Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук

На правах рукописи

Иванов Александр Владимирович

Состав, возраст и источники обломочного материала конгломератов раннего палеозоя юга Тувы

1.6.4 - «Минералогия, кристаллография. Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых»

Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

> Научный руководитель д.г.-м.н., профессор РАН Летникова Елена Феликсовна

Новосибирск – 2023

Оглавление	2
ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮГА ТУВЫ	8
1.1. Общие представления о строении юга Тувы	8
1.2. Стратиграфия	10
1.2.1. Агардагская структурно-формационная зона	10
1.2.2. Восточно-Таннуольская структурно-формационная подзона	20
1.3. Магматизм	24
1.3.1. Гранитоидный магматизм	24
1.3.2. Базитовый магматизм	27
1.3.3. Ультраосновные породы	31
1.3.4 Щелочные интрузивные комплексы	33
1.4. Метаморфизм	34
ГЛАВА 2. МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГРУБООБЛОМОЧНЫХ ПОРС ЮГА ТУВЫ	ЭД 36
ГЛАВА 3. СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ТЕРЕГТИГСКОЙ СВИТЫ	44
3.1. Особенности геологического строения терегтигской свиты	44
3.2. Петрография, геохимия, минералогические особенности гравийно-валунных конгломератов	45
3.2.1. Гранитоиды из обломочной части конгломератов	46
3.2.2. Вулканиты из обломочной части конгломератов	50
3.3.3. Матрикс конгломератов	54
3.3.4. Кварцевый гравелит из разреза свиты	59
3.4. Результаты U-Pb датирования зерен циркона из обломочной части и матрикса валунн галечных конгломератов теригтигской свиты	o- 60
3.5 Геохимия и хемостратиграфия карбонатных пород из разреза свиты	65
3.6. Особенности формирования пород терегтигской свиты. Источники поступления обломочного материала в бассейн седиментации	68
ГЛАВА 4. СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ТУФОКОНГЛОМЕРАТОВ ШУРМАКСКОЙ СВИТЫ	72
4.1. Особенности геологического строения изученных разрезов шурмакской свиты	72
4.2. Состав пород в разрезе и валунов из конгломератов шурмакской свиты	74
4.3. Данные Sm-Nd изотопных исследований пород из разреза и обломочной части туфоконгломератов шурмакской свиты	87
4.4. Данные U-Pb датирования цирконов из пород шурмакской свиты	90
4.4.1. Туф и матрикс туфоконгломератов	90

введение

Актуальность исследования. В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) широко распространены островодужные комплексы позднедокембрийского и раннепалеозойского возраста, включающие породы магматических дуг, аккреционных призм, преддуговых и задуговых бассейнов [Берзин и др., 1994; Гордиенко, 2004, 2019]. В Тувинском сегменте ЦАСП эти комплексы слагают протягивающуюся более чем на 600 км раннепалеозойскую Таннуольско-Хамсаринскую систему, имеющую продолжение на юге в Озерной зоне Монголии. Основной объем этой системы (Хамсаринский, Уюкский, Каахемский и Таннуольский террейны) сложен вулканическими комплексами и близкими по возрасту гранитоидами, состав которых позволяет идентифицировать их как палеоостроводужные структуры [Монгуш и др., 2011; Козаков и др., 2017; Руднев и др., 2015, 2020; Ветров и др., 2019, 2021 и др.]. В непосредственном контакте с этими структурами находится Агардагская зона офиолитов и меланжа [Монгуш и др., 2011а; Симонов и др., 2010]. Восточнее этой зоны выделяется Эрзинский метаморфический комплекс [Козаков и др., 2005, 2017, 2021]. Существующие представления о тектоническом строении Тувинского сегмента ЦАСП основаны на изучении исключительно магматических и метаморфических пород. При этом в осадочных и осадочно-вулканогенных разрезах раннего палеозоя в пределах южной части Тувы встречаются в достаточно большом количестве горизонты и толщи грубообломочных пород, в основном, конгломератов. В отличие от более мелкозернистых обломочных отложений, изучение слагающих их галек и валунов, а также матрикса дает прямую информацию о составе и возрасте пород питающих провинций. С этим типом отложений связаны крупные месторождения золота, марганца, железа, урана, меди, серебра, полиметаллов, РЗЭ и др. В настоящий момент этот класс осадочных пород полностью выпадает из исследований Тувинского сегмента ЦАСП. Отсутствие данных об обстановках седиментации, составе и возрасте пород источников сноса в пределах этого сегмента складчатого пояса не позволяет проводить корректные геодинамические реконструкции, региональные и глобальные корреляции, металлогенический прогноз. Все это делает крайне актуальной проблему изучения грубообломочных пород.

Объектами исследования стали раннепалеозойские конгломераты терегтигской, шурмакской и адырташской свит юга Тувы. Были изучены матрикс и обломочная часть этих грубообломочных пород, а также породы из разрезов, дающие информацию о возрасте и обстановках формирования осадочных и вулканогенно-осадочных последовательностей: карбонатные породы и кварцевые гравелиты теригтигской свиты, туфы и вулканиты шурмакской и адырташской свит. Цель исследования – установить состав, возраст и источники обломочного материала конгломератов осадочных и вулканогенно-осадочных последовательностей раннего палеозоя юга Тувы.

Задачи исследования:

1. Изучение геологического строения осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов юга Тувы, в составе которых присутствуют конгломераты различного генезиса;

2. Петрографическое и минералогическое исследование состава, текстур и структур обломков и матрикса, в том числе, с помощью поляризационного и сканирующего электронного микроскопов. Выделение основных литотипов среди обломков конгломератов;

3. Геохимическое и изотопное (Sm-Nd) изучение пород, в том числе, матрикса и обломков грубообломочных пород в выделенных литотипах. Геохронологическая и изотопная (хемостратиграфическая) оценка возраста изучаемых осадочно-вулканогенных толщ, а также магматических и вулканических пород, представленных в обломках конгломератов и их матрикса, на основе U-Pb датирования методом LA ICP-MS;

4. Реконструкция состава и возраста пород раннепалеозойского эрозионного среза при седиментации конгломератов юга Тувы на основе проведенных петрографических, минералогических, геохимических, изотопных и геохронологических исследований.

Фактический материал, методы исследования и личный вклад автора.

В работе использована коллекция образцов, отобранная автором совместно с сотрудниками лаборатории литогеодинамики осадочных бассейнов в ходе экспедиционных работ 2015-2022 гг., а именно: 79 образцов из шурмакской свиты, 69 образцов из терегтигской свиты и 92 образца из адырташской свиты. В ходе исследования для 215 образцов были изучены петрографические шлифы, для 174 образцов определены содержания петрогенных элементов, для 136 образцов – рассеянных элементов, для 56 – редкоземельных элементов. Также было проведено U-Pb изотопное датирование циркона для 26 проб методом LA ICP-MS, при этом было изучено внутреннее строение в катодолюминесцентоном изображении для 812. зерен этого минерала. Для 9 проб карбонатных пород получены данные С - и О - изотопии, для 6 проб – данные Sr-изотопии, для 8 образцов проведен Sm-Nd изотопный анализ и для 6 проб – изучение их минерального состава с помощью электронного сканирующего микроскопа (CЭM) TEC-SCAN MIRA.

Содержания петрогенных компонентов определены методом РФА на спектрометре ARL-9900, редких и редкоземельных элементов – методом ICP-MS на масспектрометре Finnigan Element в ЦКП МИИ ИГМ СО РАН, Новосибирск. Внутреннее строение цирконов было изучено на сканирующих катодолюминесцентных микроскопах JEOL JSM 6510LV и LEO 1430VP с приставкой Detector Centaurus, ЦКП МИИ ИГМ СО РАН, Новосибирск. U-Pb геохронологические исследования проводились методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре Element XR (Thermo Finnigan), ГЕОХИ РАН, Москва, на масс-спектрометре Thermo Scientific Element XR, ЦКП МИИ ИГМ СО РАН, Новосибирск. Sm-Nd изотопно-геохимические исследования выполнены в ГЕОХИ РАН на многоколлекторном масс-спектрометре Triton.

Основные защищаемые положения

1. Осадочные породы терегтигской свиты накапливались в раннем кембрии 520-530 млн лет назад в обстановках шельфа. Источниками сноса для конгломератов этой свиты служили породы нео-, мезо-, палеопротерозоя, в том числе, офиолиты Агардагского комплекса и породы вулкано-плутонической серии с возрастом 574-580 млн лет.

2. Вулканогенно-осадочные породы шурмакской свиты образовались 500 млн лет назад в пределах докембрийского блока земной коры. Обломочный материал туфоконгломератов этой свиты представлен продуктами синхронного вулканизма и обломками более древних пород, в том числе, неопротерозойских гранитоидов.

3. Разрез адырташской свиты в междуречье рек Деспен и Холу представлен вулканическими породами, в том числе туфоконгломератами. Установлено вулканическое событие в интервале 444-463 млн лет и выделено три эпизода его вулканической активности. Обломочный материал туфоконгломератов и вулканические породы в разрезе относятся к единой вулкано-плутонической серии.

Научная новизна. Впервые проведено петрографическое, геохимическое и изотопное изучение осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов юга Тувы, в составе которых присутствуют конгломераты различного генезиса. На основе этих исследований определено время образования осадочно-вулканогенных последовательностей терегтигской, шурмакской, адырташской свит. Установлено, что грубообломочные породы шурмакской и адырташской свит не являются осадочными отложениями, а образовались в результате вулканической деятельности И представляют собой туфоконгломераты. Sm-Nd-изотопное И геохронологическое изучение обломочного материала грубозернистых пород и пород из разрезов всех трех свит показали, что при формировании терегтигской, шурмакской и адырташской свиты принимали породы нео-, палеопротерозоя и, реже, архея, находившихся на эродируемой поверхности и/или в погребенном залегании, где были захвачены при подъеме магм при вулканической деятельности. Это указывает на формирование изучаемых свит в пределах блока земной коры с длительной историей развития.

Теоретическая и практическая значимость работы. Результаты исследований позволяют более точно охарактеризовать раннепалеозойскую историю развития тектонических структур юга Тувы, что будет способствовать более корректной металлогенической оценке этой

территории, а также могут быть использованы при геолого-съемочных и геолого-поисковых работах.

Апробация работы.

По теме диссертации опубликовано 20 работ, из них 8 – статей в российских рецензируемых журналах, рекомендованных ВАК. Основные положения работы прошли апробацию в ходе очного участия на 6 российских и международных конференциях: IX Сибирской конференции молодых ученых по наукам о Земле (Новосибирск, 2018), XLIX, L, LII Тектонических совещаниях (2017, 2018, 2020 гг.), IX Всероссийском литологическом совещании «Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей» (Казань, 2019), VIII Российской конференции по изотопной геохронологии (Санкт-Петербург, 2022), VI Международной научной конференции «Геодинамика и минерагения Северной Евразии» (Улан-Удэ, 2023).

Структура и объем работы

Диссертационная работа состоит из введения, 6 глав и заключения общим объемом 192 страницы. В ней содержится 104 рисунка, 8 таблиц и 25 приложений. Список литературы включает 117 наименований.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю д.г.-м.н. Е.Ф. Летниковой за помощь на всех этапах работы, ценные консультации, обсуждения и поддержку при подготовке диссертации. Глубоко признателен за участие в совместных полевых работах в Туве к.г.-м.н. С.И. Школьник, а также А.И. Прошенкину и К.К. Колесову.

Важными при проведении данного исследования стали рекомендации к.г.-м.н. Е.В. Ветрова при выборе и полевом изучении конгломератов адырташской свиты и А.А. Котлярова при выборе терегтигской свиты как объекта исследования. Ценными для автора стали консультации и обсуждения с д.г.-м.н. А.Э. Изохом проблем раненпалозойского магматизма Тувы. Признателен к.г.-м.н. И.А. Избродину за обсуждения результатов кандидатской диссертации. Автор искренне благодарен всем за это сотрудничество.

На заключительном этапе подготовки диссертационной работы автор признателен к.г.м.н. Н.И. Ветровой и к.г.-м.н. А.Р.Агатовой за моральную поддержку и методические рекомендации в оформлении диссертации.

Автор отдельно благодарен Дмитрию Николаевичу Шаповалову за плодотворные и объемные дискуссии, а так же формирования представления о геологической истории развития Тувинского сегмента ЦАСП.

ГЛАВА 1. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮГА ТУВЫ

В этой главе будут рассмотрены осадочные, магматические и метаморфические комплексы раннего палеозоя, участвующие в сложноскладчатом мозаичном строении тектонических блоков юга Тувы.

1.1. Общие представления о строении юга Тувы

В юго-восточной части Тувы выделяется Таннуольская зона, где широко распространены породы раннепалеозойских островодужных комплексов, которые тектонически совмещены с офиолитами Агардагского комплекса и высокоградными метаморфитами эрзинского и моренского комплексов (рис. 1.1) [Берзин и др., 1994].



1.1. Тектоническое положение и геологическое строение поздневендско-Рисунок раннекембрийских структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны [Монгуш и др., 2011]. 1 - послесилурийские наложенные ассоциации; 2-8 - террейны: 2 - аккреционнотерригенный, 3 окраинно-континентальный турбидитовый, коллизионный -4a островодужный и 46 - задуговой, 5 - аккреционные (комплексы активной континентальной окраины, островных дуг, океанических поднятий), 6 - океанический, 7 - метаморфический, 8 пассивной континентальной окраины; 9а - границы террейнов и субтеррейнов, 96 постаккреционные надвиги. Названия террейнов и субтеррейнов (структурных зон): ТХ -Таннуольско-Хамсаринский островодужный террейн, в том числе субтеррейны: То -Таннуольский, Он - Ондумский, Хм - Хамсаринский; ВТ - Восточно-Тувинский задуговой

террейн, в том числе субтеррейны: Кх - Каахемский, Уо - Улугойский; Аг - Агардагский океанический террейн; Сн - Сангиленский и ОШ - Ока-Шишхидский субтеррейны (сегменты) Тувино-Монгольского массива; прочие террейны: ЗС - Западно-Саянский, Кш - Куртушибинский, ХС - Хемчикско-Сыстыгхемский, Др - Дербинский.

В пределах Таннуольской зоны расположены поздневендский островодужный и раннекембрийский субдукционно-аккреционный комплексы, мантийные источники которых сформированы из расплавов, которые возникли в надсубдукционной обстановке при плавлении перидотитов мантийного клина [Монгуш и др., 2011]. Островная дуга, фрагмент которой представлен в Таннуольской зоне, была сформирована предположительно 570 млн лет назад и прекратила свое существование как самостоятельная структура в венд –кембрийский период, хотя процесс субдукции продолжался до середины раннего кембрия [Монгуш и др., 2011]. С рубежа венда и кембрия и до середины раннего кембрия произошла аккреция островодужных, задуговых, океанических и метаморфических структурно-вещественных комплексов данного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. Таннуольская зона с середины и до конца раннего кембрия являлась активной континентальной окраиной, на которой шло формирование базальтов с островодужными характеристиками, кварцевых диоритов адакитоподобного состава, базальтов, долеритов и кварцевых микродиоритов внутриплитного геохимического типа, а также диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации островодужного геохимического типа [Монгуш и др., 2011]. Фрагменты Таннуольской зоны оказались смещенными друг относительно друга и переориентированными в пространстве, а их прежние латеральные связи со смежными структурами утрачены. Поэтому среди исследователей нет единого мнения о количестве существовавших в Палеоазиатском океане поздневендско-раннекембрийских островных дуг и их соотношениях друг с другом, что в конечном итоге затрудняет построение цельной геодинамической модели их формирования и эволюции.

В юго-западной части Сангилена выделяется Агардагская зона офиолитовых пород и меланжа. Тектоническая принадлежность к этому типу главным образом определена по породам ультраосновного и основного состава актывыракского комплекса. По изотопным данным установлен возраст плагиогранитов из массива, прорывающего породы Агардагского комплекса офиолитов, что позволяет ограничить возраст пород этого комплекса древнее 570 млн лет [Козаков и др., 2003, Pfander et al., 2002]. Агардагская шовная зона последнее время является объектом изучения многих исследователей, но данные о ее строении, возрасте и взаимоотношениях с соседними структурами все еще неоднозначны. Одни авторы, сравнивая магматизм древних бассейнов Тувы с западной частью Тихого океана, а именно с бассейном Вудларк, считают, что офиолиты формировались предположительно 570 млн лет назад в окраинных районах палеоокеана в ассоциации с близкой по возрасту островной дугой,

фрагменты которой представлены в Таннуольской зоне [Симонов и др., 2010]. Другие полагают, что офиолиты Южной Тувы связаны с расколом древнего сиалического блока и образованием океанической коры, сравнивая их с офиолитами Тихама-Азир при формировании бассейна, сходного с красноморским [Куренков и др., 2002].

1.2. Стратиграфия

1.2.1. Агардагская структурно-формационная зона

В Юго-Восточной части Тувы, в пределах нагорья Сангилен выделяются докембрийские и раннепалеозойские осадочные комплексы. На основе анализа геологического материала в регионе выделяется три структурно-формационные зоны (СФЗ): Агардагская, Западно-Сангиленская и Восточно- Сангиленская [Гибшер, Терлеев, 1989, 1992]. Изучаемые нами породы располагаются в пределах Агардагской СФЗ. В ее составе выделяют две докембрийские серии и несколько раннепалеозойских свит (рис. 1.2).



Рисунок 1.2. Схема сопоставления разрезов: 1 - известняк; 2 – известняк глинистый, песчанистый; 3 – аргилиты, сланцы; 4 – песчаники; 5 – песчаники косослоистые; 6 – конгломераты; 7 – гнейсы, кварциты, мраморы; 8 – кремнистые образования; 9 – толеитовые базальты; 10 – андезибазальты; 11 – андезиты; 12 – индексы толщ: mg - мугурская, čn чонсаирская, sr - шурмакская, ks - кускунугская, kr - карахольская, tr – терегтигская [Гибшер, Терлеев, 1989].

Несколько иная стратиграфическая последовательность предложена Александровым Г.П. при издании листа M-46-XVIII, XXIV Государственной геологической карты (1985) (рис. 1.3).



Рисунок 1.3. Стратиграфическая колонка позднедокембрийских и кембрийских отложений юго-восточной части Сангилена (фрагмент стратиграфической колонки к геологической карте M-46-XVIII).

В работе будет использована стратиграфическая данной последовательность, предложенная А.А.Гибшером с соавторами, так как в ней более полно представлены осадочные комплексы позднего докембрия, что согласуется с более поздними работами И.К. Козакова с [Казаков 2005. 2021]. Для раннепалеозойских соавторами И осадочных др., последовательностей выделение терегтигской свиты в отдельное стратиграфическое подразделение А.А. Гибшером также обосновано в работе А.Э. Изоха с соавторами (1988) при изучении вулканических пород.

Таким образом, в стратиграфической последовательности позднего докембрия-раннего палеозоя юго-востока Тувы будут рассмотрены следующие свиты: мугурская, шурмакская, кускунугская, серлгигская и терегтигская. Описание шурмакской и терегтигской свит будут даны более подробно с приведением полевых наблюдений автора, т.к. грубозернистые обломочные породы из разрезов этих свит являются предметом данного исследования.

Мугурская свита пользуется незначительным распространением в юго-восточной части района, где она обнажается на отдельных участках среди широкого поля развития интрузивных образований таннуольского комплекса. В составе мугурской свиты принимают участие породы разнообразного состава. Преобладают биотит-плагиоклазовые и гранат-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы, широко развиты амфиболиты, амфиболитовые сланцы, мраморизованные известняки и кварциты. Реже встречаются углисто-графитовые, графитовые, кордиерит-дистеновые и кордиерит-андалузитовые сланцы. На водоразделе рр. Чинчилик, Мурту-Адыр отложения мугурской свиты co скрытым несогласием перекрыты графитсодержащими мраморами балыктыгхемской свиты.

Разрез свиты в стратотипической местности по реке Морен представлен в нижней части гранатсодержащими кристаллическими сланцами биотит-амфибол-плагиоклазового состава с невыдержанными горизонтами графитсодержащих мраморов и кварцитов. В верхней части разреза преобладают биотитовые гнейсы, графитсодержащие мраморы и горизонты железистых кварцитов с амфиболом, содержащими магнетит в количестве 37-45%. С этими горизонтами связываются проявления железа. Мощность свиты 1000-1100 м.

Породы мугурской свиты являются одной из структурных единиц моренского метаморфического комплекса. В этом комплексе региональному метаморфизму пониженного давления предшествовал более ранний метаморфизм повышенного давления, достигавший условий кианит-гранат-биотит-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации. Завершение метаморфизма фиксируется субавтохтонными ультраметагенными гранитами с возрастом 536±6 млн лет. Возраст накопления терригенных пород моренского комплекса оценивается в интервале 700-540 млн лет [Козаков и др., 2021]. Нижнее ограничение возрастов определяется рассчитанными значениями Nd-модельного возраста 1,6-1,9 млрд лет и принадлежностью Сангилена к Nd-изотопной провинции с модельным возрастом 1,2-1,8 млрд лет [Козаков и др., 2005]. Не исключается и более молодой возраст пород мугурской свиты. Существуют данные о венд-кембрийском возрасте нерасчлененных тесхемской и мугурской свит и балыктыгхемской свиты на основании радиологических датировок детритовых цирконов (750-900 млн лет) из пород мугурской свиты и находок мелкораковинной фауны в мраморизованных известняках балыктыгхемской свиты [Козаков и др., 2005, Гибшер, Терлеев 1992].

Шурмакская свита. Наиболее полный разрез этой свиты представлен в верхнем течении реки Шурмак. Там, в нижней части разреза, наблюдается прослой вулканомиктовых песчаников, который в свою очередь сменяется широко распространенными конглобрекчиями с хлоритовым матриксом, в обломочной части которых преобладают вытянутые линзообразные часто неокатанные обломки лиловых и зеленых аргиллитов; по длинной оси эти обломки могут достигать 15 см. Реже встречаются неокатанные обломки лиловых кремнистых пород (рис. 1.4).

Более мелкие обломки часто представлены белым кварцем, матрикс в этих грубозернистых породах, имеет вулканомиктовую природу и представлен смесью полевых шпатов и хлорита (см главу 4). Обломки разноразмерны от десятков см до первых миллиметров. Наблюдается ориентация обломков в одном направлении, но следов слоистости не отмечено. В переслаивании с этими грубозернистыми породами находятся горизонты зелено-серых песчаников в ассоциации вулканитов среднего и основного состава.



Рисунок 1.4. Конглобрекчия нижней части разреза шурмакской свиты по реке Шурмак. (фотография автора)

Для песчаников характерна горизонтальная слоистость. Следует отметить, что выше по разрезу в конглобрекчиях наблюдаются фрагменты базальтов, которые имеют неясные очертания (рис. 1.5).



Рисунок 1.5. Фрагменты базальтов в конглобрекчии шурмакской свиты в верховьях реки Шурмак. (фотография автора)

С одной стороны, в обломках наблюдаются окатанные литокласты кремнистых пород и вулканитов, с другой стороны, обломки базальтов имеют неизометричные формы и однозначно не претерпели вторичных изменений формы обломков при транспортировке в бассейн седиментации. Наиболее вероятно, что они попали в осадок в результате вулканической деятельности, при излиянии базальтовых магм. Это наблюдение хорошо согласуется с переслаиванием в разрезе конглобрекчий и андезибазальтов. Выше по разрезу в зелёном матриксе начинают появляться крупные окатанные обломки гранитов и пород основного состава. Обломки кремнистых пород и кварца в составе грубозернистых пород, почти не присутствуют. Преобладают обломки валунной размерности. Далее по разрезу увеличивается количество обломков в конгломератах, наблюдаются обломки гранитов, вулканитов кислого и основного состава, кремнистых пород и аргиллитов. Основная часть обломков окатанная (рис. 1.6). При этом следует отметить разноразмерность обломочного материала и отсутствие его сортировки.



Рисунок 1.6. Конгломераты шурмакской свиты по реке Шурмак. (фотография автора)

В средней части разреза были обнаружены несколько горизонтов туфов, претерпевших зеленокаменные изменения (рис. 1.7).



Рисунок 1.7. Горизонты туфов в средней части разреза шурмакской свиты. (фотография автора)

Так же шурмакская свита была изучена в отдаленном разрезе левобережья реки Tec-Xem (рис. 1.8). Здесь конгломераты не имеют отличий в составе обломочного материала от конгломератов, которые были изучены нами по реке Шурмак. Следует отметить, что в обломочной части этих пород увеличивается доля красных и сиреневых кварцитов, обломки этих пород имеют размерность от валунов, до гравийной размерности.



Рисунок 1.8. Конгломераты шурмакской свиты левобережья реки Тес-Хем. (фотография автора)

Таким образом, можно заключить, что разрез шурмакской свиты представлен в основном конгломератами полимиктового состава, который не меняется на протяжении всего времени осадконакопления.

Кускунугская свита. Отложения этой свиты развиты вдоль Агардаг-Эрзинского разлома преимущественно на территории Восточно-Таннуольской структурно-фациальной зоны в междуречьях Шен-Сайыр, Кара-Хол-Оожу, Шурмак, Улуг-Кускунуг-Хем и в правом борту верховий последней, где они слагают синклинальную структуру. Свита имеет согласный нижний контакт с породами шурмакской свиты, верхний ее контакт в этом районе не установлен. Нижняя граница проводится по смене существенно конгломератовых отложений шурмакской свиты туфопесчаниками, туфами и эффузивными породами кускунугской свиты. В ее составе преобладают сланцы, туфопесчаники, эффузивы преимущественно основного состава, их туфы, кремнистые и карбонатные породы. Последние характерны для верхней части разреза. Кускунугская свита подразделена на нижнюю - существенно вулканогенную и верхнюю – преимущественно карбонатно-сланцевую.

Породы нижней подсвиты слагают крылья синклинальной структуры и представлены чаще всего сильно измененными эффузивами основного состава и их туфами, туфопесчаниками с покровами андезитовых порфиритов, прослоями туфоконгломератов, алевролитов и туффитов. Иногда встречаются мало измененные диабазы и диабазовые порфириты, а также миндалекаменные порфириты, лавобрекчии, кварцевые фельзит-порфиры и кварц-альбитовые порфиры. В нижней части подсвиты чаще всего преобладают туфопесчаники, среди которых в виде прослоев и линз встречаются туфоконгломераты, туффиты, туфы и алевролиты. Вверх по разрезу туфопесчаники сменяются туфоконгломераты, туффиты, туфы и элевролиты. Вверх по разрезу туфопесчаники сменяются туфоконгломераты, давобрекчий и эфузивов кислого состава. Местами в верхней части нижней подсвиты появляются покровы андезитовых порфиритов. В районе истоков р. Шурмак в нижней части разреза нижней подсвиты увеличивается число прослоев туфоконгломератов, а в ее верхах – преобладают рассланцованные эффузивы и пирокластические образования. На восток от р. Астрат в нижней половине разреза нижней подсвиты наблюдается увеличение роли туфопесчаников, уменьшение туфоконгломератов и туфов, появляются миндалекаменные порфириты.

В правом борту р. Улуг-Кускунуг-Хем в составе нижней подсвиты преобладают мелкообломочные лавобрекчии, диабазы и диабазовые порфириты. Общая мощность нижней подсвиты на этом участке составляет 800-1000 м.

Верхняя подсвита. В междуречье Улуг-Кускунуг-Хем и в бассейне верховьев р. Кара-Хол-Оожу породы верхней подсвиты выполняют ядерную часть синклинальной структуры. Подсвита представлена в основном различными по составу сланцами. В виде прослоев довольно часто встречаются измененные эффузивы, туффиты, мраморизованные известняки и халцедонолиты. Содержатся также андезитовые порфириты, диабазы, диабазовые порфириты и мраморы. Нижняя граница верхней подсвиты проводится по появлению в разрезе кускунугской свиты глинистых, кремнистых и других сланцев. Последние содержат значительное количество линзующихся прослоев халцедонолитов. Это желтовато-серые, серые и темно-серые брекчиевидные и ноздреватые породы, состоящие преимущественно из халцедона. Внутренняя часть линз сложена массивным халцедоном и реже халцедоновыми брекчиями.

Общая мощность верхней подсвиты составляет 123-1300 м. Состав ее выдерживается по простиранию на значительных расстояниях. Изменяются лишь мощности отдельных пачек при сохранении общей мощности подсвиты. В бассейне р. Лев. Кускунуг в разрезе появляются частые прослои (20-30 м) мраморизованных известняков. Значительные изменения в составе

верхней подсвиты отмечаются на правобережье верхнего течения р. Шурмак, где в ее разрезе практически отсутствуют кремнистые сланцы и халцедонолиты, а возрастает роль прослоев глинисто-карбонатных сланцев и плагиоклазовых порфиритов. Появляются прослои (10-15 м) туфоаргиллитов, туфоалевролитов, алевролитов, мелкозернистых туфопесчаников и песчаников. Еще западнее, в верховьях р. Кара-Хол-Оожу, в верхней подсвите преобладают белые, светло-серые и серые обычно тонкослоистые плитчатые, реже массивные мелкозернистые мраморизованные известняки.

Верхний контакт кускунугской свиты неизвестн. С вышележащей серлигской свитой она стратиграфических взаимоотношений не имеет. Общая мощность кускунугской свиты оценивается в 2000-2300 м. Возраст кускунугской свиты определяется наличием в отложениях свиты остатков трилобитов, археоциат и водорослей плохой степени сохранности.

Отложения *серлигской свиты* выделены в северо-западной части Восточно-Тануольской зоне, где они в левом борту р. Кара-Хол-Оожу по разлому соприкасаются с породами верхней подсвиты кускунугской свиты. Они прорываются гранитоидными интрузиями таннуольского комплекса. Серлигская свита сложена массивными, обычно однообразными эффузивами и туфами. Преимущественно развиты зеленовато-серые плагиоклазовые порфириты и их туфы, серые, темно-серые и серо-бурые плагиопорфиры и их туфы. Среди туфов преобладают кристаллические разности с обильными обломками андезинового плагиоклаза. Подчиненную роль играют зелено-серые эпидотизированные плагиоклазовые порфириты, а также светлые сероватые и желтоватые плагиопорфиры, иногда содержащие обильную мелкую вкрапленность пирита. Видимая мощность серлигской свиты оценивается в 1000 м.

Терегтигская толца (ранее называемая ирбитейской свитой) с несогласным тектоническим контактом залегает на сланцах кускунугской свиты и серпентинизированных породах карашатского массива офиолитов Агардакского комплекса. Это терригенно-карбонатная последовательность с конгломератами, мощностью 130-150 м. В основании разреза залегают тонкослоистые аргиллиты (мощностью 5-7 м). Выше с резким контактом прослеживается горизонт галечно-валунных конгломератов (до 7 м) (рис. 1.9). Матрикс конгломератов состоит в основном из не окатанных зерен кварца, полевого шпата, слюд, изменённых темноцветных минералов, циркона, апатита, рудных минералов и хлорит-карбонатного цемента. Обломочная часть конгломератов представлена кварцем, осадочными породами, гранитами (SiO₂ – 72–74, Na₂O – 4.4–4.7, K₂O – 0.2–0.5 мас. %), реже, диоритами (SiO₂ – 60.5, Na₂O – 4.1, K₂O – 0.44 мас. %) и низкощелочными риолитами (SiO₂ – 77.1, Na₂O – 4.03, K₂O – 0.07 мас. %).

На конгломератах согласно залегают карбонатные отложения (рис. 1.10). В карбонатах выше в 3-х м от подошвы наблюдается линза кварцевых гравелитов, где хорошо окатанные

обломки кварца цементируются кремнистым цементом. В средней части разреза в значительном количестве присутствуют дайки долеритов.



Рисунок 1.9. Конгломераты терегтигской свиты междуречье рек Тес-Хем и Терегтиг-Саир. (фотография автора)



Рисунок 1.10. Контакт конгломератов и карбонатных отложений терегтигской свиты. (фотография автора)

1.2.2. Восточно-Таннуольская структурно-формационная подзона

Адырташская свита, третий объект данного исследования, входит в состав Восточно-Таннуольской структурно-формационной подзоны (СФПЗ) Таннуольско-Хамсаринской структурно-формационной зоны (СФЗ). В стратиграфической последовательности раннего палеозоя данной подзоны будут рассмотрены следующие свиты: кадвойская, серлигская, ирбитейская и адырташская (рис. 1.11).



Рисунок 1.11. Стратиграфическая колонка раннепалеозойских отложений, расположенных в пределах хребта Восточный Танну-Ола (фрагмент стратиграфической колонки к геологической карте М-46-Х (Хову-Аксы). Под ред. Е.В. Ветрова 2016).

Породы *кадвойской свиты* широко развиты Восточно-Таннуольской СФПЗ. Нижняя граница свиты неизвестна, а перекрывается она согласно, породами серлигской свиты. Четкой границы с перекрывающей серлигской свитой нет. Кадвойская свита преимущественно сложена

базальтами, а также андезибазальтами, андезитами их туфами, реже встречаются лавы риодацитового и риолитового составов. Присутствуют редкие прослои и линзы известняков, туфоконгломератов, крайне редко – туфогравелитов, туфопесчаников и песчаников. Органических остатков в породах данной свиты не обнаружено. Примерная мощность кодвойской свиты (1500 м) [Монгуш и др., 2011]. Возраст определен условно относительно перекрывающих в разрезе пород серлигской свиты.

Серлигская свита. Породы серлигской свиты занимают среднюю часть разреза Таннуольского террейна. Здесь породы согласно залегают на кадвойской свите и трансгрессивно перекрываются вулканогенно-карбонатными отложениями ирбитейской свиты. Имеет примерную мощность (3000 м). Серлигская свита состоит из плагиориолитов, плагиориодацитов, плагиодацитов, бескварцевых и кварцсодержащих базальтов, андезибазальтов и андезитов, туфов, туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников и известняков. Возраст данной свиты 508.2±4.7 был определен на основе U/Pb датирования зерен циркона из плагиориодацитов [Ветров и др., 2020].

Ирбитейская свита. Отложения ирбитейской свиты с размывом залегают на вулканогенных образованиях серлигской свиты. Породы ирбитейской свиты представлены базальтами, туфами, лавами, песчаниками, конгломератами, туфоконгломератами, гравелитами и известняками. Свита имеет два типа разрезов: нижний терригенно-карбонатный и вулканогенно-терригенно-карбонатный. Среди эффузивных пород свиты наиболее распространены базальты, в меньшей степени дациты и плагиориолиты. Базальты преобладают в составе ее вулканогенно-карбонатных фаций и среди вулканических пород терригеннокарбонатных разрезов.

Адырташская свита. Отложения адырташской свиты изучены в субширотной структуре, расположенной в пределах Таннуольского террейна. Ранее считалось, что эта структура заполнена терригенным материалом ордовика, в том числе породами адырташской свиты. Стратотип адырташской свиты находится на правобережье реки Ирбитей, он представлен позднеордовикскими отложениями: валунными и разногалечными конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами (рис. 1.12).

Нами в междуречье Холу и Деспен было установлено, что породы адырташской свиты, находящиеся в грабенообразной структуре, имеют вулканогенную природу, а не осадочную, как считалось ранее [Иванов и др., 2020а]. Были опробованы и детально изучены три пересечения разрезов данной субширотной структуры. В южной части изучены туфоконгломераты (рис. 1.13).



Рисунок 1.12. Конгломераты из стратотипического разрезаа адырташской свиты по р. Ирбитей. (фотография автора)



Рисунок 1.13. Туфоконгломераты адырташской свиты. (фотография автора)

Матрикс является кристаллокластической туфолавой, а многочисленные разноразмерные обломки (до глыбовой размерности) представлены гранитоидами, различными вулканитами и, реже, щелочными магматическими породами с нефелином [Иванов и др., 2020а]. На конгломератах согласно залегают прослои светло-зеленых туфов. В центральной части разреза прослежен горизонт светло-зеленых вулканитов. В северо-восточной части вулканогенной последовательности на контакте со второй мощной толщей туфоконгломератов (мощность до 60 м) изучены красноцветные туфогравелиты, прорванные трахибазальтами (рис. 1.14) и контактирующие с покровами миндалекаменных базальтов.



Рисунок 1.14. Контакт туфопесчаников и трахибазальтов. (фотография автора)

Конгломераты по составу обломков и матрикса идентичны описанным выше в югозападной части последовательности, но с более меньшей размерностью обломков

1.3. Магматизм

В строении юго-восточной части Тувы широко представлены палеозойские интрузивные комплексы различного состава и геодинамической природы.

1.3.1. Гранитоидный магматизм

Гранитоидные батолиты Восточной Тувы, среди которых выделяются Каахемский, Восточно-Таннуольский, и Хамсаринский являются одними из самых крупных в ЦАСП. Они расположены среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений раннекаледонского возраста в юго-западном складчатом обрамлении Сибирского кратона (рис. 1.15).



Рисунок 1.15. Геологическая схема Тувинского магматического пояса из работы Ветров и др 2019, с упрощениями]1 - кайнозойские впадины, 2 - Восточно-Тувинское кайнозойское вулканическое базальтовое плато, 3 - юрские впадины, 4 - среднепалеозойские терригенные отложения; 5 - дифференцированный умеренно-щелочной комплекс среднепалеозойских пород; 6 - граносиенит-гранитовый и нефелин-сиенитовый комплексы среднепалеозойских пород; 7 карбонатно-терригенные отложения пассивной окраины (O-S); 8 - венд(?)-кембрийские образования базальт-плагиориолитового комплекса; 9 - венд(?)-кембрийские вулканогенноосадочные образования с участием базальтов и гипербазитов; 10 - венд(?)-кембрийские меланжи; 11 - кембро-ордовикские гранитоиды; 12 - блоки позднерифейского (?) основания (области раннепалеозойского зеленосланцевого метаморфизма); 13 блоки позднерифейского(?) основания (эпидот-амфиболитовые и амфиболитовые комплексы); 14 -

венд-кембрийская офиолитовая ассоциация; 15 - карбонатные отложения венд-кембрийского чехла; 16 - выступы позднерифейского метаморфического основания; 17 - геологические границы; 18 - тектонические границы; 19 – надвиги.

Гранитоидные ареал-плутоны (в кружках): І - Хамсаринский, ІІ - Бийхемский, ІІІ - Каахемский, IV - Таннуольский.

Каахемский батолит является одним из крупнейших (более 30000 км²) магматических образований венд-раннепалеозойского возраста не только в Восточной Туве, но и в Алтае-Саянской складчатой области в целом (см рис. 1.15). Интрузивные образования вендраннепалеозойского возраста, участвующие в строении этого батолита, прорывают вулканогенные отложения ондумской свиты (Є₁) и вулканогенно-осадочные отложения тапсинской свиты (Є1-2) и, в свою очередь, перекрываются осадочными отложениями силура (S_{1-2}) , вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями девона (D_1-D_3) и осадочными отложениями юры (J₂). Каахемский батолит имеет полихронное строение. В его составе выделяют несколько самостоятельных магматических комплексов, резко отличающихся друг от друга по вещественному составу, возрасту и источникам [Руднев и др., 2006]. Наиболее ранними (563.0±4.5 млн лет) интрузивными образованиями являются породы коптинского диорит-тоналит-плагиогранитного комплекса, которые по геохимическим характеристикам относятся к породам толеитового ряда, характерным для островодужных геодинамических обстановок. С учетом возраста пород и их изотопно-геохимических характеристик, они сопоставляются с плагиогранитоидами, входящими в состав вендских офиолитовых ассоциаций Тувы и Западной Монголии. В раннем кембрии (535.7±3.7 млн лет) происходило формирование пород байсютского тоналит-плагиогранитного комплекса, также относящихся к островодужной толеитовой серии. По изотопным характеристикам они сопоставляются с аккреционноостроводужными плагиогранитами Западного Саяна и вулканитами Западной Монголии. На рубеже среднего кембрия (512.4±2.1 млн лет) происходило формирование интрузивных образований зубовского габбро-монцодиорит-граносиенитового комплекса, отннесенных к монцонитоидной (латитовой) серии, для которой можно предполагать участие плюмового источника в магмообразовании. В раннем ордовике были сформированы габброиды мажалыкского перидотит-пироксенит-габбро-норитового (484-478 млн лет), известковощелочные гранитоиды раннетаннуольского диорит-тоналит-плагиогранитного (473-484 млн лет) и чарашского высокоглиноземистого тоналит-плагиогранитного (473.9±4.5 млн лет) комплексов. На рубеже среднего-позднего ордовика отмечается вторая, вероятно, более мощная вспышка магматизма. представленная известково-шелочными гранитоидами позднетаннуольского диорит-тоналит-плагиогранитного (451±5.7 млн лет) и сархойского гранодиорит-граносиенит-гранитного комплекса повышенной щелочности (450±5 млн лет).

Завершается интрузивный магматизм в Каахемском батолите становлением гранитоидов повышенной щелочности бреньского гранодиорит-гранит-лейкогранит-аляскитового комплекса (385±5 млн лет), входящего в состав одноименной вулканоплутонической ассоциации [Руднев и др., 2006].

Восточно-Таннуольский батолит представляет собой самостоятельный очаговый ареал проявления раннепалеозойского магматизма (см рис. 1.15). Площадь выходов магматических пород раннепалеозойского возраста в этом батолите на современном эрозионном слое составляет более 10000 км². В настоящее время в пределах Таннуольского ареал-плутона выделены три интрузивных комплекса. Майнский комплекс представлен породами габброплагиогранитной формации, формировавшимися на рубеже (534-518 млн лет). Формирование диорит-гранодиорит-плагиогранитовой среднепозднекембрийского пород формации, таннуольского массива происходило на рубеже (508-492 млн лет). Этот комплекс формировался на начальном этапе развития аккреционно-коллизионной системы. А формирование позднеордовикского арголикского комплекса происходило на рубеже (451-447 млн лет). Породы этого комплекса образовались на поздней стадии аккреционно-коллизионного этапа [Ветров и др., 2019]. Вмещающими породами для гранитоидов Восточно-Таннуольского батолита являются островодужные вулканогенно-осадочные отложения кадвойской (V) и серлигской (ϵ_1) свит, вулканогенно-туфогенно-осадочные отложения дыттыгской свиты (ϵ_1) и туфогенно-карбонатные отложения ирбитейской свиты (€1-2). Гранитоиды таннуольского комплекса прорываются гранодиоритами и гранитами раннего девона и перекрываются вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями раннего девона. В Восточно-Таннуольском батолите широкое разнообразие состава интрузивных пород (от габбро до гранитов) [Руднев и др., 2015].

Хамсаринский батолит, расположен в северной части Таннуольской островной дуги. Вмещающими породами для гранитоидов являются вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения раннего кембрия (см рис. 1.15). Имеющиеся геологические данные указывают, что основной объем Хамсаринского батолита сложен кварцевыми диоритами, тоналитами и плагиогранитами таннуольского комплекса раннего-среднего кембрия, в меньшей степени габброидами мажалыкского типа раннекембрийского возраста, а также гранодиоритами и гранитами бреньского комплекса раннего девона. Образование плагиогранитов Хамсаринского батолита происходило в интервале 497-462 млн лет [Козаков и др., 2005].

В пределах Сангиленского нагорья широко распространены *граниты кыстарысского* комплекса и ассоциирующих сними богатых литем пегматитов Южно-Сангиленского пегматитового пояса (ЮСПП), включающего крупное месторождение лития - Тастыг. Возраст этих комплексов ограничивается в интервале 483-494 млн лет, а их проявление связывают с

несколькими импульсами внутриплитной плюмовой активности [Кузнецова, 2018]. Граниты кыстарысского комплекса по составу и редкоэлементным характеристикам классифицируются как постколлизионные, переходные к внутриплитным (А-типа). Согласно полученным Sm-Nd-Sr изотопным (εNd(T) от -3 до -1.5, TNd (DM-2st) = 1.1 -1.5 млрд лет) данным, они принадлежат к «рифейской» изотопной провинции микроконтинентов в составе Центрально-Азиатской складчатой области и образовались из смешанного источника, включавшего древнекоровую и ювенильную компоненты [Кузнецова и др., 2021].

Более молодым проявлением редкометальных гранитов являются породы *массива Арыскан*, к купольной части которого приурочено редкоземельное (Y, REE) одноименное месторождение. В минеральном составе щелочных гранитов арысканского комплекса основную роль играют кварц, альбит, микроклин, рибекит и арфведсонит; акцессорные представлены магнетитом, ильменитом, Y-флюоритом, цирконом, торитом, монацитом, ксенотимом, фергусонитом, приоритом, пирохлором. Установлено, что щелочные граниты Арысканского и близлежащего Астыгского массивов формировались практически одновременно, соответственно 448 \pm 1 и 446 \pm 1 млн лет назад, а вмещающие их щелочнополевошпатовые сиениты - 472 \pm 2 млн лет [Никифоров и др., 2023].

1.3.2. Базитовый магматизм

Проявление базитового магматизма фиксируется на всем протяжении формирования геологических структур Западного Сангилена [Шелепаев, 2006]. К наиболее ранним проявлениям базитового магматизма относится Правотарлашкинский троктолит-анортозитгаббровый массив. Этот массив находится в нижнем течении реки Тарлашкин-Хем, обнажаясь преимущественно в ее правобережной части (рис. 1.16). Он прорывает породы моренского метаморфического комплекса HP/LT-типа, метаморфизованные гипербазиты и бластомилониты по метабазитам кускунугской свиты, располагаясь в подошве надвига. На контакте с габброидами вмещающие породы изменены с образованием мелкозернистых двупироксеновых роговиков и известковых скарнов, что позволяет оценить давление становления интрузива не более чем в 2 кбар. Породы массива прорываются гранодиоритами и гранитами натровой серии, которые в свою очередь рвутся аляскитами, которые датируются ордовиком – 468.6±6 млн лет [Шелепаев, 2006]. Проведенное ⁴⁰Ar/³⁹Ar исследование пойкилитового магматического амфибола позволило установить возраст образования пород Правотарлашкинского массива, который определяется как 524±9 млн лет [Шелепаев, 2006]. С учетом геологической позиции, эти данные позволяют относить становление Правотарлашкинского массива к началу коллизионного этапа развития Западного Сангилена. В строении массива можно выделить расслоенную серию и краевую фацию. Породы расслоенной серии массива представлены

оливиновыми габбро-норитами, оливиновыми габбро, габбро различной степени меланократовости с преобладанием лейкократовых разностей, троктолитами и анортозитами.



