.45
MgO	14.96	15.52	15.16	15.01	15.22	15.52	15.38	15.97	15.20	15.36	14.96	15.56	15.83	15.98	16.37	15.72	16.18	6.96	8.05	8.31	8.69	9.02	9.43
CaO	11.96	12.24	11.99	12.01	12.25	12.19	12.16	12.51	12.12	12.19	11.91	12.46	12.40	12.13	12.29	12.25	12.77	11.61	10.99	11.69	11.42	11.74	11.69
Na ₂ O	0.43	0.23	0.28	0.31	0.39	0.29	0.46	0.29	0.44	0.28	0.36	0.37	0.27	0.30	0.18	0.31	0.28	1.48	1.33	1.37	1.43	1.44	1.28
K ₂ O	0.16	0.08	0.05	0.21	0.14	0.10	0.06	0.06	0.11	0.11	0.07	0.07	0.08	0.07	0.00	0.05	0.08	0.41	0.66	0.47	0.32	0.39	0.23
Сумма	95.19	97.11	94.24	95.47	95.85	96.28	96.08	98.36	94.47	95.13	93.49	96.04	95.55	95.76	96.81	93.87	96.49	93.98	91.84	92.74	93.55	95.80	94.82
#Mg	0.68	0.68	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.70	0.70	0.71	0.71	0.71	0.72	0.72	0.40	0.44	0.45	0.46	0.47	0.49
Ca ^A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.07	0.10	0.04	0.05	0.04
Na ^A	0.02	0.01	0.01	0.00	0.06	0.06	0.08	0.03	0.09	0.06	0.02	0.06	0.03	0.03	0.01	0.04	0.06	0.45	0.42	0.42	0.44	0.43	0.38
K ^A	0.03	0.01	0.01	0.04	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.08	0.14	0.10	0.06	0.08	0.05
ΣΑ	0.05	0.03	0.01	0.04	0.08	0.08	0.09	0.05	0.11	0.08	0.03	0.07	0.05	0.04	0.01	0.05	0.08	0.60	0.63	0.62	0.54	0.55	0.46
Fe ^{2+.B}	0.01	0.06	0.01	0.03	0.03	0.08	0.05	0.04	0.03	0.05	0.01	0.01	0.01	0.05	0.06	0.00	0.01	0.12	0.12	0.11	0.12	0.08	0.11
Mn ^B	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.04	0.00
Ca ^B	1.89	1.89	1.91	1.89	1.92	1.90	1.90	1.91	1.93	1.92	1.91	1.95	1.94	1.90	1.90	1.95	1.98	1.88	1.83	1.89	1.88	1.88	1.89
Na ^B	0.102	0.050	0.075	0.084	0.053	0.017	0.050	0.046	0.040	0.022	0.085	0.044	0.043	0.053	0.042	0.049	0.016	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$\Sigma^{\mathbf{B}}$	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al ^C	0.19	0.17	0.13	0.25	0.20	0.19	0.20	0.13	0.18	0.19	0.23	0.19	0.12	0.14	0.14	0.15	0.19	1.03	0.56	0.70	0.68	0.64	0.70
Ti ^C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.04	0.00
Fe ^{2+.C}	1.52	1.49	1.51	1.46	1.48	1.44	1.45	1.48	1.45	1.43	1.43	1.43	1.42	1.39	1.35	1.36	1.33	2.34	2.32	2.33	2.26	2.25	2.13
Mn ^C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg ^C	3.29	3.34	3.36	3.28	3.32	3.37	3.35	3.39	3.37	3.37	3.33	3.38	3.45	3.48	3.51	3.48	3.49	1.63	1.94	1.97	2.03	2.06	2.16
Σ^{C}	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Si ^T	7.86	7.85	7.93	7.78	7.77	7.74	7.76	7.87	7.75	7.75	7.82	7.79	7.87	7.87	7.90	7.85	7.75	6.30	6.52	6.58	6.69	6.68	6.80
Al^T	0.14	0.15	0.07	0.22	0.23	0.26	0.24	0.13	0.25	0.25	0.18	0.21	0.13	0.13	0.10	0.15	0.25	1.70	1.48	1.42	1.31	1.32	1.20
$\mathbf{\Sigma^{T}}$	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

Таблица 4.2.5 (окончание)

№ спектра	387	327	336	289	394	354	375	304	381	264
Минерал	Hbl									
SiO ₂	44.21	43.23	43.13	43.33	43.60	43.32	45.92	44.97	44.08	45.76
TiO ₂	0.34	0.00	0.00	0.41	0.00	0.00	0.29	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	9.74	10.12	9.55	12.58	9.66	9.78	9.69	9.27	8.70	7.93
MnO	0.32	0.00	0.44	0.00	0.00	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	18.08	17.40	17.29	17.22	17.05	17.16	17.15	16.10	15.48	15.83
MgO	10.03	9.62	9.94	9.81	9.90	10.68	10.71	10.63	10.73	11.19
CaO	11.46	11.61	11.44	11.74	11.33	10.61	11.87	11.89	11.27	11.83
Na ₂ O	1.24	1.28	1.25	1.60	1.29	1.08	1.17	1.06	1.08	0.89
K ₂ O	0.37	0.31	0.30	0.25	0.31	0.33	0.34	0.30	0.18	0.25
Сумма	95.79	93.57	93.34	96.94	93.14	93.33	97.14	94.22	91.52	93.68
#Mg	0.49	0.50	0.50	0.50	0.51	0.52	0.53	0.54	0.55	0.56
Ca ^A	0.09	0.08	0.12	0.06	0.05	0.13	0.04	0.06	0.05	0.07
Na ^A	0.37	0.39	0.38	0.47	0.39	0.33	0.34	0.32	0.33	0.27
K ^A	0.07	0.06	0.06	0.05	0.06	0.07	0.06	0.06	0.04	0.05
$\sum^{\mathbf{A}}$	0.53	0.53	0.56	0.57	0.51	0.52	0.45	0.43	0.42	0.38
Fe ^{2+,B}	0.17	0.14	0.14	0.17	0.15	0.31	0.14	0.10	0.14	0.11
Mn ^B	0.04	0.00	0.06	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca ^B	1.79	1.86	1.80	1.83	1.85	1.65	1.86	1.90	1.86	1.89
Na ^B	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$\sum_{\mathbf{B}}$	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al ^C	0.53	0.62	0.54	0.75	0.61	0.57	0.58	0.59	0.58	0.50
Ti ^C	0.04	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Fe ^{2+,C}	2.14	2.14	2.13	2.00	2.08	1.94	2.00	1.97	1.90	1.93
Mn ^C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg ^C	2.29	2.24	2.33	2.20	2.31	2.49	2.39	2.44	2.52	2.57
$\Sigma^{\mathbf{c}}$	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Si ^T	6.77	6.76	6.77	6.52	6.83	6.77	6.87	6.91	6.96	7.06
Al^T	1.23	1.24	1.23	1.48	1.17	1.23	1.13	1.09	1.04	0.94
$\sum^{\mathbf{T}}$	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

 $\#Mg = Mg/(Mg + Fe_{tot} + Mn)$. Fe_{tot} - общее железо

Таблица 4.2.6. Анализы амфиболов (масс, %) из терригенного сланца № Б-17-150 восточной части Горного Алтая

№ спектра	770	790	799	766	813	777	723	639	775	795	667	823	679	819	783	774	780	786	584	758	554	803
Минерал	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act							
SiO ₂	53.69	53.48	53.14	54.58	54.12	54.92	53.70	56.34	54.87	55.38	53.71	53.73	54.45	50.41	55.72	55.28	56.00	55.07	56.25	55.89	55.01	52.72
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.12	0.00	0.09	0.18	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	3.33	3.02	3.53	1.54	1.64	2.75	3.28	2.44	2.32	1.71	2.92	2.72	3.53	5.84	0.96	1.80	1.27	2.41	2.11	1.32	2.01	3.30
MnO	0.27	0.45	0.32	0.34	0.39	0.51	0.24	0.37	0.55	0.31	0.37	0.27	0.40	0.20	0.40	0.43	0.38	0.30	0.25	0.39	0.00	0.36
FeO	16.62	15.93	15.94	16.01	16.20	15.62	15.51	15.96	15.38	15.43	14.55	15.04	15.03	14.16	15.10	14.95	15.14	15.47	15.64	15.46	14.92	13.95
MgO	12.81	12.99	13.11	13.24	13.74	13.64	13.45	14.32	14.12	14.09	13.38	13.84	14.01	13.10	14.18	14.11	14.25	14.48	14.59	14.59	14.07	13.76
CaO	11.30	11.63	11.63	12.39	10.91	11.54	11.16	11.69	12.01	12.14	11.17	10.99	10.87	12.22	12.50	12.38	12.54	11.80	12.24	12.15	12.64	11.71
Na ₂ O	0.62	0.51	0.70	0.64	0.40	0.61	0.77	0.61	0.44	0.50	0.55	0.58	0.57	0.93	0.24	0.30	0.33	0.46	0.30	0.28	0.32	0.53
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.45	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	98.64	98.01	98.37	99.19	97.59	99.71	98.25	101.82	99.87	99.56	96.65	97.17	98.98	96.86	99.10	99.25	100.00	99.99	101.67	100.08	98.97	96.33
#Mg	0.57	0.59	0.59	0.59	0.60	0.60	0.60	0.61	0.61	0.61	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.63	0.63
Ca ^A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ^A	0.05	0.04	0.10	0.09	0.01	0.03	0.06	0.03	0.05	0.04	0.00	0.03	0.01	0.23	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.01	0.02	0.06
K ^A	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ΣΑ	0.05	0.04	0.10	0.18	0.01	0.03	0.08	0.03	0.05	0.04	0.00	0.03	0.01	0.23	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.01	0.02	0.06
Fe ^{2+,B}	0.09	0.03	0.06	0.00	0.15	0.04	0.09	0.08	0.03	0.01	0.03	0.12	0.14	0.02	0.00	0.00	0.00	0.10	0.07	0.05	0.00	0.02
Mn ^B	0.03	0.06	0.04	0.00	0.05	0.06	0.03	0.04	0.07	0.04	0.05	0.03	0.05	0.02	0.00	0.03	0.00	0.04	0.03	0.05	0.00	0.04
Ca ^B	1.75	1.81	1.80	1.91	1.70	1.76	1.73	1.74	1.83	1.85	1.75	1.71	1.66	1.92	1.91	1.89	1.90	1.79	1.83	1.84	1.94	1.84
Na ^B	0.127	0.100	0.096	0.085	0.100	0.141	0.157	0.133	0.075	0.102	0.156	0.134	0.152	0.038	0.067	0.080	0.091	0.070	0.076	0.063	0.064	0.093
Σ^{B}	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.98	2.00	2.00	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al^{C}	0.32	0.29	0.30	0.13	0.17	0.27	0.32	0.24	0.19	0.18	0.35	0.29	0.36	0.41	0.13	0.19	0.14	0.21	0.18	0.14	0.20	0.30
Ti ^C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Fe ^{2+,C}	1.92	1.90	1.87	1.93	1.83	1.82	1.79	1.78	1.80	1.83	1.74	1.71	1.65	1.72	1.81	1.78	1.79	1.73	1.76	1.78	1.78	1.69
Mn ^C	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg^{C}	2.76	2.81	2.83	2.85	2.98	2.89	2.90	2.97	2.99	2.99	2.91	3.00	2.98	2.87	3.02	3.00	3.01	3.06	3.03	3.08	3.00	3.01
$\Sigma^{\rm C}$	5.00	5.00	5.00	4.95	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.99	5.00
Si ^T	7.76	7.77	7.70	7.87	7.89	7.81	7.76	7.84	7.80	7.89	7.84	7.82	7.76	7.40	7.97	7.89	7.93	7.81	7.84	7.91	7.86	7.73
Al^T	0.24	0.23	0.30	0.13	0.11	0.19	0.24	0.16	0.20	0.11	0.16	0.18	0.24	0.60	0.03	0.11	0.07	0.19	0.16	0.09	0.14	0.27
Σ^{T}	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

Таблица 4.2.6 (продолжение)