Рисунок 1.16. Расположение базитовых комплексов. 1-2 – зонально-метаморфические образования палеотермального купола, 3 – область распространения барровианского метаморфизма, 4 – метавулканиты венда-кембрия Агардагской шовной зоны, 5 – диориты и монцодиориты, 6 – граниты, 7 - дифференцированные габброиды, 8 – гипербазиты [Полянский и др., 2021].

В ромбах 1 - Правотарлашкинский троктолит-анортозит-габбровый массив, 2 - Башкымугурский массив, 3 - Баянкольский габбро-монодиорит-граносиенит-гранитный массив, 4 - Эрзинский массив.

Они чередуются между собой с образованием слоистости северо-восточного простирания. Краевая фация массива сложена мезо- и лейкократовыми массивными габбро-норитами. В юговосточной части массива габбро-нориты краевой фации по направлению в глубь массива сменяются оливиновыми габбро-норитами, средне-, крупнозернистыми мезо- и лейкогаббро, оливиновыми габбро. Северо-западная часть массива сложена анортозитами, троктолитами и рудными габбро-норитами. Особенность расслоенной серии Правотарлашкинского массива - преобладание лейкократовых габброидов, троктолитов и анортозитов. Набор пород расслоенной серии и их состав позволяют отнести Правотарлашкинский массив к троктолитанортозит-лейкогаббровому типу интрузий, которые рассматриваются как аналог перидотит-габбровой формации [Владимиров и др., 2013]. Оливин является главным породообразующим минералом оливиновых габбро и троктолитов. В породе оливин образует округлые либо короткопризматические зерна, часто замещаемые иддингситом. Оливины по составу отвечают хризолитам и варьируют по #Mg от 70 до 77. Клинопироксен - главный минерал габброноритов

и оливиновых габбро, по-своему составу отвечают авгитам. Это практически безхромистые пироксены с #Mg=71-80. Ортопироксен в значительных количествах встречается только в габброноритах, по составу отвечает энстатиту с #Mg=68-78. Плагиоклаз как породообразующий минерал наблюдается во всех типах пород массива в виде крупных идиоморфных призматических или таблитчатых кристаллов. По содержанию An (57-70) они представлены лабрадорами. Позднемагматический амфибол встречается в виде поикилитовых кристаллов, плеохроирующих от бледно - до темно-коричневого, и по составу относится к паргаситам. Акцессорные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом и ильменитом. По содержанию кремнезема и щелочей породы Правотарлашкинского массива относятся к основным породам нормального ряда, характеризуясь высокой глиноземистостью, низкой титанистостью, преобладанием Na₂O над K₂O (Na₂O/K₂O>4), малофосфористы, что является характерной чертой пород массивов перидотит-габбрового формационного типа. Для всех пород Правотарлащкинского массива характерно низкое содержание РЗЭ, не превышающее 10 хондритовых единиц с пологими отрицательными спектрами ((La/Yb)_n=2-6.3). Установлена положительная европиевая аномалия, что свидетельствует о фракционировании плагиоклаза в этих породах. На мультиэлементных диаграммах отчетливо выделяются минимумы по Ta, Hf, Ті, а также обогащение пород LILE. Включая положительную аномалию по Ва, К, Sr, что наряду с обогащением легкими лантаноидами характерно для надсубдукционых магм. При дегитратации субдуцирующей плиты высоко или умеренно неконсервативные элементы (Cs, Rb, Ba, K, Sr, U, Th, LREE) обогащают мантийный клин за счет воздействия флюида из дегитратирующего слэба. Nd, Zr, Hf, Ti и HREE ведут себя консервативно и, следовательно, лежат на линии, определяющей состав мантийного клина. Судя по содержанию консервативных элементов, источником для родоначальных расплавов Правотарлашкинского массивов служила деплетированная мантия [Шелепаев, 2006а].

В пределах Западного Сангилена в Эрзинской сдвиговой зоне, в нижнем течении реки Баян-Кол располагается Баянкольский габбро-монцодиорит-граносиенит-гранитный массив (см рис. 1.16). Пространственно массив приурочен к северо-восточному флангу термального купола высокоградиентного метаморфизма. В обстановках регионального сжатия при субвертикальных деформациях происходило внедрение отдельных порций базитовых расплавов в зоны локального растяжения [Кармышева и др., 2018]. В этом районе картируется несколько разобщенных пластовых недифференцированных тел габброидов, различающихся по меланократовости, которые прорываются монцодиоритами второй фазы. В левобережье р. Баян-Кол среди метапелитов чинчилигской свиты наблюдаются выходы меланократовых габброидов. На контакте с габброидами метапелиты превращены в грубозернистые роговики, развивающиеся по регионально метаморфическим породам. Данные по роговикам позволяют утверждать, что, несмотря на высокую температуру контакта, прогрев и последующее остывание осуществлялись очень быстро, так что минералы в контактовых породах не успевали прийти в равновесие. В свою очередь это позволяет предполагать небольшие размеры тела габброидов [Изох и др., 2001]. Габброиды представляют собой биотитсодержащие габбро-нориты роговообманково-оливиновые И роговообманковые габбро-нориты. Монцодиориты – равномерно-, средне-, крупнозернистые породы. В их составе преобладает плагиоклаз, темноцветов присутствуют ортопироксен, клинопироксен среди И низкокальциевый пижонит, что является характерной особенностью массивов этого формационного типа. Поздний парагенезис представлен роговой обманкой, биотитом и калишпатом. Габбро и монцодиориты относятся к умеренно-щелочной серии и являются продуктами кристаллизационной дифференциации из одного исходного расплава [Шелепаев, 2006а]. Геохронологическое исследование Ar-Ar методом пойкилитового магматического титанистого магнезиогастингсита из биотит-амфибол-оливиновых меланогабброноритов Баянкольского массива дало возраст – 489±3 млн лет [Шелепаев, 2006]. Возраст монцодиоритов, определенный U-Pb методом – 496.5±3.6 млн лет [Козаков и др., 2005].

Эрзинский массив расположен в Эрзино-Нарынской зоне Западного Сангилена на левом берегу реки Эрзин (см рис. 16). В составе Эрзинского массива присутствуют монцодиориты и габброиды, для которых установлены фазовые взаимоотношения. Породы Эрзинского массива прорывают гранат-силлиманитовые гнейсы эрзинского метаморфического комплекса и интрудируются гранитоидами. Проведенные U-Pb методом по цирконам геохронологические исследования монцодиоритов массива показали его раннеордовикский возраст – 491.6+9.5 млн лет [Козаков и др., 2005]. Возраст прорывающих монцодиориты лейкогранитов U-Pb методом по цирконам определяется как 489±2.6 млн лет, а Rb- Sr методом – 486± 10 млн лет [Козаков и др., 2005].

Башкымугурский массив расположен в Тарлашкин-Мугурской подзоне Западного Сангилена (см рис. 1.16). Он образует крупное тело, вытянутое в меридиональном направлении почти на 20 км при ширине около 5 км. Массив прорывают породы моренского метаморфического комплекса и кускунугской свиты; пространственно массив приурочен к центру Мугурского зонального метаморфического комплекса. Геохронологический возраст массива определен разными изотопными методами: U-Pb методом оценивается в 464.6 \pm 5.7 млн лет [Козаков и др., 2005]; 465 \pm 1.2 млн. лет, Ar_Ar, биотит из монцодиоритов [Изох и др., 2001]; 464 \pm 5 млн. лет, Rb-Sr, вал-биотит [Петрова, Костицын, 1997]. Габброиды первой фазы образуют крупное тело в северной части массива. Для них характерна магматическая расслоенность, обусловленная чередованием плагиовебстеритов, оливиновых габброноритов и анортозитов. Помимо анортозитов и лейкократовых габброноритов в верхних частях некоторых

ритмов присутствуют монцодиориты. Вторая фаза Башкымугурского массива представлена монцодиоритами. По петрографическим и минералогическим особенностям и химическому составу породы габбро-монцодиоритовых составов не различимы. По петрохимическому составу габброиды Башкымугурского массива занимают пограничное положение между породами нормального и умеренно-щелочного рядов и принадлежат к породам известковощелочной серии. Их характерной особенностью является повышенные содержания титана и калия. В анортозитах, так же как и в монцодиоритах, повышено содержание щелочей, как натрия, так и калия. Монцодиориты отличаются от габброидов повышенным содержанием кремнекислоты и щелочей, особенно калия и меньшим содержанием MgO. Распределение РЗЭ в габброидах характеризуются пологими отрицательными спектрами ((Се/Yb)_n=4.19-6.11, (La/Sm)_n=2.1-2.8, (Gd/Lu)_n=1.8-2.2). Мезо и меланократовые габброиды не имеют европиевой аномалии, а в лейкогаббро-норитах устанавливается положительная аномалия по европию (Eu/Eu*)=1.24–2.1). Для меланократовых разностей фиксируется большее обогащение тяжелыми и обеднение легкими РЗЭ по сравнению с лейкократовыми габброидами ((La/Yb)_n=1.38). Такое различие в спектрах обусловлено обогащением меланократовых пород пироксенами, а лейкократовых – плагиоклазом. Кроме того, с уменьшением магнезиальности пород Башкымугурского массива увеличивается содержание редкоземельных элементов в породах. Монцодиориты характеризуются более высокими содержаниями лантаноидов и более крутыми спектрами ((La/Yb)_n=6.67-8.09) с небольшой отрицательной аномалией по европию (Eu/Eu*)=0.76-0.96. В мультиэлементных спектрах как габброидов, так и монцодиоритов отмечается наличие субдукционной компоненты: обогащение крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, U, Th, K) и стронцием, а также обеднение высокозарядными элементами (Ta, Nb, Zr, Hf) [Владимиров и др., 2013].

1.3.3. Ультраосновные породы

Ультраосновные комплексы Южной Тувы представлены офиолитами Агардагской зоны, прослеживающейся на расстояние более 120 км. В Агардагской офиолитовой зоне можно выделить последовательность с запада на восток четыре основных участка, содержащих различные фрагменты палеоокеанической коры: 1. Агардагский, с преобладанием гипербазитов основания офиолитов. 2. Карашатский, представленный дунит-верлит-пироксенитовым комплексом + габбро + дайковые серии. 3. Тесхемский – дайки + лавы. 4. Чонсаирский – габбро + дайковый комплекс [Симонов и др., 2010]. Магматические комплексы Тесхемского участка формировались при участии плюмовых магматических систем [Добрецов и др., 2005]. Агардагский массив, один из самых крупных в Туве, протяженность около 23 км при максимальной ширине 3.2 км, представляет собой круто поставленное плитообразное тело,

располагающееся среди сланцев с прослоями известняков, кремнистых и терригенных пород. Внутреннее строение массива преимущественно составляют: дуниты в центральной части и гарцбургиты в периферической. Эндоконтактовые зоны и северо-восточная оконечность Агардагского массива сложены серпентинитами, среди которых широко распространены тела клинопироксенитов [Котляров, 2010]. На левом берегу р. Тес-Хем расположен Карашатский участок. В его геологическом строении участвуют следующие ассоциации пород. Расслоенный дунит-верлит-пироксенитовый офиолитовый комплекс. К северу и к югу от него распространены комплексы «нижнего» и «верхнего» габбро. Для «верхних» габброидов характерна пространственная ассоциация с диоритами и гранитоидами. Породы офиолитового дайкового комплекса представлены в восточной части участка. Вулканогенно-осадочные образования распространены на юге и имеют тектонические соотношения с офиолитовыми ассоциациями. Присутствуют более поздние дайки. На правом берегу р. Тес-Хем расположен Тесхемский участок. На северо-западе участка преобладает ассоциация габброидов и даек, такая же, как в офиолитовом разрезе Карашатского участка. Она имеет тектонический контакт с теректигской карбонатно-терригенной толщей нижнего кембрия. Эффузивно-осадочные толщи Тесхемского участка пронизаны многочисленными диабазовыми дайками, близкими по внешнему облику к породам на северо-западе участка. С юга офиолиты ограничены гранитоидами, с которыми дайковые серии образуют сложные взаимоотношения.

Агардагская шовная зона последнее время является объектом изучения многих ученых, но данные о возрасте её образования и тектонических взаимодействиях с соседними структурами разных авторов различны. Одни, сравнивая магматизм древних бассейнов Тувы с западной частью Тихого океана, а именно с рифтогенным бассейном Вудларк, считают, что офиолитовые комплексы формировались предположительно 570 млн лет назад в окраинных районах палеоокеана, в ассоциации с близкой по возрасту островной дугой, фрагменты которой представлены в Тануольской зоне [Симонов и др., 2010]. Другие на основе геологических, петролого-геохимических, минералогических и термобарогеохимических исследований считают, что формирование офиолитов Южной Тувы происходило в палеогеодинамических условиях раскола древнего сиалического континентального блока и образования океанической коры, сравнивая их с формированием бассейна типа Красного моря и офиолитами Тихама-Азир [Куренков и др., 2002].

Возраст офиолитов в статьях последних лет приводится как 570 млн лет [Симонов и др., 2010, Могуш и др., 2011]. При этом в первоисточнике [Pfander et all, 2002] указано, что породы офиолитовой ассоциации Агардагского комплекса прорываются гранитодиортитами с возрастом 570 млн лет, имеющими К-Na состав. Таким образом, возраст офиолитов древнее

этой датировки, полученной для гранитоидов, генетически не связанных с породами Агардагского комплекса, и в настоящий момоент остается не установленным.

1.3.4 Щелочные интрузивные комплексы

В западной части нагорья Сангилен выделен рой даек камптонитов (агардагский щелочно-базальтоидный комплекс), в изобилии содержащих мантийные ксенолиты [Гибшер и др., 2012]. Камптониты картируются в виде даек преимущественно северо-западного простирания, прорывающие разновозрастные метаморфические и магматические образования – метабазиты Агардагского пояса, метаморфические породы тесхемской и мугурской толщ (возраст последней стадии метаморфизма 468 млн лет [Петрова, Костицын, 2001]), расслоенные габброиды Правотарлашкинского, габброиды и монцодиориты Башкымугурского массивов (524±9 и 465±1.2 млн лет соответственно [Изох и др., 2001а]) и аляскитовые гранитоиды байдагского комплекса (473±7 млн лет [Петрова, Костицын, 2001]). Характерным для даек агардагского комплекса является их кайнотипный облик и наличие многочисленных мегакристаллов и глубинных ксенолитов, представляющих собой вещество литосферной мантии [Гибшер и др., 2012]. Полученные датировки показали позднеордовикский возраст даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса (441±1.1 и 446±4 млн лет для биотита и амфибола, соответственно) [Изох и др., 20016]. Позднеордовикский возраст даек камптонитов агардагского комплекса Западного Сангилена позволяет рассматривать их как проявление постколизионного плюмового щелочно-базитового магматизма [Изох и др., 20016].

В состав ранне-, средне-, позднепалеозойской провинции ультраосновных щелочных пород и нефелиновых сиенитов Сангиленского нагорья Юго-Восточной Тувы входит интрузив Чик-Хем. В нем выделяются крупнокристаллические ийолиты с обильными скелетными кристаллами кальцита. Интрузия ийолит-уртитов прорывает толщу известняков чартысской и нарынской свит, имеет примерно 1 км в длину и 250 м в ширину. Возраст Чикского массива определен на основе U-Pb датирования граната (492±2 млн лет), Sm-Nd –методом по апатиту, гранату и породе в целом (489±9 млн лет) [Спиридонов и др., 2018]. Обогощенные кальцитом ийолиты развиты в южной части интрузива Чик-Хем. Ийолиты с кальцитом состоят из равных количеств нефелина и клинопероксена, акцессорные – фторапатит, триолит (микрокапли в нефелине), титаномагнетит [Спиридонов и др., 2018]. И так же связаны с плюмовым щелочнобазитовым магматизмом.

В Центральном Сангилене проявлены раннепалеозойские фондалит-фойяитовые интрузивы (Баянкольский, Дахунурский, Чикский, Харлинский). Возраст их формирования определен около 490-500 млн лет [Врублевский и др., 2019]. Их внедрение сопровождалось образованием высокотемпературных (до ~600—900 °C) эндогенных карбонатных пород,

содержащих кальцит, щелочной пироксен, Na-Ca амфибол, биотит, фторапатит, микроклин и нефелин. По-видимому, силикатные и карбонатные производные имеют родственные гетерогенные источники вещества с параметрами єNd(T) от +3 до +6.3 и от -0.5 до + 6.5 соответственно, которые могут быть обусловлены смешением материала деплетированной (PREMA) и обогащенной (EM) мантии. Первичные ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ≈ 0.89 и ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb ≈ 2.15 в калиевом полевом шпате из кальцитовых пород наиболее соответствуют характеристикам домена EM-1. Наблюдаемая корреляция отношений стабильных изотопов (δ^{18} O ~ 7.2—19.5, δ^{13} C от -6.0 до -1.4 ‰) с высоким ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(T) 0.7057—0.7076 свидетельствует о заметной коровой контаминации магмы в верхних горизонтах литосферы и незначительном воздействии метеорного флюида. Предполагаемая синхронность и изотопное сходство изученных интрузий с другими комплексами щелочных пород раннепалеозойской крупной изверженной провинции в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса не исключают их формирования в обстановке плюм-литосферного взаимодействия [Врублевский и др., 2019].

Проведенный обзор современного состояния геологического изучения магматических комплексов южной и сопредельных частей Тувинского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса показал существующую неопределенность в оценке природы земной коры в ее строении. На основе данных о магматических породах нормальной щелочности и щелочных породах нельзя однозначно судить о преобладании в этом регионе только пород островодужных комплексов.

1.4. Метаморфизм

В Юго-Западной части Сангиленского блока выделяют два типа метаморфизма: региональный и контактовый.

Региональный метаморфизм представлен породами нарынского, моренского и эрзинского метаморфических комплексов. В состав нарынского комплекса включены зонально метаморфизованные толщи карбонатных, терригенно-карбонатных пород нарынской, балыктыгхемской и чартисской свит, а также терригенные породы чинчилигской серии.

В моренском комплексе выделяются толщи биотитовых, гранат-биотитовых и двуслюдяных гнейсов, а также гнейсов с горизонтами мраморов и кварцитов. По петрохимическим характеристикам породы этих толщ сопоставимы с осадочными породами глубоководного шельфа и, частично, с вулканогенными породами рифтогенных структур пассивных окраин [Козаков и др., 2017, Козаков и др., 2001]. В породах моренского комплекса раннепалеозойскому метаморфизму возможно предшествовал вендский метаморфизм повышенного давления, достигающий условий дистен-гранат-биотит-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации. В низкотемпературных зонах устанавливаются парагенезисы ставролит-

биотит-дистен-мусковитовой субфации амфиболитовой фации. В эрзинском комплексе преобладают мигматизированные биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы амфиболитовой пониженного давления с реликтами гранулитов. Последние фации представлены гиперстеновыми, гиперстен-гранат-биотитовыми, двупироксеновыми и гранат-гиперстенкордиерит-биотитовыми гнейсами. Гранулиты слагают будины и линзы, во внутренних зонах которых устанавливаются парагенезисы гранулитовой, а во внешних – амфиболитовой фации. Цирконы гнейсов гранулитовой фации имеют оценку возраста по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U в интервал 661-846 млн лет, а наиболее древнее значение возраста 2557 ± 34 млн лет получено для ядра одного из кристаллов [Козаков и др., 2003]. В большей части зерен циркона оценки возраста находятся в интервале 0.76-0.90 млрд лет; средневзвешенное значение возраста по отношению 206 Pb/ 238 U соответствует 809 ± 17 млн лет. Более древнее значение возраста 1935 ± 21 млн лет (по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb) получено для ядра, выявленного в одном из кристаллов циркона.

Результаты геохронологических исследований свидетельствуют, что процессы регионального метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций андалузитсиллиманитовой фациальной серии в эрзинском комплексе происходили в одном возрастном интервале ~505–490 млн лет [Козаков, Азимов, 2017].

Контактовый метаморфизм представлен высокотемпературными роговиками в контактовых ореолах габброидных массивов, представляющих собой гиперстенсодержащие метаморфические породы. Эти породы были детально описаны С.А. Каргополовым как "малоглубинные" гранулиты HT/LP-типа [Изох и др., 2001]. Малоглубинные гранулиты в контактовом ореоле Башкымугурского массива резко отличаются по вещественному и минеральному составу от гранулитов эрзинского комплекса и, по сути дела, являются высокотемпературными роговиками (P = 3-4 кбар, T = 700-850°C). Их формирование связано с разрушением коллизионного орогена и внедрением габброидных интрузий на рубеже 465±5 млн лет [Кармышева и др., 2011].

ГЛАВА 2. МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГРУБООБЛОМОЧНЫХ ПОРОД ЮГА ТУВЫ

В мировой практике в настоящий момент уделено достаточное внимание при изучении грубообломочных пород. Наибольший интерес вызывают континентальные рифтогенные конгломераты, так как обоснование наличия древних рифтовых систем значительно повышает интерес к этим структурам с одной стороны, с точки зрения обнаружения новых месторождений целого ряда полезных ископаемых, в том числе, углеводородов, с другой эти структуры являются отправными при тектонических реконструкциях внутриконтинентальных обстановок растяжения, которые в дальнейшем могут приводить к раскрытию новых океанов. Проводятся традиционные литологические исследования, где на основе изучения форм, размеров и взаимоотношений обломков проводится генетическая классификация изучаемых осадков и в совокупности с текстурными особенностями отложений прослеживается последовательность событий, этапы формирования этих последовательностей в пределах рифтогенных бассейнов [Santos et al., 2014; Figueiredo et al., 2016; Mtelela et al., 2016; Schobel et al., 2017; Obrist-Farner et al., 2017; и др]. В ряде работ на основе анализа литологических особенностей делаются тектонические например, 0 приуроченности выводы, неопротерозойских рифтовых бассейнов северо-запада Таримского блока к распаду Родинии [Turner, 2010].

К литологическим исследованиям, зарубежные коллеги при изучение грубозернистых пород, добавляют так же данные U-Pb датирования цирконов из обломков и матрикса конгломератов. Эти исследования позволяют достоверно устанавливать возраст источников сноса, в том числе эродированных или перекрытых более молодыми осадками, не выходящих в настоящий момент на дневную поверхность, и обосновывать рифтогенную природу этих отложений [Yaseen et al., 2013; Wang et al., 2013; Lamminen et al., 2015; Uhlein et al., 2017]. В российской практике закончено лишь одно исследование по юрским грубозернистым отложениям Крыма [Никишин и др., 2016]. Также обоснован возраст конгломератов холбонурского комплекса Сонгинского блока Монголии, но их природа в работе не рассматривается [Козаков и др., 2013].

Наиболее обоснована рифтогенная природа конгломератов в работах, где к литологическим исследованиям и данным по датированию детритовых цирконов добавлены геохимические исследования разнотипной гальки и матрикса. На основе этих исследований устанавливается как бимодальный характер вулкано-плутонических серий в составе источников сноса, так и другие породы, участвовавшие в поставке обломочного материала в рифтовый бассейн седиментации [Zhao et al., 2017; Hinchey, 2021]. Именно эти работы дают наиболее
достоверную информацию о тектонической ситуации во время накопления грубозернистых отложений. В российской практике на таком высоком научном и аналитическом уровне закончено лишь исследование по изучению конгломертатов Хараулахского антиклинория, расположенного на границе Сибирской платформы и Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса [Прокопьев и др., 2016]. В этой работе так же показана последовательность вулкано-плутонических событий на изучаемой территории. Привлечение к работе Sm-Nd изотопных данных делает выводы данной работы более корректными. К таким исследованиям так же можно отнести литолого-геохимическую работу с данными Ar-Ar датирования эоценовых конгломератов Западно-Камчатского осадочного бассейна [Хисамутдинова и др., 2015].

Таким образом, конгломераты являются индикаторными при диагностике обстановок континентального рифтогенеза и информативными при реконструкции состава и возраста пород питающих провинций, востребованы в мировой практике при палеореконструкциях. При этом грубообломочные породы, при их наличии в разрезах являются одним из основополагающих источников информации при последующих тектонических построениях и обосновании металлогенической специализации определенных структур.

Изучение грубозернистых терригенных отложений дает прямую, в отличие от более мелкозернистых разностей, информацию о составе и возрасте пород источников сноса прилегающей питающей провинции на основе изучения крупных галек и валунов в их составе.

При этом изучение этих терригенных отложений требует другого методического подхода в исследовании, нежели более мелкозернистые обломочные породы, т.к. предусматривают изучение обломков пород различного происхождения – магматического, вулканического, метаморфического и осадочного. Так как задачей данного исследования является реконструкция состава и возраста пород источников поступления обломочного материала при образовании конгломератов, генезис этих отложений будет определен в общих чертах без детальных литолого-седиментологических исследований.

Первым шагом в изучении грубозернистых пород любого генезиса является полевое изучение этого типа отложений в разрезах. На основе изучения большого количества галек и валунов (не менее 100 обломков, но на практике значительно больше) отбирается коллекция наиболее представительных литотипов пород среди них, при этом вниманием не обходят и более редкие разновидности галек и обломков, т.к. они могут быть информативными, но плохо сохранными при транспортировке породами.

На основе петрографических, при необходимости с применением сканирующего электронного микроскопа (TESCAN MIRA 3LMU с ЭДС и ВДС и LEO 1430VP, оба ИГМ СО РАН), исследований проводится разделение отобранных обломков на определённые литотипы -

граниты, вулканиты, основные и ультраосновные породы и т.д. Применение классификационных диаграмм [Le Bas et al., 1986 (TAS диаграмма); Winchester and Floyd, 1977] на основе геохимических характеристик (петрогенные, редкие и редкоземельные элементы) пород определенных литотипов позволит более обосновано относить отдельные обломки к определенному типу магматических или вулканических пород, т.к. не исключено наличие в составе питающих провинций нескольких различных комплексов, например, гранитов или вулканитов различных типов и/или возраста внешне схожих друг с другом.

Важным в нашем исследовании стало изучение матрикса грубозернистых пород, его состава и текстурно-структурных особенностей. В двух из трех изученных конгломератах, их осадочный генезис был определен ошибочно. В действительности, они представляю собой туфоконгломераты, где мартикс имеет вулканогенную природу.

Согласно Петрографическому кодексу, присутствие вулканогенного материала в обломочных породах позволяет разделить их на две группы различного генезиса [Петрографический.., 2008]. Одна группа представлена вулканогенными обломочными породами, связными с различными аспектами вулканической деятельности и не имеющими отношения к осадочным породам, т.к. при их образовании отсутствуют факторы, влияющие на образование терригенных пород. Породы этой группы разделяются на вулканокластические без примеси осадочного материала, и осадочно-вулканокластические, в том числе туффиты и туфоконгломераты, - с примесью осадочного материала (продукты лахар, пирокластических потоков (палящих туч) и пр.). Вторая группа – осадочные породы, содержащие вулканогенный материал, подразделяется на две группы, где определяющим является время проявления вулканизма. К первой группе отнесены вулканогенно-осадочные породы – осадочные породы с примесью синхронного с осадконакоплением пирокластического материала или продукты переотложения синхронного извержению вулканического материала. Вторая группа представлена осадочными вулканомиктовыми отложениями, образование которых произошло в результате накопления продуктов разрушения, образованных ранее вулканических пород. Таким образом, породами, образовавшимися в результате осадочных процессов, являются только последние из вышеперечисленных – осадочные вулканомиктовые отложения, и только применимы все литологические, минералогические, гранулометрические и ДЛЯ них геохимические подходы в их классификации и реконструкциях обстановок их накопления. В данной работе к туфоконгломератам нами отнесены грубозернистые породы, где цемент и часть обломков являются продуктами синхронного вулканизма с примесью более древнего осадочного материала. При этом изучение состава и определение возраста крупнообломочной части валунной и галечной размерности в туфоконгломератах позволяет расширять наши представления о составе и генезисе магмогенерирующих расплавов, а также вмещающих и/или

распространённых на поверхности во время вулканического импульса пород осадочного, магматического и метаморфического происхождения. Геохронологические исследования собственно вулканогенных обломочных пород или пород содержащих синхронный с вулканизмом пирокластический материал позволяют надежно обосновывать возраст изучаемых осадочно-вулканогенных комплексов. Не исключение и туфоконгломераты, где цемент и часть обломков является продуктами синхронного вулканизма с примесью осадочного материала.

В данной работе мы осознано не оперируем геохимическими характеристиками изученных обломков, магматических и вулканических пород, для более конкретного отнесения их к породам определенных геодинамических типов, так как их одновозрастных аналогов на современном эрозионном срезе в данном регионе не установлено и прямое сопоставление невозможно. Поэтому при изучении магматических и вулканических пород из обломков в данном случае нельзя достоверно утверждать, что они образовались в результате какого-либо единого тектоно-магматического события и не претерпели впоследствии химических изменений в зоне гипергенеза, не образовались в контактовых частях массивов, не представляют собой жильные фазы различных генераций. Ярким примером являются кембрийские конгломераты баянкольской свиты Систигхемского прогиба Тувы [Бродникова и др., 2022]. Так в обломочной части преобладают лейкоплагиограниты, имеющие некоторые общие геохимические черты как сходства, так и отличия. Интерпретация их изотопногеохимических характеристик привела бы к детализации геодинамических обстановок, в которых происходило гранитообразование. И эти выводы были бы ошибочными, т.к. для этих лейкоплагиогранитов на основе U-Pb датирования зерен циркона установлено как минимум два возрастных рубежа их образования - 633±1.0 млн лет и 589±2 млн лет. Таким образом, в работе будут использованы только геохимические подходы, позволяющие в общих чертах определить принадлежность изучаемых магматических и вулканических пород к определенным блокам земной коры – континентальным или океаническим.

Реконструкции тектонических обстановок формирования вулканических и плутонических пород из обломков грубозернистых пород проводились с использованием дискриминационных диаграмм, широко применяемых в мировой практике [Pearce et al., 1984, 2008; Maniar and Piccolo, 1989; Eby, 1992; Forest et al., 2001, 2008 и др.].

Важным при изучении крупнобломочной части конгломератов являются данные Sm-Nd изотопии, позволяющие установить генезис магм изучаемых интрузивных и эффузивных пород из валунов и галек - древнекоровый или ювенильный, а так же оценить возраст протолита для этих пород. Неотъемлемой частью данного исследования стало U-Pb датирование зерен циркона из терригенных, магматических и вулканических пород методом LA-ICP-MS. Данный метод в последние годы получил весьма широкое распространение, поскольку позволяет

достаточно надежно фиксировать информацию об основных этапах корообразования, что имеет исключительно важное значение при реконструкции областей сноса материала и выявлении основных этапов тектоно-магматической активности на данной территории [Rino et al., 2008; Yuan et al., 2008, Copeland P., 2020 и др.]. При этом результаты этого исследования часто позволяют ограничить достаточно точно нижний предел седиментации изучаемых терригенных комплексов. Данные по результатам датирования цирконов будут отражать возраст пород на эрозионном срезе изучаемых тектонических блоков в момент седиментации терригенных пород первого цикла. Рециклированные осадки такой информации не дадут ввиду их многократного переотложения на значительном промежутке геологического времени. Этим же методом исследования проводилась оценка времени образования отдельных литотипов магматических, вулканических или метаморфических пород из обломочной части конгломератов и разрезов изучаемых стратифицированных комплексов.

Обязательным компонентом исследования при U-Pb датировании цирконов будет изучение Sm-Nd-изотопных характеристик как матрикса, так и датируемых обломков. Эта информация позволит более обосновано судить о источнике вещества при кристаллизации вулканических или плутонических серий в пределах питающих провинций – ювенильном или древнекоровом. Эти же изотопные данные для песчаников из разреза и матрикса конгломератов дадут указания на происхождение пород источников сноса.

В работе при изучении осадочно-вулканогенных комплексов использованы результаты изотопно-геохимических исследований российских и зарубежных геологов [Овчинникова и др., 2009; Симонов и др., 2010; Монгуш и др., 2011; Руднев и др., 2015; Черных, Ветров, 2017; Ветров и др., 2019, 2020, 2021 и др.] и собственные новые данные по магматическим и вулканическим синосадочным комплексам. Определение содержаний главных породообразующих элементов микроэлементов породах И в выполнено рентгенофлуоресцентным методом по стандартным (аттестованным) методикам в лабораториях Института земной коры СО РАН, Института геологии и минералогии СО РАН. Определение содержаний РЗЭ и широкого круга элементов-примесей проведено методом ICP-MS в Институте геологии и минералогии СО РАН, Институте геологии и геохимии УрО РАН и Институте земной коры СО РАН. Sm-Nd иотопно-геохимические исследования выполнены в ГЕОХИ РАН. Концентрации Sm и Nd определены методом изотопного разбавления по методике, приведенной в [Ревяко и др., 2012]. Масс-спектрометрическое измерение изотопного состава Sm и Nd проводится в ГЕОХИ РАН на многоколлекторном приборе Triton с использованием двухленточного (Re-Re) источника ионов. Измерения выполнялись в статическом режиме с одновременной регистрацией ионных токов разных изотопов элемента. Для контроля правильности и воспроизводимости изотопных анализов использован стандарт

JNd-1 для Nd (143 Nd/ 144 Nd=0.512114±22, 2 σ , N=20). Изотопные отношения нормализованы по отношению 146 Nd/ 144 Nd=0.7219. Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе не превышала 0.005%. Холостое внутрилабораторное загрязнение по состоянию на май 2015 года по Nd равно 0.2 нг, по Sm равно 0.03 нг. При расчете єNd и модельного возраста T(DM) используются современные значения для CHUR (однородный хондритовый резервуар) - 143 Nd/ 144 Nd=0.512638, 147 Sm/ 144 Nd=0.1967 по [Jacobsen, Wasserburg, 1984] и DM (деплетированная мантия) - 143 Nd/ 144 Nd=0.513151, 147 Sm/ 144 Nd=0.2136 по [Goldstein, Jacobsen, 1988].

Исследование изотопного состава Sr в карбонатных породах провидено по стандартной методике: выделение стронция и рубидия в кварцевых колонках методом ионообменной хроматографии на катионите Dowex AG W50х8 с размером зерен 200-400 меш с элюентом 2N HCl выполнено в ЦКП МИИ СО РАН. Содержание рубидия и стронция в карбонатной фракции определено методом изотопного разбавления с применением индикаторов ⁸⁵Rb и ⁸⁴Sr. Измерение содержаний Rb и Sr выполнено на многоколлекторном масс-спектрометре МИ-1201AT (ЦКП МИИ СО РАН, Новосибирск). Изотопный состав стронция определен на многоколлекторном приборе Triton Plus (ЦКП Геоаналитик, Екатеринбург). Правильность определения изотопных отношений Sr контролировалась параллельным измерением в каждой серии образцов изотопного стандарта SRM-987 с изотопным составом Sr 0.710240 \pm 7 (2 σ ср, n=8).

Для анализа изотопного состава кислорода и углерода в карбонатном веществе использовался масс-спектрометрический комплекс, состоящий из масс-спектрометра Finnigan MAT – 253 и линии пробоподготовки – Gas Bench II, подключенной непосредственно к массспектрометру (ЦКП МИИ СО РАН, Новосибирск). Измерение изотопного состава углекислого газа происходит методом проточной масс-спектрометрии, в постоянном потоке гелия. Подготовка проб к измерениям осуществляется путем разложения карбонатной пудры в ортофосфорной кислоте при температуре 60°C в гелиевой среде. После завершения реакции смесь гелия и углекислого газа изымалась из пробирки и далее, через систему капилляров поступала в приставку Gas Bench II, где она очищалась от воды и поступала в хроматографическую колонку, где происходило разделение газов по времени удерживания. На выходе из колонки углекислый газ в смеси с гелием направлялся в масс-спектрометр, где и происходило измерение изотопного состава углерода и кислорода в CO₂. Точность измерений контролировалась по международным (NBS19 d¹³C = +1.9‰, d¹⁸O = +28.6‰), российским (ДВГИ d¹³C = +1.2‰, d¹⁸O = +32.7‰) и внутрилабораторным (Ca770) стандартам и составляла 0.1‰ для d¹³C и d¹⁸O значений. Для U-Pb датирования цирконов из образцов пород использовалось выделение гравиконцентрата с помощью стандартных тяжелых жидкостей и изучение их внутреннего строения проводилось методом катодолюминесцентной микроскопии в лабораториях Института геологии и минералогии СО РАН. U-Pb изотопные измерения цирконов выполнены в ГЕОХИ РАН с использованием ICP-MS спектрометра Element XR (Thermo Finnigan). Для контроля данных в качестве внешнего стандарта для U-Pb датирования используются цирконы 91500 и GJ-1. Детали методики описаны в [Xia et al., 2011]. Измеренные величины обрабатывались с помощью программ "ICPMSDataCal" [Liu et al., 2010] и "Isoplot/Ex v.3." [Ludwig, 2003].

Второй лабораторией для проведения U-Pb изотопного датирования цирконов был Институт геологии и минералогии СО РАН. Геохронологические исследования выполнены по единичным зернам циркона методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с системой пробоотбора лазерной абляцией UP-213 (New Wave Research) согласно методике, описанной в [Хубанов и др., 2016]. Для калибровки использованы стандарты TEMORA-II и Plešovice. Цирконы облучались импульсным лазерным лучом с частотой 5 Гц, диаметром 25–30 мкм в течение 30 с. Испаренное вещество из лазерной установки в массспектрометр транспортировалось потоком чистого гелия. Коррекция дрейфа сигнала измеряемых изотопов, учет фоновых сигналов, расчет изотопных отношений и их погрешностей выполнены в программе Glitter [Griffin et al., 2008]. Расчет значений возраста методом построения диаграммы с конкордией выполнен с помощью программы ISOPLOT-3 [Ludwig, 2003]. Измерялось четыре изотопных отношения: ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, ²⁰⁶Pb/²³⁸U, ²⁰⁷Pb/²³⁵U и ²⁰⁸Pb/²³²Th. Расчет возраста проводился методом рассмотрения U-Pb (²⁰⁶Pb/^{238U}_²⁰⁷Pb/²³⁵U) системы на конкордии. Относительная погрешность измерения изотопного отношения в одной точке (1о) для ²⁰⁶Pb/²³⁸U составила ~1,5%, а ²⁰⁷Pb/²³⁵U ~ 4-5% для стандартных цирконов.

В работе рассматриваются значения возраста зерен циркона с конкордантностью выше 95 % для магматических и вулканических пород и более 90% для терригенных отложений. При интерпретации полученных данных для пород моложе 1 млрд лет использованы данные возраста, полученные по отношению 206 Pb/ 238 U и для пород древнее 1 млрд лет – по отношению 207 Pb/ 206 Pb. Оценки максимального возраста осадконакопления по средневзвешенному значению трех или более зерен наиболее молодых цирконов является более достоверным и статистически верным методом [Dickinson, Gehrels, 2009; Copeland, 2020].

В работе использованы коллекции образцов отобранные автором совместно с сотрудниками лаборатории литогеодинамики осадочных бассейнов в ходе экспедиционных работ 2015-2022 гг. на юге Тувы (рис. 2.1), а именно: шурмакской свиты (79 образцов),

терегтигской свиты (69 образцов) и адырташской (92 образца). В ходе исследования для 215 образцов были изучены петрографические шлифы, для 174 образцов определены содержания петрогенных элементов, для 136 образцов определены содержания рассеянных элементов, для 56 редкоземельных элементов. Так же было получено 26 U-Pb изотопных датировок циркона методом LA ICP-MS, для 15 проб карбонатных пород получены данные изотопии С и О и для 7 проб данные Sr-изотопии, для 8 образцов проведен Sm-Nd изотопный анализ и для 6 проб было получено изучение их минерального состава с помощью электронного сканирующего микроскопа TEC-SCAN.



Рисунок 2.1. Схема расположения осадочных и вулканогенно-осадочных разрезов, для которых проведено изучение в данной работе. Зеленым цветом выделены расположения изученных разрезов :1 – терегтигская свита, 2-3 – шурмакская свита, 4 – адырташская свита.

Все эти проведенные исследования позволили провести реконструкцию состава и возраста пород на палеосборной площади, представляющих собой эрозионный срез тектонических блоков в кембрии и ордовике, в пределах которых происходило накопление конгломератов. Все это значительно повысило валидность проводимых тектонических реконструкций для тектонических блоков Тувинского сегмента ЦАСП. Этот алгоритм петрографических и изотопно-геохимических исследований грубозернистых пород осадочных и осадочно-вулканогенных серий позволил получить информацию, необходимую для решения поставленных задач. Комплекс используемых автором методов и методических подходов в интерпретации полученных результатов отвечает уровню мировых исследований.

ГЛАВА 3. СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ТЕРЕГТИГСКОЙ СВИТЫ

Существует две точки зрения на положение осадочной последовательности в тектоническом коллаже Агардагской зоны. В первом случае, рассматривается ее вхождение в состав офиолитового меланжа в виде крупного олистолита, т.е. совмещение с ультраосновными и основными породами Карашатского массива осадочных пород после всех процессов седиментации пород терегтигской свиты [Симонов и др., 2010]. Другие исследователи на основе изучения литологических особенностей включают породы этой свиты в единую осадочную последовательность позднего докембрия-раннего палеозоя Агардагской структурнофациальной зоны юга Сангиленского нагорья (см главу 1) [Гибшер, Терлеев, 1989, 1992], где предполагается залегание этой раннепалеозойской последовательности на метаморфических породах мугурской свиты Эрзинского метаморфического комплекса. В настоящий момент нет никакой информации о реконструкциях обстановок седиментации пород терегтигской свиты, включающей в своем основании валунно-галечные конгломераты. Свои исследования мы начали с детального полевого изучения ее строения.

3.1. Особенности геологического строения терегтигской свиты

Породы терегтигской свиты распространены в междуречье рек Терегтиг-Саир и Тес-Хем (рис. 3.1). Нижняя часть свиты контактирует с позднедокембрийскими ультрабазитами Карашатского массива Агардагского комплекса офиолитов, в породах которого повсеместно наблюдаются зеркала скольжения и серпентинизация. В отложениях основания терегтигской свиты деформаций и наложенных процессов не проявлено. В основании изученного разреза залегают тонкослоистые аргиллиты, перекрывающиеся конгломератовым горизонтом с песчаным матриксом, в котором наблюдаются ориентированные по слоистости обломки размером от 1 до 30 см по длинной оси. На основе размерности обломков конгломератов их можно отнести к валунно-галечным. Гальки имеют уплощенную форму, типичную для обстановок с активной гидродинамикой среды накопления, и строго ориентированы по слоистости, а валуны изометричную, различной размерности. В обломочной части конгломератов преобладают гальки и валуны гранитоидного состава, в меньшем количестве присутствуют обломки красно-розовых кремнистых пород и измененных зеленых вулканитов. Грубообломочные породы с вышележащими карбонатными породами имеют резкий согласный контакт. В карбонатных отложениях выше 3 м от контакта с конгломератами обнаружена линза кварцевых гравелитов, где преобладают среди обломков хорошо окатанные зерна кварца. Наблюдается переслаивание массивных и тонкослоистых карбонатных пород. В средней части

разреза карбонатные слои перемежаются с дайками долеритов, простирание которых не осложнено более поздними тектоническими воздействиями.



Рисунок 3.1. Расположение района исследований (а), положение Агардагской зоны в южной части Тувинского сегмента ЦАСП (б) и схема геологического строения междуречья Тес-Хем и Терегтиг-Саир (в), по [Изох и др., 1988] с изменениями.

1 – кайнозойские отложения, 2 – Таннуольский островодужный комплекс, 3 – Сангиленский метаморфический комплекс, 4 – Агардагский комплекс офиолитов и меланжа, 5 – граниты палеозоя; терегтигская свита (6-8): 6 – конгломераты, 7 – терригенные отложения, 8 – карбонатные породы; 9 – метаморфизованные карбонатные породы; 10 – вулканиты основного и среднего составов; 11 – лейкограниты и аляскитовые граниты таннуольского комплекса палеозоя; 12 – докембрийские породы Карашатского массива офиолитов; 13 – габбро тесхемской серии, венд (?); 14 – Эрзинский метаморфический комплекс.

Наблюдения над текстурно-структурными особенностями осадочных пород терегтигской свиты и состав обломков позволили заключить, что их накопление происходило в прибрежно-морских обстановках, где в процессе трансгрессии моря произошла смена терригенной седиментации на карбонатную. Присутствие в разрезе рециклированных осадков – кварцевых гравелитов, указывает на седиментацию изучаемых отложений в пределах континентального блока.

3.2. Петрография, геохимия, минералогические особенности гравийно-валунных конгломератов

Остановимся более подробно на особенностях состава терригенных пород терегтигской свиты, уделив внимание также составу и геохимическим особенностям магматических и вулканических пород в обломочной части конгломератов.

В основании терегтигской свиты залегают алевролиты (рис. 3.2). Это породы светло серого цвета с алевропелитовой структурой и микрослоистой текстурой. Основная масса

представлена глинистыми минералами пелитовой размерности. В мелкой глинисто-кремнистой массе выделяются зерна кварца (0.02-0.03 мм), слабо или вообще не окатанные. Так же присутствуют рудные минералы.



Рисунок 3.2. Микрофотография алевролита, подстилающего горизонт конгломератов терегтигской свиты, проба ИЗ6-18 (А-николи X, А1-николи II).

С резким контактом они сменяются в разрезе конгломератами.

3.2.1. Гранитоиды из обломочной части конгломератов

Изучение конгломератов показало достаточное разнообразие магматических и вулканических пород в их обломочной части. Среди магматических пород обломочной части на основе петрографического изучения установлены разности гранитоидов (рис 3.3).



Рисунок 3.3. Микрофотография лейкогранита из гальки конгломератов терегтигской свиты, проба-ИЗ4-18 (А-николи X, А1-николи II).