№ спектра	677	773	793	816	629	616	767	579	606	804	583	788	557	785	556	668	693	594	778	675	622	669
Минерал	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act
SiO ₂	54.38	55.43	55.45	54.73	57.07	56.22	53.74	56.77	56.74	52.88	56.60	56.09	55.87	55.04	55.58	53.94	54.84	58.23	55.02	54.78	56.35	55.07
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	2.59	1.30	1.85	1.49	1.12	1.47	3.34	1.38	2.17	3.35	1.33	1.54	2.21	2.19	1.95	2.39	2.45	1.25	2.59	2.39	1.76	1.57
MnO	0.52	0.47	0.31	0.34	0.24	0.36	0.28	0.36	0.37	0.32	0.47	0.28	0.00	0.36	0.00	0.31	0.41	0.36	0.42	0.35	0.28	0.42
FeO	13.90	14.61	14.50	14.34	15.01	14.53	14.28	14.60	14.50	13.78	14.49	14.35	14.42	13.93	14.16	13.14	13.47	14.20	13.39	13.06	13.74	13.07
MgO	14.14	14.85	14.59	14.57	15.14	14.79	14.53	14.99	14.94	14.36	15.27	14.95	14.86	14.81	14.70	14.12	14.73	15.50	14.78	14.39	15.40	15.06
CaO	11.61	12.08	12.57	11.79	12.73	12.06	11.70	12.77	12.50	12.41	12.59	12.86	12.04	12.44	12.46	11.36	11.27	12.59	12.48	11.69	12.86	11.90
Na ₂ O	0.50	0.24	0.19	0.28	0.12	0.42	0.75	0.13	0.31	0.47	0.20	0.23	0.46	0.41	0.27	0.42	0.48	0.35	0.44	0.58	0.30	0.29
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	97.64	99.07	99.46	97.64	101.43	99.85	98.62	101.00	101.63	97.57	100.95	100.42	99.86	99.27	99.12	95.68	97.65	102.70	99.12	97.24	100.69	97.38
#Mg	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.66	0.66	0.66	0.67
Ca ^A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ^A	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.11	0.00	0.01	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00
K ^A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ΣΑ	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.11	0.00	0.01	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00
Fe ^{2+.B}	0.01	0.04	0.00	0.05	0.02	0.01	0.08	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.06	0.00	0.01	0.01	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mn ^B	0.06	0.06	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.06	0.01	0.00	0.04	0.00	0.04	0.05	0.02	0.01	0.01	0.01	0.05
Ca ^B	1.79	1.85	1.91	1.83	1.90	1.82	1.80	1.91	1.86	1.93	1.89	1.94	1.82	1.89	1.90	1.78	1.73	1.85	1.90	1.81	1.93	1.84
Na ^B	0.136	0.057	0.052	0.078	0.032	0.115	0.088	0.035	0.083	0.019	0.050	0.057	0.120	0.068	0.074	0.119	0.134	0.093	0.089	0.162	0.061	0.081
Σ^{B}	2.00	2.00	2.00	1.99	1.98	2.00	2.00	1.97	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.98	1.95	1.98	1.96	2.00	1.98	2.00	1.98
Al^{C}	0.29	0.13	0.18	0.16	0.13	0.18	0.27	0.16	0.22	0.24	0.13	0.14	0.24	0.19	0.22	0.32	0.29	0.17	0.24	0.30	0.17	0.20
Ti ^C	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ^{2+.C}	1.67	1.70	1.72	1.69	1.73	1.70	1.63	1.71	1.68	1.66	1.69	1.69	1.64	1.66	1.67	1.60	1.55	1.62	1.59	1.57	1.61	1.57
Mn ^C	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.03	0.02	0.00
Mg^{C}	3.04	3.16	3.09	3.14	3.14	3.11	3.10	3.12	3.09	3.10	3.18	3.13	3.12	3.14	3.11	3.08	3.15	3.16	3.13	3.09	3.21	3.23
$\Sigma^{\rm C}$	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Si ^T	7.85	7.91	7.87	7.91	7.95	7.94	7.70	7.93	7.87	7.67	7.91	7.89	7.87	7.82	7.89	7.90	7.88	7.97	7.81	7.90	7.88	7.93
Al^T	0.15	0.09	0.13	0.09	0.05	0.06	0.30	0.07	0.13	0.33	0.09	0.11	0.13	0.18	0.11	0.10	0.12	0.03	0.19	0.10	0.12	0.07
$\mathbf{\Sigma^{T}}$	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

Таблица 4.2.6 (продолжение)

№ спектра	643	796	671	673	599	670	682	623	713	699	683	628	621	595	789	686	811	771	800	625	603	814
Минерал	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act
SiO ₂	55.35	56.90	54.60	53.70	57.63	55.77	57.15	56.71	50.01	54.73	55.74	57.08	56.47	56.27	54.71	56.98	54.18	54.20	55.26	55.97	57.44	54.44
TiO ₂	0.09	0.00	0.43	0.11	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.20	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	4.13	0.92	1.24	2.22	1.76	0.87	1.14	2.01	4.62	1.79	3.08	2.33	2.03	3.00	3.31	2.02	2.03	2.58	1.89	2.68	1.29	2.72
MnO	0.38	0.35	0.21	0.26	0.34	0.42	0.29	0.57	0.00	0.27	0.34	0.49	0.35	0.29	0.35	0.35	0.35	0.28	0.24	0.34	0.35	0.36
FeO	13.31	13.36	12.50	12.09	13.19	12.32	12.84	12.41	11.53	11.72	12.39	12.60	12.53	12.73	12.06	12.35	11.74	11.87	12.21	12.33	12.42	11.59
MgO	15.40	15.68	14.74	14.62	16.19	15.29	15.97	16.00	14.21	14.79	15.75	16.33	16.11	16.44	15.79	16.38	15.63	15.73	16.15	16.49	16.68	15.77
CaO	12.41	12.44	11.77	11.31	12.95	11.75	11.96	12.90	13.14	11.78	12.02	12.99	12.46	13.05	12.68	12.07	12.06	12.75	12.57	12.50	12.29	12.28
Na ₂ O	0.61	0.39	0.14	0.51	0.32	0.26	0.29	0.32	0.67	0.26	0.48	0.37	0.39	0.28	0.40	0.33	0.41	0.48	0.21	0.38	0.29	0.46
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	101.76	100.14	95.63	94.82	102.38	96.68	99.75	101.07	94.45	95.34	99.92	102.19	100.34	102.06	99.52	100.48	96.60	97.89	98.53	100.89	100.88	97.62
#Mg	0.67	0.67	0.67	0.68	0.68	0.68	0.68	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70
Ca ^A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ^A	0.09	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	0.01	0.04	0.02	0.07	0.06	0.00	0.02	0.09	0.03	0.06	0.00	0.05
K ^A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ΣΑ	0.09	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.35	0.00	0.01	0.04	0.02	0.07	0.06	0.00	0.02	0.09	0.03	0.06	0.00	0.05
Fe ^{2+.B}	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.04	0.00	0.05	0.00	0.00	0.03	0.06	0.04	0.00
Mn ^B	0.04	0.02	0.00	0.03	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.00	0.03	0.04	0.04	0.04
Ca ^B	1.84	1.87	1.84	1.78	1.90	1.82	1.79	1.92	2.00	1.84	1.80	1.91	1.86	1.92	1.91	1.79	1.87	1.96	1.91	1.86	1.82	1.88
Na ^B	0.076	0.106	0.040	0.146	0.074	0.073	0.079	0.082	0.000	0.074	0.117	0.059	0.089	0.007	0.049	0.089	0.090	0.041	0.031	0.046	0.078	0.080
Σ^{B}	2.00	2.00	1.89	1.96	2.00	1.89	1.94	2.00	2.00	1.92	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.98	2.00	2.00	2.00	2.00	1.98	2.00
Al^{C}	0.32	0.13	0.19	0.29	0.17	0.15	0.19	0.19	0.29	0.30	0.30	0.20	0.20	0.21	0.25	0.23	0.18	0.19	0.16	0.20	0.15	0.25
Ti ^C	0.01	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe ^{2+.C}	1.49	1.57	1.53	1.49	1.51	1.49	1.47	1.44	1.44	1.43	1.41	1.44	1.45	1.42	1.42	1.38	1.42	1.42	1.42	1.37	1.39	1.39
Mn ^C	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.05	0.00	0.06	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg^{C}	3.17	3.28	3.21	3.21	3.30	3.29	3.33	3.31	3.17	3.22	3.28	3.34	3.35	3.37	3.31	3.39	3.37	3.36	3.42	3.41	3.44	3.36
Σ^{C}	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.98	5.00	5.00	4.89	4.98	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Si ^T	7.64	7.98	7.98	7.91	7.89	8.05	8.00	7.86	7.47	7.99	7.79	7.82	7.87	7.73	7.70	7.90	7.84	7.76	7.84	7.76	7.94	7.79
Al^T	0.36	0.02	0.02	0.09	0.11	0.00	0.00	0.14	0.53	0.01	0.21	0.18	0.13	0.27	0.30	0.10	0.16	0.24	0.16	0.24	0.06	0.21
Σ^{T}	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.05	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

Таблица 4.2.6 (продолжение)

№ спектра	694	607	635	605	721	608	801	646	784	615	719	725	678	558	695	555	718	805	781	580	772	640
Минерал	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act	Act
SiO ₂	54.11	57.28	54.85	56.34	57.49	55.78	56.78	56.70	55.68	56.42	56.55	55.74	55.34	57.40	55.38	55.98	56.66	55.07	55.95	57.03	56.25	58.00
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.09	0.00	0.00	0.15	0.00	0.12	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	3.51	1.71	2.90	3.13	1.96	2.30	1.74	2.80	1.98	2.32	1.81	1.74	2.53	1.07	1.39	2.20	2.44	1.89	2.11	1.60	1.91	1.40
MnO	0.55	0.36	0.37	0.38	0.52	0.30	0.34	0.38	0.28	0.33	0.34	0.26	0.22	0.00	0.30	0.00	0.31	0.30	0.26	0.23	0.34	0.25
FeO	11.27	11.94	11.68	12.05	12.02	11.62	12.01	11.65	11.63	11.80	11.31	11.23	11.53	12.15	11.22	11.59	11.26	11.20	11.10	11.36	11.05	11.26
MgO	15.67	16.31	16.04	16.67	16.88	16.05	16.67	16.44	16.33	16.74	16.09	15.89	16.27	16.84	16.15	16.29	16.32	16.49	16.45	16.88	16.71	17.24
CaO	11.58	12.59	12.80	12.93	11.46	12.75	13.10	12.93	12.80	12.47	12.36	11.69	12.10	12.69	11.92	12.76	11.91	12.59	12.77	13.27	12.99	13.08
Na ₂ O	0.64	0.25	0.30	0.43	0.44	0.36	0.38	0.48	0.27	0.45	0.21	0.45	0.31	0.34	0.24	0.34	0.45	0.24	0.31	0.22	0.24	0.16
K ₂ O	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	97.61	100.44	98.94	101.93	100.95	99.25	101.02	101.38	99.12	100.67	98.79	97.00	98.46	100.49	96.60	99.16	99.61	97.78	99.08	100.59	99.49	101.39
#Mg	0.70	0.70	0.70	0.70	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71	0.72	0.72	0.72	0.72	0.72	0.73
Ca ^A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ^A	0.04	0.00	0.05	0.08	0.00	0.02	0.05	0.04	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.03	0.01	0.00
K ^A	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ^{A}	0.07	0.00	0.05	0.08	0.00	0.02	0.05	0.04	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.03	0.01	0.00
Fe ^{2+,B}	0.02	0.00	0.00	0.02	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.05	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn ^B	0.07	0.02	0.03	0.04	0.06	0.00	0.01	0.01	0.01	0.04	0.00	0.03	0.03	0.00	0.04	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca ^B	1.77	1.87	1.94	1.90	1.69	1.92	1.94	1.91	1.93	1.85	1.86	1.79	1.83	1.89	1.84	1.92	1.78	1.92	1.92	1.97	1.95	1.92
Na ^B	0.139	0.067	0.030	0.036	0.117	0.080	0.049	0.089	0.056	0.074	0.057	0.125	0.085	0.091	0.067	0.081	0.121	0.039	0.079	0.032	0.054	0.042
Σ^{B}	2.00	1.95	2.00	2.00	1.97	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.92	1.94	1.99	2.00	1.95	2.00	1.95	2.00	2.00	2.00	2.00	1.97
Al^{C}	0.32	0.22	0.23	0.23	0.23	0.22	0.14	0.25	0.17	0.20	0.25	0.27	0.24	0.13	0.20	0.22	0.29	0.16	0.20	0.15	0.18	0.17
Ti ^C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe ^{2+,C}	1.33	1.38	1.38	1.36	1.29	1.37	1.39	1.34	1.37	1.33	1.33	1.34	1.31	1.39	1.34	1.36	1.29	1.33	1.30	1.31	1.29	1.29
Mn ^C	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.04	0.03	0.04	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.04	0.02
Mg^{C}	3.34	3.37	3.38	3.41	3.46	3.36	3.44	3.37	3.43	3.46	3.37	3.39	3.43	3.48	3.46	3.41	3.39	3.50	3.44	3.48	3.48	3.52
$\Sigma^{\rm C}$	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.99	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.99	5.00	5.00	4.99	4.98	5.00	5.00
Si^T	7.73	7.94	7.75	7.73	7.91	7.84	7.86	7.80	7.84	7.82	7.95	7.97	7.82	7.96	7.96	7.86	7.89	7.85	7.85	7.89	7.87	7.94
Al^T	0.27	0.06	0.25	0.27	0.09	0.16	0.14	0.20	0.16	0.18	0.05	0.03	0.18	0.04	0.04	0.14	0.11	0.15	0.15	0.11	0.13	0.06
Σ^{T}	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

Таблица 4.2.6 (продолжение)