Валуны гранитоидов на классификационной диаграмме отвечают полям низкощелочных гранитов, низкощелочных лейкогранитов и кварцевых диоритов (рис. 3.4). Следует отметить, что для них всех характерно преобладание Na над K, при практически полном отсутствии последнего (табл. 3.1).



Рисунок 3.4. Классификационная TAS-диаграмма для магматических пород из галек и валунов конгломератов терегтигской свиты.

Таблица 3.1. Содержания петрогенн	ных (мас. %) и редких	(г/т) элементов в граните	оидах из
обломочной части конгломератов те	регтигской свиты.		

	И32/18	И33/18	И34/18	МЗΓ	КГЗ
SiO ₂	72.31	74.18	73.51	75.09	60.48
TiO ₂	0.15	0.17	0.14	0.16	0.20
Al ₂ O ₃	10.6	11.19	10.49	11.24	18.40
Fe ₂ O ₃	2.73	3.52	2.55	2.13	3.50
MnO	0.05	0.04	0.03	0.04	0.07
MgO	0.29	0.35	0.3	0.28	1.61
CaO	4.67	2.67	4.88	3.55	8.09
Na ₂ O	4.47	4.7	4.38	4.61	4.02
K ₂ O	0.19	0.48	0.36	0.39	0.44
P_2O_5	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04

Rb	-	4.1	-	3.4	4.7
Sr	-	237	-	147	243
Y	-	26.2	-	34.8	17.5
Zr	-	237	-	147	243
Nb	-	7.8	-	7.4	10.1
Cs	-	0.38	-	0.43	0.38
Ва	-	65	-	77	153
La	-	3.63	-	2.66	5.12
Ce	-	10.4	-	8.33	15.2
Pr	-	1.61	-	1.4	2.28
Nd	-	7.8	-	7.4	10.1
Sm	-	2.37	-	2.59	2.19
Eu	-	0.52	-	0.53	0.47
Gd	-	3.96	-	4.63	2.75
Tb	-	0.66	-	0.8	0.44
Dy	-	4.61	-	5.86	2.93
Но	-	1.04	-	1.33	0.68
Er	-	3.09	-	4.16	2.15
Tm	-	0.47	-	0.61	0.32
Yb	-	3	-	4.1	2.3
Lu	-	0.48	-	0.59	0.37
Hf	-	0.43	-	0.48	0.94
Та	-	0.12	-	0.15	0.2
Th	-	0.27	-	0.35	0.48
U	-	0.1	-	0.14	0.27

Гранитоиды из обломочной части имеют суммарные содержания редкоземельных элементов от 43-47 г/т. Для всех гранитоидов характерно обогащение тяжелыми редкоземельными элементами HREE относительно легких REE (рис. 3.5). Степень обогащения HREE над LREE составляет (LREE/HREE)_n=0.38-1.03, (La/Yb)_n от 0.46 до 1.59 и европиевый минимум (Eu/Eu*)_n = 0.46-0.58. Мультиэлементные спектры для изучаемых гранитоидов однотипны, они характеризуются обогащением по Ba, U, Sr и Zr и минимумами по Th, Nb и Eu (рис 3.6). Идентичные спектры распределения мультиэлементных и редкоземельных элементов имеют гранитоиды из обломочной части конгломератов баянкольской свиты [Бродникова и др.

2022]. На дискриминационных диаграммах фигуративные точки составов гранитоидов отвечают полям гранитов вулканических дуг (рис. 3.7).



Рисунок 3.5. Спайдер-диаграмма редкоземельных элементов гранитоидов из обломков конгломератов терегтигской свиты.



Рисунок 3.6. Мультиэлементные спайдер-диаграммы гранитоидов из обломков конгломератов терегтигской свиты.



Рисунок 3.7. Дискриминационные диаграммы для гранитоидов Дж. Пирса [Pearce et al., 1984]. ORG – граниты океанических хребтов; WPG – внутриплитные граниты; VAG – граниты вулканических дуг; syn-COLD – коллизионные граниты.

3.2.2. Вулканиты из обломочной части конгломератов

Вулканиты из обломочной части конгломератов теригтигской свиты представлены, в основном, кислыми рязностями. Для них характерны сферлитовая (рис. 3.8 A, A1), гиалокластическая (рис. 3.8 B, B1) и порфировая структуры (рис. 3.8 C, C1). В породах со сферлитовой структурой, сферлиты представлены полевым шпатом, наблюдаются разные формы и размеры – мелкие, крупные, разрозненные, соприкасающиеся и т.д. Пространство между ними заполнено хлоритом, в некоторых местах есть отдельные лейсты плагиоклаза. В породах с гиалокластической структурой наблюдается равное количество микролитов полевого шпата и вулканического стекла. Вулканиты с порфировой структурой имеют разноразмерные порфиры, представленные плагиоклазом и кварцем размерностью примерно 0.1-1 мм. Редко встречаются обломки миндалекаменных базальтов, где миндалины выполнены карбонатными минералами и хлоритом, а общая масса имеет пироксен-плагиоклазовый состав.



Рисунок 3.8. Микрофотографии обломков кислых вулканических пород из конгломератов терегтигской свиты пробы: И26-18 (А-николи X, А1-николи II), И27-18 (В-николи X, В1-николи II), И30-18 (С-николи X, С1-николи II).

На основе классификационной TAS-диаграммы было показано, что вулканиты из обломочной части конгломератов представлены низкощелочными риолитами и риодацитами, низкощелочными дацитами и, реже, базальтами (рис. 3.9). Следует отметить, что для них всех характерно преобладание Na над K, при практически полном отсутствии последнего (табл. 3.2). Сумарные содержания редкоземельных элементов варьирует от 28 до 36 г/т. Для них характерно обогащение тяжелыми редкоземельными элементами HREE относительно легких

LREE. Степень обогащения составляет (LREE/HREE)_n =0.48-0.58, при этом (La/Yb)_n изменяется от 0.64 до 0.73 и европиевый минимум (Eu/Eu*)_n=0.4-0.9 (рис. 3.10). Мультиэлементные спектры вулканитов однотипны, они характеризуются обогащением по U и Sr и минимумами по Nb, Ta, Zr и Eu (см табл. 3.2) (рис. 3.11).

Таблица 3.2. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в вулканитах из обломочной части конгломератов терегтигской свиты.

	И26/18	И27/18	И28/18	И29/18	И30/18	ИЗ1/18	КВ
SiO ₂	68.23	48.63	69.94	69.91	76.06	67.45	77.39
TiO ₂	0.31	1.24	0.37	0.33	0.17	0.23	0.20
Al ₂ O ₃	10.77	15.55	11.42	10.8	10.71	9.81	8.97
Fe ₂ O ₃	4.86	10.96	6.08	4.15	3.65	2.35	3.77
MnO	0.07	0.18	0.07	0.05	0.04	0.05	0.04
MgO	2.42	8.24	1.36	1.53	0.55	1.0	0.63
CaO	4.9	5.08	4.18	3.71	1.48	7.62	2.41
Na ₂ O	3.92	3.98	3.77	4.8	5.14	4.37	4.03
K ₂ O	0.104	0.229	0.215	0.074	0.073	0.14	0.07
P ₂ O ₅	0.06	0.8	0.07	0.08	0.03	0.05	0.05
Rb	-	-	3.8	-	0.6	-	0.9
Sr	-	-	228	-	55.6	-	123
Y	-	-	18.9	-	15.8	-	24.3
Zr	-	-	22.6	-	27.7	-	43.2
Nb	-	-	0.9	-	1.3	-	1.2
Cs	-	-	0.51	-	0.23	-	0.26
Ba	-	-	25	-	20	-	27
La	-	-	2.2	-	1.99	-	2.98
Ce	-	-	6.14	-	6.68	-	8.34
Pr	-	-	0.94	-	1.11	-	1.2
Nd	-	-	4.9	-	5.7	-	6.1
Sm	-	-	1.52	-	1.8	-	1.91
Eu	-	-	0.59	-	0.32	-	0.37
Gd	-	-	2.57	-	2.68	-	3.28
Tb	-	-	0.43	-	0.43	-	0.55
Dy	-	-	3.05	-	2.76	-	4
Но	-	-	0.7	-	0.6	-	0.92
Er	-	-	2.12	-	1.87	-	2.83
Tm	-	-	0.32	-	0.31	-	0.44
Yb	-	-	2.2	-	2.2	-	2.9
Lu	-	-	0.31	-	0.28	-	0.47
Hf	-	-	0.83	-	1.08	-	1.4
Та	-	-	0.07	-	0.12	-	0.07
Th	-	-	0.19	-	0.27	-	0.59
U	-	-	0.15	-	0.15	-	0.37



Рисунок 3.9. ТАЅ-диаграмма (Na₂O+K₂O к SiO₂) состав вулканитов из обломочной части конгломератов терегтигской свиты.



Рисунок 3.10. Спайдер-диаграмма редкоземельных элементов для пород обломочной части конгломератов терегтигской свиты: 1 – кислые вулканиты; 2 - гранитоиды.



Рисунок 3.11. Мультиэлементные спайдер-диаграммы для пород обломочной части конгломератов терегтигской свиты: 1 – кислые вулканиты; 2 - гранитоиды.

Гранитоиды и вулканиты из обломочной части конгломератов терегтигской свиты имеют схожие спектры редкоземельных и редких и рассеянных элементов. Можно предполагать, что они являются единой вулкано-плутонической серией.

3.3.3. Матрикс конгломератов

Матрикс конгломератов терегтигской свиты имеет псамитовую структуру, так же встречаются обломки 0.01-0.1 мм (рис. 3.12). Матрикс конгломератов несортированный, размерность зерен песчано-алевролитовая, встречаются окатанные и неокатанные зерна одних и тех же минералов, например, кварца. Цементирующая масса матрикса имеет карбонатнохлоритовый состав. Обломки представлены в основном неокатанными зернами кварца, полевого шпата, слюд, изменённых темноцветных минералов, циркона, апатита, рудных минералов, хлорита и карбонатов. Текстура слоистая. Типичны постседиментационные изменения – ожелезнение, хлоритизация.

Для более детального представления о составе пород источников обломочного материала для матрикса конгломератов терегтигской свиты было проведено изучение минерального состава с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN. Так, в матриксе, в большом количестве встречаются крупные зерна калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца. Среди акцессорных минералов присутствуют неокатанные зерна циркона, хромита, пироксена, оливина, апатита и монацита (рис. 3.13).



Рисунок 3.12. Микрофотографии матрикса конгломератов терегтигской свиты проба: И24-18 (а-николи X, а1-николи II).

Изученные зерна хромита имеют идиоморфную форму кристаллов, размером от 10 до 400 мкм (рис. 3.14). По составу данные зерна гомогенные, на классификационной диаграмме [Павлов, 1949] хромиты из удаленных друг от друга проб разделяются на две группы (рис. 3.15). Первая группа (проба И-24/18) имеет вытянутый тренд, отвечает составам хромитов как и хромшпинелиды из пород дунит-гарцбургитового комплекса Агардагского массива [Пешков и др., 2021]. Вторая группа (проба И-25/18) сгруппирована в центре диаграммы и отвечает составам субферриалюмохромитам, такой же состав имеют хромшпенелиды из верлитов Агардагского массива [Пешков и др., 2021]. Хромиты первой группы имеют содержание $Cr_2O_3 - 34.87-64.98$ масс. %, $Al_2O_3 - 5.16-21.39$ масс. %, (табл. 3.3), второй группы $Cr_2O_3 - 31.37-42.74$ масс. %, $Al_2O_3 - 7.46-17.63$ масс. %, $TiO_2 - 0.67-8.66$ масс. % (табл. 3.4).







Рисунок 3.14. BSE-изображения зерен хромита из матрикса конгломератов терегтигской свиты.

Таблица 3.3. Химический состав хромшпинелидов (мас. %) из матрикса конгломератов терегтигской свиты (обр. И-24/18).

Мин.	Образец	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	ZnO	Сумма
Вид	_				_			
Chr	И-24/18	52.19	15.93	20.16	9.67	-	-	97.95
Chr	И-24/18	60.38	7.73	26.33	7.28	-	-	101.23
Chr	И-24/18	61.18	5.29	30.35	2.02	1.65	0.63	101.39
Chr	И-24/18	62.16	7.48	24.3	6.77	-	0.41	101.12
Chr	И-24/18	64.98	6.67	20.46	8.49	-	-	100.6
Chr	И-24/18	62.66	5.16	26.84	5.56	-	0.42	100.63
Chr	И-24/18	59.25	8.37	18.83	7.63	1.39	-	95.48
Chr	И-24/18	47.31	21.39	17.28	11.57	-	-	97.55
Chr	И-24/18	59.59	9.84	21.79	9.19	-	-	100.78
Chr	И-24/18	55.2	10.37	29.86	3.07	1.59	0.75	100.84
Chr	И-24/18	34.87	29.1	25.25	10.03	0.79	-	100.05

Мин. Вид	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	ZnO	V ₂ O ₃	Сумма
Chr	И-25/18	0.32	3.27	11.98	35.3	44.2	-	3.33	0.81	0.69	99.9
Chr	И-25/18	0.45	2.07	15.1	34.05	41.98	-	3.78	0.59	0.54	98.56
Chr	И-25/18	0.39	2.74	13.25	35.18	43.7	-	4	-	0.59	99.83
Chr	И-25/18	0.36	1.1	15.36	42.12	35.78	-	4.51	-	0.4	99.63
Chr	И-25/18	0.26	0.92	16.29	41.38	36.09	-	4.86	-	0.56	100.34
Chr	И-25/18	0.34	0.8	15.78	42.74	35.65	0.56	4.79	-	0.5	101.15
Chr	И-25/18	0.32	1.1	14.21	42.55	37.5	-	3.83	-	0.57	100.08
Chr	И-25/18	0.47	7.57	8.94	32.04	40.42	0.77	-	8.24	0.76	99.22
Chr	И-25/18	0.32	8.66	9.2	34.08	43.96	-	1.74	1.03	0.75	99.75
Chr	И-25/18	0.41	8.44	9.2	33.28	43.37	0.94	1.28	1.53	0.79	99.24
Chr	И-25/18	0.32	8.54	9.01	33.81	43.6	-	1.49	1.92	0.74	99.42
Chr	И-25/18	0.28	4.65	11.24	35.78	42.99	-	4.71	0.85	0.63	101.14
Chr	И-25/18	-	6.52	7.46	32.33	48.02	0.99	-	4.22	0.75	100.3
Chr	И-25/18	3.19	6.31	7.88	32.18	32.84	0.85	-	8.99	2.93	96.81
Chr	И-25/18	3.59	6.67	7.67	31.37	31.08	0.72	-	8.28	2.78	93.74
Chr	И-25/18	0.3	1.1	14.95	39.86	36.09	-	7.06	-	0.41	99.77
Chr	И-25/18	1.33	0.67	14.13	38.42	35.82	-	6.93	-	0.51	97.81
Chr	И-25/18	0.26	0.9	17.63	42.24	28.25	-	10.61	-	0.43	100.32
Chr	И-25/18	0.34	2.94	10.98	41.76	36.49	-	6.82	-	0.65	99.96
Chr	И-25/18	0.41	2.77	11.9	41.76	35.76	-	7.33	-	0.69	100.62

Таблица 3.4. Химический состав хромшпинелидов (мас. %) из матрикса конгломератов терегтигской свиты (обр. И-25/18).



Рисунок 3.15. Классификационная диаграмма (Al–Cr–Fe) [Павлов, 1949] состава для хромитов из матрикса конгломератов терегтигской свиты.

Поля: 1 – хромиты, 2 – субферрихромиты, 3 – алюмохромиты, 4 – субферриалюмохромиты, 5 – ферриалюмохромиты, 6 - субалюмоферрихромиты, 7 – феррихромиты.

Легенда: 1 (первая группа) – 2 (вторая группа) хромиты из матрикса конгломератов терегтигской свиты; породы Агардагского комплекса: 3 – гарцбургиты, 4 – дуниты, 5 – верлиты [Пешков и др., 2021].

3.3.4. Кварцевый гравелит из разреза свиты

В нижней части, практически в основании, карбонатного разреза терегтигской свиты обнаружены линзы кварцевых песчаников. Здесь обломки представлены кварцем и остроугольными обломками кремнистых пород, реже встречаются в небольшом количестве обломки кислых вулканических пород, гранитоидов, полевых шпатов и хлорита различной степени окатаности (рис. 3.16). Следует отметить, что в породе присутствуют обломки кварца с волнистым погасанием, указывающим на то, что породы - источники этих зерен, претерпели термальное воздействие. Акцессорных минералов крайне мало, они представлены цирконом и железистыми новообразованиями.



Рисунок3.16. Микрофотография кварцевого песчаника К42-19 (а-николи X, а1-николи II).

Структура этого кварцевого гравелита псефитовая, мелкозернистая. Текстура массивная. Цемент присутствует в небольшом количестве, имеет кремнистый состав и первичную базально-поровую структуру.

3.4. Результаты U-Pb датирования зерен циркона из обломочной части и матрикса валунно-галечных конгломератов теригтигской свиты

Матрикс конгломератов теригтигской свиты

Изотопно-геохронологическое U-Pb датирование зерен детритового циркона методом LA-ICP-MS из матрикса конгломератов теригтигской свиты проведено в ГЕОХИ РАН. Проанализировано 96 зерен, 90 из которых имеют конкордантные значения (прил. 1). Основная популяция детритового циркона (80 из 92 зерен) из матрикса конгломератов имеет возраст в интервале 614–558 млн лет с максимумом 580 млн лет (рис. 3.17). Зерна циркона имеют осциляторную зональность и не окатаны, что указывает на близость их источников к бассейну седиментации. Средневзвешенное значение возраста наиболее молодой популяции циркона (6 зерен) составило 538 млн лет (рис. 3.18). Это позволяет считать, что накопление терегтигской свиты происходило не ранее раннего кембрия. Присутствуют единичные окатанные зерна докембрийского возраста (1780, 1490, 1364, 883, 654 млн лет) (прил. 2).



Рисунок 3.17. Гистограмма и кривая относительной вероятности возрастов зерен детритового циркона из пробы матрикса конгломератов терегтигской свиты.



Количество измерений, ед.

Рисунок 3.18. Средневзвешенный возраст циркона из пробы матрикса конгломератов терегтигской свиты (n=6 зерен).

Проведено геохронологическое датирование U/Pb (LA-ICP-MS) методом в ЦКП МИИ СО РАН пробы кварцевого гравелита. Проанализировано 29 зерен детритового циркона, 27 из которых имеют конкордантные значения (прил. 3). Основная популяция (12 из 27 зерен) детритового циркона из кварцевого гравелита имеет возраст в диапазоне 594–571 млн лет (максимум - 580 млн лет) (рис. 3.19). Зерна циркона данной популяции имеют осциляторную зональность и неокатаны, наиболее молодые из них имеют возраст 542 и 550 млн лет. Другие цирконы в этой пробе представлены окатанными зернами с возрастом 2880, 2806, 2802, 2781, 2683, 2466, 1888, 1871, 1860, 1848, 1078, 838 и 777 млн лет (прил. 4).



Рисунок 3.19. Гистограмма и кривая относительной вероятности возрастов детритовых цирконов из пробы кварцевого песчаника терегтигской свиты.

Валун диорита

Из валуна диорита были выделены зерна циркона, они представлены идиоморфными прозрачными призматическими кристаллами. Особенности внутреннего строения и морфологические характеристики свидетельствуют о их магматическом происхождении. Проведено геохронологическое датирование U/Pb (LA-ICP-MS) методом в ЦКП МИИ СО РАН. Было проанализировано 20 зерен, 19 полученных значений для них располагаются на конкордии, возраст составляет 579.8±1.9 млн лет (СКВО = 1.5, вероятность 0.22) (рис. 3.20) (прил. 5).



Рисунок 3.20. Диаграмма с конкордией для зерен циркона из валуна диорита конгломератов терегтигской свиты.

Валун мелкозернистого гранита

Из валуна гранита выделены цирконы, они представлены идиоморфными прозрачными призматическими кристаллами. Особенности внутреннего строения и морфологические характеристики свидетельствуют о их магматическом происхождении. Проведено геохронологическое датирование U/Pb (LA-ICP-MS) методом в ЦКП МИИ СО РАН. Было проанализировано 20 зерен, все полученные значения располагаются на конкордии, их возраст составляет 576.9±1.7 млн лет (СКВО = 2.1, вероятность 0.15) (рис. 3.21) (прил. 6).

Валун риолита

Из валуна риолита были выделены цирконы, они представлены идиоморфными прозрачными призматическими кристаллами. Проведено геохронологическое датирование U/Pb (LA-ICP-MS) методом в ЦКП МИИ СО РАН. Было проанализировано 6 зерен, 4 из них располагаются на конкордии, их возраст составляет 574.4±3.8 млн лет (СКВО = 1.0, вероятность 0.32) (рис. 3.22) (прил. 7).

Таким образом, проведенное U-Pb исследование показало, что среди источников сноса преобладали вендские магматические породы с возрастом 570-580 млн лет при участии более древних докембрийских и незначительном вкладе раннекембрийских источников.



Рисунок 3.21. Диаграмма с конкордией для циркона из валуна гранита конгломератов терегтигской свиты.



Рисунок 3.22. Диаграмма с конкордией для циркона из валуна риолита конгломератов терегтигской свиты.

3.5 Геохимия и хемостратиграфия карбонатных пород из разреза свиты

Для исследования изотопного состава Sr и C в карбонатных породах терегтигской свиты отобрано 9 проб из нижней части разреза, где отсутствуют дайки долеритов. В этой части разреза карбонатные породы имеют светло-серую окраску, преобладают мелкозернистые разности с неяснослоистой текстурой. Петрографические исследования показали, что породы практически полностью сложены карбонатными минералами с редкими мелкими зернами кварца, глинистых и железистых образований в этих породах не установлено (рис. 3.23).



Рисунок 3.23. Микрофотография карбонатных пород терегтигской свиты.

Карбонатные породы представлены известняками (Mg/Ca 0.003–0.009). Две пробы исключены из исследований изотопного состава Sr, так как имеют низкие значения δ^{18} O и высокие концентрации Fe и Mn, указывающие на их постседиментационные изменения (табл. 3.5). Величина δ^{13} C в известняках изменяется в диапазоне от –1.1 ‰ до +2.9 ‰ (рис. 3.24). Отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr варьирует от 0.70794 до 0.70826. С учетом данных об изотопном составе Sr в воде Мирового океана в докембрии и раннем палеозое [Halverson et al., 2007, 2010; Melezhik et al., 2015] и результатов U-Pb датирования зерен детритового циркона из нижележащих терригенных пород терегтигской свиты, можно оценить время седиментации этой свиты в интервале 530–520 млн лет (рис. 3.25).

Номер	Положение	Доля	Содержание, г/т					δ ¹³ C	$\delta^{18}O$	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
образца	образца, м	силикокластической примеси%	Mn	Fe	Sr	Mg	Ca	%	óo		измеренное	первичное
K43/19	2	5.03	925	2380	282	1200	388000	0.7	18.0	0.00062	0.70769	0.70769
К44/19	5	23.33	1500	8080	344	3660	398000	2.9	17.7	-	_	-
K45/19	11	4.85	157	2560	358	2550	404000	2.7	20.2	0.00057	0.70821	0.70820
К46/19	13	6.64	853	2570	496	3110	392000	2.4	19.1	0.00038	0.70819	0.70819
К47/19	18	3.27	231	1190	304	2250	409000	2.9	19.8	0.00079	0.70826	0.70825
K48/19	20	3.94	254	2230	368	2810	413000	2.4	19.2	0.00073	0.70799	0.70799
К49/19	24	5.44	357	2420	403	2900	438000	2.3	19.1	0.00076	0.70794	0.70794
К53/19	26	_	-	-	-	-	-	0.4	18.1	-	_	-
К54/19	28	4.05	522	1930	313	2910	449000	-1.1	17.4	0.00019	-	-

Таблица 3.5. Геохимическая и Rb-Sr-изотопная характеристики кембрийских карбонатных пород терегтигской свиты.



Рисунок 3.24. Изотопный состав Sr и C карбонатных пород терегтигской свиты.

1 – конгломераты, 2 – известняки, 3 – аргиллиты, 4 – кварцевые песчаники, 5 – ограничение возраста на основе данных U-Pb датирования зерен детритового циркона, 6 – места отбора проб карбонатных пород для Sr- и C-хемостратиграфии.



Рисунок 3.25. Оценка временного интервала седиментации карбонатных пород терегтигской свиты на основе данных о вариациях изотопного состава Sr и C в воде Мирового океана в позднем докембрии и раннем палеозое.

1 - величина ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в воде палеоокеана, по [Halverson et al., 2007, 2010]; 2 – вариации δ^{13} С, по [Melezhik et al., 2015]; 3 – вариации δ^{13} С, по [Melezhik et al., 2015]. Звездочкой отмечен возраст, ограничивающий нижнюю временную границу седиментации карбонатных пород терегтигской свиты (получен на основе данных датирования зерен детритового циркона из подстилающих терригенных отложений).

3.6. Особенности формирования пород терегтигской свиты. Источники поступления обломочного материала в бассейн седиментации

Проведенные исследования осадочных пород терегтигской свиты позволили получить новую информацию о времени и обстановках ее накопления, составе и возрасте пород источников сноса. Так, уплощенная форма галек и их ориентация по слоистости, значительное количество обломков валунной размерности в конгломератах, присутствие в разрезе кварцевых гравелитов и карбонатных отложений указывает на накопление свиты в прибрежно-морских обстановках.

Обобщение данных U-Pb датирования зерен циркона из терригенных пород и результатов хемостратиграфических исследований карбонатных отложений позволили ограничить время накопления терегтигской свиты интервалом 530-520 млн лет.

Петрографические и минералогические исследования терригенных пород позволили выделить следующие основные источники поступления обломочного материала:

1) Осадочные породы. Следует отметить, что присутствие в разрезе кварцевых гравелитов указывает на накопление отложений терегтигской свиты в пределах блока земной коры, часть которого длительное время представляла собой сушу, где происходил рециклинг обломочного материала вплоть до образования сугубо кварцевых обломочных пород. Как правило, это характерно для континентальных обстановок;

 Магматические и вулканические породы кислого и среднего составов – диориты, граниты, риолиты. Валуны и гальки этих пород преобладают среди обломков конгломератов.
Присутствие валунов указывает на близость их источников к осадочному бассейну;

3) Ультраосновные породы. Установлены на основе присутствия среди обломков песчаной размерности в матриксе конгломератов большого количества не окатанных зерен хромшпинелидов и изменённых темноцветных минералов – оливина и пироксена. Источниками этих минералов были ультраосновные породы Агардагского комплекса офиолитов. Таким образом, можно считать, что породы названного комплекса в момент накопления терегтигской свиты находились вблизи от области седиментации в пределах эродируемой суши. Рассматривать более удаленные источники нет оснований, т.к. хромиты могут переноситься на значительное расстояние, а оливин и пироксен – не могут, т.к. не устойчивы в зоне гипергенеза [Staddon et all., 2021; Захарова, 2006].

Возраст основной популяции зерен циркона из матрикса и валунов конгломератов, а также кварцевых песчаников одинаков и составляет 580–570 млн лет. Магматические или вулканические породы такого возраста на юге Тувы практически не распространены, встречаются единичные массивы – прорывающие офиолиты Агардагского комплекса на юге Тувы и в Озерной зоне Монголии [Khukhuudei et al., 2020]. При этом на северо-востоке Тувинского сегмента ЦАСП на основе датирования циркона из валунов лейкоплагиогранита в конгломератах раннекембрийской баянкольской свиты получен возраст 588 млн лет, а в туфах из разреза этой свиты, имеющих возраст 530 млн лет, возраст основной популяции ксеногенного циркона составляет 585–570 млн лет [Бродникова и др., 2022]. Все это указывает на проявление магматической активности в Тувинском сегменте ЦАСП в раннем венде.

В строении Тувинского сегмента не установлены комплексы раннедокембрийского возраста. При этом ранее в составе Агардагской шовной зоны нами изучена осадочновулканогенная шурмакская свита [Иванов и др., 2020], которая образовалась 500 млн лет назад. Валуны и гальки туфоконгломератов этой свиты являются продуктами разрушений плагиогранитов и риолитов с возрастом 790 млн лет (εNd(t) –3.4, модельный возраст TNd(DM) 1.85 млрд лет). Учитывая палеопротерозойский модельный возраст от 2.4 до 1.7 млрд лет и отрицательные значения εNd(t) от -3.4 до -8.6 для матрикса из конгломератов и вулканомиктового песчаника, нами ранее установлено, что шурмакская свита формировалась в пределах древнего континентального блока [Иванов и др., 2020]. Присутствие зерен циркона с палеопротерозойским, реже архейским, возрастом в отложениях терегтигской свиты указывает так же на ее накопление в осадочном бассейне в пределах блока континентальной коры с длительной историей развития.

Состав пород терегтигской свиты и значительное количество разновозрастных зерен детритового циркона в них указывает на то, что эти породы не могут являться частью океанической короткоживущей системы. Их накопление происходило в прибрежно-морском осадочном бассейне, в пределах континентального блока после совмещения с последним Агардагского офиолитового комплекса, который в раннем кембрии был частью эродируемой суши и играл заметную роль при поступлении в бассейн кластики.

Подобная обстановка в раннем палеозое на северо-востоке ЦАСП не уникальна. Так ранее было установлено, что в венд-кембрийских отложениях чехла Тувино-Монгольского микроконтинента наряду с зернами циркона докембрийского возраста в венд-кембрийских песчаниках и бокситах присутствуют хромиты из пород Дунжугурского комплекса офиолитов, обдуцированных во время предвендской коллизии на этот континентальный блок [Летникова и др., 2017; Школьник и др., 2020]. Другим примером могут служить венд-кембрийские терригенные отложения Джидинского островодужного террейна [Резницкий и др., 2018]. Для них на основе данных U–Pb датирования зерен детритового циркона выделена популяция с докембрийским возрастом. Здесь также установлено тесное соседство пород офиолитовой ассоциации и терригенных пород, образовавшихся за счет более древней, чем офиолиты, континентальной коры.

Накопление отложений терегтигской свиты происходило в осадочном бассейне древнего континентального блока в прибрежно-морских обстановках. Источниками обломочного материала для них служили вендские и, в меньшей степени, кембрийские магматические породы, при участии более древних докембрийских пород, в том числе, ультрабазитов Агардагского офиолитового комплекса. Исходя из данных U-Pb датирования зерен детритового циркона и изучения изотопного состава Sr и C, время накопления отложений терегтигской свиты можно оценить в интервале 530–520 млн лет. Присутствие пород Агардагского офиолитового комплекса среди источников кластики при накоплении пород терегтигской свиты однозначно указывает на ошибочное отнесение этой свиты к Агардагской зоне офиолитов, как и более молодых раннекембрийских осадочно-вулканогенных пород шурмакской свиты. Таким образом, возраст и геодинамические обстановки формирования Агардагского офиолитового комплекса остаются открытыми, но на основе результатов проведенных исследований можно

утверждать, что они были надвинуты на породы древнего континентального блока и в составе суши участвовали в поставке обломочного материала в его кембрийские прибрежно-морские бассейны. Обдукция рассматриваемых офиолитов происходила не раньше 580 млн лет назад. Ограничение возраста этого события основано на данных о возрасте прорывающих их гранитов [Pfander et al., 2002], которые в дальнейшем так же служили источниками, в том числе грубообломочного материала при накоплении кембрийских терригенных отложений юга Тувы.

Таким образом, в структуре Тувинского сегмента ЦАСП реконструирован фрагмент раннепалеозойского прибрежно-морского бассейна древнего континентального блока [Иванов и др., 2023]. Это согласуется с современными представлениями о широком распространении древней континентальной коры в структуре ЦАСП, возможно, в составе поздненеопротерозойского, пока безымянного, супертеррейна [Ярмолюк, Дегтярев, 2019].

ГЛАВА 4. СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ТУФОКОНГЛОМЕРАТОВ ШУРМАКСКОЙ СВИТЫ

Шурмакская свита была первым объектом, который привлек наше внимание, и именно с нее начались наши исследования грубозернистых пород юга Тувы. В ее строении основную роль играют конгломераты, мощность разреза которых по оценкам при геологосъемочных работах составляет около 1000 м [Александров, 1985]. Изучение состава столь мощной грубообломочной толщи, в которой в значительном количестве присутствует валунная размерность обломков позволит получить представительную информацию о составе пород на эродируемой поверхности блока земной коры, где происходило формирования изучаемых пород, в раннем палеозое.

4.1. Особенности геологического строения изученных разрезов шурмакской свиты

Представительный разрез шурмакской свиты расположен в верхнем и среднем течении р. Шурмак, и его отдельные фрагменты прослеживаются в юго-западном простирании более чем на 50 км (рис. 4.1).



Рисунок 4.1. Схема геологического строения юго-восток Тувы, район реки Шурмак. 1 - четвертичные отложения, 2 - девонские отложения, 3 - кембрийские эффузивные породы, 4 вулканогенно-осадочные отложения кускунугской свиты, 5 - осадочно-вулканогенные породы шурмакской свиты, 6 - породы Эрзинского метаморфического комплекса, 7 - палеозойские гранитоиды, 8 - ультраосновные породы.
Отложения этой свиты со стратиграфическим несогласием залегают на кристаллических образованиях мугурской свиты и перекрывается кускунугской свитой нижнего кембрия. Возраст свиты принят условно как нижнекембрийский [Александров, 1985]. В её строении преобладают конгломераты и гравелиты, в подчиненном количестве присутствуют горизонты песчаников и вулканиты различного состава (рис. 4.2).

Подгруппа Система	Отдел	Индекс		Мощность в м	Характеристика пород						
F		Cm₁srl		3000	Серлигская свита. Эффузивы и туфы среднего состава, известнякиизвестковистые сланцы, алевролиты, песчаники, брекчии						
5											
A											
¥			W W W W								
U											
	Ž	.		1575	Куксунугская толща.Базальтовые порфириты,						
Z	_	Cm₁ks	W W W		спилиты, филлиты, кремнистые сланцы, кварциты, микрокварциты, известняки, туфо гравелиты						
	7										
Z	Т										
<u>م</u>	¥										
ю	Ζ		W W W W W W W								
Σ	Т										
		Cm₁sr	o o o V. V. V. V.	990-							
ш					Шурмакская свита. Валунные и разногалечные						
¥			0 0 0 0	1140	туфопесчаников и порфиритов						
			0 0 0 0								
ЗОЙ											
DO					Мугурская свита. Гнейсы, кристаллические						
OTE		Pt₂mg		1200	сланцы, амфиболиты, кварциты,						
1 ПР				1200	мраморизованные известняки, углисто-графитовыесланцы						
НИ			2+2 2+2 2+2								
EPX			$\begin{array}{c} + + + + \\ + + + + + \\ \sim & \sim & \sim \end{array}$								
В			\sim \sim \sim \sim \sim								

Рисунок 4.2. Фрагмент стратиграфической колонки к геологической карте СССР м-ба 1:200 000. Серия Западно-Саянская, лист М-46-XVIII, под редакцией Ю.М. Шейнманна, 1956г.

Были изучены два разреза шурмакской свиты – по реке Шурмак (полный разрез свиты) и в левом борту реки Тес-Хем (фрагменты разреза) (см рис. 2.1). В нижней части разреза широко распространены конглобрекчии с хлоритовым матриксом. В обломочной части преобладают

вытянутые линзообразные часто неокатанные обломки лиловых и зеленых аргиллитов, по длинной оси эти обломки могут достигать 15 см. Реже встречаются неокатанные обломки лиловых кремнистых пород. Более мелкие обломки часто представлены белым кварцем, матрикс в этих грубозернистых породах имеет вулканомиктовую природу и представлен смесью полевых шпатов, часто имеющих лейстоватую или таблитчатую формы, и хлорита. В переслаивании с грубозернистыми породами находятся горизонты зелено-серых песчаников в ассоциации с вулканитами среднего и основного состава. Для песчаников характерна горизонтальная слоистость. Выше по разрезу в зелёном матриксе начинают появляться крупные окатанные обломки гранитов и пород основного состава, обломки кремнистых пород и кварца в составе грубозернистых пород, почти не присутствуют. В значительном количестве присутствуют обломки валунной размерности, зачительно преобладающие над гравелитами. Это позволяет нам считать, что нами изучаются валунные конгломераты. Вверх по разрезу увеличивается количество обломков в конгломератах без изменения их состава. В средней части конгломератовой толщи обнаружены несколько горизонтов туфов. Общая мощность шурмакской свиты 990-1140 м. В обломочной части конгломератового горизонта преобладают гранитные обломки. Они имеют валунную размерность, хорошо окатанные.

4.2. Состав пород в разрезе и валунов из конгломератов шурмакской свиты

Остановимся более подробно на составе пород из разреза шурмакской свиты, уделив основное внимание обломочной части конгломератов и его матриксу.

Вулканиты из разреза шурмакской свиты

В разрезе шурмакской свиты среди конгломератов встречаются прослои туфов (рис. 4.3). бластокристаллокластическая, текстура Структура сланцевая. Сланцеватая текстура подчеркивается ориентированным расположением хлорита и мусковита, которые облекают крупные не окатанные зерна кварца и плагиоклаза основного состава. Тонкодисперсная часть матрикса конгломератов в основном сложена хлоритом и карбонатами, в массе которых в значительном количестве (до 5%) присутствует вторичный эпидот. Среди мелкозернистой части встречаются обломки измененных вулканических пород и кремнистых отложений, крупные зерна плагиоклаза табличатой и лейстоватой формы. Среди акцессорных минералов встречается циркон и апатит, а так же рассеянное рудное вещество. Структура слабослоистая, обусловленная ориентацией обломков. Так как матрикс конгломератов претерпел существенные вторичные зеленокаменные изменения, его исследования были продолжены с помощью электронного сканирующего микроскопа TESCAN MIRA.



Рисунок 4.3. Туф из разреза шурмакской свиты (николи - Х).

В следствии этого установлено, что в хлорит-эпидот-карбонат-кремнисто-полевошпатовой матрице находятся лейсты полевого шпата, зерна рутила, циркона и апатита, продукты распада темноцветных минералов, магнетит (рис. 4.4). Все вышеперечисленные минералы сохранили свой кристаллографический облик и признаки вторичных изменений их форм в результате окатывания отсутствуют. Изучение структуры и состава матрикса конгломератов показали, что он представлен измененным пирокластическим материалом, синхронным с их образованием, а изучаемые нами грубообломочные породы шурмакской свиты являются туфоконгломератами. По своим структурно текстурным особенностям туфы и матрикс конгломератов подобны, что так же является свидетельством вулканомиктовой природы матрикса конгломератов шурмакской свиты. Остановимся более подробно на геохимических особенностях матрикса туфоконгломератов и вулканических пород из разреза.

Ввиду значительных поствулканических изменений (хлоритизация, эпидотизация, окремнение, образование вторичных карбонатов и железистых образований) проводить классификацию изучаемых вулканических пород на основе петрохимических характеристик на TAS-диаграмме было бы не корректно. Поэтому использована диаграмма на основе немобильных элементов. Так матрикс туфоконгломератов, туфы и вулканиты из разреза шурмакской свиты по своим геохимическим характеристикам отвечают андезитам и андезибазальтам, реже щелочным базальтам (рис. 4.5). Для туфов характерны высокие содержания Cr (1100 г/т), Ni (190 г/т), Co (30 г/т), Zr (130 г/т) и Th (7.2 г/т).

Вулканиты из разреза, туф и матрикс туфоконгломератов имеют схожие редкоземельные спектры распределения. Сумарные содержания редкоземельных элементов: вулканиты из разреза от 54-74 г/т, матрикс туфоконгломератов - 91 г/т, туф - 110 г/т. Для них характерно обогащение легкими редкоземельными элементами LREE относительно тяжелых HREE. Степень обогащения LREE над HREE составляет (LREE/HREE)_n от 1.5 до 3.5, присутствует

европиевый минимум (Eu/Eu*)_n = от 0.74 до 0.9 (рис. 4.6). Данные породы имеют подобные спектры распределения редкоземельных элементов с средними составами пород континентальной коры. Геохимические характеристики литокластического туфа отличаются от всех изученных вулканических пород из разреза, но рассматривать его геохимические характеристики в данной работе не целесообразно, так как он сложен литокластами различных по составу вулканических пород.



Рисунок 4.4. BSE-изображения матрикса туфоконгломератов шурмакской свиты.



Рисунок 4.5. Диаграмма Nb/Y-Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977) для пород из разреза шурмакской свиты: 1- матрикс туфоконгломератов, 2- туф, 3- вулканиты из разреза.



Рисунок 4.6. Спайдер-диаграмма редкоземельных элементов вулканических пород из разреза шурмакской свиты: 1- литокластический туф, 2- матрикс туфоконгломератов, 3- вулканиты из разреза. КК – средний состав континентальной коры.

Распределение редких и рассеянных элементов в вулканитах из разреза шурмакской свиты имеет ряд особенностей: повышенные содержания Ba, Rb, Th, K и Ta, пониженные Nb, Sr, Zr и Hf (рис. 4.7).



Ва Rb Th K Nb Ta La Ce Sr Nd P Sm Zr Hf Eu Ti Gd Tb Dy Y Ho Er Tm Yb **Рисунок 4.7.** Мультиэлементные спайдер-диаграммы вулканических пород из разреза шурмакской свиты: 1- литокластический туф, 2- вулканиты из разреза.

Обломочная часть

В обломочной части конгломератов в большом количестве встречаются обломки вулканитов различного состава (рис. 4.8). При петрографических исследованиях выделились следующие типы вулканитов:

Базальт. Структура порфировая, основная масса апоинтерсертальная. Мелкие равномерно распределенные выделения слабо серицитизированного плагиоклаза короткостолбчатого или длиннопризматического габитуса. Основная масса сложена из лейст плагиоклаза, пылевидного рудного вещества и хлорита. Расположение лейст беспорядочное или частично ориентированное с обтеканием и «завихрением» возле фенокристов.

Базальт-миндалекаменный. Структура афировая, основная масса апоинтерсертальная, текстура миндалекаменная. В интерстициях лейст плакгиоклазов в изобилии развиты хлорит, кальцит, мелкозернистый и пылевидный рудный материал. Размер лейст плагиоклаза значительный. Правильно округлые миндалины выполнены либо карбонатом, либо хлоритом. Последний образует сферолитоподобные стяжения в пустотах. Хлорит предпочтительно развивается в мелких миндалинах.

Андезито-базальтовый порфирит, миндалекаменный. Структура порфировая, основная масса афанитовая, текстура минлекаменная. Порода претерпела сильные изменения. Порфировые выделения плагиоклаза заполнены серым пелитовым материалом и полностью

утратили двойниковую структуру. Основная масса так же изобилует плохо поляризуемым пелитовым веществом, и первичная структура ее не просматривается. Многочисленные мелкие миндалинки напоминают микрогороховую текстуру, выполнены бледно-зеленым хлоритом. Рудные зерна равномерно рассеяны по всей породе.



Рисунок 4.8. Разновидности обломков вулканитов основного состава в туфоконгломератах шурмакской свиты: а, б - базальт, в - андезит, г – андезибазальт.

Андезито-базальтовый порфирит. Структура порфировая, текстура шаровая. Немногочисленные порфировые выделения представлены тонко сдвойникованным альбитом и пироксеном. Пироксен нацело разрушен и представлен псевдоморфозами, состоящими из агрегата зерен эпидота, хлорита и мутного, плохо просвечивающего вещества. Основная масса плохо диагностируется, так как заполнена вторичными продуктами-серицитом, эпидотом, кальцитом, лейкосеном. Рудная пыль концентрируется возле фенокристов и миндалин широкой полосой, образующей кольцевые причудливые фигуры. Миндалины выполнены хлоритом или кварцем. Андезит. Структура порфировая, выделения представлены крупными зернами плагиоклаза и роговой обманки, идиоморфные кристаллы полевого шпата хлоритизированы, темноцветного минерала изменены. Основная масса переполнена пылевидным рудным материалом.

Дацит. Структура порфировая. Основная масса фельзитовая. Для породы характерны равномерно распределенные мелкие короткостолбчатые и квадратно-овальные порфировые выделения кварца и плагиоклаза. Основная масса кварц-полевошпатовая. Аллотриоморфный и фильзитовый агрегаты зерен располагаются неравномерно. Рудный минерал практически отсутствует.

Так, вулканиты обломочной части туфоконгломератового горизонта, представлены в основном базальтами, андезибазальтами, андезитами, реже встречаются низкощелочные дациты (рис. 4.9). Для андезитов характерна Еu-аномалия и обогащение легкими лантаноидами относительно тяжелых (рис. 4.10). Для базальтов типично отсутствие Eu-аномалии и более плоский тренд распределения редкоземельных элементов (рис. 4.11).



Рисунок 4.9. ТАЅ-диаграмма (Na₂O+K₂O к SiO₂) для вулканических пород из обломочной части туфоконгломератов шурмакской свиты.



Рисунок 4.10. Нормализованное на хондрит распределение редкоземельных элементов для андезитов из обломочной части конгломератов шурмакской свиты.



Рисунок 4.11. Нормализованное на хондрит распределение редкоземельных элементов для базальтов из обломочной части конгломератов шурмакской свиты.

На мультиэлементной диаграмме андезиты и часть базальтов имеют подобный тип распределения, выделяются в первую группу, с максимумом по Th и для андезитов по Zr и Hf и минимум по K и Ti, и отсутствием Ta-Nb аномалии. Другая часть базальтов имеет другое распределение и выделяется во вторую группу, где присутствует минимум по Nb и Zr, максимум по Ti, P и Sr (рис. 4.12). На основе геохимических характеристик можно выделить как минимум два источника поступления обломочного материала базитового и андезитового состава (рис. 4.13).



Рисунок 4.12. Мультиэлементные спайдер-диаграммы для вулканических пород из обломочной части туфоконгломератов шурмакской свиты: 1-первая группа (андезиты и базальты), 2 – вторая группа (базальты).



Рисунок 4.13. (а) Дискриминационная диаграмма Zr–Zr/Y [Pearce, Norry, 1979] для базальтов Западного Приладожья и Финляндии. 1 – вулканиты из обломочной части туфоконгломератов, 2 – вулканиты из разреза.

(б) Ta/Yb versus Th/Yb [Gorton and Schandl, 2000]. UCC верхняя континентальная кора, LCC нижняя континентальная кора.

Один из них связан с корой континентального типа, другой с океанической корой. В первом случае следует так же отметить, что эти обломки вулканических пород имеют подобные характеристики с вулканитами из разреза шурмакской свиты и близки породам из внутриплитных вулканических зон. Другая группа базальтов возможно генетически связана с породами Агардагского офиолитового комплекса или другим подобным комплексам, участвующим в поставке обломочного материала при формировании пород шурмакской свиты. В обломочной части туфоконгломератов шурмакской свиты среди интрузивных пород преобладают плагиограниты. Изучаемые плагиограниты имеют ряд петрографических особенностей. Для основной части обломков типична гипидиоморфная структура. Отличается беспорядочным расположением идиоморфных зерен плагиоклаза и ксеноморфных зерен кварца. Зерна кварца по размерам приближаются к полевому шпату и если уступают ему, то лишь незначительно. Плагиоклаз серицитизирован. Из вторичных минералов незначительно развиты хлорит и серицит. Рудный минерал встречается редко. Акцессорные минералы представлены цирконом и апатитом.

Для других плагиогранитов типична гипидиоморфная, неравномерно-зернистая структура. Идиоморфные зерна плагиоклаза превышают размеры зерен кварца, занимающих интерстиции между ними. Встречаются платинки хлоритизированного биотита. Плагиоклаз серицитизирован. Кварц с волнистым угасанием, в отдельных участках перекристаллизован. Здесь же развиты и новообразования зерен эпидота. Реже встречаются плагиограниты с порфировой структурой, основная масса среднезернистая, гипидиоморфная. В выделениях сравнительно крупные зерна слегка серицитизированного плагиоклаза. Основная масса кварцполевошпатовая, особенностью ее структуры является одинаковый размер зерен кварца и плагиоклаза. Плагиоклаз интенсивно серицитизирован, часто с потерей двойникового строения, и на общем фоне исчезающих границ отдельных зерен плагиоклаза кварц теряет видимость ксеноморфности. Редкие пластинки биотита превращены в бледно-зеленый хлорит, возле него концентрируются зернышки рудного минерала. Неравномерно, пятнами, развиты эпидот и цоизит. Акцессорные минералы – циркон и апатит.

На классификационной диаграмме их составы отвечают полям низкощелочных гранодиоритов, реже кварцевых диоритов и низкощелочных кварцевых диоритов (рис. 4.14). Гранитоиды имеют содержания SiO₂ – 64-69.1 масс. %, Na₂O – 2-4, K₂O – 0.8-2.5 (табл 4.1).

83



Рисунок 4.14. ТАЅ-диаграмма (Na₂O+K₂O к SiO₂) состав гранитных валунов из туфоконгломератов шурмакской свиты.

Таблица 4.1. Со	эдержания	петрогенных	(мас.	%) и	редких	(г/т)	элементов	В	гранитоидах	ИЗ
обломочной част	и туфоконі	гломератов шу	урмакс	кой с	виты.					

№Про	K31/1	K27/1	K33/1	K39/1	K81/1	K83/1	K84/1	K85/1	K26/1	K29/1	K30/1	K31/1	K38/1
б	3	6	6	6	7	7	7	7	6	6	6	6	6
SiO ₂	66.4	64.0	65.6	67.1	65.6	64.7	62.5	62.6	69.1	66.7	66.8	68.2	65.3
TiO ₂	0.5	0.8	0.7	0.6	0.6	0.7	0.6	0.6	0.5	0.7	0.6	0.6	0.7
Al ₂ O ₃	14.5	15.0	14.4	14.4	14.4	14.9	15.2	14.6	13.7	14.1	13.7	13.4	13.6
Fe ₂ O ₃	4.1	3.1	2.5	3.0	5.1	5.4	5.0	5.2	1.6	2.4	2.0	1.9	2.0
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	2.0	2.4	2.6	1.6	2.0	2.2	2.4	1.9	1.9	2.2	2.0	2.2	2.8
CaO	4.6	6.0	3.0	4.3	5.0	5.5	5.9	7.1	3.8	4.3	4.8	3.9	5.0
Na ₂ O	3.8	2.4	4.0	2.1	2.7	2.0	3.6	3.3	2.6	2.3	3.3	2.5	3.3
K ₂ O	1.0	1.2	1.0	2.5	1.4	1.7	1.2	0.8	1.8	2.0	1.2	1.8	0.9
P ₂ O ₅	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Rb	34.3	-	-	-	33.0	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	363.7	-	-	-	230.6	-	-	-	-	-	-	-	-

Y	22.9	-	-	-	16.4	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	154.7	-	-	-	112.3	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	12.3	-	-	-	7.7	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	0.6	-	-	-	0.9	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	258.1	-	-	-	473.6	-	-	-	-	-	-	-	-
La	25.6	-	-	-	30.7	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce	49.8	-	-	-	60.4	-	-	-	-	-	-	-	-
Pr	6.2	-	-	-	6.5	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	22.9	-	-	-	24.1	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	4.3	-	-	-	4.6	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	0.7	-	-	-	0.9	-	-	-	-	-	-	-	-
Gd	4.2	-	-	-	4.3	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	0.7	-	-	-	0.5	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	4.1	-	-	-	3.5	-	-	-	-	-	-	-	-
Но	0.9	-	-	-	0.7	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	2.6	-	-	-	2.0	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	0.4	-	-	-	0.3	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	2.5	-	-	-	1.7	-	-	-	-	-	-	-	-
Lu	0.4	-	-	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	4.4	-	-	-	0.5	-	-	-	-	-	-	-	-
Та	0.7	-	-	-	0.8	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	8.7	-	-	-	8.0	-	-	-	-	-	-	-	-
U	1.2	-	-	-	0.4	-	-	-	-	-	-	-	-

Гранитоидные валуны имеют суммарные содержания редкоземельных элементов от 125-140 г/т. Для них всех характерно обогащение легкими редкоземельными элементами LREE относительно тяжелых HREE. Степень обогащения LREE над HREE (LREE/HREE)_n = 2.5-3.6, при этом (La/Yb)_n от 7.3 до 12.6 и хорошо выраженную отрицательную европиевую аномалию (Eu/Eu*)_n = 0.52-0.6 (рис. 4.15). Мультиэлементные спектры этих гранитоидов имеют схожие распределения редких и рассеянных элементов, они характеризуются минимумами по Ta, Nb, P и Ti аномалиями и максимумами по Th, Zr (рис. 4.16). На дискриминационных диаграммах фигуративные точки составов гранитоидов отвечают полям гранитов вулканических дуг (рис. 4.17).

Таким образом, петрографические и геохимические исследования интрузивных и эффузивных пород из обломков туфоконгломератов шурмакской свиты показали, что их источниками являлись производные как континентальной, так и океанической коры, а также продуктов их смешения (гранодиориты).



Рисунок 4.15. Спайдер-диаграмма редкоземельных элементов гранитоидов из обломков туфоконгломератов шурмакской свиты.



Рисунок 4.16. Мультиэлементные спайдер-диаграммы для гранитоидов из обломков туфоконгломератов шурмакской свиты.



Рисунок 4.17. Дискриминационные диаграммы Nb-Y (a). Ta-Yb (б). Rb-Y+Nb (в). Rb-Yb+Ta (г) для гранитоидов Дж. Пирса [Pearce et al., 1984]. (Пунктирная линия – граница ORG для аномальных рифтов): поля на диаграммах: ORG – граниты океанических хребтов; WPG – внутриплитные граниты; VAG – граниты вулканических дуг; syn-COLD – коллизионные граниты.

4.3. Данные Sm-Nd изотопных исследований пород из разреза и обломочной части туфоконгломератов шурмакской свиты

Для определения среднего модельного возраста вулканических пород были проведены Sm-Nd изотопно-геохимические исследования вулканогенного матрикса туфоконгломератов и туф из разреза шурмакской свиты (пробы K242/15 и K175/15, соответственно). Породы характеризуются близкими к среднекоровому (0.12) величинами ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd (табл. 4.2), что позволяет использовать величину одностадийного модельного возраста tNd(DM) для определения усредненного возраста источников вещества при их образовании. Величина єNd(t) была рассчитана на 500 млн лет, согласно оценки их возраста на основе геохронологических исследований [Иванов и др., 2020]. Модельный одностадийный возраст для матрикса туфоконгломератов составляют 1.84 млрд лет (T(DM1st)), а єNd(t) = -8.6, для туфа из разреза шурмакской свиты _єNd(T) –4.5, модельный T(DM1st) возраст от 1.6 млрд лет (см табл. 4.2).

87

Отрицательные значения _ENd и палеопротерозойские модельные возраст субстрата при формировании этих вулканических пород указывают на то, что их формирование происходило в пределах древнего континентального блока.

Близкие Sm-Nd изотопные характеристики имеют валуны гранодиорита (К 31/13) и андезита (К72/19), имея модельный T(DM2st) возраст от 1.85 и 1.6 млрд лет, εNd(t) -3.3 и -4.1, соответственно. Учитывая возраст гранодиорита из обломочной части конгломератов шурмакской свиты, который оставляет около 790 млн лет [Иванов 2019], и близость переноса обломков валунной размерности, нет никаких сомнений, что формирование пород этой свиты происходило в пределах докембрийского континентального блока.

При этом, в обломочной части туфоконгломератов также в значительном количестве присутствуют обломки базитов (К70/17, К77/17, К78/17, К82/17). Возраст их образования принят условно как 600 млн лет, т.к. в это время на сопредельных территориях происходили различные спрединговые процессы в пределах Палеоазиатского океана [Монгуш и др., 2011а]. Для них Sm-Nd изотопные характеристики отличаются от приведенных выше, но близки между собой. Так модельный T(DM1st) возраст варьирует от 1.2 до 1.3 млрд лет, а εNd(t) от +1.2 до +3.5 (см табл. 4.2). Эти данные свидетельствуют о существовании источника поступления этого обломочного материала, связанного с земной корой переходного типа, где был проявлен существенный вклад ювенильного материала. Возможно, эти базиты генетически связаны с довендскими офиолитами Агардагского комплекса, которые уже в раннем кембрии выступали как поставщики обломочного материала в осадочный бассейн при накоплении отложений теригтигской свиты [Иванов и др., 2023].

Таким образом, проведенные Sm-Nd изотопные исследования пород шурмакской свиты, включая обломочную часть туфоконгломератов позволили установить, что формирование вулканогенно-осадочных пород происходило при активизации древнего докембрийского блока при участии экзогенного обломочного материала представленных пород, образовавшихся при смешении в различных пропорциях древнекорового и ювенильного вещества.

<u>№</u> обр.	Rb, ppm	Sr, ppm	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	±2s	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2s	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)0	Sm, ppm	Nd, ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	±2s	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±2s	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd)0	$\pm 2\sigma$	eNd(t)	T (DM1)	T (DM2)	возрас т млрд лет
	Валун гранита																		
K31/			0.2826	0.0000	0.7082	0.0000	0.7050			0.1092	0.0001	0.5120	0.0000	0.5114	0.0000				
13	3.38	34,55	83	99	61	15	32			32	09	09	06	36	06	-3.34	2.41	1.85	0.80
Валун андезита																			
K72/	12.524	657.38	0.0551	0.0005	0.7070	0.0000	0.7065	3.8825	20.115	0.1166	0.0001	0.5121	0.0000	0.5116	0.0000				
17	74	51	19	51	46	09	74865	26	03	9	17	12	06	54	06	-4.12	1.58	1.77	0.6
	1	1				1	1	Валуны в	улканитов	в основно	го состава		1	1	1	1	1	1	1
K70/	1.5051	401.76	0.0108	0.0001		0.0000	0.7055	4.9691	21.823	0.1376	0.0001	0.5124	0.0000	0.5119	0.0000				
17	09	95	36	08	0.7056	11	07512	71	05	6	38	82	14	4	14	1.48	1.27	1.22	0.6
V77/	1 2076	202.24	0.0120	0.0001	0 7069	0.0000	0 7067	2 1 4 7 0	12 099	0 1465	0.0001	0 5125	0.0000	0.5110	0.0000				
17	1.6970	392.34 82	0.0139	0.0001	0.7008	0.0000	35735	5.1479	68	0.1403	0.0001 47	35	08	50	08	1.85	1 31	1 10	0.6
17	35	02)2		55	00	33733	04	00	22	47	55	0.0000	57	0.0000	1.05	1.51	1.17	0.0
K78/	4.3476	336.33	0.0373	0.0003	0.7064	0.0000	0.7061	2.7404	10.923	0.1516	0.0001	0.5126	0.0000	0.5120	0.0000				
17	5	35	95	74	67	10	47212	81	33	74	52	4	00	43	00	3.49	1.16	1.03	0.6
													0.0000		0.0000				
K82/	20.617	516.97	0.1153	0.0011	0.7063	0.0000	0.7050	5.7724	32.375	0.1077	0.0001	0.5122	06	0.5116	06				
17	32	61	68	54	19	16	00807	98	31	93	08	35		7		1.25	1.26	1.41	0.8
-	T	r	r	T	r –	T	r	T	Мат	рикс	1	1	r	1	1	1	1	1	1
							0 -0 -1		4 - 000							-	4		
K242/	• • • •			0.0002	0.7077	0.0000	0.7064	3.0000	15.900			0.5119	0.0000	0.5115		8.5751	1.8381	2.1199	o -
15	20.9	336.00	0.2	0	9	10	33	00	000	0.12	0.00	3	1	55		32	65	34	0.5
	1	1						1	<u>T</u>	yф						1	1	r	1
K 175/	41.04	070 60	0.4483	0.0044	0.7091	0.0000	0.7059	4.10	20.01	0.1212	0.0001	0.5121	0.0000	0.5117	0.0000		1.55	1.50	0.50
15	41.94	270.69	83	84	19	09	24	4.19	20.91	24	21	63	12	66	12	-4.45	1.57	1.72	0.50

Таблица 4.2. Sm-Nd изотопные данные для пород шурмакской свиты.

4.4. Данные U-Pb датирования цирконов из пород шурмакской свиты

Более конкретную информацию о времени образования изучаемых вулканогенноосадочных пород шурмакской свиты и возрасте пород из обломочной части туфоконгломератов можно получить при проведении U-Pb датирования циркона. Важную информацию при этом дадут и данные о более древних ксеногенных цирконах, захваченных из вмещающих пород при магматических и вулканических процессах, в результате которых образовались изучаемые автором породы шурмаксой свиты.

4.4.1. Туф и матрикс туфоконгломератов

В пробе туфа андезитового состава проанализировано 50 зерен, из которых конкордантные значения имеют 40 зерен (прил. 8). Основная популяция циркона (24 зерна) имеет возраст в диапазоне 475-513 млн лет, с пиком на 498 млн лет (рис. 4.18).



Рисунок 4.18. Гистограмма и кривая относительной вероятности возрастов детритового циркона из пробы андезитового туфа шурмакской свиты (проба TV-119).

Следует отметить, что эти значения являются самыми молодым в данной выборке. Хорошо выраженная осциляторная зональность, сохранившийся во многих случаях кристаллографический облик кристаллов циркона, позволяет считать эту популяцию в андезитовом туфе синхронной вулканическому событию, возраст которого на основе средневзвешенного значения составляет 500±3.9 млн лет (рис. 4.19). В породе пристутствуют также две популяции ксеногенных цирокнов. Одна популяция этих цирконов имеет интервал значений возраста от 739 до 831 млн лет, с пиком на 780 млн лет. Зерна цирконов, в большинстве случаев, имеют кристаллическую форму и осциляторную зональность. Другая немногочисленная популяция представлена зернами округлой формы с палеопротерозойским возрастом – 1981, 1884, 2207 млн лет.



Рисунок 4.19. Средневзвешенный возраст циркона из пробы андезитового туфа шурмакской свиты (n=13 зерен, проба TV-119).

В пробе песчано-гравийного хлоритового матрикса конгломератов проанализировано 60 зерен циркона, из которых конкордантные значения имеют 57 зерен (прил. 9). Основная популяция циркона (47 зерен) имеет возраст в диапазоне 481-518 млн лет, пик данной популяции приходится на 497 млн лет (рис. 4.20). Эти цирконы принадлежат одной генерации, аналогичной по облику и строению цирконам из туфа андезитового состава TV-119, указывающих на их магматический генезис, что позволяет считать эту популяцию синхронной вулканизму.



Рисунок 4.20. Гистограмма и кривая относительной вероятности возрастов детритовых зерен циркона из пробы матрикса конгломератов шурмакской свиты.

Возраст туфоконгломератов на основе средневзвешенного значения для цирокнов из их матрикса составляет 495.3±2.1 млн лет (рис. 4.21). Вторая популяция циркона (4 зерна) имеет узкий интервал значений возраста от 809-820 млн лет, с пиком на 819 млн лет. Зерна имеют кристаллическую форму и осциляторную зональность.



Рисунок 4.21. Средневзвешенный возраст цирконов из пробы матрикса шурмакской свиты (n=35 зерен, проба K-34/16).

Выделяются единичные зерна с возрастом 708, 842, 892 млн лет. Так же в пробе присутствуют три зерна мезо-палеопротерозойского возраста - 1081, 1776, 1922 млн лет. Зерно мезопротерозойского возраста имеет таблитчатую форму и хорошо выраженную осцилляторную зональность, палеопротерозойские зерна имеют округлую форму и неясное внутреннее строение (прил. 10).

Цирконы из дублирующей пробы матрикса имеют подобное распределение (рис. 4.22). Основная популяция циркона (78 зерен) представлена наиболее молодыми зернами на рубеже 500 млн лет. Присутствует популяция (13 зерен) на рубеже 800 млн лет, пять зерен палеопротерозойского возраста 1588, 1978, 1989, 2072, 2097 млн лет и одно зерно неоархейского возраста 2724 млн лет (прил. 11). Докембрийские зерна цирконов чаще имеют округлые формы, палеозойские кристалографическую (прил. 12).



Рисунок 4.22. Гистограмма и кривая относительной вероятности возрастов детритовых зерен циркона из пробы матрикса туфоконгломератов шурмакской свиты (проба K242/15).

Таким образом, результаты U-Pb датирования туфа из разреза шурмакской свиты и матрикса туфоконгломератов показали однотипное распределение возраста зерен циркона, позволив дать геохронологическое обоснование возраста пород шурмакской свиты и установить ксеногенные докембрийские цирконы в этих породах, подтверждающие ранее полученные выводы на основе геохимических и изотопных методов иссделования.

4.4.2. Вулканомиктовый песчаник

В пробе рассланцованного вулканомиктового песчаника проанализировано 100 зерен циркона, конкордантные значения имеют 97 зерен (прил. 13). Основная популяция цирконов (53 зерна) имеет возраст в диапазоне 492-547 млн лет, с пиком на 506 млн лет (рис. 4.23). Следует отметить, что эти значения являются самыми молодым в данной выборке.



Рисунок 4.23. Гистограмма и кривая относительной вероятности возрастов детритовых зерен циркона из пробы вулканомиктового песчаника шурмакской свиты (проба K-176/15).

Зерна имеют хорошо выраженную осциляторную зональность и сохранившийся кристаллографический облик кристаллов цирконов. Средневзвешенное значение молодой популяции составляет 505.3±5.1 млн лет (рис. 4.24). Вторая популяция циркона (32 зерна) имеет интервал значений возраста от 768 до 847 млн лет, с пиком на 804 млн лет. Зерна в большинстве случаев имеют кристаллическую форму и осциляторную зональность.



Рисунок 4.24. Средневзвешенный возраст циркона из пробы вулканомиктового песчаника шурмакской свиты (n=24 зерен, проба K-176/15).

Присутствуют единичные цирконы с возрастом 572, 585, 639, 685, 705 млн лет, представленные зернами округлой формы и неясного внутреннего строения, а также зерна с возрастом 718, 741, 896 млн лет, которые имеют таблитчатую форму и хорошо выраженную осциляторную зональность (прил. 14). Самыми древними являются цирконы (6 зерен) мезопалеопротерозойского и неоархейского возраста –1128, 1583, 2031, 2046, 2101, 2643 млн лет. Они все имеют округлую форму и неясное внутреннее строение.

4.4.3. Гранитные валуны

Из пробы гранодиорита, отобранного из туфоконгломератов по р. Шурмак, были выделены зерна циркона, они представлены идиоморфными прозрачными призматическими кристаллами. Особенности внутреннего строения и морфологические характеристики свидетельствуют о их магматическом происхождении. Проведено геохронологическое датирование U/Pb (LA-ICP-MS) методом. Их конкордантный возраст составил 785.9±2.3 млн лет (рис. 4.25) (прил. 15) (СКВО = 0.22, вероятность 0.64).



Рисунок 4.25. Диаграмма с конкордией для циркона пробы валуна гранодиорита из обломочной части туфоконгломератов шурмакской свиты (К31/13).

Из пробы гранодиорита, отобранного в правобережье р. Тес-Хем, были выделены зерна циркона. Особенности внутреннего строения и морфологические характеристики свидетельствуют о их магматическом происхождении. Проведено геохронологическое датирование U/Pb (LA-ICP-MS) методом. Их конкордантный возраст составил 784.5±2.5 млн лет (рис. 4.26) (прил. 16) (СКВО = 0.27, вероятность 0.60). В изученной выборке цирконов присутствует одно зерно ксеногенного циркона с возрастом 2085 млн лет.



Рисунок 4.26. Диаграмма с конкордией для циркона валуна гранита из обломочной части туфоконгломератов шурмакской свиты (проба K33/16).

Из пробы низкощелочного гранита из разреза по р. Шурмак были выделены зерна циркона. Особенности внутреннего строения и морфологические характеристики свидетельствуют о их магматическом происхождении. Проведено геохронологическое датирование U/Pb (LA-ICP-MS) методом. Их конкордантный возраст составил 773.1±2.5 млн лет (рис. 4.27) (СКВО = 0.016, вероятность 0.90). В изученной выборке цирконов присутствует четыре зерна ксеногенного циркона с возрастом в интервале 1.8-1.96 млрд лет и одно зерно с возрастом 977 млн лет (прил. 17).



Рисунок 4.27. Диаграмма с конкордией для циркона из пробы валуна гранита из обломочной части туфоконгломератов шурмакской свиты (проба К243/15).

Таким образом, все изученные гранитоиды из валунов туфоконгломератов шурмакской свиты образовались практически одновременно - 773-785 млн лет назад. Преобладание этих пород к обломочной части туфоконгломератов указывает на широкое распространение в составе рассматриваемой тектонической структуры, где произошло образование пород этой свиты неопротерозойских гранитоидов с палеопротерозойскими модельными возрастами (см раздел 4.3).

4.4.4. Валун песчаника

Из небольшого валуна песчаника было выделено 6 зерен детритового циркона, они все конкордантные (прил. 18). Проведено геохронологическое датирование U/Pb (LA-ICP-MS) методом. Значения возрастов этих цирконов единичные, не образуют популяции. Одно зерно с возрастом 779 млн лет, что хорошо совпадает с возрастом циркона из валунов гранитоидов и единичные древние возраста зерен детритового циркона 1756, 2433, 2490, 2499 и 2578 млн лет (рис. 4.28).



Рисунок 4.28. Гистограмма и кривая относительной вероятности возрастов детритовых зерен циркона из пробы валуна песчаника из обломочной части туфоконгломератов шурмакской свиты (проба K32/16).

4.4. Особенности формирования пород шурмакской свиты. Источники обломочного материала туфоконгломератов

Проведенные исследования вулканогенно-осадочных пород шурмакской свиты позволили получить новую информацию о времени и обстановках ее формирования, составе и возрасте пород источников обломочного материла. Петрографические исследования с использованием данных, полученных с помощью электронного сканирующего микроскопа позволили установить вулканогенную природу матрикса конгломератов. Это дало возможность отнести их к туфоконгломератам, породам, образованным в результате вулканического процесса, а не осадочного. Вероятнее всего они являются образованиями пирокластических потоков, где наряду с вулканогенным материалом в туфоконгломератах присутствует более древние экзогенные обломки осадочных, интрузивных и эффузивных пород, захваченные пирокластическим потоком при своем движении вне вулканической постройки.

Полученные геохронологические данные на основе датирования зерен циркона, для туфа из разреза шурмакской свиты, позволяют обосновать ее возраст на рубеже 500 млн лет. Эти данные о возрасте согласуются с данными, полученными для вулканогенного матрикса туфоконгломератов и туфопесчаников. Следует отметить, что геохронологические данные позволяют обосновать среднекембрийский возраст пород этой свиты, а не раннекембрийский, как считалось ранее [Александров и др., 1985] и изменить стратиграфическую последовательность для Агардагской структурно-формацинной зоны, где шурмакская свита считалась более древней, чем терегтигская свита [Гибшер и др., 1989]. Сейчас на основе полученных изотопных и геохронологических данных можно уверенно утверждать, что сначала 520-530 млн лет назад накапливались породы терегтигской свиты [Иванов и др., 2023], затем 500 млн лет назад происходило формирование вулканогенно-осадочной шурмакской свиты с преобладанием в разрезе туфоконгломератов [Иванов и др., 2020].

Петрографические, геохимические, изотопные исследования пород из обломочной части туфоконгломератов и данные U-Pb датирования цирконов позволили выделить следующие основные их источники:

1. Синхронные с формированием шурмакской свиты продукты андезитового и андезибазальтового вулканизма.

2. Более древние андезиты, базальты, образованные в пределах блока с континентальной корой.

3. Более древние базальты, образовавшиеся в пределах блока с океанической корой.

4. Гранитоиды с возрастом около 780 млн лет, образованные в структуре древнего докембрийского блока при смешении древнекоровых и ювенильных магм в обстановках окранины континента, вероятно, субдукционных.

5. Осадочные терригенные породы, образованные в результате разушения пород нео-, палеопротерозойского и неоархейского возраста.

Возраст неоархейской популяции зерен циркона из матрикса туфоконгломератов, туфа, вулканомиктовых песчаников и возраст валунов составляет 770-800 млн лет, указывая на значительное распространение этих пород на раннекембрийской эрозионной поверхности при формировании шурмакской свиты. Магматические или вулканические породы такого возраста в настоящий момент на юге Тувы не выявлены.

Наиболее распространенные в туфоконгломератах валуны и гальки являются продуктами разрушений гранодиоритов и низкощелочных гранитов с возрастом 790 млн лет, имеющих следующие изотопные характеристики єNd(t) –3.3, модельный возраст TNd(DM) 1.85 млрд лет. Учитывая палеопротерозойский модельный возраст от 2.4 до 1.7 млрд лет и отрицательные значения єNd(t) от – 3.4 до – 8.6 для матрикса из конгломератов и вулканомиктового песчаника, установлено, что шурмакская свита формировалась в пределах древнего континентального блока [Иванов и др., 2020]. Присутствие ксеногенных зерен циркона в вулканических и магматических породах как обломочной части, так и из разреза, детритовых зерен в валуне песчаника с палеопротерозойским, реже архейским, возрастом в

отложениях шурмакской свиты указывает так же на ее формирование в пределах блока континентальной коры с длительной историей развития.

Рассматривать, расположенный в настоящий момент в непосредственной близости от шурмакской свиты, Эрзинский метаморфический комплекс (см рис. 4.1), как возможный континентальный блок земной коры, в пределах которого происходило формирование пород этой свиты не приходиться. Так как одновременно на рубеже 500 млн лет в результате вулканического события была сформирована неметаморфизованная шурмакская свита, а породы метаморфического комплекса в это время претерпели метаморфизм гранулитовой фации [Козаков и др., 2019]. Позже 480-465 млн лет назад метаморфические породы были деформированы в результате сдвиговых деформаций, связанных с трансформно-сдвиговым растяжением [Барабаш и др., 2007;]. Ни метаморфических, ни интенсивных деформаций в породах шурмакской свиты не проявлено. Таким образом, метаморфическое несогласие одновозрастных пород шурмакской свиты и пород Эрзинского метаморфического комплекса указывает на их совмещение в более позднее время.

Состав пород шурмакской свиты и значительное количество разновозрастных зерен детритового циркона в них указывает на то, что эти породы не могут являться частью океанической короткоживущей системы. Их формирование связано с вулканическими процессами в пределах континентального блока. Возможно, породы океанической коры, представленные, вероятно, Агардагским офиолитовым комплексом или другими подобными комплексами могли в раннем кембрии в составе эродируемой суши быть источниками обломочного материала.

Таким образом, в результате проведённых исследований установлен среднекембрийский возраст пород шурмакской свиты и их вулканогенная природа, в том числе туфоконгломератов. На рубеже 500 млн лет назад происходило формирование шурмакской свиты, связанное с синхронным проявлением вулканизма. Источником основной части обломочного материала при формировании туфоконгломератов послужили продукты синхронного вулканизма и неопротерозойские магматические и вулканические породы. Присутствие во всех изученных пробах древних цирконов, с преобладанием зерен палеопротерозойского возраста позволяет предполагать, что накопление этой толщи происходило в результате разрушения пород древнего палеопротерозойского блока, что согласуется с данными Sm-Nd изотопии для пород шурмакской свиты. Эти исследования позволили автору идентифицировать еще один фрагмент древнего континентального блока в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса [Иванов и др., 2023].

ГЛАВА 5. СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ТУФОКОНГЛОМЕРАТОВ АДЫРТАШСКОЙ СВИТЫ

В северо-восточной части Центрально Азиатского складчатого пояса на юге Тувы в строении островодужного раннепалеозойского Таннуольского террейна выделяется система грабенов. Ранее считалось, что данные структуры заполнены терригенным материалом ордовика, в том числе породами адырташской свиты (рис. 5.1). Согласно данным геологосъемочных работ, вулканические породы в разрезе отложений адырташской свиты отсутствуют.



Рисунок 5.1. Фрагмент стратиграфической колонки Геологической карты М-46-Х (Хову-Аксы). Под ред. Ветрова Е.В., Бабина Г. А., 2016.

5.1. Особенности строения разреза адырташской свиты междуречья Холу и Деспен

При этом, автором на основе полевого и петрографического изучения пород адырташской свиты на водоразделе рек Холу и Деспен (рис. 5.2), в составе разреза этой свиты были обнаружены вулканиты и продукты вулканической деятельности, а также вулканогенноосадочные породы, представленные продуктами местного перемыва субсинхронных вулканических пород без видимых процессов привноса более древнего осадочного материала.



Рисунок 5.2. Схема расположения изучаемых пород адырташской свиты в геологической структуре юга Тувы.

Надо отметить, что структура, в которой выявлен комплекс вулканогенных пород имеет линейное субширотное простирание протяженностью более 10 км. На основе собственных данных составлена схема фрагмента изучаемой адырташской свиты (рис. 5.3). В результате полевых наблюдений установлено, что в центральной части преобладают вулканиты, туфы и туфопесчаники. Южная и северная части изучаемого выхода пород адырташской свиты представлены несколькими горизонтами (мощностью до 150 м) грубообломочных пород, матрикс которых представлен кристаллокластической туфолавой, а многочисленные разноразмерные обломки (до глыбовой размерности) представлены гранитоидами, различными вулканитами и, реже, щелочными магматическими породами с нефелином. Вулканогенная туфовая природа матрикса указывает на отнесение этих обломочных пород к туфоконгломератам. По периферии изучаемого участка туфоконгломераты представлены галечной размерностью обломков, к центральной части размерность увеличивается до валунной размерности. Повсеместно в разрезе отмечены тела трахибазальтов и миндалекаменных базальтов (рис. 5.4), правило, пространствено приуроченных как к выхолам туфоконгломератов.



Рисунок 5.3. Геологическая схема участка разреза адырташской свиты в междуречье рек Деспен и Холу (составлена автором). 1 – галечные туфоконгломераты, 2 – валунные туфоконгломераты, 3 – туфопесчаники, 4 – андезиты, 5 – туфы, 6 – песчаники, 7 – трахибазальты, 8 – аргиллиты, 9 – миндалекаменные базальты.



Рисунок 5.4. Фото контакта трахибазальтов с туфоконгломератами.

Трахибазальты контактируют с грубообломочными вулканическими породами.

5.2. Состав и геохимические особенности туфоконгломератов адырташской свиты

В южной части этой субширотной структуры изучены грубообломочные породы адырташской свиты (рис. 5.5). Валунные и галечные туфоконгломераты различаются лишь размерами обломков, но основное внимание в исследованиях было уделено валунным конгломератам, т.к. они более привлекательны при проведении их геохронологических и геохимических исследований.

Матрикс изучаемых туфоконгломератов имеет вулканогенную природу. В общей массе андезитового состава (см рис. 5.13) находятся крупные лито- и кристалокласты. Кристалокласты представлены таблитчатыми плагиоклазами, реже встречаются минеральные проявления этого минерала в виде лейст. Литокласты имеют различные формы от округлых, до неправильных, и все имея базитовый состав различаются по степени раскристаллизовонности (рис. 5.6).

Учитывая вулканогенную природу матрикса конгломератов, можно классифицировать грубозернистые породы адырташской свиты в данном разрезе согласно петрографическому кодексу – как вулканогенно-осадочную, синхронную вулканизму. Таким образом присутствие в породе обломочного экзогенного и вулканогенного материала указывает на то, что это туфоконгломерат.



Рисунок 5.5. Фото туфоконгломератов адырташской свиты.



Рисунок 5.6. Микрофотография матрикса туфоконгломератов адырташской свиты (А-николи X, А1-николи II).

Обломочная часть туфоконгломератов адырташской свиты представлена гранитоидами, вулканитами и туфами различного состава. Среди галек идентифицированы обломки щелочных пород с крупными зернами нефелина (рис. 5.7).



Рисунок 5.7. Галька щелочной породы с вкрапленниками нефелина.

Среди валунов интрузивных пород из обломочной части туфоконгломератов адырташской свиты преобладают гранодиориты (рис. 5.8). На классификационной диаграмме их составы отвечают полям низкощелочных гранодиоритов, низкощелочных кварцевых диоритов, гранодиоритов и граносиенитов (рис. 5.9). Гранитоиды имеют содержания SiO₂ – 62.31-69. масс. %, Na₂O –2.7-5.2, K₂O –0.5-2.7 (табл. 5.1).

Гранитоидные валуны имеют суммарные содержания редкоземельных элементов от 35.78-76.27 г/т. Для всех гранитоидов характерно обогащение легкими редкоземельными элементами LREE относительно тяжелых HREE. Степень обогащения LREE над HREE (LREE/HREE)_n = 1.2-1.8, при этом (La/Yb)_N от 2.5 до 4.5 и хорошо выраженную отрицательную европиевую аномалию (Eu/Eu*)_n = 0.55-0.59 (рис. 5.10). Мультиэлементные спектры изученных гранитоидов имеют схожие распределения редких и рассеянных элементов, они характеризуются отрицательными Nb и Ti аномалиями и положительными Th, Zr и Hf значениями (рис. 5.11). На дискриминационных диаграммах фигуративные точки составов гранитоидов отвечают полям гранитов вулканических дуг (рис. 5.12).



Рисунок 5.8. Валун гранита в туфоконгломератов адырташской свиты.



Рисунок 5.9. ТАЅ-диаграмма состава гранитных валунов из туфоконгломератов адырташской свиты.
Таблица 5.1. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в гранитоидах из обломочной части туфоконгломератов адырташской свиты.

№ проб	И1/19	И2/19	И7/19	И31/19	AT-20-45
SiO ₂	67.52	67.90	69	68.84	62.31
TiO ₂	0.46	0.46	0.46	0.44	0.59
Al_2O_3	14.35	14.35	14.89	14.48	14.75
Fe ₂ O ₃	3.86	4	3.43	3.84	6.36
MnO	0.08	0.06	0.07	0.07	0.1
MgO	1.67	1.7	0.94	1.34	2.4
CaO	3.42	3.62	2.61	3.29	7.21
Na ₂ O	4.02	4.5	5.21	5.54	2.71
K ₂ O	1.25	1.27	2.69	0.21	0.52
P ₂ O ₅	0.1	0.1	0.09	0.09	0.13
Rb	12	-	-	2.97	23.3
Sr	180	-	-	374	129
Y	15	-	-	19.6	27.8
Zr	75	-	-	185	225
Nb	3.6	-	-	3.42	7.35
Cs	0.6	-	-	-	-
Ba	300	-	-	-	-
La	10	-	-	14.8	11.9
Ce	20	-	-	32.5	26.4
Pr	2.6	-	-	4.15	3.30
Nd	11	-	-	16.6	13.6
Sm	2.4	-	-	3.66	3.44
Eu	0.49	-	-	0.64	0.65
Gd	2.6	-	-	3.30	3.53
Tb	0.4	-	-	0.53	0.66
Dy	2.4	-	-	3.32	4.49
Но	0.5	-	-	0.69	0.95
Er	1.5	-	-	2.02	2.98
Tm	0.23	-	-	0.31	0.48
Yb	1.6	-	-	2.20	3.36
Lu	0.25	-	-	0.32	0.53
Hf	2.2	-	-	5.31	6.65
Ta	0.8	-	-	0.28	0.49
Th	4.8	-	-	4.53	7.47
U	1	-	-	1.48	1.79



Рисунок 5. 10. Спайдер-диаграмма редкоземельных элементов гранитоидов из обломков туфоконгломератов адырташской свиты.



Рисунок 5.11. Мультиэлементные спайдер-диаграммы гранитоидов из обломков туфоконгломератов адырташской свиты.



Рисунок 5.12. Дискриминационные диаграммы для гранитоидов Дж. Пирса [Pearce et al., 1984] (пунктирная линия – граница ORG для аномальных рифтов):

поля на диаграммах: ORG – граниты океанических хребтов; WPG – внутриплитные граниты; VAG – граниты вулканических дуг; syn-COLD – коллизионные граниты.

Вулканиты более разнообразны. Для них на основе их петрогенного состава была проведена первичная классификация (рис. 5.13). Учитывая существенное влияние на состав этих пород поствулканических процессов (зеленокаменные изменения, карбонатизация и пр.) была применена классификационная диаграмма, основанная на отношение немобильных при постмагматических процессах элементов (рис. 5.14). Основная часть в изученной выборке пород представлена андезитами, андезибазальтами, субщелочными базальтами и дацитами/риодацитами. Именно для этих выделенных групп и будут рассмотерны их геохимические характеристики.

111



Рисунок 5.13. ТАЅ-диаграмма для вулканических пород из обломочной части туфоконгломератов адырташской свиты. 1- матрикс туфоконгломератов, 2- вулканиты из обломочной части туфоконгломератов.



Рисунок 5.14. Диаграмма Nb/Y-Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977) для галек, валунов и матрикса туфоконгломератов адырташской свиты. Условные обозначения см рис. 5.13.

Все изученные разности магматических и вулканических пород имеют подобный спектр мультиэлементного распределения. Для них характерны повышенные концентрации Th (от 4 до 13 г/т) и P_2O_5 (от 0.2 до 0.35 %). Для группы обломков разнообразных по составу (от дацитов до щелочных базальтов) характерной чертой является присутствие Ta максимума при минимуме по Nb. На основе распределения P3Э можно выделить несколько групп пород в независимости от их петрохимического состава. В первую основную группу можно объединить породы с отношением LREE/HREE от 1.7 до 3.1 с выраженной отрицательной Eu-аномалией. Вторая группа представлена породами с этим отношением от 1.5 до 1.6 и отсутствием Eu-аномалии. Одна проба субщелочного базальта имеет практически плоский спектр распределения (LREE/HREE=1.18) и отсутствие Eu-аномалии (рис. 5.15).

Таким образом, матрикс туфоконгломератов имеет андезитовый состав и не отличим по составу от андезитов из обломков туфоконгломератов. Проведенное геохимическое изучение показало однотипность геохимических характеристик гранитов и риодацитов/дацитов из обломочной части туфоконгломератов адырташской свиты, что позволяет предполагать их отнесение к единой вулкано-плутонической серии (рис. 5.16, рис. 5.17). Подобная вулкано-плутоническая ассоциация установлена в этой части Тувинского сегмента, которая представлена деспенской вулканической толщей, относимой ранее к кендейской свите девона, и гранитами арголикского комплекса [Ветров и др., 2021]. В отличие от изученных нами пород вулкано-плутонической серии, для этих пород характерны Та-Nb и Р минимумы и более значительное обогащение LREE над HREE. Эти геохимические различия возможно обусловлены различными первичными магмогенирирующими расплавами.

Следует отметить установленное обогащение Та вулканических пород из обломочной части туфоконгломератов. Учитывая, что на юго-востоке Тувы есть месторождение Улуг-Танзек и рудопроявление Тужема Та-Nb-специализации, можно предполагать потенциальную рудоностность на этот вид руд и на изучаемой юго-западной территории Тувы.



Рисунок 5.15. Распределение редкоземельных элементов (нормализованное на хондрит) и мультиэлементные диаграммы (нормализованные на примитивную мантию) для: (а)-граниты/дациты; (в)-андезиты/андезибазальты; (с)-субщелочные базальты; (d)-группа различных пород с Та максимумом.

114



Рисунок 5.16. Сравнение спектров распределения редкоземельных элементов валунов и галек из обломочной части туфоконгломератов адырташской свиты 1 - вулканиты, 2 – граниты.



Рисунок 5.17. Сравнение мультиэлементных спайдер-диаграмм валунов и галек из обломочной части туфоконгломератов адырташской свиты 1 - вулканиты, 2 – граниты.

5.3. Данные U-Pb датирования циркона из вулканических пород адырташской свиты

Адырташская свита оказалась благоприятным объектом для проведения геохронологических исследований. Это позволило выявить несколько эпизодов этого вулканического события и провести оценку времени его проявления.

Наиболее молодая популяция цирконов установлена для матрикса валуных и галечных туфоконгломератов 444±4.7 млн лет (рис. 5.18) (прил. 19). В этой пробе также наблюдается непрерывная последовательность значений возраста в диапазоне 450-517 млн лет с пиком на 480 млн лет. Два зерна имеют возраст 525 и 537 млн лет (рис. 5.19). Это является свидетельством длительного этапа тектоно-магматической активности в пределах изучаемой структуры. Присутствие ксеногенных цирконов неопротерозоя (8 зерен) в интервале 750-830 и единичные зерна палеопротерозоя и неоархея указывают на длительную историю развития тектонического блока, в пределах которого происходила вулканическая деятельность.



Количество измерений

Рисунок 5.18. Средневзвешенный возраст циркона из пробы матрикса туфоконгломератов адырташской свиты (n=11 зерен).



Рисунок 5.19. Гистограмма и кривая относительной вероятности возрастов зерен циркона из пробы матрикса туфоконгломератов адырташской свиты.

Туфопесчаники из центральной части разреза имеют близкий состав с матриксом туфоконгломератов и все они отвечают андезитам. Возраст туфопесчаников в двух пробах на основе средневзвешенного значения возраста самой молодой популяции составляет 457 млн лет (рис. 5.20). Здесь так же присутствуют ксеногенные цирконы 477, 482, 516, 814 и 937 млн лет (прил. 20, 21).



Рисунок 5.20. Средневзвешенный возраст циркона из двух проб туфопесчаников адырташской свиты.

Оценка возраста двух валунов гранодиоритов из туфоконгломератов на основе датирования зерен циркона с осциляторной зональностью позволила ограничить их возраст в 455 млн лет (рис. 5.21). В обеих пробах присутствуют более древние ксеногенные зерна циркона с осциляторной зональностью в интервале 460-470 млн лет (прил. 22,23).



Рисунок 5.21. Диаграммы с конкордиями зерен циркона из валунов гранитоидов туфоконгломератов адырташской свиты и изображения зерен циркона в KL.

Валун риолита из туфоконгломератов адырташской свиты на основе датирования 20 зерен циркона имеет возраст 462 млн лет (рис. 5.22) (прил. 24).



Рисунок 5.22. Диаграмма с конкордией зерен циркона валуна риодацита из обломочной части туфоконгломератов адырташской свиты.

Для светло-зеленых вулканитов с флюидальной текстурой из разреза на основе датирования цирконов установлен их возраст - 460 млн лет (рис. 5.23) (прил. 25).



Рисунок 5.23. Диаграмма с конкордией зерен циркона вулканита из центральной части разреза адырташской свиты.

5.4. Особенности формирования пород адырташскойсвиты. Источники обломочного материала туфоконгломератов

Установлено, что данные породы имеют вулканогенную природу, а не осадочную, как считалось ранее. Результаты U-Pb датирования позволяют нам выделить вулканическое событие в интервале 444-463 млн лет. На основе детального изучения результатов U-Pb датирования зерен циркона стало возможным выделение трех эпизодов вулканической активности (рис. 5.24). В центральной части этой структуры находятся наиболее древние вулканиты с возрастом 462 млн лет, которые так же представлены в виде обломков риолитов в более молодых туфоконгломератах. Второй эпизод проявлен 455-457 млн лет назад и маркируется горизонтами туфов и туфопесчаников. С этим эпизодом вулканической активности сопряжено формирование гранодиоритов, широко представленных в обломочной части более молодых туфоконгломератах этой вулканической последовательности.



Рисунок 5.24. Последовательность вулканических событий, проявленных в разрезе адырташской свиты. Примечание 1- трахибазальтыы, 2- риодациты, 3- гранодиориты, 4- туфоконгломераты, 5- миндалекаменные базальты, 6- туфопесчаники, 7- туфы.

Завершающим эпизодом на границе ордовика и силура (444-445 млн лет) стало образование мощных толщ туфоконгломератов и туфопесчаников. Присутствие единичных во многих изученных пробах с неоархейским, палеопротерозойским, цирконов неопротерозойским и кембрийским возрастом указывают на гетерогенное строение доордовикского фундамента и длительную историю его развития, начиная с неоархея. Данные U-Pb датирования для древних цирконов хорошо согласуются с таковыми, полученными для осадочно-вулканогенных пород шурмакской свиты кембрия [Иванов и др., 2020], расположенных в непосредственной близости от изучаемого разреза в пределах юга Тувы.