№ спектра	676	710	700	672	602	810	631	624	759	636	791	596	817	569	568	598	761	776	638	815	812	645
Минерал	Act	Act	Act	Act	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl
SiO ₂	55.93	55.34	55.69	55.81	44.57	43.11	45.58	45.05	43.91	45.20	43.71	45.70	45.25	45.58	45.93	45.83	45.15	45.14	45.39	44.22	44.57	50.24
TiO ₂	0.00	0.21	0.00	0.00	0.14	0.32	0.46	0.20	0.53	0.42	0.44	0.36	0.27	0.31	0.45	0.40	0.17	0.68	0.38	0.30	0.34	0.46
Al ₂ O ₃	1.74	0.95	0.96	1.02	12.97	12.59	12.99	13.18	12.95	11.75	11.90	12.30	12.62	12.73	11.84	12.89	12.61	11.89	12.13	11.60	11.34	12.57
MnO	0.36	0.24	0.31	0.29	0.23	0.32	0.34	0.31	0.26	0.28	0.12	0.38	0.19	0.24	0.36	0.24	0.32	0.31	0.19	0.23	0.28	0.32
FeO	10.51	10.17	10.24	9.87	18.61	18.02	18.72	18.16	18.23	18.58	17.84	18.45	17.63	18.63	19.04	18.40	17.86	18.17	18.00	17.52	17.40	15.97
MgO	16.69	16.49	17.00	16.67	8.93	8.74	9.21	9.16	9.27	9.56	9.12	9.59	9.12	9.70	10.03	9.84	9.60	9.79	9.67	9.52	9.61	9.03
CaO	11.98	11.93	11.86	12.05	12.20	11.55	12.22	12.12	12.02	12.33	11.98	12.45	11.75	12.12	12.29	12.46	12.04	12.23	12.22	11.67	11.70	10.50
Na ₂ O	0.40	0.09	0.20	0.11	1.42	1.30	1.38	1.64	1.31	1.32	1.31	1.31	1.69	1.38	1.49	1.30	1.46	1.53	1.25	1.30	1.46	2.48
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	0.30	0.40	0.15	0.24	0.32	0.35	0.31	0.33	0.39	0.32	0.28	0.25	0.18	0.28	0.30	0.25	0.28
Сумма	97.61	95.42	96.36	95.82	99.38	96.35	101.47	99.97	98.84	99.86	96.77	100.85	98.85	101.08	101.75	101.78	99.46	99.92	99.51	96.86	96.95	101.85
#Mg	0.73	0.74	0.74	0.75	0.46	0.46	0.46	0.47	0.47	0.47	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.49	0.49	0.49	0.49	0.50
Ca ^A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.03	0.02	0.09	0.08	0.05	0.07	0.00	0.06	0.08	0.08	0.04	0.06	0.05	0.04	0.02	0.00
Na ^A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.41	0.38	0.39	0.46	0.38	0.38	0.38	0.37	0.42	0.39	0.42	0.36	0.42	0.43	0.36	0.38	0.43	0.25
K ^A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.07	0.03	0.05	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07	0.06	0.05	0.05	0.03	0.05	0.06	0.05	0.05
ΣΑ	0.00	0.00	0.00	0.00	0.52	0.50	0.49	0.51	0.51	0.51	0.50	0.49	0.48	0.51	0.56	0.49	0.50	0.52	0.46	0.48	0.49	0.30
Fe ^{2+.B}	0.00	0.00	0.03	0.00	0.10	0.13	0.10	0.08	0.15	0.10	0.10	0.08	0.06	0.15	0.14	0.13	0.11	0.10	0.11	0.13	0.10	0.00
Mn ^B	0.04	0.01	0.04	0.00	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.02	0.05	0.02	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.02	0.03	0.04	0.00
Ca ^B	1.82	1.85	1.82	1.86	1.87	1.83	1.86	1.88	1.82	1.86	1.89	1.87	1.85	1.82	1.82	1.84	1.85	1.86	1.87	1.84	1.87	1.57
Na ^B	0.110	0.025	0.056	0.031	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.062	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.425
Σ^{B}	1.98	1.88	1.95	1.89	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al ^C	0.22	0.16	0.15	0.17	0.83	0.81	0.79	0.85	0.77	0.67	0.73	0.73	0.86	0.77	0.64	0.76	0.80	0.66	0.75	0.72	0.71	1.11
Ti ^C	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.04	0.05	0.02	0.06	0.05	0.05	0.04	0.03	0.03	0.05	0.04	0.02	0.07	0.04	0.03	0.04	0.05
Fe ^{2+.C}	1.25	1.23	1.20	1.19	2.20	2.16	2.16	2.14	2.11	2.18	2.16	2.15	2.11	2.11	2.16	2.08	2.08	2.13	2.10	2.08	2.09	1.87
Mn ^C	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
Mg^{C}	3.53	3.56	3.64	3.58	1.96	1.98	1.98	1.99	2.05	2.09	2.06	2.07	2.00	2.09	2.16	2.11	2.10	2.14	2.11	2.14	2.15	1.88
$\Sigma^{\rm C}$	5.00	5.00	5.00	4.97	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.95
Si ^T	7.93	8.01	7.99	8.03	6.57	6.55	6.58	6.58	6.51	6.64	6.61	6.63	6.66	6.60	6.62	6.58	6.62	6.61	6.65	6.66	6.70	7.03
Al^T	0.07	0.00	0.01	0.00	1.43	1.45	1.42	1.42	1.49	1.36	1.39	1.37	1.34	1.40	1.38	1.42	1.38	1.39	1.35	1.34	1.30	0.97
Σ^{T}	8.00	8.01	8.00	8.03	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

Таблица 4.2.6 (окончание)