Установленное в результате проведенных исследований вулканическое событие является одним из проявлений тектоно-магматической активности в пределах юга Тувы. Цирконы практически изученных пробах образуют практически во всех непрерывную последовательность значений их возраста от 440 до 517 млн лет и свидетельствуют о протекании магмогенерирующих процессов в достаточно длительном интервале времени среднего кембрия и ордовика. Этот вывод хорошо согласуется с геохимическими и геохронологическими данными, полученными для вулканических и плутонических пород юга Тувы – камптонитов Агардагской зоны [Изох и др., 2001], базитов Правотарлашкинского, Баянкольского, Башкымугурского массивов [Владимиров и др., 2013], вулканитов серлигской и ирбитейской свит [Ветров и др., 2020, 2021], а также более удаленных районов Тануола-Хамсаринской структурно-формационной зоны [Школьник и др., 2021].

ГЛАВА 6. РЕКОНСТРУКЦИЯ СОСТАВА И ВОЗРАСТА ПОРОД РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА ПРИ СЕДИМЕНТАЦИИ ГРУБООБЛОМОЧНЫХ ПОРОД НА ЮГЕ ТУВЫ

В северо-восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса в пределах юга Тувы широкое распространение имеют гранитные массивы, связанные с раннепалеозойскими островодужными комплексами Таннуольской и Хамсаринской тектонических зон. Возраст гранитоидов ограничен в интервале 534-447 млн лет, имея на различных возрастных рубежах свои особенности, обусловленные сменами геодинамических обстановок и составами исходных протолитов [Овчинникова и др., 2009, Ветров и др., 2019, Цыганков и др., 2019]. Южнее на границе с Монголией и далее в Озерной зоне Монголии выделяются немногочисленные комплексы плагиогранитов с возрастом 567-570 млн лет и широко представленные гранитоиды с возрастом 527-535, 519-524, 511-515 млн лет [Khukhuudei et al., 2020]. При этом в раннепалозойских осадочных вулканогенно-осадочных последовательностях И на рассматриваемой территории широко распространены грубообломочные породы, в обломочной части которых преобладают валуны и гальки различных гранитоидов и вулканитов. Закономерно возникает вопрос 0 возможном участии вышеперечисленных позднедокембрийских и раннепалеозойских гранитоидов при поставки обломочного материала в осадочные бассейны раннего палеозоя юга Тувы. Ответ на него будет получен в результате анализа полученных геохимических, изотопных и геохронологических данных приведенных ниже.

Итак, на рубеже 530 млн лет, в пределах прибрежно-морских обстановок происходит накопление терригенных, в том числе грубообломочных пород терегтигской свиты, седиментация которых сменяется накоплением карбонатных отложений. При изучении грубообломочных пород в составе матрикса были обнаружены зерна хромшпинелидов и измененных темноцветных минералов (оливина и пироксена). На основе химических особенностей хромшпенелидов установлен их источник - ультраосновные породы Агардагского комплекса офиолитов. Рассматривать более удаленные источники нет оснований, т.к. хромиты могут переноситься на значительное расстояние, а оливин и пироксен – нет, т.к. не устойчивы в зоне гипергенеза [Staddon et al., 2021., Захарова, 2006]. Таким образом, можно считать, что породы офиолитового комплекса в момент накопления терегтигской свиты находились вблизи от области седиментации в пределах эродируемой суши. В составе суши при седиментации отложений этой свиты так же широко были распространены диориты, граниты и риолиты с возрастом 574-578 млн лет [Иванов и др., 2023]. В поставке обломочного материала в осадочный бассейн так же принимали участие рециклированные осадки, в результате переотложения которых образовались кварцевые гравелиты терегтигской свиты. Присутствие в

разрезе рециклированных осадков, образующихся только в пределах континентальных блоков с длительной историей развития, согласуется так же с присутствием среди обломочной части терригенных пород значительного количества зерен детритового циркона с докембрийским возрастом.

На рубеже 500 млн лет в пределах, в настоящий момент безымянного, континентального блока в результате его активизации формируется вулканогенно-осадочная шурмакская свита. В ее разрезе широко представлены туфоконгломераты, в обломочной части которых преобладают гранитоиды с возрастом 780-800 млн лет. Sm-Nd изотопные характеристики вулканических пород из разреза, так же кислых и основных пород из обломочной части туфоконгломератов, указывают на вклад двух источников вещества при формировании пород шурмакской свиты – древней континентальной коры (T(DM) 1.6-1.85 млрд лет при εNd(t) от -3.3 до -8.6) и коры переходного типа (T(DM) 1.2-1.3 млрд лет при εNd(t) от +1.2 до +3.5), при формировании которой ювенильные расплавы взаимодействовали с древнекоровыми. На присутствие в строении докембрийского основания этого блока древней континентальной коры так же указывают, кроме валунов гранитов и зерен циркона с неопртерозойским возрастом, представительные популяции цирконов палеопротерозоя и реже неоархея [Иванов и др., 2020].

В туфоконгломератах ордовика адырташской свиты обломочный материал практически синхронен по времени образования с ними, представляя в целом собой единую вулканоплутоническую серию, имеющую широкое площадное распространение, но не связанной с процессами островодужного вулканизма Таннуольской и Хамсаринской тектонических зон.

Остановимся более подробно на изучении валунов и галек из грубообломочных пород этих трех разрезов. В терегтигский осадочный бассейн 530 млн лет назад в большом количестве поступал терригенный материал, образовавшийся в результате разрушения гранитов и вулканитов с возрастом 570-580 млн лет. С этим возрастом также связаны наиболее представительные популяции зерен циркона из матрикса конгломератов и прослоя кварцевого гравелита этой свиты. Валуны гранитоидов с возрастом 588 млн лет так же широко распространены в туфоконгломератах баянкольской свиты на северо-западе Тувы, которая имеет одинаковый возраст с породами терегтигской свиты [Бродникова и др., 2022]. Проведённые геохимические сопоставления одновозрастных валунов терегтигской и баянкольской свит, показали их однотипность (рис 6.1, рис 6.2). В породах шурмакской свиты так же широко представлена популяция зерен циркона этого возраста [Иванов и др., 2020], менее представлена популяция цирконов этого возраста в породах адырташской свиты.



Рисунок 6.1. Спайдер-диаграмма редкоземельных элементов гранитоидов из обломков конгломератов: 1 - терегтигской свиты; 2 - баянкольской свиты.



1-2 баянкольской свиты; 3-терегтигской свиты.

Всё вышесказанное указывает на то, что в раннем палеозое в пределах Тувинского сегмента были распространены гранитоиды с возрастом 570-590 млн лет. В настоящий момент в северной части Тувинского сегмента такие породы не выявлены (рис. 6.3) [Руднев и др., 2015].



Рисунок 6.3. Возраста магматических комплексов Таннуольской и Хамсаринской островодужных систем [Руднев и др., 2015].

Стратифицированные образования: 1 - четвертичные отложения; 2- юрские осадочные и терригенные отложения; 3 - осадочные и терригенные отложения нижнего и верхнего карбона, нерасчлененные; 4 - красноцветные осадочные отложения верхнего девона; 5 - осадочные и вулканогенно-осадочные отложения раннего и среднего девона; 6 - вулканогенные отложения раннего девона; 7- терригенные и карбонатные отложения силура; 8 - вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения верхнего кембрия, нерасчлененные;

9 - вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения венда-раннего кембрия Агардагской зоны; 10 - докембрийские метаморфические образования Тувино-Монгольского массива. Интрузивные образования: 11 - бреньский граносиенит-гранит-лейкогранитный комплекс, D₁; 12-14 - гранитоидные ассоциации аккреционно-коллизионного этапа, C-O₃ (12 - гранодиорит-гранитная ассоциация сархойского типа, O₃; 13 - диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации известково-щелочной серии низкоглиноземистого типа (І-тип), нерасчлененные, C -O₃; 14 - диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации известково-щелочной серии высокоглиноземистого типа (І-тип), C-O₃); 15 - диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации толеитовой (М-тип) и известково-щелочной (І-тип) серии низкоглиноземистого типа островодужного этапа, нерасчлененные, V-C₁; 16 - перидотит-пироксенит-габброноритовые и габбро-монцодиоритовые ассоциации, нерасчлененные, V-O₃; 17 - основные и ультраосновные образования офиолитового типа, V; 18 -тектонические нарушения; 19 - места отбора проб и

результаты U-Pb (циркон) и Ar-Ar (амфибол) изотопного датирования гранитоидов и габброидов (млн лет). Цифрами в скобках показаны названия массивов: 1 - Коптинский, 2 - Буренский, 3 - Зубовский, 4 - Теректыг-Чедерский, 5- Тапсинский, 6- Караосский, 7 - Мажалыкский, 8 - Байсютский, 9 - выходы гранитоидов в обрамлении Байсютского массива (месторождение Копто), 10 - Шуйский, 11 - район пос. Унжей, 12 - Бреньский, 13 - Байбалыкский, 14 - шрок в нижнем течении р. Дерзиг, 15 - Ирбитейский, 16, 17 - плагиогранитоидов в обрамлении Ирбитейского габброидного массива, 18 - выходы плагиогранитоидов в районе пос. Холь-Ожу, 19 - Хольожинский, 20 - выходы плагиогранитоидов на перевале между пос. Шурмак и Самагалтай.

Гранитоидные комплексы этого возраста встречаются в Озерной зоне Монголии (рис. 6.4) [Khukhuudei et all., 2020] и, реже, на юге Тувы [Pfänder et al., 2002].



Рисунок 6.4. Возраста магматических комплексов озерной зоны Монголии [Khukhuudei et al., 2020].

Гранитоиды из туфоконгломератов шурмакской свиты из удаленных разрезов однотипны и имеют возраст на рубеже 780 млн лет. Так же, в пробе матрикса туфоконгломератов, вулканомиктового песчаника и туфа из разреза шурмакской свиты присутствуют популяции возрастов зерен циркона с этим возрастом. Можно утверждать, что в момент образования этих пород, данные граниты находились на эрозионном срезе и в нижележащих слоях горных пород, прорванных вулканитами шурмакской свиты. Они являлись

источниками материала, а именно зерен циркона с возрастом 780 млн лет и валунов гранитов (датированных этим же возрастом). В породах адырташской свиты популяции циркона на рубеже 800 млн лет являются так же представительными, в меньшем количестве они присутствуют в породах терегтигской свиты. Все это указывает на то, что на эродируемой суше и докембрийском основании тектонического блока, в пределах которого происходило формирование изучаемых нами пород, были широко распространены породы неопротерозойского возраста, в том числе гранодиориты с возрастом около 780 млн лет и андезиты со следующими изотопными характеристиками от 1.85 и 1.6 млрд лет, єNd(t) -3.3 и -4.1, соответственно.

Известные нам одновозрастные гранитные массивы: плагиограниты Сумсунурского комплекса Тувино-Монгольского микроконтинента с возрастом 790 млн лет (ENd -24.1, T_{DM} 2.5 млрд лет [Кузьмичев, 2004]), щелочные граниты Дзабханского микроконтинента с возрастом 755 млн лет (¿Nd -4.8, [Ярмолюк и др., 2008]), плагиограниты Сонгинского блока с возрастом 790 млн лет (¿Nd +2.2, +2.3, Т_{DM} 1.3-1.4 млрд лет [Козаков и др., 2013]) и плагиограниты гремяченского комплекса Кузнецкого Алатау с возрастом 875 млн лет (ENd -7.8, T_{DM} 2.2 млрд лет [Руднев и др., 2006]) находятся на приличном удалении и имеют иные изотопные характеристики. Возможно, они связаны с проявлением глобальных тектонических процессов, связанных с распадом Родинии [Ярмолюк, Дегтярев, 2019], но проявлены в различных тектонических блоках. Например, формирование гранитоидов гремяченского комплекса Кузнецкого Алатау было связано с процессами аккреции и коллизии неопротерозойских океанических/островодужных комплексов и неизвестного блока, где в окраинноконтинентальных обстановках происходило накопление терригенных пород, образованных в результате эрозии раннедокембрийских и неопротерозойских комплексов [Руднев и др., 2023].

Близких по возрасту гранитных массивов на юге Тувы не выявлено, из чего можно сделать вывод, что, вероятнее всего, они либо эродированы, либо перекрыты более молодыми отложениями.

Изучение детритовых, магматических и ксеногенных зерен циркона из Є-О грубообломочных осадочных и вулканогенных пород юга Тувы свидетельствуют о том, что среди источников обломочного материала в достаточном количестве для них были породы докембрийского возраста. Во всех пробах присутствуют зерна циркона с неопалеопротерозойским, реже, неоархейским возрастом (рис. 6.5).

Таким образом, нет ни одного свидетельства, что породы Хамсаринской и Таннуольской островных дуг служили источниками обломочного материала при формировании изученных грубообломочных пород осадочного и вулканического происхождения в раннем палеозое юга Тувы.



Рисунок 6.5. Обобщенные данные о возрасте циркона в осадочных и вулканогенных грубозернистых породах юга Тувы, полученные в рамках данной работы.

Акцентируем внимание на то, что Сангиленский метаморфичесикй комплекс не мог представлять собой докембрийское основание континентального блока, в пределах которого происходило формирование изучаемых в данной работе грубообломочных пород. Возраст гранулитового метаморфизма установлен для него на рубеже 500 млн лет [Козаков, Азимов, 2017], тогда, когда происходит образование вулканогенно-осадочной шурмакской свиты в пределах распространения которой проявлений метаморфических процессов не обнаружено. Так же вопрос о накоплении в едином осадочном бассейне был решен на основе данных U-Pb датирования зерен циркона. В верховьях реки Эрзин автором из разреза чинчиликской свиты был отобран кварцевый метапесчаник. Изучение распределения возрастов детритовых цирконов в кварцевых осадках терегтигской свиты и чинчилигской серии показало полное несовпадение возраста пород источников сноса и времени седиментации (рис. 6.6), что указывает на их накопление в осадочных бассейнах вне связи друг с другом.



Рисунок 6.6. Гистограммы распределения изотопного возраста зерен циркона из кембрийских отложений терегтигской свиты и докембрийских чинчилигской свиты (данные автора).

Однотипность распределения популяций циркона в породах терегтигской, шурмакской и адырташской свитах юга Тувы между собой позволили получить первые сведения о его происхождении и эволюции (рис. 6.7). На основе этого можно предполагать, что формирование структуры, в пределах которой происходило накопление Є-О толщ, произошло в неоархее (2.5-2.9 млрд лет). В последствии эта структура испытывала тектоно-магматическую активизацию в палеопротерозое на рубеже 2.4-2.5 и 1.7-2.1 млрд лет.



Рисунок 6.7. Сводная гистограмма распределения докембрийских зерен циркона из кемброордовикских пород: терегтигской, шурмакской и адырташской свит.

Установленные на основе анализа возраста циркона его докембрийские популяции согласуются с глобальными тектоно-магматическими процессами, протекающими при сборке суперконтинентов (рис. 6.8): Суперкратон (неоархей/ранний палеопротерозой), Колумбия/Нуна (на рубеже 2 млрд лет) [Liu et al., 2022]. В неопротерозое отчетливо выделяется две доминирующие популяции циркона с возрастом 820-780 и 580 млн лет, отражающие этапы тектоно-магматической активности в пределах данной структуры.



Рисунок 6.8. Гистограмма возрастов метаморфических проявлений во времени, связанных с сборкой суперконтинентов [Liu et al., 2022].

Тектоно-магматические события на рубеже 800 млн лет широко развиты в пределах различных блоков, связанных с процессами протекающими в структурах суперконтинента Родиния, события на рубеже 580 млн лет, возможно связанны с субдукционными процессами [Руднев и др., 2015; Бродникова и др., 2021], но до настоящего момента не установлено их широкое проявление в ЦАСП.

Изучение грубообломочных пород раннего палеозоя юга Тувы позволили обосновано выделить этапы осадконакопления, магматизма и вулканизма, проявленные в южной части Тувинского сегмента ЦАСП, связанные с различными этапами его тектонического развития (рис. 6.9).

Проведено тестирование возможного сонохождения безымянного пока блока древней континентальной коры, в пределах которого происходило формирование изученных в данной работе грубообломочных пород осадочного и вулканогенного происхождения с другими блоками (микроконтинентами) ЦАСП. Совпадение известными континентальными одновозрастных событий тектоно-магматических активностей позволяют предполагать общие этапы в истории их развития. Для сопоставления использованы данные U-Pb датирования зерен циркона, изученных Є-О грубозернистых пород юга Тувы, а так же венд-кембрийских Улутауского континентального блока, Тувино-Монгольского терригенных пород микроконтинента и Дзабханского континентального блока (рис. 6.10) [Летникова и др., 2020; Школьник и др., 2023]. Для этих блоков на основе изотопно-геохимических исследований показано присутствие в их основании раннедокембрийской континентальной коры [Летникова и др., 2016; Ярмолюк, Дегтярев, 2019]. В неопротерозое эти континентальные блоки активно развивались с образованием вулкано-плутонических серий. Казалось бы, что на основе данных датирования вулканических и магматических комплексов, выходящих в настоящий момент на эрозионную поверхность, можно уверенно судить о их сонохождении в неопртерозое. Так, для этих микроконтиннетов, выявлен единый временной рубеж тектоно-магматической активности - 780-803 млн лет: Тувино-Монгольский - плагиограниты Сумсунурского комплекса (790 млн лет [Кузьмичев, 2004]) и вулканиты сархойской серии (782 млн лет [Кузьмичев и др., 2011]), Улутауский - гнейсограниты Жаункарского комплекса (803 млн лет [Третьяков и др., 2012]), вулканиты коксуйской серии (791 млн лет [Третьяков и др., 2012]) и щелочные граниты актасского комплекса (791 млн лет [Третьяков и др., 2015]), Дзабханского - вулканиты дзабханской серии (773-803 млн лет [Levashova et al., 2010]).



Рисунок 6.9. Этапы осадконакопления, магматизма и вулканизма, проявленные в южной части Тувинского сегмента ЦАСП, связанные с различными этапами его тектонического развития.



Рисунок 6.10. Гистограммы распределения изотопного возраста зерен циркона из Є-О пород юга Тувы (данные автора), позднедокембрийских отложений Улутауского континентального блока, Тувино-Монгольского микроконтинента и Дзабханского континентального блока [Летникова и др., 2020].

При этом анализ данных U-Pb датирования цирконов из позднедокембрийских осадочных последовательностей, включая микститы ледникового происхождения, показал о существенных различиях в неопротерозойской истории развития этих трех континентальных блоков. Наиболее активно тектоно-магматическая активизация протекала в пределах Улутауского континентального блока. Длительным был этап вулкано-плутонической деятельности в интервале 785-875 млн лет с максимумом на 810-860 млн и импульс щелочного магматизма 680 млн лет.

Время основного проявления тектоно-магматической активности в пределах Дзабханского континентального блока начинается с 900 млн лет и начинает затухать к 860 млн лет, ко времени начала основного этапа на Улутауском блоке. Тувино-Монгольский микроконтинент запаздывает с началом активизации и первый всплеск фиксируется на рубеже 825 млн лет, затем с некоторым затишьем начинается основной этап тектоно-магматической активизации с 790 до 760 млн лет с затуханием его к 735 млн лет.

Таким образом, проведенное сопоставление позволяет нам предполагать различную историю развития этих трех известных континентальных блоков в неопротерозое, несмотря на совпадение некоторых интервалов их историй развития. Реконструкция древнего континентального блока на юге Тувы на основе полученных в этой работе данных показывает его отличия в этапах тектоно-магматической активизации при совпадении отдельных временных интервалах в позднем и раннем докембрии.

Проведенные исследования показали, что вулканиты и граниты раннепалеозойских островодужных комплексов Таннуольской и Хамсаринской тектонических зон не участвовали в поставке обломочного материала при формировании кембрийских туфоконгломератов и конгломератов шурмакской и терегтигской свит юга Тувы. В терегтигский осадочный бассейн 530 млн лет назад в большом количестве поступал терригенный материал, образовавшийся в результате разрушения гранитов и вулканитов с возрастом 570-580 млн лет, древних, в том числе, рециклированных осадков и пород офиолитового Агардагского комплекса. Спустя 30 млн лет при формировании туфоконгломератов шурмакской свиты одним из основных поставщиков обломочного материала были тоналиты с возрастом 780-760 млн лет и андезиты, образовавшиеся в результате переработки палеопротерозойской континентальной коры, а также источниками базиты, связанные с смешанными мантийно-коровыми В магм. туфоконгломератах ордовика обломочный материал практически синхронен по времени образования с ними, представляя в целом собой единую вулкано-плутоническую серию, имеющую широкое площадное распространение и за пределами Тувы, но не связанной с процессами островодужного вулканизма Таннуольской и Хамсаринской тектонических зон.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе проведенных исследований раннепалеозойских грубообломочных пород юга Тувы, в составе терегтигской, шурмакской и адырташской свит, можно сделать следующие выводы:

1. Накопление валунно-галечных конгломератов терегтигской свиты проходило 520-530 млн лет назад, валунные туфоконгломераты шурмакской свиты образовались на рубеже 500 млн лет, валунно-галечные туфоконгломераты адырташской свиты имеют возраст 444 млн лет.

2. Геохимические и Sm-Nd-изотопные характеристики, данные U-Pb датирования цирконов указывают на формирование изученных грубообломочных пород в пределах древнего континентального блока.

3. На раннепалеозойском эрозионном срезе палеосуши этого блока в кембрии присутствовали неопротерозойские гранитоиды и базиты, в том числе, породы Агардагского комплекса офиолитов; в ордовике туфоконгломераты формировались в результате единого вулкано-плутонического события, где обломочный материал представлен фрагментами интрузивных и эффузивных пород более ранних эпизодов этого события.

Проведенные автором исследования уверенно показали широкое распространение в раннем палеозое грубообломочных пород осадочного и вулканогенного происхождения на юге Тувинского сегмента ЦАСП, образование которых происходило за счет магматической и осадочной переработки более древнего раннедокембрийского материала и связано с эволюцией древнего континентального блока. Полученные результаты ни в коем случае не перечеркивают поздневендской-раннекембрийской многочисленные исследования пород Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы. Логично предположить, что породы этой островодужной системы находятся в тектонических пластинах надвинутых на породы древнего континентального блока и его активных окраин, подобно аллохтону в Тункинских гольцах, где на породы Тувино-Монгольского микроконтинента надвинуты палеозойские осадочновулканогенные породы островных дуг и задуговых бассейнов [Боос, 1991; Беличенко и др., 2003].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров Г.П. и др. Геологическая карта СССР. Лист М-46-XVIII, XXIV. Объяснительная записка. - М., 1985. - 75 с.

2. Барабаш Н.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Юдин Д.С. ⁴⁰Аг/³⁹Аг-датирование деформаций трансформно-сдвигового этапа эволюции ранних каледонид западного Сангилена (юго-восточная Тува) // Доклады Академии наук. 2007. Т.414. №2. С. 226-232.

3. Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 6. С. 554-565.

4. 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.

5. Боос Р.Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1991. 144 с.

6. Бродникова Е.А., Ветров Е.В., Летникова Е.Ф., Иванов А.В., Руднев С.Н. Позднерифейские и вендские гранитоиды в источниках сноса раннекембрийских грубозернистых пород баянкольской свиты Систигхемского прогиба Тувы // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 6. С. 783–800.

7. Ветров Е.В., Черных А.И., Бабин Г.А. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточно-Таннуольского сектора Тувинского магматического пояса: геодинамическая позиция, возраст и металлогения // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 5. С. 641-665.

8. Ветров Е.В., Уваров А.Н., Вишневская И.А., Черняковская М.В., Ветрова Н.И., Жимулев Ф.И., Андреева Е.С. Строение, возраст, геохимический и изотопно-геохимический (Sm/Nd) состав серлигской свитыкембрия Таннуольского террейна Тувы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2020. Т. 41. №1. С. 81-94.

 Ветров Е.В., Уваров А.Н., Ветрова Н.И., Летников Ф.А., Вишневская И.А., Жимулев Ф.И. Петрогенезис деспенских вулканогенных образований среднепозднеордовикской вулканоплутонической ассоциации Таннуольского террейна (югозапад Тувы) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. №6. С. 782-799.

 Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 177-201. 11. Врублевский В.В., Никифоров А.В., Сугоракова А.М., Козулина Т.В. Мантийнокоровая природа раннепалеозойских щелочных интрузий Центрального Сангилена, Тува (по Nd, Sr, Pb, C, O изотопным данным) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 5. С. 591-605.

12. Гибшер А. С., Терлеев А. А. Региональная стратиграфия позднего докембрияраннего палеозоя Сангилена // Структурно-вещественные комплексы Юго-Восточной Тувы. Новосибирск, 1989. С. 3-26.

13. Гибшер А.С., Терлеев А.А. Стратиграфия верхнего докембрия юго-восточной Тувы и северной Монголии // Геология и геофизика. 1992. № 11. С. 26-34.

14. Гибшер А.С., Терлеев А.А. Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия Юго-Восточной Тувы и Северной Монголии // Геология и геофизика. 1992. № 11. С. 26-35.

15. Захарова Е.М. Атлас минералов россыпей. М.: ГЕОС, 2006. 276 с.

 Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Травин А.В., Белоусов Е.А., Шарыгин В.В., Конц
 Возраст камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса Западного Сангилена на основании Ar/Ar и U/Pb датирования // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 8. С. 999-1013.

17. Гордиенко И.В. Вулканизм различных геодинамических обстановок Центрально-Азиатского складчатого пояса // Литосфера. 2004. № 3. С. 4-16.

18. Гордиенко И.В. Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 2. С. 405-457.

19. 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.

20. Захарова Е.М. Атлас минералов россыпей. М.: ГЕОС, 2006. 276 с.

21. Иванов А.В. Строение и литологические особенности кембрийских отложений шурмакской свиты, юго-западная часть Сангиленского нагорья, Тува // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей: материалы IX Всероссийского литологического совещания. Казань: Издательство Казанского университета, 2019. С.166-167.

Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Прошенкин А.И., Бродникова Е.А.
 Возраст пород шурмакской свиты по данным U-Pb датирования цирконов методом LA-ICP-MS (Юго-Восточная Тува) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2020. Т.
 65. № 4. С. 702–716.

23. Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Ветров Е.В., Прошенкин А.И. Первые результаты геохимических исследований и U-Pb датирования цирконов пород адырташской свиты

позднего ордовика (юго-запад Тувы) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). 2020. вып.18. с. 128-129.

24. Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Маслов А.В., Ветрова Н.И. Раннекембрийские отложения континентальной окраины (юг Тувы, терегтигская свита): результаты U-Pb датирования детритовых цирконов и Sr-хемостратиграфии // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. DOI: 10.1134/S1028334X23601177.

25. Изох А.Э., Владимиров А.Г., Ступаков С.И. Магматизм Агардагской шовной зоны // Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы. Новосибирск, 1988. С. 19-75.

26. Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А. и др. Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири. Новосибирск, 2001. 68-72 с.

27. Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А. и др. Базитовый магматизм кемброордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири: материалы научно-практической конференции. Новосибирск, Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001а, с. 68-73.

28. Изох А.Э., Поляков Г.В., Мальковец В.Г., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Литасов Ю.Д., Гибшер А.А. Позднеордовикский возраст камптонитов агардагского комплекса Юго-Восточной Тувы //ДАН. 2001б. Т. 378. № 6. С. 1-4.

29. Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Шелепаев Р.А. и др. Габбро-гранитные ассоциации Западного Сангилена // Геология, магматизм и металлогения Центра Азии: Рудномагматические системы Сангилена (щелочные интрузивы, карбонатиты): материалы I Всерос. полевой конф. с междунар. участием. Кызыл, 2018. С. 39–43.

30. Кармышева И. В., Владимиров В. Г., Волкова Н. И., и др. Два типа высокоградного метаморфизма в западном Сангилене (юго-восточная Тува) // ДАН. 2011. Т 441, № 2. С. 230-235.

31. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.

32. 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.

33. Козаков И.К., Сальникова Е.Б. Натман А. и др. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 1. С 1–20.

34. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козловский А.М., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М., Яковлева С.З., Эрдэнэжаргал Ч. Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: 1. Геологические и геохронологические данные // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 227.

35. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Анисимова И.В., Федосеенко А.М., Яковлева С.З. Неопротерозойские магматические комплексы Сонгинского блока (Монголия): к проблеме образования и корреляции докембрийских террейнов Центрально-Азиатского орогенного пояса // Петрология. 2017. Т. 25. № 2. С. 362–394.

36. Козаков И.К., Азимов П.Я. Геодинамическая обстановка формирования гранулитов Сангиленского блока Тувино-Монгольского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Петрология. 2017а. Т. 25. № 6. С. 635-645.

37. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Азимов П.Я., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Стифеева М.В., Федосеенко А.М. Тектоническая позиция метаморфических поясов позднего неопротерозоя-раннего палеозоя в структуре Тувино-Монгольского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2019. Т. 27. № 1. С. 47-64.

38. Козаков И.К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования метаморфических комплексов юго-западной части Тувино-Монгольского террейна, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2021. Т. 29. № 4. С. 3-26.

39. Котляров А.В. Петрология офиолитовых ассоциаций Южной и Восточной Тувы. Диссертация на соискание ученой степени к.г.-м.н. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2010. 185 с.

40. Кузнецова Л.Г. Взаимодействие корового и мантийного вещества – источников редких элементов при формировании и эволюции раннепалеозойских богатых Li гранитнопегматитовых систем Юго-Восточной Тувы // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 12. С. 2079-2100.

41. Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П., Сергеев С.А., Дриль С.И. Возрастные рубежи проявления и особенности состава раннепалеозойского магматизма и связанных с ним редкометалльных пегматитов в юго-восточной части Сангиленского блока Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 2. С. 261-286.

42. Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П., Сергеев С.А., Дриль С.И. Возрастные рубежи проявления и особенности состава раннепалеозойского магматизма и связанных с ним

редкометалльных пегматитов в юго-восточной части Сангиленского блока Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. №2. С. 261-286.

43. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. – 192 с.

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

45. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. –М.: ГЕОС, 2002. 294 с.

46. Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Летников Ф.А., Караковский Е.А., Костицын Ю.А., Вишневская И.А., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Прошенкин А.И. Основные этапы тектоно-магматической активности Тувино-Монгольского микроконтинента в докембрии: данные U-Pb датирования цирконов // Доклады Академии наук. 2017. Т. 474. № 5. С. 599–604.

47. Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Иванов А.В., Вишневская И.А., Маслов А.В., Прошенкин А.И., Черкашина Т.Ю. Позднедокембрийские осадочные бассейны Тувино-Монгольского микроконтинента. – Новосибирск, 2020. 272 с.

48. Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В. П. и др. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде-раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 649-665.

49. Монгуш А.А., Лебедев В.И., Травин А.В., Ярмолюк В.В. Офиолиты Западной
Тувы – фрагмент поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана // ДАН. 2011а. Т. 438.
№ 6. С. 796-802.

50. Никифоров А.В., Иванова А.А., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козловский А.М., Хертек А.К., Плоткина Ю.В., Кудряшова Е.А., Галанкина О.Л., Поляков Н.А. Геохронология щелочных пород района Арысканского редкометального месторождения (Восточный Саян) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 508. № 2. С. 193-202.

51. Никишин А.М., Габдуллин Р.Р., Махатадзе Г.В., Худолей А.К., Рубцова Е.В. Битакские конгломераты как ключ для понимания среднеюрской геологической истории Крыма //Вестн. Моск. У-та. сер. 4. ГЕОЛОГИЯ. 2016. № 6. С. 20-27.

52. Овчинникова Г.В., Крылов Д.П., Козаков И.К. и др. Источники гранитоидов Тувино-Монгольского массива и его обрамления по данным изотопного состава свинца, неодима и кислорода // Петрология. 2009. Т. 17. № 6. С. 613-622.

53. Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды Геологического института РАН. 1949. Вып. 103. 91 с.

54. Петрова А.Ю., Костицын Ю.А. Возраст высокоградиентного метаморфизма и гранитообразования на Западном Сангилене // Геохимия. 1997. № 3. С. 343–347.

55. Петрова А.Ю., Костицын Ю.А. Сравнение U-Pb и Rb-Sr возрастов гранитоидов Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): полемический пересмотр опубликованных данных // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. Всероссийской конференции по изотопной геохронологии. М., 2001. С. 261-264.

56. Петрографический кодекс России. – 2008. С-Пб: ВСЕГЕИ, 203 с.

57. Пешков А.А., Чернышов А.И., Бестемьянова К.В. Минералогические особенности ультрамафитов агардагского массива (юго-восточная тыва) // Геосферные исследования. 2021. № 1. С. 33-48.

58. Полянский О. П., Изох А. Э., Семенов А. Н., Селятицкий А. Ю., Шелепаев Р. А., Егорова В. В. Термомеханическое моделирование формирования многокамерных интрузий для выявления связи плутонометаморфизма с габбро-диоритовыми массивами Западного Сангилена, Тува, Россия // Геотектоника. 2021. № 1. С. 3-22.

59. Прокопьев А.В., Худолей А.К., Королева О.В., Казакова Г.Г., Лохов Д.К., Малышев С.В., Зайцев А.И., Роев С.П., Сергеев С.А., Бережная Н.Г., Васильев Д.А. Раннекембрийский бимодальный магматизм на северо-востоке Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2016. т. 57. № 1. С. 199-224.

60. Ревяко Н.М., Костицын Ю.А., Бычкова Я.В. Взаимодействие расплава основного состава с вмещающими породами при формировании расслоенного интрузива Кивакка, Северная Карелия // Петрология. 2012. Т. 20. № 2. С. 115-135.

61. Резницкий Л.З., Ковач В.П., Бараш И.Г., Плоткина Ю.В., Ван К.-Л., Чун С.-Л. Возраст и источники терригенных пород Джидинского террейна: результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритовых цирконов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 5. С. 3–29.

62. Руднев С.Н. Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Бибикова Е.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В., Баянова Т.Б. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (В. Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 2. С. 3-33.

63. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. – 2013. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 300 с.

64. Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю. Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 9. С. 1572-1600.

65. Руднев С.Н., Мальковец В.Г., Белоусова Е.А., Третьякова И.Г., Гибшер А.А. Состав и возраст плагиогранитоидов южной части Озерной зоны Западной Монголии // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 11. С. 1513-1541.

66. Руднев С.Н., Туркина О.М., Семенова Д.В., Серов П.А. Условия формирования и источники расплавов ранненеопротерозойских гранитов северной части Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 2. С. 163–179.

67. Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Ковязин С.В., Котляров А.В. Физико-химические параметры неопротерозойского и раннекембрийского плюмового магматизма Палеоазиатского океана (данные по расплавным включениям) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 648-664.

68. Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В., Кужугет Р.В., Монгуш А.А. Кальцитовые ийолиты интрузива Чик-Хем (Тува, Россия) // Геология, магматизм и металлогения Центра Азии. 2018: рудно-магматические системы Сангилена (щелочные интрузивы, карбонатиты). Материалы I Всероссийской полевой конференции с международным участием. Сангилен, 2018. С. 104-108.

69. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Летникова Е.Ф., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Позднерифейский возраст Карсакпайского массива щелочных сиенитов Южного Улутау (Центральный Казахстан) // Доклады Академии наук. 2012. Т. 442. № 2. С. 219-222.

70. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Пилицына А.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Неопротерозойские риолиты Улугауского докембрийского массива (Центральный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // Доклады Академии наук. 2015. Т. 462. № 3. С. 325.

71. Хисамутдинова А.И., Захаров Д.О., Соловьев А.В. Источники сноса для базальных конгломератов Запдно-Камчатского осадочного бассейна: возраст и вещественный состав галек // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. №3. С. 78-92.

72. Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-Mz магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной массспектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.

73. Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Яковлев В.А. и др. Состав и U-Pb (LA-ICP-MS) изотопный возраст цирконов комбинированных даек Западного Сангилена (Тувино-Монгольский массив) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 1. С. 55-78. 74. Черных А.И., Ветров Е.В., Пихутин Е.А. Геологическое строение и металлогения западной части Восточно-Таннуольского рудного района (Республика Тыва) — на основе новых геохимических и изотопно-геохронологических данных // Отечественная геология. 2017. № 2. С. 4-21.

75. Шелепаев Р.А. Эволюция базитового магматизма Западного Сангилена (юговосточная Тува) // Автореферат на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук. 2006. Новосибирск: ГЕО. 22 с.

76. Шелепаев Р.А. Эволюция базитового магматизма Западного Сангилена (юговосточная Тува) // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геологоминералогических наук. Новосибирск, 2006а. 155 с.

77. Школьник С.И., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Аносова М.О. Источники сноса вендских высокоглиназемистых пород Тункинских гольцов, Восточный Саян: результаты изотопных, геохимических и минералогических исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 3. С. 27–47.

78. Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Прошенкин А.И. Этапы тектоно-магматической активизации в зоне сочленения Сибирской платформы и Таннуольско-Хасаринского сегмента ЦАСП: (по результатам U-Pb изотопных исследований //Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 498. № 2. С. 115–120.

79. Школьник С.И., Беляев В.А., Летникова Е.Ф., Демонтерова Е.И., Брянский Н.В., Колесов К.К., Иванов А.В. Бутугольская глыба — экзотический докембрийский блок в строении фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента (Восточный Саян) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 510. № 2. С. 127–133.

80. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады Академии наук. 2003. Т. 389. № 3. С. 354-359.

81. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Анисимова И.В., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козаков И.К., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Котов А.Б., Плоткина Ю.В., Терентьева Л.Б., Яковлева С.З. Позднерифейские щелочные граниты Дзабханского микроконтинента: к оценке времени распада Родинии и формирования микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады Академии наук. 2008. Т. 420. № 3. С. 375-381.

82. Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции. // Геотектоника. 2019. № 1. С. 3-43.

83. Copeland P. On the use of geochronology of detrital grains in determining the time of deposition of clastic sedimentary strata // Basin Research. 2020. V. 32. P. 1532–1546.

84. 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.

85. Eby G.N. Chemical Subdivision of the A-Type Granitoids: Petrogenetic and Tectonic Implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641-644.

86. Figueiredo F.T., Almeida R.P., Freitas B.T., Marconato A., Carrera S.C., Turra B. Tectonic activation, source area stratigraphyand provenance changes in a rift basin: the Early CretaceousTucano Basin (NE-Brazil) // Basin Research. 2016. V. 28. P. 433–445.

87. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material implications for crystal evolution // Earth Plan. Sci. Lett., 1988, v. 87, p. 249-265.

88. Griffin W. L., Powell W. J., Pearson N. J., O'Reilly S. Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS. In: P. J. Sylvester, ed., Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: current practices and outstanding issues // Mineral. Assoc. Canada. Short Course. 2008. V. 40. P. 308–311.

89. Halverson G.P., Dudás F.Ö., Maloof A.C., Bowring S.A. Evolution of the 87Sr/86Sr composition of Neoproterozoic seawater // Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol. 2007. V. 256. № 3–4. P.103–129.

90. Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. Neoproterozoic chemostratigraphy // Precambrian Res. 2010. V. 182. P. 337–350.

91. Hinchey A.M. Lithofacies architecture and paleoenvironment of a Paleoproterozoic volcano-sedimentary sequence: Insight into rift-related volcanism during supercontinent assembly // Precambrian Research. 2021. V. 367. 106443.

92. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137-150.

93. Khukhuudei U., Kusky T., Otgonbayar O., Wang L. The Early Palaeozoic megathrusting of the Gondwana-derived Altay–Lake zone in western Mongolia: implications for the development of the Central Asian Orogenic Belt and Paleo-Asian ocean evolution // Geological Journal. 2020. V. 55. № 3. P. 2129–2149.

94. Lamminen J., Andersen T., Nystuen J.P. Provenance and rift basin architecture of the Neoproterozoic Hedmark Basin, South Norway inferred from U–Pb ages and Lu–Hf isotopes of conglomerate clasts and detrital zircons // Geol. Mag. 2015. V. 152. №1. P. 80–105.

95. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram // Journal of Petrology. 1986. № 27. P. 745-750.
96. Levashova N. M., Kalugin V. M., Gibsher A. S. Yff Y, Ryabinin A.B., Meert D.Y, Malone S.Y. // The origin of the Baydaric microcontinent, Mongolia: Constraints from paleomagnetism and geochronology // Tectonophysics. 2010. V. 485. P. 306-320.

97. Liu Y., Gao. S., Hu Z., Gao. C., Zong K., Wang D. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the trans-North China orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths // Journal of Petrology. 2010. V. 51. P. 537-571.

98. Ludwig K. R. Isoplot 3.0. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. – 2003. Berkley Geochron. CenterSpec. Publ., 4.

99. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. V. 101. №5. P. 635-643.

100. Melezhik V.A., Ihlen P.M., Kuznetsov A.B., Gjelle S., Solli A., Gorokhov I.M., Fallick A.E., Sandstad J.S., Bjerkgård T. Pre-Sturtian (800–730 Ma) depositional age of carbonates in sedimentary sequences hosting stratiform iron ores in the Uppermost Allochthon of the Norwegian Caledonides: a chemostratigraphic approach // Precambrian Res. 2015. V. 261. P. 272–299.

101. Mtelela C., Roberts E.M., Downie R., Hendrix M.S. Interplay between structural, climatic and volcanic controls on Quaternary lacustrine-deltaic sedimentation patterns in the Western Branch of the East African Rift System, Rukwa rift, Tanzania // J. Sediment. Res. 2016. V. 86. P. 1179-1209.

102. Obrist-Farner J., Yang W. Provenance and depositional conditions of fluvial conglomerates and sandstones and their controlling processes in a rift setting, mid-Permian lower and upper Quanzijie low order cycles, Bogda Mountains, NW China // Journal of Asian Earth Sciences. 2017. V. 138. P. 317-340.

103. 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.

104. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to Ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. P. 14–48.

105. 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. // Contrib. Mineral Petrol. 2002. V. 143. P. 154-174.

106. Rino S., Kon Y., Sato W, Maruyama S., Santosh M, Zhao D. The Grenvillian and Pan-African orogens: World's largest orogenies through geologic time, and their implications on the origin of superplume // Gondwana Research. 2008. V. 14. № 1-2. P. 51-72. 107. Santos M.S.M, Almeida R.P, Godinho L.P.S., Marconato A., Mountney N.P. Distinct styles of fluvial deposition in a Cambrian rift basin // Sedimentology. 2014. V. 61. P. 881–914.

108. Schobel S., Sharma K.K., Horbrand T., Bohm T., Donhauser I., Wall H. Continental rift-setting and evolution of Neoproterozoic Sindreth Basin in NW-India // J. Earth Syst. Sci. 2017. V. 126. № 90. P.1-17.

109. Staddon L.G., Parkinson I.J., Cavosie A.J., Elliott T, Valley J.W., Fournelle J, Kemp A I. S., Shirey S.B. Detrital chromite from Jack Hills, Western Australia: signatures of metamorphism and constraints on provenance // Journal of Petrology. 2021. V. 62. №. 12. P. 1–30.

110. Turner S.A. Sedimentary record of Late Neoproterozoic rifting in the NW Tarim Basin, China // Precambrian Research. 2010. V. 181. P. 85–96.

111. Uhlein G.J., Uhlein A., Stevenson R., Halverson J.P., Caxito F.A., Cox J.M. Early to late Ediacaran conglomeratic wedges from a complete foreland basin cycle in the southwest São Francisco Craton, Bambuí Group, Brazil // Precambrian Research. V. 299. P. 101–116.

112. Wang J.-G., Hu H.-M., Garzanti E., Wu F.-Y. Upper Oligocene–Lower Miocene Gangrinboche Conglomerate in the Xigaze Area, Southern Tibet: Implications for Himalayan Uplift and Paleo-Yarlung-Zangbo Initiation // Journal of Geology. 2013. V. 121. № 4. P. 425-444.

113. Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Product Using Immobile Elements // Chemical Geology. 1977. V. 20. P. 325-343.

114. Xia X., Sun M., Geng H., Sun Y., Wang Y., Zhao G. Quasi-simultanious determination of U-Pb and Hf isotope compositions of zircon by excimer laser-ablation multiple-collector ICPMS // Journal of Analytical Atomic Spectroscopy. 2011. V. 26. P. 1868-1871.

115. Yaseen N., Peaseb V., Jarrara J.N., Whitehouse M. U–Pb detrital zircon provenance of the Saramuj Conglomerate Jordan, and implications for the Neoproterozoic evolution of the Red Sea region // Precambrian Research. 2013. V. 239. P. 6–23.

116. Yuan H.-L, Gao S., Dai M.-N., Zong C.-L., Günther D, Fontaine G.H., Liu H.-M., Diwu S.R. Simultaneous determinations of U–Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS // Chemical Geology. 2008. V. 247. P. 100–118.

117. Zhao P., Xu B., Zhang C. A rift system in southeastern Central Asian Orogenic Belt: Constraint from sedimentological, geochronological and geochemical investigations of the Late Carboniferous-Early Permian strata in northern Inner Mongolia (China) // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 342–357.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Приложение 1. Конкордатные значения U-Pb датирования зерен циркона из пород терегтигской свиты (n=86) Примечание. D- дискордантность. При оценке возраста более 1 млрд лет использовались данные по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶ Pb. менее 1 млрд лет по ²⁰⁶Pb/²³⁸U.

Номер точки анализа		Изотопные отношения ± 1σ			Возраст по отношению ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U. млн	D. %
	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb			
И-24-18-92	0.08547±0.00128	0.70606±0.0161	0.05992±0.00124	600.3±89.8	528.8±15.3	-2.5
И-24-18-37	0.08643±0.00124	0.67659±0.01682	0.05678±0.00135	482.7±104.8	534.5±14.7	1.8
И-24-18-14	0.08667±0.00119	0.69711±0.0125	$0.05834 {\pm} 0.00093$	542.2±69.4	535.9±14.1	-0.2
И-24-18-79	0.08707±0.00129	0.71051±0.01499	0.05919±0.00111	573.8±81.7	538.3±15.2	-1.3
И-24-18-84	0.0875±0.0013	0.69056±0.01305	0.05724±0.00091	500.6±70.2	540.8±15.4	1.4
И-24-18-49	0.09035±0.0013	0.70349±0.01331	$0.05647 {\pm} 0.00093$	470.7±73.1	557.7±15.4	3.1
И-24-18-42	0.09043±0.00124	0.74233±0.01245	$0.05954 {\pm} 0.00086$	586.6±62.6	558.2±14.6	-1
И-24-18-35	0.09102±0.00129	0.71466±0.01737	0.05695±0.00132	489.2±102.2	561.7±15.2	2.6
И-24-18-38	0.09112±0.00139	0.79714±0.02644	0.06345 ± 0.00207	723.1±138.6	562.2±16.4	-5.5
И-24-18-59	0.09116±0.00131	0.73389±0.01801	0.0584±0.00136	544.3±101.6	562.5±15.4	0.6
И-24-18-58	0.09145±0.00132	$0.77787 {\pm} 0.02085$	0.0617±0.00158	663.3±109.8	564.2±15.6	-3.4
И-24-18-08	0.09159±0.00134	0.7617±0.01984	0.06032±0.00149	614.8±106.7	565±15.8	-1.7
И-24-18-48	0.09171±0.00125	0.7737±0.01482	0.06119±0.00107	645.5±75.3	565.8±14.8	-2.8
И-24-18-44	0.09206±0.00124	0.75288±0.01265	$0.05932 {\pm} 0.00087$	578.5±63.9	567.8±14.7	-0.4
И-24-18-34	0.09209±0.00134	$0.74281 {\pm} 0.01492$	0.05851±0.00105	548.5±78.2	568±15.8	0.7
И-24-18-47	0.09231±0.00125	0.75024±0.01205	$0.05895 {\pm} 0.00081$	565±59.6	569.3±14.7	0.1
И-24-18-39	0.0924±0.00138	0.76047±0.01521	0.0597±0.00104	592.1±75.7	569.8±16.2	-0.8
И-24-18-46	0.09244±0.00129	0.76099±0.01632	0.05971±0.00119	592.6±86.5	570.1±15.2	-0.8
И-24-18-36	0.09249±0.00135	0.7289±0.01719	0.05716±0.00126	497.3±97	570.4±15.9	2.6
И-24-18-09	0.09254±0.00129	0.76272±0.01475	0.05978±0.00104	595.4±75.2	570.6±15.2	-0.9
И-24-18-41	0.09262±0.00126	0.7705±0.01268	0.06034 ± 0.00085	615.4±61.1	571.1±14.8	-1.5
И-24-18-62	0.09278±0.00142	$0.74098 {\pm} 0.02557$	0.05793±0.00195	526.7±147.6	572.1±16.8	1.6

И-24-18-01	0.09281±0.00132	0.73609±0.01473	0.05753±0.00104	511.4±79.1	572.2±15.6	2.2
И-24-18-45	0.09297±0.00125	0.76625±0.01296	$0.05978 {\pm} 0.00089$	595.3±64.6	573.2±14.7	-0.8
И-24-18-06	0.09315±0.00137	0.73392±0.02208	0.05715±0.00166	496.9±128.3	574.2±16.2	2.7
И-24-18-51	0.09328±0.00129	0.75854±0.01125	$0.05898 {\pm} 0.00069$	566±50.7	575±15.3	0.3
И-24-18-26	0.09336±0.00145	0.76121±0.01951	0.05915±0.00142	571.9±104.2	575.5±17.1	0.1
И-24-18-13	0.09347±0.00134	0.77522±0.01537	0.06015±0.00106	608.8±76.3	576.2±15.8	-1.1
И-24-18-07	0.09348±0.00128	0.77904±0.01316	0.06045 ± 0.00088	619.3±62.7	576.2±15.1	-1.5
И-24-18-73	0.0935±0.00146	0.81768±0.02083	0.06343±0.00149	722.3±99.6	576.3±17.2	-5
И-24-18-50	0.0936±0.00139	0.76655±0.01271	$0.0594{\pm}0.00077$	581.4±56.1	576.9±16.4	-0.2
И-24-18-04	$0.09363 {\pm} 0.00131$	0.76378±0.01462	0.05917±0.00101	572.9±74.4	577.1±15.4	0.1
И-24-18-69	0.09371±0.00136	0.74747±0.01535	0.05786±0.00107	523.9±81.5	577.6±16	1.9
И-24-18-10	0.09377±0.00131	0.74207±0.01331	$0.0574 {\pm} 0.00089$	506.6±68.5	577.9±15.4	2.5
И-24-18-20	0.09385±0.00136	0.77433±0.01866	0.05985±0.00136	597.6±98.7	578.4±16	-0.7
И-24-18-12	0.09387±0.00131	0.75576±0.01319	$0.0584{\pm}0.00088$	544.4±65.6	578.5±15.4	1.2
И-24-18-15	0.09395±0.00131	0.75886±0.01344	0.05859±0.0009	551.4±67.2	579±15.4	1
И-24-18-11	0.09423±0.00139	0.76577±0.01603	0.05895±0.0011	564.7±81.3	580.6±16.4	0.6
И-24-18-16	0.0948±0.00132	0.76628±0.01268	$0.05863 {\pm} 0.00081$	552.9±60.2	584±15.6	1.1
И-24-18-29	0.09488±0.00134	0.77071±0.01343	0.05892 ± 0.00088	563.8±64.7	584.4±15.7	0.7
И-24-18-05	0.09497±0.00133	0.77778±0.01292	0.05941±0.00083	581.6±60.4	584.9±15.7	0.1
И-24-18-21	$0.09498 {\pm} 0.00154$	0.79401±0.02529	0.06063±0.00186	625.9±132.4	585.1±18.1	-1.4
И-24-18-53	0.09508±0.00136	0.76899±0.01365	$0.05866 {\pm} 0.00088$	554.2±65.8	585.6±16	1.1
И-24-18-68	$0.09508 {\pm} 0.0014$	0.7883±0.02011	0.06013±0.00146	608±104.8	585.6±16.4	-0.8
И-24-18-52	0.09511±0.00136	0.77287±0.0145	0.05895±0.00097	564.7±71.8	585.8±16	0.7
И-24-18-67	0.09522±0.00142	0.74555±0.01778	0.05679±0.00126	483.1±97.9	586.4±16.7	3.7
И-24-18-56	0.09523±0.00138	0.7775±0.01308	0.05922±0.00082	574.8±59.9	586.5±16.2	0.4
И-24-18-80	0.09529±0.00143	0.78243±0.01883	0.05956±0.00132	587.2±96.1	586.8±16.9	0
И-24-18-78	0.09545±0.00141	0.78377±0.0142	0.05956±0.00089	587.3±65	587.8±16.6	0
И-24-18-83	0.0955±0.00147	0.78219±0.01934	0.05941±0.00135	581.7±98.8	588.1±17.2	0.2
И-24-18-95	$0.09553{\pm}0.00158$	0.80249±0.03073	0.06093±0.00228	636.4±161.2	588.3±18.5	-1.7
И-24-18-27	0.09553±0.00133	0.78081±0.01577	0.05928±0.0011	577.2±80.4	588.3±15.7	0.4
И-24-18-81	0.09553±0.00144	0.76978±0.01849	0.05845±0.00129	546.1±96.6	588.3±16.9	1.5

И-24-18-31	0.09561±0.00149	0.75845±0.02015	0.05754±0.00144	511.8±109.7	588.7±17.5	2.7
И-24-18-82	0.09567±0.0014	0.79138±0.01511	0.06±0.00099	603.1±71.4	589.1±16.4	-0.5
И-24-18-60	0.09569±0.00139	0.77119±0.01243	0.05845±0.00075	546.4±55.7	589.2±16.3	1.5
И-24-18-03	0.09577±0.00136	0.77372±0.01644	$0.0586 {\pm} 0.00114$	551.8±85.1	589.7±16	1.3
И-24-18-87	0.09587±0.00141	0.7821±0.01611	$0.05918{\pm}0.00108$	573.1±79.5	590.2±16.6	0.6
И-24-18-74	0.09594±0.00141	0.80063±0.0141	$0.06053 {\pm} 0.00087$	622.1±62.3	590.7±16.5	-1.1
И-24-18-64	0.09596±0.00135	0.7537±0.01511	$0.05697 {\pm} 0.00104$	489.8±80.2	590.8±15.8	3.6
И-24-18-75	0.09607±0.00144	$0.80877 {\pm} 0.01503$	0.06106 ± 0.00094	641.1±66.1	591.4±16.9	-1.7
И-24-18-93	0.09616 ± 0.00148	0.78678±0.01561	$0.05935 {\pm} 0.00099$	579.5±72.3	592±17.4	0.4
И-24-18-22	0.09622±0.00142	0.83758±0.01915	0.06314±0.00134	712.4±89.9	592.4±16.6	-4.1
И-24-18-89	0.09628±0.00142	0.80246±0.0141	0.06045 ± 0.00087	619.5±61.9	592.7±16.6	-0.9
И-24-18-71	0.09638±0.00151	0.7665 ± 0.02439	0.05769±0.00178	517.5±135.7	593.2±17.7	2.7
И-24-18-18	0.09647±0.0014	0.77457±0.0178	0.05824±0.00124	538.4±93.2	593.8±16.5	1.9
И-24-18-65	0.09656±0.00139	0.78992±0.0164	0.05934±0.00112	579±82.2	594.3±16.3	0.5
И-24-18-76	0.09658±0.00141	0.79143±0.01366	$0.05944 {\pm} 0.00083$	582.7±60.7	594.5±16.6	0.4
И-24-18-72	0.09687±0.00134	0.78039±0.01316	$0.05843 {\pm} 0.00084$	545.6±63.1	596.2±15.8	1.8
И-24-18-23	0.09696±0.00135	0.78412±0.01282	0.05865±0.00079	554±59.1	596.7±15.9	1.5
И-24-18-55	0.09699±0.00147	0.76239 ± 0.02779	0.05701±0.00204	491.7±157.9	596.9±17.3	3.7
И-24-18-57	0.09712±0.0014	0.79395±0.01326	$0.05929 {\pm} 0.00081$	577.6±59.5	597.6±16.4	0.7
И-24-18-66	0.09724±0.0014	0.79952±0.01618	0.05964±0.00109	590.1±79.1	598.3±16.5	0.3
И-24-18-91	0.09737±0.00142	0.79876±0.01387	$0.0595 {\pm} 0.00085$	585.2±61.7	599.1±16.6	0.5
И-24-18-63	0.09748±0.00138	0.80263±0.01456	$0.05972 {\pm} 0.00094$	593.2±68.4	599.7±16.2	0.2
И-24-18-90	0.09777±0.00154	0.79373±0.02582	0.05889±0.00185	562.6±136.9	601.4±18	1.4
И-24-18-24	$0.09779 {\pm} 0.0014$	0.81273±0.01669	0.06028±0.00112	613.3±80.3	601.6±16.4	-0.4
И-24-18-61	0.09821±0.00131	0.8064±0.01343	$0.05956 {\pm} 0.00087$	587.1±63.8	604±15.4	0.6
И-24-18-94	0.09861±0.00144	0.80734±0.01569	0.05938±0.001	580.8±73.3	606.4±16.9	0.9
И-24-18-32	0.09883±0.00163	0.8168±0.02932	0.05995±0.00211	601.3±152.5	607.7±19.1	0.2
И-24-18-70	0.09911±0.00144	0.79364±0.01734	0.05808±0.00117	532.5±88	609.3±16.9	2.7
И-24-18-86	0.09997±0.00151	0.83447±0.02001	0.06054±0.00134	622.6±95.5	614.4±17.6	-0.3
И-24-18-96	0.10686±0.00166	0.88961±0.0217	0.06038±0.00135	617±96.4	654.6±19.3	1.3
И-24-18-25	0.14696±0.00193	1.40752±0.01984	$0.06947 {\pm} 0.0008$	912.5±47.4	884±21.6	-0.9

И-24-18-88	0.23598±0.00339	2.83605±0.04766	0.08717±0.0012	1364.1±52.9	1365.9±35.3	0.1
И-24-18-85	0.2695±0.00403	3.461±0.0637	0.09315±0.00143	1490.7±58	1538.4±40.9	3.2

Приложение 2. Строение зерен циркона в катодоилюминисцентном изображении пробы матрикса конгломератов терегтигской свиты



Приложение 3. Конкордатные значения U-Pb датирования зерен циркона из пород терегтигской свиты (n=29)
Примечание.D- дискордантность. При оценке возраста более 1 млрд лет использовались данные по отношению ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb. менее 1 млрд лет
$\pi o^{206} Pb/^{238} U.$

Номер точки	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$			Возраст по	Возраст по	D. %
анализа				отношению	отношению	
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb. млн	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U. млн	
	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	лет $\pm 1\sigma$	лет $\pm 1\sigma$	
K42-19-01	0.08782±0.00169	0.70571±0.01999	0.05827±0.00172	539.4±63.9	542.6±10.1	-0.1
К42-19-02	0.0901±0.00165	0.72849 ± 0.01444	0.05863±0.00122	553.5±44.8	556.1±9.7	-0.1
К42-19-03	0.09278±0.00171	0.77361±0.01526	0.06047±0.00125	620.3±43.8	571.9±10.1	1.7
К42-19-04	0.09305±0.00178	0.78431±0.02018	0.06112±0.00164	643.6±56.5	573.6±10.5	2.5
К42-19-05	0.09348±0.00171	0.75944±0.01484	0.05892±0.00121	564±44.1	576.1±10.1	-0.4
К42-19-06	0.09386±0.00172	0.76129±0.01447	0.05882±0.00117	560.4±42.7	578.3±10.1	-0.6
К42-19-07	0.09436±0.00172	0.75704±0.01426	0.05818±0.00115	536±43.3	581.2±10.1	-1.5
К42-19-08	0.09438±0.00172	0.77004±0.01447	0.05916±0.00116	573.1±42.2	581.4±10.1	-0.3
К42-19-09	0.09453±0.00173	0.77933±0.01547	0.05978±0.00124	595.2±45	582.3±10.2	0.5
К42-19-10	0.09457±0.00173	0.76315±0.01442	0.05852±0.00116	549.1±42.5	582.5±10.1	-1.2
К42-19-11	0.09474±0.00173	0.75883±0.01503	0.05808±0.00121	532.4±45.4	583.5±10.2	-1.7
К42-19-12	0.09494±0.00176	0.78247±0.01681	0.05976±0.00134	594.7±48.3	584.7±10.3	0.4
К42-19-13	0.09633±0.00175	0.77715±0.01464	0.0585±0.00116	548.6±42.7	592.9±10.2	-1.5
К42-19-14	0.09662±0.00177	0.77376±0.0145	0.05807±0.00114	532±42.7	594.6±10.3	-2.1
К42-19-15	0.12824±0.00236	1.13761±0.0222	0.06433±0.00131	752.4±42.4	777.8±13.4	-0.8
К42-19-16	0.13899±0.00255	1.26004 ± 0.02444	0.06574±0.00134	798.2±4	838.9±14.4	-1.3
К42-19-17	0.18477±0.00338	1.92064±0.03691	0.07538±0.00152	1078.7±39.9	1093±18.4	-0.4
К42-19-18	0.34044±0.00625	5.30679±0.10022	0.11304±0.00223	1848.8±35.2	1888.8±30.1	-1.0
К42-19-19	0.33837±0.00622	5.30852±0.10217	0.11377±0.00229	1860.4±36	1878.8±29.9	-0.5
К42-19-20	0.34131±0.00629	5.38671±0.10291	0.11445±0.00228	1871.2±35.5	1893±30.2	-0.5
К42-19-21	0.33956±0.00619	5.41047±0.10203	0.11555±0.00229	1888.4±35.3	1884.5±29.8	0.1
К42-19-22	0.38449±0.00702	8.53895±0.15972	0.16105±0.00316	2466.7±32.8	2097.2±32.7	9.2
К42-19-23	0.47911±0.00876	12.11089±0.22606	0.18331±0.00358	2683±32	2523.4±38.2	3.6

К42-19-24	0.54098±0.01016	14.52177±0.28906	0.19466±0.00407	2781.9±33.8	2787.5±42.5	-0.1
К42-19-25	0.54053±0.0102	14.69178±0.29486	0.1971±0.00415	2802.3±34	2785.7±42.7	0.4
К42-19-26	0.54129±0.00993	14.74895±0.2782	0.19759±0.00391	2806.4±32	2788.8±41.5	0.4
К42-19-27	0.57521±0.01049	16.404±0.30472	0.20681±0.00403	2880.7±31.3	2929.2±42.9	-1.0
К42-19-28	0.25404±0.00464	3.86421±0.0721	0.11031±0.00215	1804.4±35.1	1459.3±23.9	10.1
К42-19-29	0.19639±0.00358	2.85855±0.05324	0.10555±0.00206	1723.9±35.4	1155.9±19.3	18.6

Приложение 4. Строение зерен циркона в катодоилюминисцентном изображении пробы кварцевого гравелита терегтигской свиты



Приложение 5. Конкордатные значения U-Pb датирования зерен циркона из пород терегтигской свиты (n=19)
Примечание. D- дискордантность. При оценке возраста более 1 млрд лет использовались данные по отношению ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb. менее 1 млрд лет
$\pi o^{206} Pb/^{238} U.$

Номер точки	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$			Возраст по	Возраст по	D. %
анализа				отношению 207рь /206 рь	отношению 206 рь /238 ц	
				207 Рб/200 Рб. МЛН	200 Pb/200 U. МЛН	
	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	лет $\pm 1\sigma$	лет $\pm 1\sigma$	
КГЗ-01	0.09244±0.00139	0.77686±0.01552	0.06104±0.00146	640.6±50.7	569.9±8.2	2.42
КГЗ -02	0.09312±0.00146	0.76667±0.0193	0.0598±0.00172	596.4±61	573.9±8.6	0.69
КГЗ -03	0.0933±0.00137	0.77806 ± 0.01378	$0.06057 {\pm} 0.00133$	624.1±46.7	575±8.1	1.63
КГЗ -04	0.09336±0.00141	0.76706 ± 0.01609	$0.05967 {\pm} 0.00148$	591.8±52.9	575.4±8.3	0.47
КГЗ -05	0.09366±0.0014	0.80139 ± 0.01548	$0.06215 {\pm} 0.00145$	679.1±49.1	577.1±8.3	3.55
КГЗ -06	0.09374±0.0014	0.76627 ± 0.01412	$0.05937 {\pm} 0.00133$	580.8±48.1	577.6±8.2	0
КГЗ -07	0.09375±0.0014	0.77216±0.01378	0.05982±0.00131	597.2±46.8	577.7±8.2	0.57
КГЗ -08	$0.09392{\pm}0.00142$	0.80231 ± 0.01583	0.06204 ± 0.00146	675.6±49.6	578.7±8.4	3.35
КГЗ -09	0.09393±0.00141	$0.77857 {\pm} 0.01478$	0.0602 ± 0.00138	610.9±48.8	578.7±8.3	1.07
КГЗ -10	0.09396±0.0014	$0.77198 {\pm} 0.01411$	$0.05968 {\pm} 0.00133$	591.8±47.6	578.9±8.3	0.35
КГЗ -11	0.09404 ± 0.00145	0.77097±0.01739	0.05955±0.00156	587.1±55.8	579.4±8.6	0.156
КГЗ -12	0.09404±0.00139	0.78501±0.01362	0.06063±0.00131	626.1±45.8	579.4±8.2	1.54
КГЗ -13	$0.09414{\pm}0.00143$	0.76641±0.01573	$0.05913 {\pm} 0.00144$	571.8±51.9	580±8.4	-0.4
КГЗ -14	$0.09418 {\pm} 0.00139$	0.76736±0.01343	$0.05918 {\pm} 0.00128$	573.5±46.4	580.2±8.2	-0.34
КГЗ -15	$0.0942{\pm}0.00141$	0.76618±0.0139	$0.05908 {\pm} 0.00131$	569.9±47.5	580.3±8.3	-0.47
КГЗ -16	0.09465±0.00139	0.76689±0.01274	0.05885±0.00123	561.5±44.9	583±8.2	-0.86
КГЗ -17	0.09485±0.0014	0.77564±0.01367	0.05939±0.0013	581.5±46.7	584.2±8.2	-0.21
КГЗ -18	0.09505±0.00142	0.76839±0.01493	0.05871±0.00138	556.5±50.3	585.3±8.4	-1.11
КГЗ -19	0.09513±0.00141	0.78241±0.01489	0.05974±0.00138	594.1±49.3	585.8±8.3	0.19

Приложение 6. Конкордатные значения U-Pb датирования зерен циркона из пород терегтигской свиты (n=20)		
Примечание. D- дискордантность. При оценке возраста более 1 млрд лет использовались данные по отношению ²⁰⁷	Рb/206 Рb. менее 1	млрд лет
$\pi o^{206} Pb/^{238} U.$		

Номер точки анализа	Изотопные отношения ± 1σ			Возраст по отношению ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb. млн	Возраст по отношению ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U. млн	D. %
	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	лет $\pm 1\sigma$	лет $\pm 1\sigma$	
МЗГ-01	0.09317±0.0014	0.76092±0.01278	0.05932±0.00123	578.9±44.5	574.2±8.23	0.1
МЗГ-02	$0.0934{\pm}0.0014$	0.76808±0.01269	0.05973±0.00123	594±43.88	575.6±8.24	0.5
МЗГ-03	0.09343 ± 0.0014	$0.76763 {\pm} 0.01302$	0.05968±0.00125	591.9±44.8	575.8±8.24	0.5
МЗГ-04	0.09356±0.00139	0.76592±0.01199	0.05946±0.00118	584±42.49	576.5±8.18	0.2
МЗГ-05	0.09358±0.0017	0.82129±0.02916	$0.06374 {\pm} 0.00246$	733.2±79.61	576.7±10.05	5.6
МЗГ-06	0.09361±0.0014	0.76521±0.01286	0.05937±0.00123	580.8±44.55	576.9±8.26	0.0
МЗГ-07	0.09368±0.00142	0.76967±0.01518	$0.05968 {\pm} 0.0014$	591.8±50.2	577.2±8.37	0.4
МЗГ-08	0.09372±0.0014	0.76769±0.01238	$0.05949 {\pm} 0.0012$	585.2±43.3	577.5±8.22	0.2
МЗГ-09	0.09378±0.00139	0.7638±0.01276	0.05915±0.00123	572.7±44.73	577.9±8.19	-0.3
МЗГ-10	0.09384±0.0014	$0.77418 {\pm} 0.01318$	0.05992 ± 0.00126	600.7±45.05	578.2±8.22	0.7
МЗГ-11	0.09388±0.00138	0.76488±0.01206	$0.05918{\pm}0.00119$	573.6±43.05	578.4±8.13	-0.3
МЗГ-12	0.09395±0.0014	0.77468±0.01359	$0.05989 {\pm} 0.00129$	599.6±45.98	578.8±8.27	0.6
МЗГ-13	0.09396±0.00139	0.75951±0.01185	$0.05871 {\pm} 0.00117$	556.5±42.72	578.9±8.17	-0.9
МЗГ-14	0.09401±0.0014	0.76592±0.01252	0.05918±0.00121	573.6±43.86	579.2±8.24	-0.3
МЗГ-15	0.09405±0.00139	0.7655±0.01243	0.05912±0.00121	571.5±43.87	579.4±8.19	-0.4
МЗГ-16	0.09405±0.00139	0.76443±0.01202	$0.05903{\pm}0.00118$	568.4±42.78	579.5±8.2	-0.5
МЗГ-17	0.09405 ± 0.00139	0.76706 ± 0.01227	0.05924±0.0012	575.8±43.29	579.5±8.2	-0.2
МЗГ-18	0.09408±0.0014	0.76859±0.01236	0.05934±0.0012	579.6±43.22	579.6±8.26	-0.1
МЗГ-19	0.09423±0.00139	0.76321±0.01196	0.05882±0.00117	560.6±42.87	580.5±8.18	-0.8
МЗГ-20	0.09482±0.0014	0.76507±0.0121	0.0586±0.00117	552.4±42.65	584±8.24	-1.2

Приложение 7. Конкордатные значения U-Pb датирования зерен циркона из пород терегтигской свиты (n=6) Примечание. D- дискордантность. При оценке возраста более 1 млрд лет использовались данные по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶ Pb. менее 1 млрд лет по ²⁰⁶Pb/²³⁸U.

Номер точки анализа	Изотопные отношения ± 1σ			Возраст по отношению ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb. млн	Возраст по отношению ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U. млн	D. %
	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	лет ± 1σ	лет $\pm 1\sigma$	
КВ-01	0.08862±0.00138	0.73415±0.01805	0.06017±0.0017	609.6±59.8	547.4±8.2	2.12
КВ -02	0.08911±0.00137	0.72731±0.01675	0.05928±0.00159	577.4±57.1	550.3±8.1	0.9
КВ-03	0.09192±0.00136	0.75771±0.01431	$0.05987 {\pm} 0.00138$	598.9±49.1	566.9±8.1	1.1
КВ -04	$0.09301 {\pm} 0.00138$	$0.75874 {\pm} 0.01501$	0.05925±0.00141	576.4±50.9	573.3±8.2	0
КВ -05	0.09335±0.00137	0.76752±0.01423	0.05972±0.00136	593.5±48.3	575.3±8.1	0.52
КВ -06	0.09352±0.00135	0.7659±0.01225	$0.05948 {\pm} 0.00122$	584.7±4	576.3±8	0.19

Приложение 8. Конкордатные значения U-Pb датирования детритовых цирконов из пород шурмакской свиты (n=50)/
Примечание. D- дискордантность. При оценке возраста более 1 млрд лет использовались данные по отношению ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb. менее 1 млрд ле
$\pi o^{206} Pb/^{238} U.$

Номер точки анализа	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$			Возраст по отношению 207 р. /206 р.	Возраст по отношению 206р. / 2381 г.	D. %
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁰ Pb. млн	200 Pb/255U. МЛН	
	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	$JIeT \pm 1\sigma$	$\text{Jler} \pm 16$	
TV-119-01	0.12153±0.00172	1.21762±0.03579	0.07264±0.00214	1003.9±58.8	739.4±9.9	9.37
TV-119-02	$0.07841 {\pm} 0.00108$	0.64726 ± 0.01896	$0.05985 {\pm} 0.00176$	598±62.3	486.6±6.5	4.15
TV-119-03	0.35617±0.00457	5.66338±0.11136	0.11528±0.0022	1884.3±34	1964±21.7	-1.94
TV-119-04	0.13032±0.00185	1.22024±0.03661	0.06788 ± 0.00204	865±61.2	789.7±10.5	2.56
TV-119-05	0.07945±0.00109	0.64858 ± 0.01844	$0.05919 {\pm} 0.00168$	574±60.6	492.8±6.5	3
TV-119-06	0.40916±0.00543	7.81138±0.16356	0.13841±0.00283	2207.4±35.1	2211.1±24.8	-0.07
TV-119-07	0.13773±0.0018	1.21938±0.02726	$0.06419 {\pm} 0.00141$	747.8±45.7	831.8±10.2	-2.68
TV-119-08	0.0778±0.00115	0.71721±0.02461	$0.06684 {\pm} 0.00232$	832.7±70.6	483±6.8	13.66
TV-119-09	0.1352±0.00194	1.27403±0.03889	0.06832 ± 0.00209	878.2±62.1	817.5±11.0	2.04
TV-119-10	0.07123±0.00092	0.90034±0.01862	$0.09164{\pm}0.00185$	1459.8±4	443.6±5.5	46.96
TV-119-11	0.07902±0.00115	0.64805 ± 0.02158	0.05946 ± 0.00199	583.9±71.1	490.3±6.8	3.47
TV-119-12	0.07886±0.00113	0.74618±0.02295	$0.0686 {\pm} 0.00212$	886.7±62.6	489.3±6.7	15.68
TV-119-13	0.08294±0.00111	0.66542±0.01659	$0.05817 {\pm} 0.00143$	535.5±53.6	513.7±6.6	0.82
TV-119-14	0.07957±0.00122	0.63129±0.02459	0.05752 ± 0.00226	511.2±84	493.6±7.2	0.67
TV-119-15	0.12841±0.00173	1.18673±0.02908	0.06701 ± 0.00162	838±49.6	778.8±9.8	2.01
TV-119-16	0.12685±0.00185	1.12401±0.03634	0.06424 ± 0.00209	749.6±67.1	769.9±10.6	-0.65
TV-119-17	0.08145±0.00114	0.65937±0.01928	$0.05869 {\pm} 0.00171$	555.7±62.5	504.8±6.8	1.86
TV-119-18	0.08123±0.00113	0.63954±0.01826	$0.05708 {\pm} 0.00162$	494.2±62.1	503.5±6.7	-0.3
TV-119-19	0.08112±0.00121	0.6685 ± 0.02335	0.05975 ± 0.0021	594.3±74.6	502.8±7.2	3.38
TV-119-20	0.08135±0.00111	0.63791±0.01651	$0.05685 {\pm} 0.00146$	485.2±55.6	504.2±6.6	-0.63
TV-119-21	0.08084±0.00127	0.65513±0.02654	0.05875±0.00241	557.9±86.9	501.2±7.6	2.08
TV-119-22	0.07803±0.00108	0.6024±0.01691	0.05597±0.00156	450.9±60.8	484.4±6.5	-1.16
TV-119-23	0.08167±0.00112	0.71972±0.01888	0.06389±0.00166	737.9±54.1	506.1±6.7	8.77
TV-119-24	0.08166±0.00116	0.66106±0.01969	0.05869±0.00175	555.7±63.6	506±6.9	1.84

TV-119-25	0.07741±0.0011	0.63302±0.01901	0.05928±0.00178	577.5±63.9	480.7±6.6	3.6
TV-119-26	0.08182±0.00147	0.73862±0.03802	0.06545±0.00343	788.9±106.2	507±8.8	10.77
TV-119-27	0.1261±0.0018	1.22704±0.03554	0.07055±0.00204	944.3±58	765.6±10.3	6.19
TV-119-28	0.08015±0.00111	0.7244±0.01864	0.06553±0.00167	791.3±52.5	497±6.6	11.33
TV-119-29	0.08015±0.00114	0.63795±0.01895	0.05771±0.00171	518.4±64	497±6.8	0.8
TV-119-30	0.12439±0.00193	1.17094±0.04214	0.06825±0.00247	876.1±73.3	755.8±11	4.14
TV-119-31	0.34715±0.00487	5.82939±0.153	0.12174±0.00316	1981.9±45.2	1921±23.3	1.55
TV-119-32	0.07861±0.00118	0.6834±0.02299	0.06303±0.00213	709.1±70.2	487.8±7	8.4
TV-119-33	0.13287±0.00193	1.19657±0.03564	0.06529±0.00194	783.7±61.1	804.2±11	-0.65
TV-119-34	0.07813±0.00112	0.76239±0.02148	0.07074±0.00198	950±56.2	485±6.7	18.64
TV-119-35	0.09046±0.00211	0.96733±0.06672	0.07753±0.00548	1134.6±134.8	558.3±12.5	23.07
TV-119-36	0.08022±0.00143	0.75788±0.03688	0.0685±0.00339	883.7±99	497.4±8.5	15.16
TV-119-37	0.07995±0.0012	0.634±0.02114	0.05749±0.00192	510±72.0	495.8±7.2	0.57
TV-119-38	0.07652±0.00123	0.62814±0.02533	0.05952±0.00242	586.1±85.9	475.3±7.4	4.12
TV-119-39	0.08067±0.00126	0.76269±0.0273	0.06855±0.00247	885.1±72.6	500.1±7.5	15.09
TV-119-40	0.08003±0.0012	0.63086±0.02074	0.05715±0.00188	496.7±71.3	496.3±7.2	0.06
TV-119-41	0.0815±0.00129	0.65875±0.02486	0.0586±0.00222	552.3±80.6	505.1±7.9	1.72
TV-119-42	0.13026±0.00198	1.15477±0.03811	0.06427±0.00211	750.6±68	789.3±11.3	-1.24
TV-119-43	0.08002±0.00127	0.63753±0.02439	0.05776±0.00222	520.5±82.3	496.2±7.6	0.93
TV-119-44	0.1307±0.00204	1.21325±0.04308	0.0673±0.00239	847.1±72.1	791.8±11.7	1.88
TV-119-45	0.07922±0.00126	0.62955±0.02422	0.05762 ± 0.00222	514.9±82.9	491.4±7.6	0.9
TV-119-46	0.12602±0.00213	1.16397±0.0492	0.06696±0.00285	836.6±86.2	765.1±12.2	2.44
TV-119-47	0.12795±0.00242	1.26553±0.0645	0.07171±0.00371	977.6±101.9	776.2±13.8	6.98
TV-119-48	0.07891±0.00127	0.62641±0.02433	0.05755±0.00224	512.4±83.6	489.6±7.6	0.88
TV-119-49	0.08349±0.00173	0.79779±0.04977	0.06927±0.0044	906.9±125.6	516.9±10.3	15.23
TV-119-50	0.08031±0.00141	0.65543±0.03139	0.05917±0.00286	573.4±101.8	498±8.4	2.77

Номер точки анализа	И	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$			Возраст по отношению ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U. млн	D. %
	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	млн лет ± 1σ	лет $\pm 1\sigma$	
К-34-16-01	0.34979±0.0037	5.67886±0.09804	0.11776±0.00212	1922.4±31.8	1933.6±17.7	-0.28
К-34-16-02	0.08027±0.00091	0.62932±0.01555	$0.05687 {\pm} 0.00145$	485.8±55.3	497.7±5.5	-0.42
К-34-16-03	0.08088±0.00091	0.67453±0.01564	0.06049 ± 0.00145	621.1±50.8	501.4±5.4	4.41
К-34-16-04	0.08289 ± 0.0009	0.64764±0.01343	0.05667 ± 0.00122	478±47.1	513.4±5.4	-1.25
К-34-16-05	$0.08197 {\pm} 0.00091$	0.62824±0.01379	$0.05559 {\pm} 0.00126$	435.8±49.3	507.9±5.4	-2.54
К-34-16-06	0.18268±0.00213	1.82616 ± 0.04402	0.07251±0.0018	1000.2±49.7	1081.6±11.6	-2.47
К-34-16-07	0.13967±0.00164	1.32649±0.03315	$0.06888 {\pm} 0.00178$	895.2±52.3	842.8±9.3	1.72
К-34-16-08	0.08362 ± 0.00096	0.64968 ± 0.01591	0.05635 ± 0.00142	465.4±55.4	517.7±5.7	-1.81
К-34-16-09	0.08022±0.00089	0.62039±0.01324	0.05609±0.00123	455.6±47.9	497.4±5.3	-1.47
К-34-16-10	0.07961±0.00088	0.62709±0.01343	0.05713±0.00126	496.1±48.4	493.8±5.3	0.1
К-34-16-11	0.08274±0.00113	0.74484±0.02734	0.06529±0.00247	783.7±77.3	512.5±6.8	10.28
К-34-16-12	0.08107±0.00094	0.6586±0.01646	0.05892±0.00151	564.3±54.9	502.5±5.6	2.25
К-34-16-13	0.07883±0.001	0.62454±0.01983	0.05746±0.00187	508.8±70.5	489.2±6	0.72
К-34-16-14	0.08038 ± 0.00095	0.63404±0.0165	0.05721±0.00153	499.2±58.3	498.4±5.6	0.04
К-34-16-15	0.08272±0.00099	0.67614±0.01811	0.05928±0.00163	577.6±58.6	512.3±5.9	2.36
К-34-16-16	0.07866±0.00102	0.62695 ± 0.02097	$0.0578 {\pm} 0.00198$	522.1±73.1	488.1±6.1	1.25
К-34-16-17	0.08106±0.001	0.63775±0.01865	0.05706±0.00171	493.3±65.3	502.4±5.9	-0.29
К-34-16-18	0.08059±0.00093	0.62171±0.01503	0.05595±0.00139	449.9±53.9	499.7±5.6	-1.76
К-34-16-19	0.07988±0.00094	0.63999±0.01589	0.0581 ± 0.00148	533.1±55.2	495.4±5.6	1.39
К-34-16-20	0.07934±0.00092	0.62898±0.01514	0.05749 ± 0.00142	510±53.6	492.2±5.5	0.67
К-34-16-21	0.08064±0.00099	0.65553±0.01853	0.05895±0.0017	565.3±61.7	499.9±5.9	2.4
К-34-16-22	0.0793±0.00107	0.6588±0.02344	0.06025±0.00219	612.5±76.8	491.9±6.4	4.47
К-34-16-23	0.1346±0.00163	1.22007±0.03196	0.06573±0.00176	797.9±55.1	814±9.3	-0.52
К-34-16-24	0.07869±0.00101	0.59362±0.01888	0.0547±0.00178	400.1±70.5	488.3±6.2	-3.09

Приложение 9. Конкордатные значения U-Pb датирования детритовых цирконов из пород шурмакской свиты (n=60)/ Примечание. D- дискордантность. При оценке возраста более 1 млрд лет использовались данные по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶ Pb. менее 1 млрд лет по ²⁰⁶Pb/²³⁸U.

К-34-16-25	0.07879±0.00095	0.60957±0.01619	0.0561±0.00152	456.1±59	488.9±5.7	-1.15
К-34-16-26	0.13382±0.00161	1.20176±0.03015	0.06512±0.00166	778.3±52.7	809.6±9.1	-1.01
К-34-16-27	$0.07897 {\pm} 0.00104$	0.6762±0.02224	0.06209±0.00209	677.2±70.2	490±6.2	7.04
К-34-16-28	0.08153±0.00101	0.64418 ± 0.01794	0.05729±0.00162	502.4±61.7	505.2±6.1	-0.06
К-34-16-29	0.14846±0.00219	1.49228±0.05679	0.07289 ± 0.00284	1010.9±76.9	892.3±12.3	3.91
К-34-16-30	0.07885±0.00152	0.62109±0.04055	0.05712±0.00382	495.5±141.5	489.2±9.1	0.27
К-34-16-31	0.08043±0.001	0.61658±0.01681	0.05558±0.00153	435.5±60	498.7±6	-2.21
К-34-16-32	0.13498±0.00176	1.23507±0.03724	0.06634±0.00203	817.3±62.6	816.2±10	0.05
К-34-16-33	0.08343±0.00131	0.66131±0.03103	0.05747±0.00275	509.1±102.4	516.6±7.8	-0.23
К-34-16-34	0.0816±0.00185	0.64919±0.05238	0.05768±0.00476	517.5±172	505.7±11.1	0.45
К-34-16-35	0.13574±0.00176	1.22481±0.03623	0.06542±0.00196	787.9±61.6	820.5±10	-1.04
К-34-16-36	0.07976±0.00126	0.64013±0.03006	$0.05819 {\pm} 0.00279$	536.2±102.4	494.7±7.5	1.56
К-34-16-37	0.07984±0.00103	0.63306±0.01858	0.05748±0.0017	509.7±64.8	495.2±6.1	0.57
К-34-16-38	0.08371±0.00122	0.67949±0.02703	0.05885 ± 0.00238	561.5±85.7	518.2±7.3	1.6
К-34-16-39	0.08022±0.00115	0.64883±0.02501	0.05863±0.00229	553.5±83.1	497.5±6.9	2.07
К-34-16-40	0.07963±0.00113	0.61749±0.02319	0.05622±0.00214	460.1±82.9	493.9±6.7	-1.13
К-34-16-41	0.11624±0.00157	0.9908±0.03163	0.06179 ± 0.00198	666.7±67.1	708.9±9	-1.38
К-34-16-42	0.08347±0.00116	0.69641±0.02403	0.06047±0.0021	620.6±73.2	516.8±6.9	3.83
К-34-16-43	0.08352±0.00111	0.64521±0.01988	0.056±0.00172	451.9±67	517.1±6.6	-2.24
К-34-16-44	0.3239±0.00433	4.85288±0.14601	0.1086±0.00325	1776±53.7	1808.8±21.1	-0.81
К-34-16-45	0.08106±0.0011	0.63994±0.02072	0.05722±0.00185	499.5±70.1	502.5±6.6	-0.04
К-34-16-46	0.08101±0.00115	0.66925±0.02411	0.05988±0.00216	599.1±76.3	502.2±6.9	3.61
К-34-16-47	0.08112±0.00114	0.64242 ± 0.02244	0.05739±0.002	506.3±75.3	502.8±6.8	0.2
К-34-16-48	0.08226±0.00113	0.62555±0.02047	0.05511±0.00179	416.7±70.5	509.6±6.7	-3.2
К-34-16-49	0.07962±0.00134	0.67128±0.03328	0.0611±0.00307	642.8±104.3	493.9±8	5.59
K-34-16-50	0.30645±0.00421	6.99882±0.22264	0.16551±0.0052	2512.8±51.9	1723.2±20.8	22.52
К-34-16-51	0.079±0.00125	0.62428±0.02776	0.05726±0.00255	501.1±95.8	490.2±7.5	0.47
К-34-16-52	0.0797±0.00125	0.66249±0.02837	0.06023±0.00258	611.9±89.9	494.4±7.4	4.39
К-34-16-53	0.07896±0.00116	0.61754±0.02296	0.05667±0.00208	477.9±80	489.9±6.9	-0.33
K-34-16-54	0.08144±0.00136	0.77043±0.03594	0.06855±0.00321	885.2±93.9	504.7±8.1	14.92
К-34-16-55	0.08003±0.0012	0.63304±0.0246	0.05731±0.0022	503±82.9	496.3±7.2	0.34

К-34-16-56	0.07757±0.00118	0.60662 ± 0.02425	0.05666 ± 0.00224	477.6±85.8	481.6±7.1	-0.04
К-34-16-57	0.07941±0.00125	0.63192±0.027	0.05765 ± 0.00244	516.3±90.8	492.6±7.5	0.95
К-34-16-58	0.07932±0.00119	0.61946±0.02366	0.05658±0.00212	474.4±81.5	492.1±7.1	-0.53
К-34-16-59	0.07947±0.00126	0.62982±0.02739	0.05741±0.00247	507±92.4	493±7.5	0.61
К-34-16-60	0.07876±0.00121	0.63179±0.02535	0.05811±0.00229	533.4±84.5	488.7±7.2	1.74

Приложение 10. Строение зерен циркона в катодоилюминисцентном изображении пробы матрикса туфоконгломератов шурмакской свиты



Приложение 11. Конкордатные значения U-Pb датирования детритовых цирконов из пород шурмакской свиты (n=100)/	
Примечание. D- дискордантность. При оценке возраста более 1 млрд лет использовались данные по отношению ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb. менее 1 млрд	лет
$\pi o^{206} Pb/^{238} U.$	

Номер точки	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$			Возраст по	Возраст по	D. %
анализа				отношению	отношению	
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁰ Pb. млн	²⁰⁰ Pb/ ²³⁸ U.	
	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	лет $\pm 1\sigma$	млн лет $\pm 1\sigma$	
K-242-15-01	0.09262±0.00109	0.75999±0.01068	0.05951±0.00076	585.7±55.9	571.1±12.9	-0.51
K-242-15-02	0.08945 ± 0.00106	0.71238±0.01298	$0.05776 {\pm} 0.00100$	520.5±76.5	552.4±12.7	1.13
K-242-15-03	0.09741 ± 0.00131	0.77857 ± 0.04223	$0.05797 {\pm} 0.00314$	528.4±237.7	599.3±15.5	2.50
K-242-15-04	0.08637±0.00101	$0.70356 {\pm} 0.01004$	$0.05908{\pm}0.00077$	569.9±57.1	534.1±12.1	-1.26
K-242-15-05	0.08455±0.00101	0.67097±0.01211	$0.05756 {\pm} 0.00099$	512.8±75.8	523.3±12	0.37
K-242-15-06	0.08436 ± 0.00100	0.67832±0.01151	$0.05832 {\pm} 0.00093$	541.7±70.4	522.2±12	-0.69
K-242-15-07	0.08029 ± 0.00093	0.63993 ± 0.00799	$0.05781 {\pm} 0.00064$	522.3±48.7	497.9±11.2	-0.87
K-242-15-08	0.08503±0.00100	0.80822±0.01111	$0.06894{\pm}0.00086$	896.9±51.8	526.1±11.9	-12.53
K-242-15-09	0.14308 ± 0.00167	1.32742±0.01700	$0.06728 {\pm} 0.00077$	846.5±47.7	862.2±18.9	0.51
K-242-15-10	0.08622±0.00101	$0.68747 {\pm} 0.00876$	0.05782 ± 0.00065	522.9±50	533.3±12	0.37
K-242-15-11	0.08105 ± 0.00095	$0.64547 {\pm} 0.00828$	0.05776 ± 0.00066	520.5±50.4	502.5±11.3	-0.65
K-242-15-12	0.14148±0.00166	$1.29768 {\pm} 0.01720$	0.06652 ± 0.00079	822.8±50	853.1±18.8	0.99
K-242-15-13	0.12939±0.00151	1.16699±0.01502	0.06541 ± 0.00075	787.5±48.4	784.5±17.3	-0.10
K-242-15-14	$0.08197 {\pm} 0.00098$	0.64188 ± 0.01147	0.05679 ± 0.00096	483.3±75.3	508±11.7	0.88
K-242-15-15	0.08468 ± 0.00099	$0.70990 {\pm} 0.00904$	0.06079 ± 0.00069	631.8±48.9	524.1±11.8	-3.78
K-242-15-16	0.08112±0.00095	0.64311±0.00782	0.05750±0.00061	510.8±46.8	502.8±11.4	-0.29
K-242-15-17	0.08726 ± 0.00105	0.71446±0.01253	$0.05938 {\pm} 0.00098$	581±72.3	539.4±12.5	-1.47
K-242-15-18	0.09344 ± 0.00110	0.77662 ± 0.00952	0.06028 ± 0.00064	613.4±46.3	576±13	-1.31
K-242-15-19	0.07931 ± 0.00093	0.62732 ± 0.00847	$0.05737 {\pm} 0.00069$	505.6±53.6	492.1±11.2	-0.48
K-242-15-20	0.08313 ± 0.00098	$0.67038 {\pm} 0.00858$	$0.05849 {\pm} 0.00066$	547.8±49.4	514.9±11.7	-1.17
K-242-15-21	0.07860±0.00093	0.62908 ± 0.00893	0.05804 ± 0.00074	531.2±56.5	487.9±11.2	-1.55
K-242-15-22	0.08063±0.00097	0.65193±0.01018	0.05864 ± 0.00084	553.4±63.1	500±11.6	-1.90
K-242-15-23	0.08060±0.00096	0.66447±0.00921	0.05979±0.00074	595.7±54	499.8±11.5	-3.39
K-242-15-24	0.51592±0.00615	13.37425±0.16830	0.18803±0.00205	2724.8±35.9	2682±52.2	-1.57