<u>№</u>	604	666	822	724	644	696	617	818	782	792	768	769	674	720	684	711	630	802	685	680	698
спектра Минерал	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl
SiO ₂	45.68	44.57	47.52	45.53	50.40	45.92	47.51	45.27	46.60	45.30	47.20	46.48	43.92	47.22	49.03	49.47	51.81	47.54	52.73	51.83	50.27
TiO ₂	0.25	0.36	0.17	0.20	0.35	0.41	0.34	0.23	0.35	0.32	0.22	0.20	0.33	0.43	0.24	2.44	0.16	9.14	0.33	0.27	0.24
Al_2O_3	12.56	12.38	13.33	12.05	12.85	11.48	11.21	11.01	10.40	10.62	10.53	10.14	11.86	11.70	9.54	10.05	7.24	3.16	7.07	6.73	6.28
MnO	0.22	0.24	0.32	0.31	0.36	0.28	0.35	0.31	0.35	0.33	0.28	0.33	0.17	0.32	0.18	0.18	0.18	0.30	0.14	0.22	0.35
FeO	17.41	16.22	14.76	16.58	17.07	16.32	17.38	17.05	16.71	16.81	16.61	16.95	15.35	16.01	15.66	11.77	15.19	12.38	14.27	13.83	12.69
MgO	9.83	9.26	8.60	9.65	10.04	9.81	10.56	10.34	10.29	10.36	10.45	10.93	9.98	10.63	12.28	9.54	13.26	11.70	13.50	13.88	13.43
CaO	11.84	11.25	10.09	11.62	12.09	11.59	12.20	11.80	12.47	12.10	11.74	11.99	11.23	11.83	11.96	11.40	12.81	15.81	12.03	12.14	11.58
Na ₂ O	1.93	1.37	2.10	1.39	2.30	1.34	1.29	1.18	1.35	1.22	1.27	1.28	1.31	1.35	0.93	1.81	0.91	0.63	0.91	0.79	0.90
K ₂ O	0.30	0.26	0.19	0.24	0.20	0.35	0.32	0.30	0.23	0.30	0.33	0.26	0.23	0.29	0.32	0.25	0.21	0.15	0.00	0.23	0.00
Сумма	100.02	96.06	97.08	97.57	105.92	97.63	101.16	97.49	98.75	97.49	98.63	98.56	94.38	99.78	100.14	97.05	101.77	100.99	101.08	100.02	95.74
#Mg	0.50	0.50	0.50	0.50	0.51	0.51	0.51	0.51	0.52	0.52	0.52	0.53	0.53	0.54	0.58	0.59	0.61	0.62	0.63	0.64	0.65
Ca ^A	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.06	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43	0.00	0.00	0.00
Na ^A	0.49	0.32	0.18	0.35	0.37	0.31	0.36	0.34	0.38	0.35	0.31	0.37	0.36	0.31	0.25	0.28	0.22	0.18	0.13	0.15	0.16
K^{A}	0.06	0.05	0.04	0.05	0.03	0.07	0.06	0.06	0.04	0.06	0.06	0.05	0.04	0.05	0.06	0.05	0.04	0.03	0.00	0.04	0.00
Σ^{A}	0.55	0.37	0.21	0.40	0.40	0.37	0.41	0.46	0.43	0.47	0.37	0.46	0.40	0.36	0.31	0.32	0.26	0.63	0.13	0.19	0.16
Fe ^{2+,B}	0.08	0.08	0.00	0.07	0.00	0.05	0.08	0.13	0.00	0.08	0.07	0.11	0.11	0.06	0.14	0.00	0.03	0.00	0.06	0.07	0.03
Mn ^B	0.03	0.03	0.00	0.04	0.00	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.02	0.04	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.03	0.04
Ca ^B	1.85	1.81	1.58	1.85	1.76	1.84	1.87	1.83	1.96	1.88	1.84	1.85	1.84	1.83	1.83	1.77	1.92	2.00	1.80	1.84	1.83
Na ^B	0.050	0.078	0.419	0.048	0.239	0.078	0.003	0.000	0.000	0.000	0.055	0.000	0.029	0.068	0.003	0.232	0.023	0.000	0.118	0.063	0.101
$\Sigma^{\mathbf{B}}$	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al^{C}	0.80	0.90	1.25	0.86	0.91	0.80	0.70	0.68	0.65	0.63	0.73	0.60	0.84	0.80	0.62	0.88	0.46	0.00	0.54	0.46	0.49
Ti ^C	0.03	0.04	0.02	0.02	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.02	0.02	0.04	0.05	0.03	0.27	0.02	0.34	0.03	0.03	0.03
Fe ^{2+,C}	2.04	1.96	1.81	1.99	1.94	1.97	2.00	1.99	2.05	2.02	1.97	1.97	1.85	1.87	1.73	1.42	1.75	1.49	1.60	1.57	1.53
Mn ^C	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
Mg^{C}	2.13	2.08	1.88	2.13	2.03	2.17	2.26	2.30	2.25	2.30	2.28	2.40	2.27	2.29	2.62	2.06	2.77	2.50	2.81	2.93	2.95
Σ^{C}	5.00	5.00	4.99	5.00	4.99	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.66	5.00	4.38	5.00	5.00	5.00
Si ^T	6.65	6.71	6.95	6.75	6.85	6.80	6.81	6.75	6.85	6.76	6.91	6.84	6.71	6.81	7.01	7.16	7.26	6.82	7.37	7.34	7.40
Al^T	1.35	1.29	1.05	1.25	1.15	1.20	1.19	1.25	1.15	1.24	1.09	1.16	1.29	1.19	0.99	0.84	0.74	0.53	0.63	0.66	0.60
Σ^{T}	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00

 $\#Mg = Mg/(Mg+Fe_{tot}+Mn)$. Fe_{tot} - общее железо

Приложение 2. Составы хлоритов из метабазальтов и терригенных сланцев восточной части Горного Алтая

Таблица 4.2.7. Анализы хлоритов из метабазальта № Б-17-128 и терригенного сланца № Б-17-149 восточной части Горного Алтая

	Б-17-																
№ образца	128	128	128	149	149	149	149	149	149	149	149	149	149	149	149	149	149
№ спектра	498	430	499	285	373	370	273	343	267	378	404	339	364	408	353	389	283
Минерал	Pchl	Rpd	Pchl	Pchl	Rpd												
SiO ₂	26.36	26.94	26.49	27.36	26.91	26.65	26.46	26.02	25.71	25.52	25.46	25.97	26.26	25.93	25.96	25.52	26.03
Al_2O_3	17.74	18.83	18.62	20.32	18.51	19.83	19.63	19.40	19.58	20.18	19.58	20.45	20.13	20.46	19.56	18.98	20.27
MnO	1.31	1.28	1.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.47	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	23.68	26.26	25.81	20.77	19.66	20.45	20.52	20.50	20.47	20.54	20.78	20.75	21.01	20.57	20.47	20.43	20.98
MgO	13.93	14.46	13.99	19.06	17.56	18.22	17.97	17.91	17.70	17.59	17.65	17.59	17.53	17.22	17.13	17.02	17.34
CaO	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.26	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.08	0.13	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09
Сумма	83.48	87.77	86.28	87.51	82.72	85.15	84.58	83.83	83.54	84.11	83.47	84.83	85.40	84.18	83.12	81.95	84.71
X_{Fe}	0.48	0.49	0.50	0.38	0.39	0.39	0.39	0.39	0.39	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40
Al^M	1.25	1.22	1.24	1.27	1.28	1.28	1.28	1.26	1.27	1.30	1.26	1.32	1.29	1.35	1.31	1.28	1.32
$Fe^{2+,M}$	2.20	2.33	2.33	1.78	1.78	1.81	1.83	1.84	1.85	1.84	1.88	1.84	1.86	1.84	1.86	1.88	1.87
Mn^{M}	0.12	0.12	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg^{M}	2.30	2.29	2.25	2.92	2.84	2.87	2.85	2.87	2.85	2.82	2.85	2.79	2.77	2.75	2.77	2.80	2.76
Ca ^M	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ^{M}	5.90	5.96	5.95	5.96	5.90	5.95	5.95	5.97	5.97	5.96	5.99	5.95	5.96	5.94	5.94	5.96	5.95
Si ^T	2.93	2.86	2.86	2.81	2.92	2.81	2.82	2.80	2.78	2.74	2.76	2.76	2.78	2.77	2.81	2.81	2.77
Al^T	1.07	1.14	1.14	1.19	1.08	1.19	1.18	1.20	1.22	1.26	1.24	1.24	1.22	1.23	1.19	1.19	1.23
Σ^{T}	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00

 $X_{\text{Fe}} = \text{Fe}^{2+}/(\text{Mg}^{2+}+\text{Fe}_{\text{tot}})$. Fe $_{\text{tot}}$ - общее железо. Содержания оксидов приведены в масс. %, катионов - в ф.е. Содержание катионов определялось по зарядному методу

Таблица 4.2.8. Анализы хлоритов из блоков и пластин метатерригенного сланца № Б-17-150 восточной части Горного Алтая