K-242-15-25	0.13564±0.00162	1.25359±0.01669	$0.06703 {\pm} 0.00078$	838.5±49	820.1±18.4	-0.60
K-242-15-26	0.13546 ± 0.00162	1.26065±0.01699	$0.06750 {\pm} 0.00080$	853±49.6	819.1±18.5	-1.11
K-242-15-27	0.07939 ± 0.00095	$0.64959 {\pm} 0.00881$	$0.05934{\pm}0.00071$	579.5±52.1	492.6±11.4	-3.09
K-242-15-28	0.08184 ± 0.00100	0.67712±0.01234	0.06001 ± 0.00103	603.6±74.4	507.2±12	-3.41
K-242-15-29	0.08174 ± 0.00100	0.66407±0.01077	0.05892 ± 0.00088	564±65.2	506.6±11.9	-2.04
K-242-15-30	0.29331±0.00353	5.02182±0.06427	0.12419±0.00136	2017±39.1	1658.1±35.1	-17.79
K-242-15-31	0.08309 ± 0.00128	0.66870 ± 0.00954	$0.05837 {\pm} 0.00074$	543.4±55.9	514.7±12	-1.02
K-242-15-32	0.08926±0.00109	0.73840 ± 0.01302	0.06000 ± 0.00099	603.1±71.7	551.3±13	-1.82
K-242-15-33	$0.07837 {\pm} 0.00094$	$0.61937 {\pm} 0.00823$	$0.05732 {\pm} 0.00066$	503.5±51.3	486.5±11.3	-0.61
K-242-15-34	0.13691±0.00164	1.26223±0.01658	$0.06687 {\pm} 0.00076$	833.4±47.9	827.3±18.7	-0.20
K-242-15-35	0.08125 ± 0.00097	$0.66055 {\pm} 0.00895$	$0.05896 {\pm} 0.00070$	565.4±52.3	503.7±11.7	-2.19
K-242-15-36	0.12815±0.00153	1.20429±0.01560	$0.06816 {\pm} 0.00077$	873.1±46.8	777.4±17.6	-3.14
K-242-15-37	$0.08177 {\pm} 0.00098$	$0.66058 {\pm} 0.00949$	$0.05860 {\pm} 0.00076$	551.8±56.7	506.8±11.8	-1.60
K-242-15-38	0.08152 ± 0.00097	$0.65218{\pm}0.00877$	$0.05803 {\pm} 0.00069$	530.4±52.3	505.3±11.7	-0.89
K-242-15-39	0.08663 ± 0.00104	0.70192 ± 0.00986	$0.05877 {\pm} 0.00074$	558±55.1	535.7±12.4	-0.79
K-242-15-40	0.08908 ± 0.00110	0.71654±0.01521	$0.05835 {\pm} 0.00119$	542.3±89.6	550.2±13.1	0.28
K-242-15-41	0.08764 ± 0.00105	0.71630±0.01043	$0.05929 {\pm} 0.00078$	577.1±57.6	541.7±12.5	-1.25
K-242-15-42	0.08003 ± 0.00096	$0.63443 {\pm} 0.00872$	$0.05750 {\pm} 0.00070$	510.3±54.2	496.4±11.5	-0.50
K-242-15-43	0.13098 ± 0.00164	1.20845 ± 0.02114	0.06692 ± 0.00110	835±68.9	793.6±18.4	-1.36
K-242-15-44	0.08179 ± 0.00106	0.63399 ± 0.01482	0.05623 ± 0.00128	460.9±101.1	506.9±12.2	1.66
K-242-15-45	0.09313±0.00111	$0.77383 {\pm} 0.01051$	0.06027 ± 0.00073	612.9±52.7	574.1±13.2	-1.35
K-242-15-46	0.08503 ± 0.00103	0.70320±0.01209	0.05994 ± 0.00097	602.4±70.3	526.2±12.3	-2.68
K-242-15-47	0.08930 ± 0.00106	0.73652 ± 0.01004	$0.05983 {\pm} 0.00073$	596.8±53.2	551.5±12.6	-1.59
K-242-15-48	0.36809 ± 0.00439	6.50146±0.08456	0.12812 ± 0.00147	2072±40.7	2020.5±41.3	-2.49
K-242-15-49	0.33945±0.00417	5.72096 ± 0.08500	0.12225±0.00166	1989.1±48.5	1884.1±40.1	-5.28
K-242-15-50	0.13301±0.00159	1.23747±0.01696	$0.06748 {\pm} 0.00083$	852.4±51.5	805.1±18.1	-1.55
K-242-15-51	0.08205±0.00101	0.62818±0.01282	0.05553±0.00109	433.3±87.9	508.5±12	2.72
K-242-15-52	0.08183±0.00098	0.65893±0.01054	0.05840 ± 0.00087	544.5±65.6	507.2±11.8	-1.33
K-242-15-53	0.08131±0.00100	0.66343±0.01132	0.05918±0.00094	573.2±69.3	504.1±12	-2.45
K-242-15-54	0.07986±0.00096	0.68547±0.00915	0.06226±0.00073	682.7±50.1	495.4±11.6	-6.55
K-242-15-55	0.07663±0.00093	0.62049±0.00863	0.05873±0.00072	556.7±54.1	476.1±11.2	-2.88

K-242-15-56	0.08674 ± 0.00111	$0.69510{\pm}0.01881$	0.05812 ± 0.00154	534±116.3	536.4±13.3	0.09
K-242-15-57	0.08484 ± 0.00115	$0.73991 {\pm} 0.02786$	0.06326 ± 0.00237	716.5±159.2	525.1±13.7	-6.64
K-242-15-58	0.08042 ± 0.00098	$0.63764 {\pm} 0.00981$	$0.05751 {\pm} 0.00081$	510.8±62	498.7±11.7	-0.43
K-242-15-59	0.08094 ± 0.00100	0.63688±0.01242	$0.05707 {\pm} 0.00106$	494±82.1	501.8±12	0.28
K-242-15-60	0.08085 ± 0.00102	0.63460±0.01333	0.05693 ± 0.00114	488.6±89.1	501.3±12.2	0.46
K-242-15-61	0.34765 ± 0.00433	5.82332±0.08494	0.12150±0.00165	1978.1±46.9	1923.5±41.3	-2.76
K-242-15-62	0.16631±0.00200	2.17464±0.02794	0.09485±0.00106	1524.7±42.3	991.8±22.2	-15.44
K-242-15-63	0.08036 ± 0.00097	0.64422 ± 0.00889	$0.05814{\pm}0.00071$	534.7±54.1	498.4±11.6	-1.30
K-242-15-64	0.08355 ± 0.00102	0.66958±0.01119	$0.05813 {\pm} 0.00090$	534.1±68.5	517.4±12.2	-0.59
K-242-15-65	0.08636 ± 0.00109	0.71126±0.01598	$0.05973 {\pm} 0.00130$	593.6±94.6	534.1±13	-2.10
K-242-15-66	0.07899 ± 0.00095	0.63310±0.00892	$0.05813 {\pm} 0.00073$	534.4±55.7	490.2±11.4	-1.58
K-242-15-67	0.07984 ± 0.00096	0.63714 ± 0.00931	$0.05788 {\pm} 0.00077$	525±58.4	495.3±11.6	-1.06
K-242-15-68	0.07914 ± 0.00095	0.63199±0.00868	$0.05792 {\pm} 0.00071$	526.5±54	491.1±11.4	-1.27
K-242-15-69	0.10895±0.00133	0.94164±0.01457	0.06269 ± 0.00089	697.4±61	666.8±15.5	-1.04
K-242-15-70	0.08380 ± 0.00101	$0.68558 {\pm} 0.00984$	$0.05934{\pm}0.00077$	579.1±56.7	518.9±12.1	-2.13
K-242-15-71	0.07898 ± 0.00096	0.62631±0.00953	$0.05751 {\pm} 0.00080$	511±61.8	490.1±11.5	-0.75
K-242-15-72	0.09406±0.00115	0.78007±0.01356	$0.06015 {\pm} 0.00098$	608.6±71.1	579.7±13.7	-1.01
K-242-15-73	0.08472 ± 0.00102	0.68028 ± 0.00977	$0.05824 {\pm} 0.00076$	538.3±57.3	524.4±12.2	-0.50
K-242-15-74	0.08341 ± 0.00100	0.66391±0.00944	$0.05773 {\pm} 0.00074$	519.1±56.8	516.6±12	-0.09
K-242-15-75	0.08635 ± 0.00106	0.70064±0.01224	$0.05885 {\pm} 0.00097$	561.2±72.2	534.1±12.6	-0.96
K-242-15-76	$0.07903 {\pm} 0.00098$	0.64312±0.01269	0.05902±0.00112	567.7±82.7	490.4±11.7	-2.75
K-242-15-77	0.08152±0.00103	0.63270±0.01000	$0.05629 {\pm} 0.00080$	463.7±63.3	505.3±12.3	1.50
K-242-15-78	0.08011 ± 0.00100	0.63305±0.00911	0.05731 ± 0.00072	503.3±55.9	496.9±12	-0.23
K-242-15-79	0.13752±0.00172	1.26033±0.01656	$0.06647 {\pm} 0.00074$	821±46.7	830.8±19.5	0.32
K-242-15-80	0.08264±0.00103	0.66010±0.00930	$0.05793 {\pm} 0.00071$	526.9±54.1	512±12.4	-0.53
K-242-15-81	0.08112±0.00102	0.64652 ± 0.00979	$0.05780 {\pm} 0.00078$	522.1±59.6	502.9±12.2	-0.68
K-242-15-82	0.08068 ± 0.00100	0.63626 ± 0.00865	$0.05720{\pm}0.00067$	498.8±51.9	500.3±12	0.05
K-242-15-83	0.14085 ± 0.00176	1.30610±0.01793	$0.06726 {\pm} 0.00080$	845.5±49.7	849.6±19.9	0.13
K-242-15-84	0.08851±0.00112	0.70358±0.01215	$0.05766 {\pm} 0.00092$	516.4±70.3	546.8±13.3	1.08
K-242-15-85	0.08053±0.00102	0.64317±0.01060	0.05792±0.00087	526.6±66.4	499.4±12.2	-0.97
K-242-15-86	0.08107 ± 0.00101	0.64558±0.00943	$0.05775 {\pm} 0.00075$	520.2±57.1	502.6±12.1	-0.63

K-242-15-87	0.27089 ± 0.00338	3.66482±0.04791	$0.09813 {\pm} 0.00106$	1588.6±41.7	1545.4±34.3	-2.72
K-242-15-88	0.35003 ± 0.00436	6.27086 ± 0.08065	0.12995 ± 0.00142	2097±38.4	1934.9±41.6	-7.73
K-242-15-89	0.12827±0.00160	1.16099±0.01615	$0.06565 {\pm} 0.00080$	794.9±51.2	778.1±18.3	-0.55
K-242-15-90	0.09612±0.00121	$0.76861 {\pm} 0.01277$	$0.05805{\pm}0.00088$	529.5±67.2	591.7±14.3	2.19
K-242-15-91	$0.08318 {\pm} 0.00103$	0.66799±0.00961	$0.05824 {\pm} 0.00074$	538.6±56	515.2±12.4	-0.83
K-242-15-92	0.08106 ± 0.00101	$0.63235 {\pm} 0.00928$	$0.05658 {\pm} 0.00074$	474.9±58.2	502.6±12.1	1.00
K-242-15-93	0.13837±0.00173	1.27619 ± 0.01874	$0.06685 {\pm} 0.00088$	834.3±54.8	835.6±19.7	0.04
K-242-15-94	0.08626±0.00109	0.69654±0.01263	$0.05856 {\pm} 0.00099$	550.6±74.4	533.5±13	-0.61
K-242-15-95	0.08957±0.00124	0.75106±0.02621	0.06082 ± 0.00210	632.5±149.1	553.1±14.7	-2.77
K-242-15-96	$0.07959 {\pm} 0.00100$	0.62411±0.01035	$0.05687 {\pm} 0.00087$	486.4±67.8	493.8±12	0.26
K-242-15-97	0.07949 ± 0.00099	$0.62158 {\pm} 0.00948$	$0.05671 {\pm} 0.00078$	480±61.3	493.2±11.9	0.47
K-242-15-98	0.07966 ± 0.00099	0.63331±0.00919	$0.05766 {\pm} 0.00075$	516.6±57.2	494.2±11.9	-0.80
K-242-15-99	$0.08147 {\pm} 0.00101$	$0.63645 {\pm} 0.00904$	0.05666 ± 0.00071	478.1±56	505±12.1	0.97
K-242-15-100	$0.07888 {\pm} 0.00099$	0.61037±0.01017	0.05612 ± 0.00086	456.7±68.6	489.6±11.9	1.19

Приложение 12. Строение зерен циркона в катодоилюминисцентном изображении пробы матрикса туфоконгломератов шурмакской свиты



Приложение 13. Конкордатные значения U-Pb датирования детритовых цирконов из пород шурмакской свиты ((n=100)/
Примечание. D- дискордантность. При оценке возраста более 1 млрд лет использовались данные по отношению ²	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb. менее 1 млрд лет
$\pi o^{206} Pb/^{238} U.$	_

Номер точки	И	зотопные отношения ± 1	σ	Возраст по	Возраст по	D. %
анализа				отношению 207 Pb/ 206 Pb.	отношению 206 Pb/ 238 U.	
	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	млн лет $\pm 1\sigma$	млн лет $\pm 1\sigma$	
K-176-15-01	0.13069±0.00165	1.18075±0.01679	$0.0655 {\pm} 0.0008$	791.1±52.2	791.9 ±18.8	0.03
K-176-15-02	0.13093±0.00165	1.17161±0.01593	0.0649 ± 0.0008	771.0±49.3	793.3 ±18.8	0.74
K-176-15-03	0.14021±0.00179	1.29536±0.02040	0.0670 ± 0.0010	837.9±59.3	845.9 ±20.2	0.26
K-176-15-04	0.13617±0.00171	1.27990±0.01705	0.0682 ± 0.0008	873.8±47.2	823.1 ±19.4	-1.65
K-176-15-05	$0.08217 {\pm} 0.00104$	0.68102±0.00982	0.0601 ± 0.0008	607.4±55.1	509.2 ±12.4	-3.47
K-176-15-06	0.13591±0.00171	1.26243±0.01663	0.0674 ± 0.0008	849.1±46.8	821.6 ±19.3	-0.90
K-176-15-07	0.12770 ± 0.00162	1.17821±0.01806	0.0669 ± 0.0009	835.1±57.6	774.8 ±18.6	-1.99
K-176-15-08	0.08143±0.00103	0.66341±0.00966	$0.0591 {\pm} 0.0008$	570.2±56.4	504.7 ±12.3	-2.32
K-176-15-09	0.13493±0.00170	1.26855±0.01722	0.0682 ± 0.0008	874.2±48.8	816 ±19.3	-1.90
K-176-15-10	0.08198±0.00103	0.66351±0.00924	$0.0587 {\pm} 0.0007$	555.9±53.3	508 ±12.3	-1.70
K-176-15-11	0.08722±0.00116	0.72984±0.01792	0.0607 ± 0.0014	628.1±103.0	539.2 ±13.7	-3.12
K-176-15-12	0.08213 ± 0.00105	0.65535±0.01120	0.0579 ± 0.0009	524.9±69.6	508.9 ±12.5	-0.57
K-176-15-13	0.37671±0.00479	6.55922±0.09154	0.1263±0.0015	2 046.9 ±43.3	2 060.95±44.8	0.69
K-176-15-14	0.08243±0.00104	0.65167±0.00944	$0.0573 {\pm} 0.0007$	504.5±57.0	510.7 ±12.4	0.22
K-176-15-15	0.08302 ± 0.00105	0.65837±0.00937	$0.0575 {\pm} 0.0007$	511.2±53.6	514.2 ±12.5	0.11
K-176-15-16	0.13746±0.00179	1.29893±0.02373	0.0685±0.0012	884.7±69.6	830.4 ±20.2	-1.76
K-176-15-17	0.08860 ± 0.00114	0.72298±0.01314	0.0592 ± 0.0010	573.7±72.8	547.3 ±13.5	-0.93
K-176-15-18	0.08457±0.00107	0.68695±0.00975	0.0589 ± 0.0007	563.7±52.7	523.4 ±12.7	-1.43
K-176-15-19	0.14923±0.00194	1.42323±0.02496	0.0692 ± 0.0011	903.7±65.9	896.7 ±21.7	-0.22
K-176-15-20	0.08700 ± 0.00111	0.76528±0.01178	0.0638±0.0009	734.8±57.3	537.8 ±13.2	-6.80
K-176-15-21	0.08454 ± 0.00108	0.68231±0.00992	0.0585±0.0007	549.8±54.5	523.2 ±12.8	-0.94
K-176-15-22	0.18767±0.00239	1.99990±0.02751	0.0773±0.0009	1 128.6 ±45.9	1 108.8±25.9	-1.75
K-176-15-23	0.09291±0.00119	0.76742±0.01197	0.0599±0.0008	600.1±59.6	572.8 ±14.0	-0.96
K-176-15-24	0.08518±0.00109	0.67732±0.00995	0.0577±0.0007	517.2±55.5	527.0 ±12.9	0.35

K-176-15-25	0.11562±0.00150	1.02875±0.01760	0.0645±0.0010	759.1±65.2	705.4 ±17.3	-1.80
K-176-15-26	0.50286±0.00645	12.40847±0.16829	0.1790 ± 0.0020	2 643.3 ±37.2	2 626.2±55.1	-0.65
K-176-15-27	0.08396±0.00107	0.66971±0.00934	0.0579 ± 0.0007	524.0±51.3	519.8 ±12.7	-0.15
K-176-15-28	0.08566±0.00110	0.68842±0.00973	0.0583 ± 0.0007	540.3±52.1	529.9 ±13.0	-0.37
K-176-15-29	0.13634±0.00178	1.22425±0.02116	0.0651 ± 0.0010	778.4±65.7	824.0 ±20.2	1.51
K-176-15-30	0.08549±0.00111	0.68826±0.01213	0.0584 ± 0.0009	544.2±70.0	528.9 ±13.2	-0.54
K-176-15-31	0.08429±0.00110	0.67285±0.01139	0.0579 ± 0.0009	525.6±66.6	521.7 ±13.0	-0.14
K-176-15-32	0.08113±0.00105	0.65001 ± 0.00982	$0.0581 {\pm} 0.0008$	533.8±57.2	502.9 ±12.5	-1.10
K-176-15-33	0.37235±0.00492	6.42634±0.09962	0.1252 ± 0.0017	2 031.3 ±47.7	2 040.2±46.1	0.46
K-176-15-34	0.10425±0.00138	0.85264 ± 0.01685	0.0593±0.0011	578.7±79.9	639.4 ±16.1	2.11
K-176-15-35	0.08648±0.00114	0.67925±0.01255	$0.0570 {\pm} 0.0010$	490.2±74.7	534.7 ±13.5	1.59
K-176-15-36	0.13911±0.00183	1.31026±0.02255	0.0683±0.0011	878.0±64.1	839.7 ±20.7	-1.25
K-176-15-37	0.08430±0.00111	0.66762±0.01340	0.0574±0.0011	508.4±82.4	521.8 ±13.2	0.48
K-176-15-38	0.08260 ± 0.00109	0.63790±0.01266	0.0560 ± 0.0010	452.6±81.8	511.7 ±13.0	2.13
K-176-15-39	0.08208±0.00107	0.65934±0.00971	0.0583±0.0007	539.6±54.0	508.6 ±12.8	-1.10
K-176-15-40	0.13498±0.00176	1.23592±0.01738	0.0664 ± 0.0008	819.3±48.1	816.3 ±20	-0.10
K-176-15-41	0.08232 ± 0.00108	0.65993±0.00992	$0.0581 {\pm} 0.0007$	535.1±55.7	510.0 ±12.8	-0.89
K-176-15-42	0.08430±0.00111	0.67420±0.01106	$0.0580{\pm}0.0008$	529.6±63.0	521.9 ±13.2	-0.28
K-176-15-43	0.08192 ± 0.00108	0.64901 ± 0.01054	$0.0575 {\pm} 0.0008$	509.2±62.4	507.6 ±12.8	-0.05
K-176-15-44	0.08066±0.00105	0.63541±0.00931	0.0571±0.0007	496.5±54.1	500.2 ±12.5	0.13
K-176-15-45	0.13581±0.00177	1.26551±0.01779	0.0676 ± 0.0008	855.8±47.9	821 ±20.1	-1.14
K-176-15-46	0.13686±0.00180	1.28027±0.02000	0.0679±0.0009	863.8±55.9	826.9 ±20.4	-1.20
K-176-15-47	0.08269±0.00111	0.67028±0.01326	$0.0588 {\pm} 0.0011$	559.1±79.7	512.3 ±13.1	-1.66
K-176-15-48	0.08060 ± 0.00106	0.63889±0.01066	$0.0575 {\pm} 0.0008$	510.3±64.8	499.8 ±12.7	-0.38
K-176-15-49	0.12889 ± 0.00170	1.16330±0.01841	$0.0655 {\pm} 0.0009$	789.1±57.7	781.6 ±19.4	-0.25
K-176-15-50	0.12762±0.00169	1.17172±0.01978	0.0666 ± 0.0010	824.8±62.6	774.4 ±19.3	-1.66
K-176-15-51	0.13937±0.00182	1.32437±0.01981	0.0689 ± 0.0009	896.4±52.4	841.1 ±20.6	-1.79
K-176-15-52	0.08202±0.00107	0.66827±0.01034	0.0591±0.0008	570.3±58.1	508.3 ±12.8	-2.20
K-176-15-53	0.08222±0.00107	0.66178±0.00945	0.0584 ± 0.0007	543.6±51.9	509.5 ±12.8	-1.22
K-176-15-54	0.08789±0.00116	0.71198±0.01222	0.0588±0.0009	557.7±66.8	543.2 ±13.8	-0.52
K-176-15-55	0.13864±0.00182	1.28958±0.01983	0.0675±0.0009	852.0±55.0	837.1 ±20.6	-0.49

K-176-15-56	0.08579±0.00112	0.69407±0.01024	0.0587 ± 0.0007	555.0±54.4	530.7 ±13.3	-0.86
K-176-15-57	0.08689±0.00119	0.72394±0.01726	0.0604 ± 0.0014	618.7±98.1	537.2 ±14.1	-2.86
K-176-15-58	0.37077±0.00484	6.65733±0.09445	0.1302±0.0015	2 101.0 ±41.3	2 033.1±45.4	-3.23
K-176-15-59	0.08650±0.00114	0.70910±0.01212	0.0595±0.0009	583.8±66.3	534.9 ±13.5	-1.72
K-176-15-60	0.08713±0.00117	0.70624±0.01396	0.0588±0.0011	559.1±79.8	538.6 ±13.8	-0.72
K-176-15-61	0.08214 ± 0.00107	0.66129±0.00971	$0.0584 {\pm} 0.0007$	544.2±54.3	509 ±12.8	-1.26
K-176-15-62	0.11781±0.00158	1.06589±0.02056	0.0656±0.0012	794.1±74.5	718.0 ±18.3	-2.54
K-176-15-63	0.13059±0.00176	1.19560±0.02011	0.0664 ± 0.0010	819.1±61.3	791.3 ±20.1	-0.92
K-176-15-64	0.14047±0.00189	1.28699±0.02153	0.0665±0.0010	820.5±60.9	847.4 ±21.4	0.88
K-176-15-65	0.08159±0.00109	0.64533±0.01050	$0.0574 {\pm} 0.0008$	505.4±61.8	505.7 ±13	0.01
K-176-15-66	$0.08791 {\pm} 0.00120$	0.71618±0.01135	$0.0591 {\pm} 0.0008$	570.0±57.8	543.3 ±14.2	-0.94
K-176-15-67	0.08140 ± 0.00108	0.65599±0.00992	$0.0585 {\pm} 0.0007$	546.5±55.4	504.6 ±12.9	-1.49
K-176-15-68	0.13580±0.00181	1.24103±0.01885	0.0663 ± 0.0008	815.2±53.4	821 ±20.5	0.19
K-176-15-69	0.08001 ± 0.00106	0.68577±0.00967	0.0622 ± 0.0007	679.5±48.8	496.3±12.6	-6.41
K-176-15-70	0.12866±0.00170	1.19014±0.01710	0.0671 ± 0.0008	840.4±49.0	780.3 ±19.4	-1.98
K-176-15-71	0.11213±0.00149	0.96323±0.01418	0.0623 ± 0.0008	684.4±52.2	685.2 ±17.2	0.03
K-176-15-72	$0.127720.00172 \pm$	1.18686±0.02047	0.0674 ± 0.0010	850.0±63.5	774.9 ±19.6	-2.47
K-176-15-73	0.08339±0.00111	0.66897±0.01045	0.0582 ± 0.0008	536.6±58.4	516.4 ±13.2	-0.72
K-176-15-74	0.13368±0.00177	1.23300±0.01837	0.0669 ± 0.0008	834.3±52.0	809 ±20.1	-0.83
K-176-15-75	0.08161 ± 0.00108	0.65282±0.01022	$0.0580 {\pm} 0.0008$	530.1±58.8	505.8 ±12.9	-0.87
K-176-15-76	0.13222±0.00177	1.22921±0.02098	0.0674 ± 0.0010	850.9±62.8	800.6 ±20.2	-1.65
K-176-15-77	0.08042±0.00107	0.64078±0.01034	$0.0578 {\pm} 0.0008$	521.7±61.5	498.7 ±12.8	-0.82
K-176-15-78	0.08091 ± 0.00108	0.65149±0.01100	0.0584 ± 0.0009	544.5±65.1	501.7 ±12.9	-1.53
K-176-15-79	0.13412±0.00177	1.24737±0.01821	0.0675 ± 0.0008	851.8±50.5	811.4 ±20.1	-1.32
K-176-15-80	0.08155 ± 0.00108	0.64200±0.00995	$0.0571 {\pm} 0.0008$	495.0±58.4	505.5 ±12.9	0.38
K-176-15-81	0.12707 ± 0.00171	1.13832±0.02049	0.0650 ± 0.0011	773.4±68.3	771.2 ±19.6	-0.07
K-176-15-82	0.08524±0.00113	0.69053±0.01124	0.0588±0.0008	557.9±62.0	527.4 ±13.4	-1.08
K-176-15-83	0.09511±0.00126	0.79041±0.01299	0.0603±0.0009	613.3±62.3	585.8 ±14.9	-0.96
K-176-15-84	0.27043±0.00357	3.64754±0.05368	0.0978±0.0012	1 583.0 ±46.2	1 543.1±36.2	-2.52
K-176-15-85	0.13555±0.00181	1.27629±0.02126	0.0683±0.0010	877.2±60.9	819.6 ±20.5	-1.88
K-176-15-86	0.08066±0.00106	0.64489±0.00962	0.0580±0.0007	529.2±55.3	500.1 ±12.7	-1.04

K-176-15-87	0.12657±0.00174	1.19493±0.02459	0.0685±0.0013	882.9±78.4	768.3 ±19.9	-3.75
K-176-15-88	0.13259±0.00176	1.23676±0.01735	0.0677 ± 0.0008	857.8±46.5	802.7 ±19.9	-1.80
K-176-15-89	0.12195±0.00163	1.11642±0.01736	0.0664 ± 0.0009	818.9±54.8	741.8 ±18.7	-2.56
K-176-15-90	0.08036±0.00109	0.64332±0.00999	$0.0581 {\pm} 0.0008$	532.1±56.7	498.3 ±12.9	-1.20
K-176-15-91	0.08424±0.00113	0.68502±0.01088	0.0590 ± 0.0008	566.0±58.9	521.5 ±13.4	-1.58
K-176-15-92	0.08449±0.00113	0.69159±0.01137	$0.0594 {\pm} 0.0008$	580.4±61.8	523 ±13.4	-2.03
K-176-15-93	0.28302±0.00375	5.04703±0.07129	0.1293±0.0015	2 088.9±39.8	1 606.7±37.7	-23.09
K-176-15-94	0.12804±0.00169	1.18074 ± 0.01678	0.0669 ± 0.0008	834.0±47.7	776.7 ±19.3	-1.89
K-176-15-95	0.13083±0.00176	1.19747±0.02046	0.0664 ± 0.0010	818.5±62.6	792.7 ±20.0	-0.85
K-176-15-96	0.08237±0.00110	0.67614 ± 0.01038	$0.0595 {\pm} 0.0008$	586.6±56.0	510.3 ±13.0	-2.70
K-176-15-97	0.12835±0.00174	1.19482±0.02137	0.0675±0.0011	853.7±66.2	778.5 ±19.8	-2.47
K-176-15-98	0.08276±0.00110	0.67163±0.01031	$0.0589 {\pm} 0.0008$	561.8±56.3	512.6 ±13.0	-1.75
K-176-15-99	0.08060 ± 0.00107	0.65140±0.00992	0.0586 ± 0.0007	552.8±55.8	499.8 ±12.8	-1.89
K-176-15-100	0.07945±0.00105	0.65163±0.00943	$0.0595 {\pm} 0.0007$	584.7±51.4	492.9 ±12.5	-3.26



Приложение 14. Строение зерен циркона в катодоилюминисцентном изображении пробы матрикса туфоконгломератов шурмакской свиты

Приложение 15. Конкордатные значения U-Pb датирования детритовых цирконов из пород шурмакской свиты (n=30)/
Примечание. С- конкордантность. При оценке возраста более 1 млрд лет использовались данные по отношению ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb. менее 1 млрд лет
$\pi o^{206} Pb/^{238} U.$

Номер точки	Из	отопные отношения \pm	1σ	Возраст по	Возраст по	C. %
анализа				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb. млн	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U. млн лет	
·	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	лет $\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$	
K-31-13-01	0.12984±0.00126	1.17139±0.01157	0.06544 ± 0.00029	788.6±4.6	787.1 ±7.1	99%
K-31-13-02	$0.12917 {\pm} 0.00117$	1.16270±0.01157	0.06523 ± 0.00027	783.3±9.3	783.2 ±6.7	99%
K-31-13-03	0.12778±0.0014	1.14535±0.01280	0.06501 ± 0.00016	775.9±10.2	775.2 ±8.4	99%
K-31-13-04	0.13125±0.00159	1.18326±0.01624	0.06530 ± 0.00031	783.3±10.3	795.1 ±9.1	99%
K-31-13-05	0.13657±0.00130	1.25155±0.01369	0.066323 ± 0.0002	816.7±12	825.3 ±7.4	99%
K-31-13-06	0.13960±0.00113	1.29294±0.01315	0.06708 ± 0.00033	840.4±9.3	842.4 ±6.4	99%
K-31-13-07	0.12658±0.00096	1.25056±0.01754	0.07118±0.00060	962.7±21.3	768.3±5.5	93%
K-31-13-08	0.14388±0.00199	1.35575±0.02164	0.06798±0.00019	877.8±6.3	866.6 ±11.3	99%
K-31-13-09	0.14059±0.00376	1.30841±0.03642	0.06754 ± 0.00060	853.7±18.5	848.1 ±21.3	99%
K-31-13-10	0.12904±0.00170	1.20865±0.02409	0.06774 ± 0.00056	861.1±18.5	782.4 ±9.7	97%
K-31-13-11	0.13267±0.00178	1.20593±0.01586	0.06592±0.00017	805.6±5.6	803.1 ±10.2	99%
K-31-13-12	0.14406±0.00132	1.34683±0.01440	0.06798 ± 0.00039	877.8±11.1	867.6 ±7.5	99%
K-31-13-13	0.13474±0.00143	1.23450±0.01463	0.06632±0.00024	816.7±12	814.9 ±8.1	99%
K-31-13-14	0.12940±0.00134	1.16535±0.01146	0.06533±0.00012	784.9±4.8	784.5 ±7.7	99%
K-31-13-15	0.1542 ± 0.00157	1.51171±0.03529	0.07051±0.00073	942.6±21.5	924.7 ±8.8	98%
K-31-13-16	0.13179±0.00450	1.19454±0.04099	0.06568±0.00016	795.9±204.6	798.1 ±25.7	99%
K-31-13-17	0.14194±0.00233	1.31499±0.02111	0.06721 ± 0.00020	855.6±5.6	855.6 ±13.1	99%
K-31-13-18	0.13785±0.00105	1.43076±0.01715	0.07502 ± 0.00042	1133.3±11.6	832.5±5.9	91%
K-31-13-19	0.13479±0.00094	1.23314±0.00833	0.06635±0.00016	816.7±10.2	815.2 ±5.3	99%
K-31-13-20	0.14087±0.00126	1.30981±0.01249	0.06739±0.00022	849.9±7.4	849.6 ±7.1	99%
K-31-13-21	0.13430±0.00088	1.23386±0.01224	0.06669±0.00053	827.8±21.3	812.4 ±5.2	99%
K-31-13-22	0.13449±0.00113	1.23492±0.01051	0.06628±0.00017	816.7±5.6	813.5 ±6.5	99%
K-31-13-23	0.15179±0.00241	1.4536±0.02232	0.06954±0.00028	916.7±9.3	911.1 ±13.5	99%
K-31-13-24	0.13671±0.00252	1.25857±0.02387	0.06669±0.00022	827.8±7.4	826.1 ±14.3	99%

K-31-13-25	0.1352±0.00186	1.23695±0.01702	0.06638±0.00015	818.2±10.2	817.5 ±10.6	99%
K-31-13-26	0.1541±0.00272	2.76705±0.12728	0.12026±0.00364	1961.1±53.9	923.9±15.2	62%
K-31-13-27	0.13313±0.00246	1.21346±0.02238	0.06612±0.00020	809.3±6.6	805.7 ±14.1	99%
K-31-13-28	0.14257±0.00114	1.33104±0.01062	0.06773±0.00020	861.1±12	859.2 ±6.5	99%
K-31-13-29	0.13809±0.00154	1.27819±0.01568	0.06698 ± 0.00038	838.9±8.3	833.9 ±8.7	99%
K-31-13-30	0.13508±0.00169	1.240694±0.0166	0.06647±0.00033	820.4±10.3	816.8 ±9.6	99%

по ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U.	1.	1 1	1			
Номер точки	И	зотопные отношения ±	= 1σ	Возраст по	Возраст по	D. %
анализа				отношению ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb. млн	отношению ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U. млн	
	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	лет ± 1σ	лет $\pm 1\sigma$	
К-33-16-01	0.1274±0.00205	1.15232±0.04332	0.06558±0.00248	793.1±77.5	773±11.7	0.69
К-33-16-02	0.13453±0.00194	1.18286±0.03236	0.06376±0.00172	733.6±56.1	813.7±11	-2.59
К-33-16-03	0.13355±0.00199	1.14092±0.03546	0.06195±0.00192	672.3±64.8	808.1±11.3	-4.36
К-33-16-04	0.13088±0.00192	1.20589 ± 0.03491	0.06681±0.00192	831.8±58.7	792.9±11	1.31
К-33-16-05	0.1327±0.00191	1.17318±0.03151	0.06411±0.00169	745.1±54.9	803.2±10.9	-1.88
К-33-16-06	0.12882±0.00186	1.14068 ± 0.03084	0.06421±0.00171	748.5±55.2	781.1±10.6	-1.06
К-33-16-07	0.06853±0.21112	2.8947±8.9822	0.30627±0.15777	3502.2±628.6	427.3±1273.7	223.08
К-33-16-08	0.13845±0.00196	1.25008±0.03085	0.06547±0.00157	789.4±49.6	835.9±11.1	-1.49
К-33-16-09	0.13237±0.00187	1.19097±0.02962	0.06524±0.00158	782.1±50.1	801.4±10.7	-0.62
К-33-16-10	0.13303±0.00194	1.2369±0.03444	0.06742±0.00185	850.7±55.9	805.1±11.5	1.54
К-33-16-11	0.13349±0.00203	1.29279±0.0404	0.07022±0.00218	934.9±62.4	807.7±11.5	4.31
К-33-16-12	0.12838±0.00197	1.16311±0.03749	0.06569±0.00211	796.6±65.8	778.6±11.2	0.62
К-33-16-13	0.12914±0.00198	1.20853±0.03843	0.06786±0.00214	864.2±64.2	783±11.3	2.75
К-33-16-14	0.12998±0.00202	1.24963±0.04129	0.06971±0.00229	919.8±66.2	787.7±11.5	4.51
К-33-16-15	0.12746±0.00198	1.21391±0.03998	0.06905±0.00226	900.4±66.2	773.4±11.3	4.34
К-33-16-16	0.13315±0.00217	1.26807±0.04697	0.06906±0.00256	900.4±74.7	805.8±12.4	3.19
К-33-16-17	0.13128±0.00198	1.13386±0.03455	0.06263±0.00188	695.6±62.8	795.1±11.3	-3.21
К-33-16-18	0.12989±0.00197	1.22587±0.03732	0.06843±0.00206	881.7±60.9	787.2±11.2	3.21
К-33-16-19	0.12714±0.00189	1.11041±0.03162	0.06333±0.00177	719.2±58.2	771.6±10.8	-1.71
К-33-16-20	0.1291±0.00208	1.25123±0.04484	0.07028±0.00252	936.4±71.7	782.7±11.9	5.28
К-33-16-21	0.12858±0.00214	1.18786±0.04613	0.06699±0.00261	837.5±78.9	779.7±12.2	1.96
К-33-16-22	0.1248±0.00211	1.13515±0.04565	0.06596±0.00266	805±82.2	758.1±12.1	1.59
К-33-16-23	0.17107±0.00268	1.87103±0.05947	0.07931±0.00249	1179.9±60.8	1018±14.7	5.2

 0.06877 ± 0.00242

891.9±7

813.3±12.3

2.64

Приложение 16. Конкордатные значения U-Pb датирования детритовых цирконов из пород шурмакской свиты (n=40)/ Примечание. D- дискордантность. При оценке возраста более 1 млрд лет использовались данные по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶ Pb. менее 1 млрд лет по ²⁰⁶Pb/²³⁸U.

К-33-16-24

0.13448±0.00217

 1.27532 ± 0.04511

К-33-16-25	0.1341±0.00204	1.18925±0.03595	0.06431±0.00191	751.8±61.3	811.2±11.6	-1.92
К-33-16-26	0.12764±0.00207	1.18147±0.04242	0.06712±0.00239	841.6±72.5	774.4±11.8	2.27
К-33-16-27	0.12861±0.00201	1.11288±0.03625	0.06275±0.00201	699.7±66.8	780±11.5	-2.62
К-33-16-28	0.13038±0.00202	1.156±0.03614	0.0643±0.00197	751.5±63.4	790±11.5	-1.25
К-33-16-29	0.12694±0.00203	1.11893±0.03878	0.06392±0.00219	739.1±70.9	770.4±11.6	-1.02
К-33-16-30	0.36639±0.00581	6.5217±0.20235	0.12908±0.00392	2085.5±52.5	2012.4±27.4	1.81
К-33-16-31	0.13704±0.00244	1.52607±0.06377	0.08076±0.00338	1215.6±80.1	827.9±13.8	13.65
К-33-16-32	0.12692±0.00213	1.18044 ± 0.04487	0.06745±0.00254	851.8±76.5	770.3±12.2	2.75
К-33-16-33	0.1305±0.00235	1.26516 ± 0.05601	0.07031±0.00312	937.4±88.4	790.7±13.4	4.99
К-33-16-34	0.13417±0.00229	1.219±0.04865	0.0659±0.00261	803.1±80.9	811.6±13	-0.28
К-33-16-35	0.12943±0.00212	1.11741 ± 0.04001	0.06261±0.00221	695.2±73.4	784.6±12.1	-2.92
К-33-16-36	0.124±0.00213	1.1078±0.04476	0.0648±0.0026	767.7±82.3	753.6±12.2	0.46
К-33-16-37	0.13624±0.0024	1.23587±0.05218	0.06579±0.00276	799.8±85.6	823.4±13.6	-0.78
К-33-16-38	0.12296±0.002	1.17334±0.04047	0.06921±0.00233	905.1±67.9	747.6±11.5	5.43
К-33-16-39	0.12929±0.00234	1.12569±0.05063	0.06315±0.00283	713.3±92.5	783.8±13.3	-2.31
К-33-16-40	0.12962±0.00228	1.14777 ± 0.04818	0.06423±0.00268	749.1±85.6	785.7±13	-1.21

Номер точки анализа		Изотопные отношения ± 1σ		Возраст по отношению ²⁰⁷ Рb/ ²⁰⁶ Рb. млн	Возраст по отношению ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U. млн	D. %
	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	лет ± 1 σ	лет $\pm 1\sigma$	
K-243-15-01	0.30022±0.00382	4.80581±0.08599	0.11614±0.00201	1897.7±30.8	1692.4±18.9	5.52
K-243-15-02	0.12425±0.00167	1.07752 ± 0.02829	0.06292±0.00165	705.7±54.8	755±9.6	-1.66
K-243-15-03	0.12255±0.0017	1.14053±0.03256	0.06753±0.00194	854±58.5	745.2±9.8	3.70
K-243-15-04	0.13053±0.00168	1.13598±0.02522	0.06314±0.00138	713±45.8	790.9±9.6	-2.56
K-243-15-05	0.12736±0.00168	1.13926±0.02759	0.0649±0.00156	771.2±49.8	772.8±9.6	-0.07
K-243-15-06	0.12604±0.00187	1.14589±0.03977	0.06597±0.00232	805.3±71.8	765.2±10.7	1.32
K-243-15-07	0.12616±0.00185	1.12801 ± 0.03811	0.06487±0.00221	770.2±70.3	765.9±10.6	0.11
K-243-15-08	0.12724±0.00177	1.14108±0.03359	0.06507±0.00192	776.5±6	772.1±10.1	0.11
K-243-15-09	0.13029±0.00179	1.21006±0.03366	0.06739±0.00188	849.7±56.9	789.5±10.2	1.98
K-243-15-10	0.12761±0.00188	1.69963±0.04993	0.09663±0.00288	1560.1±54.9	774.2±10.8	30.88
K-243-15-11	0.01543±0.0235	2.73353±4.12808	1.28568±0.68811	5588.1±588.4	98.7±149.2	1255.21
K-243-15-12	0.12476±0.00194	1.13303±0.04383	0.06589±0.00259	803±80.2	757.9±11.1	1.49
K-243-15-13	0.12391±0.00165	1.15906±0.02879	0.06787±0.00168	864.5±50.5	753±9.5	3.78
K-243-15-14	0.12922±0.00179	1.16215±0.0336	0.06525±0.00189	782.5±59.8	783.4±10.2	-0.05
K-243-15-15	0.12334±0.00182	1.19591±0.03978	0.07035±0.00237	938.6±67.5	749.8±10.4	6.52
K-243-15-16	0.17874±0.00224	2.26187±0.04053	0.09181±0.00159	1463.4±32.7	1060.1±12.3	13.24
K-243-15-17	0.14305±0.00176	1.66598±0.02748	0.0845±0.00133	1304±30.2	861.9±9.9	15.52
K-243-15-18	0.13572±0.00186	1.19958±0.03376	0.06413±0.00181	746±58.5	820.4±10.9	-2.43
K-243-15-19	0.12845±0.00174	1.20946±0.032	0.06832±0.00181	878.2±53.8	779±10	3.32
K-243-15-20	0.12243±0.00177	1.18945 ± 0.03745	0.07049±0.00224	942.7±63.8	744.5±10.2	6.88
K-243-15-21	0.13533±0.00195	1.19316±0.03889	0.06397±0.0021	740.6±68.1	818.2±11.1	-2.54
K-243-15-22	0.13256±0.00165	1.18037±0.02149	0.06461±0.00113	761.5±36.6	802.5±9.4	-1.37
K-243-15-23	0.13025±0.00167	1.1623±0.02537	0.06475±0.00139	766.2±44.6	789.3±9.6	-0.81
K-243-15-24	0.13513±0.00168	1.2063±0.02194	0.06477±0.00114	766.9±36.5	817±9.5	-1.65

Приложение 17. Конкордатные значения U-Pb датирования детритовых цирконов из пород шурмакской свиты (n=50)/ Примечание. D- дискордантность. При оценке возраста более 1 млрд лет использовались данные по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶ Pb. менее 1 млрд лет по ²⁰⁶Pb/²³⁸U.

K-243-15-25	0.1293±0.00171	1.15599±0.02816	0.06487±0.00157	770.1±50.2	783.8±9.7	-0.47
K-243-15-26	0.35163±0.00437	5.90776±0.09692	0.1219±0.0019	1984.2±27.6	1942.4±20.9	1.03
K-243-15-27	0.13593±0.00186	1.32811±0.03561	0.07089±0.0019	954.2±54	821.6±10.6	4.44
K-243-15-28	0.12735±0.00166	1.13041±0.02596	0.0644±0.00146	754.8±47.2	772.8±9.5	-0.63
K-243-15-29	0.16378±0.00216	1.63546±0.03818	0.07245±0.00168	998.7±46.3	977.7±12	0.64
K-243-15-30	0.12786±0.00179	1.24375±0.0357	0.07058 ± 0.00204	945.2±58	775.7±10.2	5.79
K-243-15-31	0.32533±0.00414	4.95295±0.08939	0.11046±0.00193	1807±31.4	1815.7±20.1	-0.24
K-243-15-32	0.13147±0.00167	1.17322±0.02416	0.06475±0.00131	766.1±41.9	796.3±9.5	-1.01
K-243-15-33	0.13118±0.00186	1.23569±0.03715	0.06835 ± 0.00207	879.1±61.4	794.6±10.6	2.81
K-243-15-34	0.12473±0.00183	1.23967±0.04045	0.07211±0.00238	989.1±65.5	757.7±10.5	8.05
K-243-15-35	0.12333±0.00176	1.23048±0.03741	0.07239 ± 0.00222	997±60.8	749.7±10.1	8.66
K-243-15-36	0.12485±0.00169	1.11618±0.02963	0.06487 ± 0.00172	770.1±54.9	758.4±9.7	0.36
K-243-15-37	0.1295±0.00166	1.13321±0.02439	0.06349±0.00134	724.8±44.2	785±9.5	-2
K-243-15-38	0.13355±0.00171	1.22218 ± 0.02578	0.0664±0.00137	819.1±42.7	808.1±9.7	0.33
K-243-15-39	0.13174±0.00168	1.1639±0.02435	0.0641±0.00132	744.9±42.8	797.8±9.6	-1.75
K-243-15-40	0.12378±0.0017	1.15568 ± 0.03208	0.06774 ± 0.00189	860.7±56.7	752.3±9.8	3.66
K-243-15-41	0.12501±0.00174	1.10808 ± 0.03272	0.06431±0.00191	752±61.4	759.3±10	-0.27
K-243-15-42	0.34476±0.00442	5.78515±0.10546	0.12175±0.00215	1982±31.1	1909.5±21.2	1.88
K-243-15-43	0.1357±0.00176	1.23777±0.02787	0.06618±0.00147	812.1±45.8	820.3±10	-0.29
K-243-15-44	0.13628±0.00308	1.52924±0.09691	0.08142±0.0053	1231.5±122.6	823.6±17.5	14.40
K-243-15-45	0.12863±0.00179	1.21718±0.03467	0.06866±0.00196	888.5±58.1	780±10.2	3.65
K-243-15-46	0.12254±0.00172	1.08168±0.03277	0.06405 ± 0.00195	743.2±63.2	745.1±9.9	-0.08
K-243-15-47	0.1249±0.00186	1.12759±0.0397	0.0655±0.00233	790.5±73.1	758.7±10.7	1.04
K-243-15-48	0.12597±0.00174	1.13419±0.03255	0.06533±0.00188	784.9±59.4	764.8±10	0.64
K-243-15-49	0.12986±0.00187	1.17967±0.03762	0.06591±0.00212	803.6±65.9	787.1±10.7	0.52
K-243-15-50	0.1322±0.0021	1.20563±0.04813	0.06617 ± 0.00268	811.7±82.6	800.4±11.9	0.35

IIO FU/ U.				I		1
Номер точки	И	зотопные отношения ±	= 1σ	Возраст по	Возраст по	D. %
анализа					отношению	
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb. млн	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U. млн	
	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	лет $\pm 1\sigma$	лет $\pm 1\sigma$	
К-33-16-01	0.1274±0.00205	1.15232±0.04332	0.06558±0.00248	793.1±77.5	773±11.7	0.69
К-33-16-02	0.13453±0.00194	1.18286±0.03236	0.06376±0.00172	733.6±56.1	813.7±11	-2.59
К-33-16-03	0.13355±0.00199	1.14092±0.03546	0.06195±0.00192	672.3±64.8	808.1±11.3	-4.36
К-33-16-04	0.13088±0.00192	1.20589±0.03491	0.06681±0.00192	831.8±58.7	792.9±11	1.31
К-33-16-05	0.1327±0.00191	1.17318±0.03151	0.06411±0.00169	745.1±54.9	803.2±10.9	-1.88
К-33-16-06	0.12882±0.00186	1.14068 ± 0.03084	0.06421±0.00171	748.5±55.2	781.1±10.6	-1.06
<i>K-33-16-07</i>	0.06853±0.21112	2.8947±8.9822	0.30627±0.15777	3502.2±628.6	427.3±1273.7	223.08
К-33-16-08	0.13845±0.00196	1.25008 ± 0.03085	0.06547±0.00157	789.4±49.6	835.9±11.1	-1.49
К-33-16-09	0.13237±0.00187	1.19097±0.02962	0.06524±0.00158	782.1±50.1	801.4±10.7	-0.62
К-33-16-10	0.13303±0.00194	1.2369±0.03444	0.06742 ± 0.00185	850.7±55.9	805.1±11.5	1.54
К-33-16-11	0.13349±0.00203	1.29279±0.0404	0.07022±0.00218	934.9±62.4	807.7±11.5	4.31
К-33-16-12	0.12838±0.00197	1.16311±0.03749	0.06569±0.00211	796.6±65.8	778.6±11.2	0.62
К-33-16-13	0.12914±0.00198	1.20853±0.03843	0.06786±0.00214	864.2±64.2	783±11.3	2.75
К-33-16-14	0.12998±0.00202	1.24963±0.04129	0.06971±0.00229	919.8±66.2	787.7±11.5	4.51
К-33-16-15	0.12746±0.00198	1.21391±0.03998	0.06905±0.00226	900.4±66.2	773.4±11.3	4.34
К-33-16-16	0.13315±0.00217	1.26807±0.04697	0.06906±0.00256	900.4±74.7	805.8±12.4	3.19
К-33-16-17	0.13128±0.00198	1.13386±0.03455	0.06263±0.00188	695.6±62.8	795.1±11.3	-3.21
К-33-16-18	0.12989±0.00197	1.22587±0.03732	0.06843±0.00206	881.7±60.9	787.2±11.2	3.21
К-33-16-19	0.12714±0.00189	1.11041±0.03162	0.06333±0.00177	719.2±58.2	771.6±10.8	-1.71
К-33-16-20	0.1291±0.00208	1.25123±0.04484	0.07028±0.00252	936.4±71.7	782.7±11.9	5.28
К-33-16-21	0.12858±0.00214	1.18786±0.04613	0.06699±0.00261	837.5±78.9	779.7±12.2	1.96
К-33-16-22	0.1248±0.00211	1.13515±0.04565	0.06596±0.00266	805±82.2	758.1±12.1	1.59
К-33-16-23	0.17107±0.00268	1.87103±0.05947	0.07931±0.00249	1179.9±60.8	1018±14.7	5.2
К-33-16-24	0.13448±0.00217	1.27532±0.04511	0.06877±0.00242	891.9±7	813.3±12.3	2.64

Приложение 18. Конкордатные значения U-Pb датирования детритовых цирконов из пород шурмакской свиты (n=40)/ Примечание. D- дискордантность. При оценке возраста более 1 млрд лет использовались данные по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶ Pb. менее 1 млрд лет по ²⁰⁶Pb/²³⁸U.
К-33-16-25	0.1341±0.00204	1.18925±0.03595	0.06431±0.00191	751.8±61.3	811.2±11.6	-1.92
К-33-16-26	0.12764±0.00207	1.18147±0.04242	0.06712±0.00239	841.6±72.5	774.4±11.8	2.27
К-33-16-27	0.12861±0.00201	1.11288±0.03625	0.06275±0.00201	699.7±66.8	780±11.5	-2.62
К-33-16-28	0.13038±0.00202	1.156±0.03614	0.0643±0.00197	751.5±63.4	790±11.5	-1.25
К-33-16-29	0.12694±0.00203	1.11893±0.03878	0.06392±0.00219	739.1±70.9	770.4±11.6	-1.02
К-33-16-30	0.36639 ± 0.00581	6.5217±0.20235	0.12908±0.00392	2085.5±52.5	2012.4±27.4	1.81
К-33-16-31	0.13704±0.00244	1.52607±0.06377	0.08076±0.00338	1215.6±80.1	827.9±13.8	13.65
К-33-16-32	0.12692±0.00213	1.18044 ± 0.04487	0.06745±0.00254	851.8±76.5	770.3±12.2	2.75
К-33-16-33	0.1305±0.00235	1.26516 ± 0.05601	0.07031±0.00312	937.4±88.4	790.7±13.4	4.99
К-33-16-34	0.13417±0.00229	1.219±0.04865	0.0659±0.00261	803.1±80.9	811.6±13	-0.28
К-33-16-35	0.12943±0.00212	1.11741±0.04001	0.06261±0.00221	695.2±73.4	784.6±12.1	-2.92
К-33-16-36	0.124±0.00213	1.1078±0.04476	0.0648±0.0026	767.7±82.3	753.6±12.2	0.46
К-33-16-37	0.13624±0.0024	1.23587±0.05218	0.06579 ± 0.00276	799.8±85.6	823.4±13.6	-0.78
К-33-16-38	0.12296±0.002	1.17334±0.04047	0.06921±0.00233	905.1±67.9	747.6±11.5	5.43
К-33-16-39	0.12929±0.00234	1.12569±0.05063	0.06315±0.00283	713.3±92.5	783.8±13.3	-2.31
К-33-16-40	0.12962±0.00228	1.14777 ± 0.04818	0.06423±0.00268	749.1±85.6	785.7±13	-1.21

Приложение 19. Конкордатные значения U-Pb датирования детритовых цирконов из пород адырташской свиты (n=100)/ Примечание. D- дискордантность. При оценке возраста более 1 млрд лет использовались данные по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶ Pb. менее 1 млрд лет по ²⁰⁶Pb/²³⁸U.

Номер точки анализа	И	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$			Возраст по отношению ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U. млн	D. %
	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	лет ± 1 σ	лет $\pm 1\sigma$	
AT-20-53-45	0.07059±0.00129	0.54907±0.01138	0.0565±0.00123	471.1±48.1	439.7±7.8	1.1
AT-20-53-65	0.07091±0.00133	$0.54758 {\pm} 0.01424$	0.05609 ± 0.00153	455.6±59.4	441.6±8	0.4
AT-20-53-59	0.07106 ± 0.0013	$0.5458{\pm}0.01218$	$0.05579 {\pm} 0.00131$	443.6±51.2	442.5±7.9	-0.1
AT-20-53-58	$0.07119 {\pm} 0.00132$	0.55324±0.01334	0.05645 ± 0.00143	469.3±55.6	443.3±8	0.9
AT-20-53-22	$0.07137 {\pm} 0.0013$	0.54802 ± 0.01093	$0.05577 {\pm} 0.00117$	443±45.8	444.4±7.8	-0.2
AT-20-53-93	$0.07158 {\pm} 0.0013$	0.56098 ± 0.01184	0.05692 ± 0.00127	487.8±48.6	445.7±7.8	1.5
AT-20-53-07	$0.0716 {\pm} 0.00133$	0.54376±0.01294	$0.05516 {\pm} 0.00137$	418.6±54.1	445.8±8	-1.1
AT-20-53-85	0.07162±0.00131	0.55174±0.01206	$0.05595 {\pm} 0.00129$	450.2±50.3	445.9±7.9	0.0
AT-20-53-10	0.07166±0.00134	0.55274±0.0139	0.05602 ± 0.00147	453±57.3	446.2±8.1	0.1
AT-20-53-37	0.07175 ± 0.00132	0.55277±0.01256	$0.05596 {\pm} 0.00134$	450.2±52	446.7±8	0.0
AT-20-53-100	$0.07184 {\pm} 0.00131$	0.55251±0.01194	$0.05586 {\pm} 0.00128$	446.5±49.7	447.2±7.9	-0.1
AT-20-53-43	0.07217±0.00131	$0.56548 {\pm} 0.01132$	0.05691 ± 0.0012	487.3±46.1	449.2±7.9	1.3
AT-20-53-26	0.07227±0.00134	0.55862±0.01294	0.05615 ± 0.00136	457.8±53	449.8±8	0.2
AT-20-53-96	0.07241±0.00133	0.5605 ± 0.01269	0.05623 ± 0.00134	460.5±52.5	450.6±8	0.3
AT-20-53-98	$0.07248 {\pm} 0.00131$	$0.56316 {\pm} 0.01097$	0.05643 ± 0.00117	468.7±45.5	451.1±7.9	0.6
AT-20-53-12	0.07269 ± 0.00134	0.58055±0.01261	0.05801 ± 0.00132	529.7±49.6	452.4±8	2.7
AT-20-53-61	0.07317±0.00132	0.56586±0.01121	$0.05617 {\pm} 0.00118$	458.7±45.7	455.2±8	0.0
AT-20-53-54	0.07322±0.00133	0.56703±0.01184	0.05625 ± 0.00124	461.4±48.5	455.5±8	0.1
AT-20-53-70	$0.07328 {\pm} 0.00133$	0.57995±0.01168	$0.05749 {\pm} 0.00122$	509.8±46.5	455.9±8	1.9
AT-20-53-69	$0.0736 {\pm} 0.00133$	0.57574 ± 0.0115	0.05681 ± 0.0012	483.7±46.3	457.8±8	0.9
AT-20-53-87	$0.07413 {\pm} 0.00137$	0.57505 ± 0.01335	$0.05635 {\pm} 0.00138$	465.2±53.8	461±8.2	0.1
AT-20-53-29	0.07427±0.00137	0.57533±0.01301	0.05626±0.00133	462±52.2	461.8±8.2	-0.1
AT-20-53-18	0.07428±0.00135	0.57459 ± 0.01098	0.05619±0.00113	459.1±44.4	461.9±8.1	-0.2
AT-20-53-23	0.07437±0.00135	0.58021±0.01133	0.05667±0.00117	478±45.4	462.4±8.1	0.5

AT-20-53-72	0.07492±0.00135	0.58091 ± 0.011	0.05632±0.00113	464.1±44.2	465.7±8.1	-0.2
AT-20-53-06	0.07501±0.00136	0.57201±0.01085	0.05539±0.00111	427.6±43.5	466.3±8.2	-1.5
AT-20-53-15	0.07517±0.0014	0.60446±0.0141	0.05841±0.00143	545±52.6	467.2±8.4	2.8
AT-20-53-66	0.07517±0.00136	0.59176±0.01163	$0.05718 {\pm} 0.00119$	497.8±45.7	467.3±8.2	1.0
AT-20-53-73	0.07543±0.00138	0.5975±0.01323	0.05753±0.00134	511.6±50.9	468.8±8.3	1.5
AT-20-53-86	0.07545±0.00137	0.60648±0.0129	0.05839±0.00131	544.3±48.8	468.9±8.2	2.6
AT-20-53-13	0.07546±0.00138	0.59189±0.01193	0.05697±0.00121	489.8±46.2	469±8.2	0.7
AT-20-53-53	0.07569±0.00138	0.59433±0.01233	0.05704±0.00125	492.3±47.5	470.3±8.3	0.7
AT-20-53-16	0.07592±0.0014	0.59814±0.01302	0.05722±0.00131	499.7±50.1	471.7±8.4	0.9
AT-20-53-51	0.07619±0.00139	0.62293±0.01279	0.05938±0.00129	581.1±46.4	473.4±8.3	3.9
AT-20-53-01	0.07624±0.00139	0.59799±0.01199	0.05697±0.0012	489.8±45.9	473.6±8.3	0.5
AT-20-53-80	0.07628±0.00142	0.59705±0.01501	0.05685±0.0015	485.1±57.9	473.9±8.5	0.3
AT-20-53-84	$0.07648 {\pm} 0.00141$	0.61797±0.01455	0.05869±0.00145	555.5±53.2	475.1±8.5	2.8
AT-20-53-17	0.07653±0.00139	0.60525±0.01202	0.05744±0.0012	508.2±45.8	475.4±8.3	1.1
AT-20-53-95	0.07653±0.00141	0.60224±0.01403	0.05716±0.0014	497.1±53.7	475.4±8.5	0.7
AT-20-53-68	0.07657±0.0014	0.6136±0.01306	0.05821±0.00131	537±49	475.6±8.4	2.1
AT-20-53-14	0.0766±0.0014	0.59696±0.01216	0.0566±0.00121	475.4±47.2	475.8±8.4	-0.1
AT-20-53-44	0.07661±0.00139	0.60577±0.01174	$0.05743 {\pm} 0.00118$	507.7±44.8	475.9±8.3	1.1
AT-20-53-91	0.07662 ± 0.00139	0.60523±0.01234	0.05737±0.00124	505.5±47.3	475.9±8.3	1.0
AT-20-53-47	0.07664 ± 0.00143	0.6049 ± 0.01492	$0.05733 {\pm} 0.00148$	503.6±56.4	476±8.6	0.9
AT-20-53-46	0.07665 ± 0.0014	0.58856±0.01214	0.05577±0.00121	443±47.4	476.1±8.4	-1.3
AT-20-53-76	0.07684 ± 0.0014	$0.61398 {\pm} 0.01307$	0.05804 ± 0.0013	530.7±48.9	477.2±8.4	1.9
AT-20-53-41	$0.07685 {\pm} 0.0014$	0.60056 ± 0.01205	$0.05676 {\pm} 0.0012$	481.6±46.4	477.3±8.4	0.1
AT-20-53-19	0.07689 ± 0.0014	0.60911±0.0123	$0.05754 {\pm} 0.00122$	511.8±46.4	477.6±8.4	1.1
AT-20-53-71	0.07699 ± 0.00142	0.59914±0.01366	0.05652±0.00136	472.1±52.7	478.2±8.5	-0.3
AT-20-53-24	0.07704 ± 0.0014	0.59593±0.01174	0.05619 ± 0.00117	459±45.7	478.4±8.4	-0.8
AT-20-53-64	0.07727±0.00139	0.61232±0.01143	0.05756±0.00114	512.7±43.2	479.8±8.3	1.1
AT-20-53-75	0.07742±0.00143	0.61618±0.01441	0.05781±0.00142	522.4±53.3	480.7±8.6	1.4
AT-20-53-67	$0.07745 {\pm} 0.0014$	0.59352±0.01181	0.05566±0.00117	438.4±45.8	480.9±8.4	-1.6
AT-20-53-82	0.07752±0.00142	0.61354±0.01365	0.05748±0.00135	509.8±51.2	481.3±8.5	0.9
AT-20-53-39	0.07774±0.00142	0.61501±0.01292	0.05746±0.00127	509±48.3	482.6±8.5	0.8

AT-20-53-11	0.07782 ± 0.00143	0.61389±0.01295	$0.0573 {\pm} 0.00127$	502.7±48.5	483.1±8.5	0.6
AT-20-53-88	$0.07785 {\pm} 0.0014$	0.66346±0.01292	0.0619 ± 0.00128	670.8±43.6	483.3±8.4	6.9
AT-20-53-78	0.07795±0.00141	0.62383±0.01275	0.05813±0.00126	534±47.1	483.9±8.5	1.7
AT-20-53-90	0.07823±0.00141	0.62463±0.01203	0.05799±0.00119	529.1±44.5	485.6±8.4	1.5
AT-20-53-60	0.07837 ± 0.00142	0.63952±0.01267	0.05927±0.00124	577.1±44.9	486.4±8.5	3.2
AT-20-53-79	0.07851±0.00141	0.62014±0.0117	0.05737±0.00115	505.3±43.9	487.2±8.4	0.6
AT-20-53-05	0.07865 ± 0.00143	0.61875±0.0123	0.05714 ± 0.0012	496.6±45.3	488.1±8.6	0.2
AT-20-53-83	0.07865 ± 0.00143	0.6189±0.0129	0.05715±0.00126	497±48.4	488.1±8.5	0.2
AT-20-53-49	$0.0787 {\pm} 0.00143$	0.64019 ± 0.01303	$0.05908 {\pm} 0.00127$	570.2±46.1	488.4±8.6	2.9
AT-20-53-74	0.07891 ± 0.00142	0.62118±0.01181	0.05718±0.00115	497.8±43.7	489.6±8.5	0.2
AT-20-53-28	$0.07894 {\pm} 0.00147$	0.61009±0.01469	0.05613±0.00142	457.3±55	489.8±8.8	-1.3
AT-20-53-08	0.07933±0.00153	0.62369 ± 0.01841	0.05711±0.00176	495.1±67	492.1±9.2	0.0
AT-20-53-52	0.07935±0.00145	0.63462±0.01364	0.05809±0.00132	532.8±49.3	492.2±8.7	1.4
AT-20-53-57	$0.07946 {\pm} 0.00147$	0.62005±0.01434	$0.05668 {\pm} 0.00138$	478.3±53.1	492.9±8.8	-0.6
AT-20-53-81	0.08001 ± 0.00144	0.62451±0.01179	0.05669±0.00114	478.8±44.2	496.2±8.6	-0.7
AT-20-53-03	0.08015±0.00151	0.64067 ± 0.01608	0.05806±0.00152	531.7±56.9	497±9	1.1
AT-20-53-97	0.08037 ± 0.00147	0.63918±0.014	0.05776±0.00134	520.5±50.2	498.4±8.8	0.7
AT-20-53-21	0.08054±0.00157	0.67039±0.02019	0.06046±0.0019	620.1±66.5	499.3±9.4	4.3
AT-20-53-94	0.08055±0.00148	0.64226±0.01471	0.05791±0.0014	526.1±52.4	499.4±8.8	0.9
AT-20-53-25	0.08062±0.00146	0.62881±0.01171	0.05665±0.00111	477.2±43.4	499.8±8.7	-0.9
AT-20-53-42	0.08092 ± 0.00146	0.64818±0.0123	$0.05818 {\pm} 0.00117$	536±43.9	501.6±8.7	1.2
AT-20-53-99	0.08134±0.00151	0.63891±0.01549	0.05705±0.00146	492.8±55.9	504.1±9	-0.5
AT-20-53-62	$0.08149 {\pm} 0.00148$	0.65553±0.01293	0.05843±0.00122	545.8±44.9	505±8.8	1.4
AT-20-53-36	$0.0815 {\pm} 0.00147$	0.64819±0.012	0.05776±0.00113	520.6±42.6	505.1±8.8	0.5
AT-20-53-09	$0.08193 {\pm} 0.00149$	0.64672±0.01303	$0.05734 {\pm} 0.00122$	504±46.4	507.6±8.9	-0.2
AT-20-53-50	$0.08194{\pm}0.00148$	0.65858±0.01255	$0.05838 {\pm} 0.00118$	543.9±43.5	507.7±8.8	1.2
AT-20-53-48	0.08215±0.00148	0.64967±0.01234	0.05744±0.00115	508.1±44	508.9±8.8	-0.1
AT-20-53-04	0.08246 ± 0.00149	0.64953±0.01228	0.05721±0.00114	499.2±43.8	510.8±8.9	-0.5
AT-20-53-38	0.08276 ± 0.00151	0.66526±0.01356	0.05838±0.00125	544.2±46.3	512.6±9	1.0
AT-20-53-63	0.08354±0.00151	0.6723±0.01308	0.05845±0.0012	546.8±44.4	517.2±9	0.9
AT-20-53-20	$0.08359 {\pm} 0.00155$	$0.67169 {\pm} 0.01547$	0.05836±0.00141	543.4±51.5	517.5±9.2	0.8

AT-20-53-56	$0.08364 {\pm} 0.00152$	0.67446±0.01336	0.05857±0.00123	551.2±45.1	517.8±9	1.1
AT-20-53-89	0.0849 ± 0.00155	0.72012±0.01564	0.06161±0.00141	660.5±48.4	525.3±9.2	4.8
AT-20-53-40	0.08695 ± 0.00158	0.71633±0.01397	0.05984±0.00123	597.8±44	537.5±9.4	2.0
AT-20-53-27	0.12373±0.00228	1.09636±0.0238	0.06436 ± 0.00147	753.6±47.5	752±13.1	-0.1
AT-20-53-55	0.12697±0.00229	1.15441 ± 0.02181	0.06604±0.00132	807.6±41.3	770.5±13.1	1.1
AT-20-53-02	0.12828±0.00232	1.15975±0.02164	0.06567±0.00129	795.9±40.7	778±13.3	0.5
AT-20-53-33	0.12951±0.00236	1.18996±0.02349	0.06674±0.00139	829.7±42.9	785±13.4	1.4
AT-20-53-34	0.13281±0.00242	1.24018 ± 0.02491	0.06782 ± 0.00144	863.2±43.4	803.9±13.8	1.9
AT-20-53-32	0.13324±0.00243	1.23428 ± 0.02466	0.06728 ± 0.00142	846.6±43.2	806.3±13.8	1.2
AT-20-53-77	0.13388±0.00241	1.20343±0.02241	0.06529±0.00129	783.7±41	809.9±13.7	-1.0
AT-20-53-30	$0.13754 {\pm} 0.00248$	1.26741±0.02356	0.06693±0.00132	835.7±40.4	830.7±14.1	0.1
AT-20-53-92	0.30601 ± 0.00554	4.55517±0.08764	0.10812±0.00221	1767.9±36.9	1721.1±27.4	2.7
AT-20-53-31	0.35812±0.00661	6.33955±0.12518	0.12858±0.00268	2078.6±36.3	1973.3±31.4	5.3
AT-20-53-35	0.50885±0.00916	13.43348±0.24287	0.19175±0.00367	2757.2±31.1	2651.7±39.1	4.0

Приложение 20. Конкордатные значения U-Pb датирования детритовых цирконов из пород адырташской свиты (n=7)/ Примечание. D- дискордантность. При оценке возраста более 1 млрд лет использовались данные по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶ Pb. менее 1 млрд лет по ²⁰⁶Pb/²³⁸U.

Номер точки анализа	Изотопные отношения ± 1σ			Возраст по отношению ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb. млн	Возраст по отношению ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U. млн	D. %
	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	лет $\pm 1\sigma$	лет $\pm 1\sigma$	
И-14-19 6*	0.07224±0.00136	0.55974 ± 0.02241	0.0562 ± 0.00198	460.1±39.2	449.6±8.5	0.4
И-14-19 3	0.07297±0.00133	0.5655±0.01138	0.0563 ± 0.0012	463.4±46.7	454±8	0.2
И-14-19 1	0.07358±0.00134	0.5662±0.01178	0.0559±0.00123	448.1±47.8	457.7±8.1	-0.5
И-14-19 5	0.07402 ± 0.00135	0.59762 ± 0.01285	0.05865 ± 0.00133	554.3±48.7	460.3±8.1	3.3
И-14-19 7	0.07407 ± 0.00135	0.58005 ± 0.01234	$0.05689 {\pm} 0.00128$	486.5±48.8	460.7±8.1	0.8
И-14-19 2	0.07448±0.00136	0.58088 ± 0.01188	0.05666 ± 0.00122	477.5±47.4	463.1±8.1	0.4
И-14-19 4	0.15646 ± 0.00282	1.52656 ± 0.02824	0.07088±0.00139	954±39.6	937.1±15.7	0.4

Приложение 21. Конкордатные значения U-Pb датирования детритовых цирконов из пород адырташской свиты (n=13)/ Примечание. D- дискордантность. При оценке возраста более 1 млрд лет использовались данные по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶ Pb. менее 1 млрд лет по ²⁰⁶Pb/²³⁸U.

Номер точки анализа	Изотопные отношения ± 10 206р. 238ц 207р. 235ц 207р. 206р.			Возраст по отношению 207 Pb/ 206 Pb. млн лет $\pm 1\sigma$	Возраст по отношению ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$. млн лет $\pm 1\sigma$	D. %
II 22 10 2	FU/ U			105.0.51.0		1.0
И-22-193	0.07241±0.00134	0.56736±0.01276	0.05692 ± 0.00134	487.9±51.2	450.7±8	1.2
И-22-19 б	0.07308 ± 0.00136	0.57791 ± 0.01379	$0.05745 {\pm} 0.00144$	508.3±54.4	454.7±8.2	1.8
И-22-19 1	0.07315±0.00136	0.56796 ± 0.01337	0.0564 ± 0.00139	467.5±54.2	455.1±8.2	0.4
И-22-19 9	0.07339±0.00135	0.57271±0.01273	0.05669 ± 0.00132	479±51	456.5±8.1	0.7
И-22-19 7	0.07341 ± 0.00134	0.59864 ± 0.01255	$0.05924{\pm}0.00131$	576±47.2	456.7±8.1	4.3
И-22-19 10	$0.07381 {\pm} 0.00135$	0.58256 ± 0.01182	$0.05734 {\pm} 0.00122$	504.1±46.8	459.1±8.1	1.5
И-22-19 2	0.07397±0.00136	$0.57698 {\pm} 0.01232$	$0.05667 {\pm} 0.00127$	477.9±49.2	460±8.2	0.5
И-22-19 5	0.07434 ± 0.0014	0.57143 ± 0.01503	$0.05584{\pm}0.00153$	445.8±59.8	462.2±8.4	-0.7
И-22-19 4	0.07462 ± 0.00138	0.56209 ± 0.01256	0.05472 ± 0.00128	400.1±51.9	464±8.3	-2.4
И-22-19 12	0.0769 ± 0.0014	0.61212±0.01227	$0.05783 {\pm} 0.00122$	523±45.9	477.6±8.4	1.5
И-22-19 11	0.07777±0.00141	0.65805±0.0124	0.06147±0.00122	655.7±42.1	482.8±8.4	6.3
И-22-19 8	0.08344±0.00151	0.65677±0.01265	0.05718±0.00116	498.1±44.7	516.6±9	-0.8
И-22-19 13	0.13471±0.00243	1.25744±0.02357	$0.\overline{06781 \pm 0.00134}$	862.9±40.6	814.7±13.8	1.5

Номер точки	И	зотопные отношения ±	- 1σ	Возраст по	Возраст по	D. %
анализа				отношению ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb. млн	отношению ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U. млн	
	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	лет $\pm 1\sigma$	лет $\pm 1\sigma$	
И1-19 б	0.07167±0.00138	0.55055±0.01562	0.0558±0.00165	444.2±64.2	446.2±8	-0.2
И1-19 18	0.07229±0.00137	0.56762±0.01494	$0.05705 {\pm} 0.00157$	492.7±60	450±8	1.4
И1-19 15	0.07235±0.00135	0.56705±0.01312	$0.05695 {\pm} 0.00138$	488.9±52.4	450.3±8	1.3
И1-19 13	0.07243±0.00135	0.57194±0.01341	0.05737±0.00141	505.2±53.5	450.8±8	1.9
И1-19 20	0.07244±0.00136	0.55361±0.01396	0.05553±0.00146	433.2±57.2	450.8±8	-0.8
И1-19 12	0.0725±0.0014	0.59342±0.01686	0.05947±0.00176	584.3±63.1	451.2±8	4.8
И1-19 3	0.07272±0.00138	0.57437±0.01471	0.05738±0.00153	505.6±58	452.5±8	1.8
И1-19 19	0.07279±0.00136	0.54906±0.0132	$0.0548 {\pm} 0.00138$	404.2±54.5	453±8	-1.9
И1-19 14	0.07301±0.00137	0.58545 ± 0.01404	0.05826±0.00146	538.8±54.7	454.3±8	3.0
И1-198	0.07311±0.00137	0.56778±0.01365	0.05642 ± 0.00141	468.2±55.1	454.9±8	0.4
И1-19 17	0.07317±0.00139	0.55722±0.01501	$0.05533 {\pm} 0.00155$	425.5±61	455.2±8	-1.2
И1-197	0.07352±0.00137	0.56877±0.01341	0.0562 ± 0.00138	459.7±54	457.3±8	0.0
И1-19 2	0.07378±0.00138	0.56144±0.01347	$0.05528 {\pm} 0.00138$	423.4±54.3	458.9±8	-1.4
И1-199	0.07424±0.0014	0.59578±0.01501	0.0583±0.00153	540.5±57.1	461.6±8	2.8
И1-19 10	0.07424±0.00139	0.57446±0.0136	0.05622±0.00139	460.2±54.3	461.6±8	-0.2
И1-19 11	0.07427±0.00138	0.58111±0.01317	0.05685 ± 0.00135	485±51.5	461.8±8	0.7
И1-19 16	0.07447±0.00138	0.5864±0.01351	0.05721 ± 0.00138	499.2±52.7	463±8	1.2
И1-19 1	0.07472±0.00141	0.61767 ± 0.01484	0.06006±0.0015	605.6±53.3	464.5±8	5.2
И1-19 4	0.07508±0.00142	0.57742 ± 0.01444	$0.05587 {\pm} 0.00145$	446.9±56.7	466.7±8	-0.8
И1-19 5	0.07514±0.00142	0.61586±0.01553	0.05955±0.00156	587.2±56	467±9	4.3

Приложение 22. Конкордатные значения U-Pb датирования детритовых цирконов из пород адырташской свиты (n=20)/ Примечание. D- дискордантность. При оценке возраста более 1 млрд лет использовались данные по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶ Pb. менее 1 млрд лет по ²⁰⁶Pb/²³⁸U.

Номер точки	И	зотопные отношения ±	= 1σ	Возраст по	Возраст по	D. %
анализа				отношению 207 р. /206 р.	отношению 206 р. /238 г	
				207 Рб/200 Рб. МЛН	200 Pb/200 U. МЛН	
	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	лет $\pm 1\sigma$	лет $\pm 1\sigma$	
И2-19 2	0.07217±0.00139	0.55651±0.01392	0.05601±0.00144	452.3±56	449.2±8.4	0.0
И2-19 11	0.07251±0.00139	0.55156±0.01383	0.05525±0.00143	422.1±56.2	451.3±8.4	-1.2
И2-19 13	0.0727±0.00139	0.55948±0.01398	0.05589±0.00144	447.7±56.2	452.4±8.4	-0.3
И2-194	0.07274±0.00142	0.56253±0.01508	0.05616±0.00155	458.5±60.1	452.7±8.5	0.1
И2-19 20	0.07275±0.00138	0.55661±0.01389	0.05557±0.00144	434.8±56.2	452.7±8.3	-0.8
И2-19 8	0.0728±0.0014	0.56954 ± 0.01409	0.05682±0.00145	483.8±55.4	453±8.4	1.0
И2-19 16	0.0728±0.00139	0.56497 ± 0.01391	0.05637±0.00144	466.1±56	453±8.3	0.4
И2-19 14	0.07283±0.0014	0.58136±0.0153	0.05798±0.00158	528.5±58.9	453.2±8.4	2.7
И2-19 9	0.07296±0.00139	0.57363±0.01364	0.0571±0.0014	494.9±53.7	454±8.4	1.4
И2-19 18	0.07303±0.0014	0.56171±0.01448	0.05586±0.00149	446.5±58.1	454.4±8.4	-0.4
И2-19 12	0.07341±0.0014	0.55224±0.01381	0.05464 ± 0.00141	397.4±56.5	456.7±8.4	-2.2
И2-19 1	0.07344±0.00143	0.56008±0.01521	0.05539±0.00155	427.6±60.7	456.9±8.6	-1.2
И2-19 15	0.07355±0.00141	0.55899±0.01455	0.0552±0.00148	420±58.4	457.5±8.5	-1.4
И2-19 10	0.07359±0.00142	0.56783 ± 0.01474	0.05605±0.0015	453.8±58.3	457.7±8.5	-0.2
И2-19 б	0.07365±0.00143	0.57213±0.01483	0.05642±0.0015	468.1±58.4	458.1±8.6	0.3
И2-19 3	0.07383±0.00142	0.56581±0.01368	0.05566±0.00138	438.6±54	459.2±8.5	-0.8
И2-197	0.07394±0.00141	0.58078 ± 0.01383	$0.05705 {\pm} 0.0014$	492.9±53.7	459.8±8.5	1.1
И2-19 17	0.07396±0.00142	0.56047 ± 0.01466	0.05504±0.00149	413.7±58.7	460±8.5	-1.8
И2-19 19	0.07399±0.00141	0.57524±0.01451	0.05646 ± 0.00148	469.9±57.2	460.2±8.5	0.3
И2-19 5	0.07421±0.00144	0.5647±0.01459	0.05526±0.00147	422.8±57.7	461.5±8.6	-1.5

Приложение 23. Конкордатные значения U-Pb датирования детритовых цирконов из пород адырташской свиты (n=20)/ Примечание. D- дискордантность. При оценке возраста более 1 млрд лет использовались данные по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶ Pb. менее 1 млрд лет по ²⁰⁶Pb/²³⁸U.

Приложение 24. Конкордатные значения U-Pb датирования детритовых цирконов из пород адырташской свиты (n=20)/ Примечание. D- дискордантность. При оценке возраста более 1 млрд лет использовались данные по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶ Pb. менее 1 млрд лет по ²⁰⁶Pb/²³⁸U.

Номер точки				Возраст по	Возраст по	
анализа	И	зотопные отношения ±	= 1σ	отношению 207 рь /206 рь	отношению 206рь /238ц	D %
				207 РО/200 РО. МЛН	²⁰⁰ Рб/2000. МЛН	D. 70
	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	лет $\pm 1\sigma$	лет $\pm 1\sigma$	
И8-19 20	0.07342±0.00133	0.57163±0.01159	0.05657±0.00121	474.1±47.2	456.7±8	0.5
И8-19 1	0.07378±0.00135	0.5801±0.01152	0.05713±0.00119	495.9±45.2	458.9±8.1	1.2
И8-19 17	0.07399±0.00134	$0.57518 {\pm} 0.01152$	0.05649 ± 0.00119	470.9±46.6	460.1±8.1	0.3
И8-192	0.07426±0.00135	0.5819±0.01127	$0.05693 {\pm} 0.00116$	488.2±44.5	461.8±8.1	0.8
И8-19 11	0.07427±0.00135	0.58365 ± 0.01151	$0.0571 {\pm} 0.00119$	494.9±45.1	461.8±8.1	1.1
И8-19 10	0.07428±0.00135	0.58088 ± 0.01173	0.05682 ± 0.00121	483.8±46.5	461.9±8.1	0.7
И8-19 16	0.07433±0.00135	0.57886±0.01132	$0.05658 {\pm} 0.00117$	474.6±45.5	462.2±8.1	0.3
И8-19 19	0.07437±0.00135	0.56891±0.01159	$0.05558 {\pm} 0.0012$	435.5±46.8	462.4±8.1	-1.1
И8-19 8	0.07449±0.00136	0.58261±0.01193	$0.05683 {\pm} 0.00122$	484.2±47.1	463.2±8.2	0.6
И8-19 9	0.07449±0.00135	0.57788±0.01143	$0.05637 {\pm} 0.00117$	466±45.9	463.2±8.1	0.0
И8-19 13	0.07451±0.00135	0.56922 ± 0.0112	$0.05551 {\pm} 0.00115$	432.5±45.2	463.3±8.1	-1.3
И8-194	0.07454±0.00136	$0.58058 {\pm} 0.01181$	0.05659 ± 0.00121	474.9±47.1	463.5±8.2	0.3
И8-19 5	0.07456±0.00136	0.56856 ± 0.01154	$0.05541 {\pm} 0.00118$	428.4±46.4	463.6±8.2	-1.4
И8-19 15	0.07458±0.00135	$0.57588 {\pm} 0.01129$	0.05611 ± 0.00116	456.2±45.1	463.7±8.1	-0.4
И8-19 б	0.07468 ± 0.00136	0.57206 ± 0.01154	$0.05566 {\pm} 0.00118$	438.5±46.2	464.3±8.2	-1.1
И8-19 14	0.07469±0.00135	0.58422 ± 0.01145	$0.05683 {\pm} 0.00118$	484.3±45.3	464.4±8.1	0.6
И8-197	0.07471±0.00136	0.57416±0.01149	0.05584 ± 0.00118	445.7±45.9	464.5±8.2	-0.8
И8-19 3	0.07483±0.00137	0.57398±0.01155	0.05573±0.00118	441.3±46	465.2±8.2	-1.0
И8-19 12	0.07503±0.00136	0.58152±0.01133	0.05631±0.00116	464±45.3	466.4±8.2	-0.2

Приложение 25. Конкордатные значения U-Pb датирования детритовых цирконов из пород адырташской свиты (n=40)/ Примечание. D- дискордантность. При оценке возраста более 1 млрд лет использовались данные по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶ Pb. менее 1 млрд лет по ²⁰⁶Pb/²³⁸U.

Номер точки				Возраст по	Возраст по	
анализа	И	зотопные отношения ±	- 1σ	отношению ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb. млн	отношению ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U. млн	D. %
	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	лет $\pm 1\sigma$	лет $\pm 1\sigma$	
Ат 20-49-12	0.07358±0.00137	0.56978±0.01332	0.05616±0.00137	458.2±53.2	457.7±8.2	0.0
Ат 20-50-39	0.07365±0.00136	0.57895 ± 0.01222	0.057±0.00126	491±47.8	458.1±8.2	1.2
Ат 20-51-25	$0.0738 {\pm} 0.0014$	0.579±0.01463	0.05689 ± 0.0015	486.7±57.7	459±8.4	1.0
Ат 20-52-40	0.07446 ± 0.00138	0.57063 ± 0.01242	$0.05558 {\pm} 0.00126$	435.3±49.4	462.9±8.3	-1.0
Ат 20-53-38	0.07468±0.00138	0.57777±0.01205	0.0561 ± 0.00122	456±47.5	464.3±8.3	-0.3
Ат 20-54-16	0.07525±0.00138	0.60759 ± 0.01218	0.05855 ± 0.00123	550.5±44.6	467.7±8.3	3.1
Ат 20-55-23	0.07587±0.00139	0.59915±0.01185	0.05727±0.00119	501.5±45.4	471.4±8.3	1.1
Ат 20-56-19	0.07594 ± 0.00141	0.59957±0.01379	$0.05725 {\pm} 0.00137$	500.8±52.5	471.9±8.5	1.1
Ат 20-57-4	0.07613±0.00139	0.61659±0.01225	$0.05873 {\pm} 0.00122$	557.2±44.8	473±8.3	3.1
Ат 20-58-32	0.07625 ± 0.0014	$0.59778 {\pm} 0.01181$	$0.05685 {\pm} 0.00117$	485.1±45.2	473.7±8.4	0.4
Ат 20-59-20	0.07643±0.0014	0.59924±0.01187	$0.05686 {\pm} 0.00118$	485.3±45.4	474.8±8.4	0.4
Ат 20-60-17	0.07655 ± 0.0014	0.59287±0.01204	0.05616 ± 0.00119	458.5±46.4	475.5±8.4	-0.6
Ат 20-61-26	0.07656±0.00141	0.59511±0.01221	0.05637±0.00121	466.1±47.2	475.6±8.4	-0.3
Ат 20-62-21	0.07739 ± 0.00148	0.59658 ± 0.01615	$0.0559 {\pm} 0.00158$	448.1±61.4	480.5±8.8	-1.1
Ат 20-63-24	0.07784 ± 0.00144	0.61741±0.01357	0.05752 ± 0.00132	511.1±50.1	483.2±8.6	1.0
Ат 20-64-8	0.07786±0.00142	0.62086±0.01218	0.05783±0.00119	523.2±44.7	483.3±8.5	1.5
Ат 20-65-13	0.07787±0.00144	0.62481±0.01339	0.05819±0.0013	536.4±48.9	483.4±8.6	2.0
Ат 20-66-22	0.07792±0.00142	0.62326±0.01209	$0.05801 {\pm} 0.00118$	529.6±44.3	483.7±8.5	1.7
Ат 20-67-31	0.07838 ± 0.00145	0.62375 ± 0.01326	$0.05771 {\pm} 0.00128$	518.7±48.3	486.4±8.7	1.2
Ат 20-68-30	$0.0784 {\pm} 0.00145$	0.62125±0.01351	0.05746±0.0013	508.9±49.6	486.6±8.7	0.8
Ат 20-69-35	0.07852±0.00145	0.62484±0.01311	0.05771±0.00126	518.4±47.7	487.3±8.7	1.1
Ат 20-70-9	0.07855±0.00147	0.62142±0.01485	0.05737±0.00143	505.4±54.4	487.5±8.8	0.7
Ат 20-71-29	$0.07868 {\pm} 0.00148$	0.61722±0.01536	0.05689 ± 0.00148	486.5±56.9	488.3±8.9	0.0
Ат 20-72-14	0.0789±0.00147	0.61533±0.01421	0.05655±0.00136	473.5±52.9	489.6±8.8	-0.6

Ат 20-73-10	0.07892±0.00145	0.62336±0.01321	0.05728±0.00127	501.9±48.6	489.7±8.7	0.5
Ат 20-74-34	$0.07894 {\pm} 0.00145$	0.61801±0.0127	0.05677±0.00122	482±47	489.8±8.7	-0.2
Ат 20-75-7	0.07909 ± 0.00144	0.6175±0.01231	0.05662 ± 0.00118	476.1±46.1	490.7±8.6	-0.5
Ат 20-76-5	0.07942 ± 0.00149	0.61918±0.01522	0.05654 ± 0.00145	472.9±56.1	492.6±8.9	-0.7
Ат 20-77-1	0.07961 ± 0.00149	0.62596 ± 0.01491	0.05702 ± 0.00142	491.7±54.6	493.8±8.9	0.0
Ат 20-78-36	0.08016 ± 0.00149	0.64484 ± 0.0146	$0.05834 {\pm} 0.00138$	541.8±51.8	497.1±8.9	1.6
Ат 20-79-11	0.08033 ± 0.00149	$0.6478 {\pm} 0.01463$	$0.05848 {\pm} 0.00138$	547.8±50.7	498.1±8.9	1.8
Ат 20-80-18	0.08067 ± 0.00149	0.65725±0.01423	$0.05908 {\pm} 0.00134$	570.1±48.5	500.1±8.9	2.6
Ат 20-81-28	0.08094 ± 0.00148	0.65484 ± 0.01272	0.05867±0.00119	554.8±43.7	501.8±8.8	1.9
Ат 20-82-2	0.08127±0.0015	0.64563 ± 0.0137	0.05761±0.00128	514.8±48.4	503.7±8.9	0.4
Ат 20-83-37	0.0816 ± 0.00154	0.65272±0.01611	0.05801 ± 0.00149	529.7±55.7	505.7±9.2	0.9
Ат 20-84-33	0.08208 ± 0.00152	0.65518 ± 0.01401	0.05789 ± 0.00129	525.3±48.5	508.5±9	0.6
Ат 20-85-3	0.0823±0.0015	0.66628±0.01296	0.05871±0.0012	556.4±43.9	509.8±8.9	1.7
Ат 20-86-6	0.08749±0.0016	0.70608 ± 0.0143	0.05853±0.00124	549.5±45.3	540.7±9.5	0.3
Ат 20-87-27	0.15501±0.00283	1.44619±0.02788	0.06766±0.00137	858±41.3	929±15.8	-2.2
Ат 20-88-15	0.48055 ± 0.00876	11.47679±0.21488	0.1732±0.0034	2588.8±32.4	2529.7±38.1	2.3