№ спектра	787	586	794	821	593	637	587	779	697	752	762	642	707	715	701	665	716	717
Минерал	Brn	Rpd	Brn	Rpd	Brn	Brn	Brn	Brn										
SiO ₂	28.06	27.63	28.10	26.59	28.12	28.59	29.08	28.38	26.20	27.94	28.35	28.71	27.64	27.30	27.11	27.95	27.38	27.07
Al ₂ O ₃	21.74	21.53	19.76	19.98	20.44	20.69	20.37	20.13	20.34	19.81	19.68	20.41	21.23	21.57	20.65	19.96	19.99	19.64
MnO	0.37	0.36	0.30	0.00	0.00	0.00	0.30	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.34	0.32	0.39
FeO	21.20	21.09	20.83	19.70	20.83	20.97	21.26	19.89	18.67	20.01	20.31	20.19	19.13	18.88	17.76	18.19	16.85	16.63
MgO	17.99	18.76	18.85	17.99	19.12	19.54	20.19	18.89	17.62	18.93	19.30	19.26	18.73	18.81	18.15	19.35	18.46	18.52
CaO	0.13	0.07	0.11	0.20	0.21	0.13	0.10	0.25	0.11	0.12	0.00	0.22	0.17	0.08	0.10	0.06	0.12	0.08
Na ₂ O	0.11	0.16	0.00	0.00	0.09	0.00	0.13	0.14	0.19	0.14	0.21	0.00	0.00	0.09	0.00	0.08	0.14	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	89.97	89.60	87.95	84.46	88.81	89.92	91.43	87.85	83.13	86.95	87.85	88.79	86.90	86.73	83.77	85.93	83.52	82.63
X_{Fe}	0.60	0.61	0.61	0.62	0.62	0.62	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.64	0.64	0.65	0.65	0.66	0.66
Al^M	1.38	1.32	1.25	1.32	1.27	1.28	1.21	1.30	1.38	1.27	1.25	1.30	1.38	1.40	1.43	1.31	1.38	1.36
$Fe^{2+,M}$	1.77	1.77	1.78	1.75	1.76	1.75	1.75	1.69	1.67	1.72	1.73	1.70	1.64	1.62	1.57	1.57	1.49	1.48
Mn^M	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.04
Mg^M	2.68	2.81	2.87	2.84	2.88	2.90	2.96	2.86	2.82	2.90	2.93	2.88	2.86	2.87	2.85	2.98	2.91	2.95
Ca ^M	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Σ^{M}	5.88	5.94	5.94	5.93	5.93	5.94	5.95	5.89	5.88	5.91	5.91	5.91	5.89	5.89	5.86	5.89	5.84	5.86
Si ^T	2.80	2.77	2.87	2.82	2.84	2.85	2.86	2.89	2.81	2.87	2.89	2.88	2.83	2.80	2.86	2.88	2.89	2.89
Al^T	1.18	1.23	1.13	1.18	1.16	1.15	1.14	1.11	1.19	1.13	1.11	1.12	1.17	1.20	1.14	1.12	1.11	1.11
Σ^{T}	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00

 $X_{\rm Fe} = {\rm Fe}^{2+}/({\rm Mg}^{2+} + {\rm Fe}_{\rm tot})$. Fe $_{\rm tot}$ - общее железо. Содержания оксидов приведены в масс. %, катионов - в ф.е. Содержание катионов определялось по зарядному методу

Приложение 3. Составы эпидотов из метабазальтов и терригенных сланцев восточной части Горного Алтая

Таблица 4.2.9. Анализы эпидотов из метабазальта № Б-17-128 и терригенных сланцев

№ Б-17-149 и Б-17-150 восточной части Горного Алтая

	- 15	T 15	D 15	D 15	D 15	F 15	- 15	F 15	F 15	D 15	F 15	F 15	D 15	T 15	F 15	D 15	T 15	D 15	T 15	D 15	T 15	T 15	D 15
36 6	Б-17-																						
№ образца	128	128	128	128	128	128	128	149	149	149	149	149	149	149	149	149	149	149	149	149	149	149	150
№ спектра	506	508	479	500	490	488	487	405	406	282	319	265	324	286	307	288	338	266	287	320	325	409	809
SiO ₂	37.53	37.52	37.87	37.57	37.42	37.74	38.05	36.80	37.11	37.76	37.01	37.34	37.95	38.29	37.28	38.29	37.23	36.80	37.65	37.22	37.28	37.35	39.50
Al_2O_3	23.31	22.54	22.24	22.44	22.09	21.89	22.08	26.63	26.55	26.34	25.17	26.24	26.07	26.23	24.24	24.38	23.60	23.96	24.07	22.38	22.48	21.64	26.28
FeO	11.57	12.37	12.75	12.81	12.87	12.94	13.3	6.07	6.08	7.39	7.58	7.62	7.92	8.21	9.50	10.33	10.48	10.54	10.59	12.33	12.40	12.99	9.60
CaO	22.82	22.72	23.47	22.56	23.02	23.2	23.43	23.36	22.98	23.34	23.52	23.09	23.18	23.36	23.00	23.73	23.12	22.95	23.71	23.01	22.88	22.95	24.32
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00
Сумма	95.23	95.15	96.33	95.38	95.4	95.77	96.86	92.86	92.72	94.83	93.28	94.37	95.12	96.18	94.02	96.73	94.43	94.32	96.02	94.94	95.13	94.93	100.24
Si ⁴⁺	3.12	3.14	3.14	3.14	3.13	3.15	3.14	3.05	3.07	3.08	3.08	3.07	3.09	3.09	3.11	3.11	3.11	3.08	3.09	3.12	3.12	3.15	3.08
Al ³⁺	2.28	2.22	2.17	2.21	2.18	2.15	2.15	2.60	2.59	2.53	2.47	2.54	2.50	2.49	2.38	2.34	2.32	2.36	2.33	2.21	2.22	2.15	2.42
Fe ²⁺	0.80	0.86	0.88	0.89	0.90	0.90	0.92	0.42	0.42	0.50	0.53	0.52	0.54	0.55	0.66	0.70	0.73	0.74	0.73	0.87	0.87	0.91	0.63
Ca ²⁺	2.03	2.03	2.08	2.02	2.06	2.07	2.07	2.07	2.04	2.04	2.10	2.03	2.02	2.02	2.05	2.07	2.07	2.06	2.09	2.07	2.05	2.07	2.04
Na ⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04
K ⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Сумма	8.24	8.25	8.28	8.26	8.28	8.28	8.28	8.16	8.14	8.15	8.20	8.16	8.16	8.16	8.22	8.22	8.23	8.24	8.25	8.28	8.26	8.30	8.21

Таблица 4.2.9 (продолжение)

таолица -	1.2.7	проде);1)I(C11	110)																		
	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-
№ образца	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150
№ спектра	702	690	753	704	727	689	706	714	755	726	692	564	612	613	705	627	582	756	808	562	567	764
SiO ₂	38.49	39.10	39.03	38.50	39.76	39.00	38.03	39.44	38.73	39.18	38.10	39.49	37.76	39.60	37.84	39.10	39.05	38.45	39.07	39.51	39.85	38.58
Al_2O_3	24.55	24.89	24.93	23.81	24.96	23.87	23.62	23.40	24.25	23.73	22.91	24.25	24.59	24.02	21.31	23.73	24.06	22.46	23.10	23.32	23.44	22.19
FeO	9.68	10.05	10.28	10.61	10.62	10.69	10.73	11.08	11.31	11.79	11.95	12.14	11.46	12.25	12.43	12.48	12.62	12.99	13.00	13.27	13.48	13.63
CaO	22.36	23.02	23.65	22.44	23.26	22.68	22.04	22.58	24.20	23.25	20.97	24.46	22.50	24.13	21.78	24.14	23.83	23.84	24.24	24.39	24.09	23.64
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	95.40	97.44	98.27	95.67	99.11	96.48	94.60	97.00	98.63	98.16	95.06	100.69	98.25	100.17	93.45	99.77	99.94	98.14	99.78	100.79	101.24	98.31
Si ⁴⁺	3.15	3.14	3.11	3.16	3.14	3.17	3.16	3.19	3.11	3.15	3.16	3.11	3.04	3.13	3.21	3.12	3.11	3.13	3.13	3.13	3.14	3.14
A1 ³⁺	2.37	2.36	2.34	2.30	2.33	2.29	2.31	2.23	2.29	2.25	2.24	2.25	2.33	2.24	2.13	2.23	2.26	2.16	2.18	2.18	2.18	2.13
Fe ²⁺	0.66	0.67	0.69	0.73	0.70	0.73	0.75	0.75	0.76	0.79	0.83	0.80	0.77	0.81	0.88	0.83	0.84	0.88	0.87	0.88	0.89	0.93
Ca ²⁺	1.96	1.98	2.02	1.97	1.97	1.98	1.96	1.96	2.08	2.00	1.86	2.07	1.94	2.05	1.98	2.06	2.03	2.08	2.08	2.07	2.03	2.06
Na ⁺	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K^{+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	8.15	8.17	8.17	8.16	8.15	8.16	8.17	8.14	8.24	8.22	8.09	8.23	8.09	8.23	8.21	8.24	8.23	8.25	8.25	8.26	8.24	8.27

Таблица 4.2.9 (окончание)

таолиц	a +.2.9	(OKOE	14ани
№	Б-17-	Б-17-	Б-17-
образца	150	150	150
№	566	797	751
спектра	300	191	/31
SiO ₂	39.51	38.82	38.74
Al_2O_3	22.10	21.53	21.84
FeO	14.64	14.70	14.93
CaO	24.43	24.14	23.78
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00
Сумма	100.90	99.55	99.40
Si ⁴⁺	3.15	3.15	3.14
Al ³⁺	2.08	2.06	2.09
Fe ²⁺	0.98	1.00	1.01
Ca ²⁺	2.09	2.10	2.07
Na ⁺	0.00	0.00	0.00
K^{+}	0.00	0.00	0.00
Сумма	8.29	8.29	8.31

Сумма | 8.29 | 8.29 | 8.31 | Содержание оксидов приведено в масс. %, катионов - в ф.е. Содержание катионов определялось по зарядному методу

Приложение 4. Составы полевых шпатов из терригенных сланцев восточной части Горного Алтая

Таблица 4.2.10. Анализы полевых шпатов из блоков и пластин терригенных сланцев восточной части Горного Алтая

№	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-	Б-17-
образца	149	149	149	149	149	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150	150
№ спектра	352	284	272	348	347	742	652	648	747	650	736	732	737	654	744	741	745
Минерал	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Olg	Olg	Olg	Olg	Olg
SiO ₂	67.69	68.11	66.99	66.75	66.07	69.57	71.07	70.17	66.74	72.36	69.70	68.21	63.78	64.71	61.53	61.30	61.16
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al_2O_3	19.45	19.28	18.70	21.29	20.71	19.33	19.72	19.61	18.41	18.30	19.39	20.94	22.75	24.11	23.10	23.13	23.75
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	1.96	1.94	0.00	0.07	0.11	0.14	0.25	0.75	1.64	3.94	4.87	5.30	5.45	5.71
Na ₂ O	11.98	11.74	11.67	11.04	10.90	11.10	11.60	11.43	10.54	10.75	10.44	10.18	8.78	8.80	7.82	7.75	7.64
K_2O	0.00	0.07	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.12	99.21	97.41	101.1	99.62	100.00	102.46	101.40	95.83	101.75	100.28	100.97	99.55	102.49	97.75	97.63	98.33
Si ⁴⁺	2.99	3.00	3.00	2.90	2.91	3.02	3.02	3.01	3.03	3.08	3.02	2.95	2.82	2.79	2.78	2.77	2.75
Ti ⁴⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al^{3+}	1.01	1.00	0.99	1.09	1.08	0.99	0.99	0.99	0.98	0.92	0.99	1.07	1.19	1.22	1.23	1.23	1.26
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.09	0.09	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.08	0.19	0.22	0.26	0.26	0.28
Na ⁺	1.02	1.00	1.01	0.93	0.93	0.94	0.96	0.95	0.93	0.89	0.88	0.85	0.75	0.73	0.68	0.68	0.67
K ⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	5.02	5.00	5.01	5.02	5.01	4.95	4.96	4.97	4.94	4.90	4.92	4.94	4.97	4.97	4.95	4.95	4.95
An (%)	0.00	0.00	0.00	8.91	8.95	0.00	0.33	0.53	0.73	1.27	3.82	8.17	19.52	23.42	27.25	27.99	29.23
Ab (%)	100.00	99.61	99.66	90.82	91.05	100.00	99.67	99.47	99.27	98.73	96.18	91.83	78.71	76.58	72.75	72.01	70.77
Or (%)	0.00	0.39	0.34	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.77	0.00	0.00	0.00	0.00

Содержание оксидов приведено в масс. %, катионов - в ф.е. Содержание катионов и миналов определялось по зарядному методу

Приложение 5. Список используемых сокращений минералов (no (Whitney, Evans, 2010) с добавлениями автора)

Символ	Название минерала
Ab	альбит
Act	актинолит
Amp	амфибол
An	анортит
Ands	андезин
Brn	брунсвигит
Bt	биотит
Cal	кальцит
Chl	хлорит
CZois	клиноцоизит
Ed	эденит
Ер	эпидот
Gln	глаукофан
Grt	гранат
Ilm	ильменит
Kfs	калиевый полевой шпат
Mg-Hbl	магнезиальная роговая обманка
Olg	олигоклаз
Or	ортоклаз
Pchl	пикнохлорит
Pgt	паргасит
Ph	фенгит
Phl	флогопит
P1	плагиоклаз
Qz	кварц
Rct	рихтерит
Rpd	рипидолит
Rt	рутил
Sdg	саданагаит
Tr	тремолит
Ts	чермакит
Ttn	титанит