УДК 552.1:551.24:551.251

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И СТРУКТУРА РУКЕРСКОЙ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ОБЛАСТИ ВОСТОЧНО-АНТАРКТИЧЕСКОГО КРАТОНА: ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ АРХЕЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА

© 2022 г. В.А. Маслов*

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), Английский просп., д. 1, 190121 Санкт-Петербург, Россия *e-mail: massev@gmail.com Поступила в редакцию 15.09.2021 г. После доработки 16.07.2022 г.

Принята к публикации 30.09.2022 г.

В статье представлены комплексные результаты интерпретации структурно-петрологических исследований, новых геохимических, изотопно-геохронологических данных метаморфических и метаинтрузивных образований палеоархейского заложения горных объектов Раймилл и Блумфилд в северной части Рукерской гранит-зеленокаменной области (Горы Принс-Чарльз. Восточная Антарктида). Выявлена детальная последовательность смены архейских тектоно-магматических процессов в северном блоке Рукерской области, а также показаны главные этапы тектонических деформаций и метаморфизма в ходе геодинамической эволюции докембрия, что является ключом к пониманию истории геологического развития архейских метаморфических комплексов Восточной Антарктики и древних регионов Земли. Северную часть Рукерского террейна слагают мезо-неоархейские гранито-гнейсовые купола, тектонически обрамленные фрагментами зеленокаменного пояса мезо-неоархейской метавулканогенно-осадочной серии Мензис. Разобщенные блоки или пакеты пластин метавулканогенно-осадочных толщ представляют собой разрез преимущественно слабометаморфизованных средне-кислых песчаников, кварцитов и слюдистых сланцев. Совокупность представленных горных пород охватывает значительный интервал времени от 3.2 до 2.5 млрд лет. Состав мезоархейских гранито-гнейсовых куполов серии Моусон (3.2-3.1 млрд лет) отвечает древним гранитоидам, близок тоналит-трондьемит-гранодиоритовым (ТТГ) комплексам и сопоставим с аналогичными ассоциациями древних кратонов Австралии, Канады и Фенноскандии. Породы серии Моусон являются полиметаморфическими, значительная степень их перекристаллизации связана с мезоархейским этапом метаморфизма, время завершения которого соотносится с образованием впервые выделенных автором мезо-неоархейских блоков гранито-гнейсового купола ТТГ ассоциации с возрастом ~2.8 млрд лет. По оболочкам изученных цирконов ТТГ гнейсов определен возраст ярко проявленного тектоно-термального события ~2.7 млрд лет. Ортогнейсы серии Моусон и ТТГ гнейсы сопоставляются с внутриплитными гранитоидами А-типа и отнесены к разновидности низкотитанистых, существенно калиевых архейских гранитоидов. Геохимический анализ состава пород показал, что образование первичных расплавов мезо-архейских ортогнейсов Моусон происходило в коре на меньших глубинах (P < 8-10 кбар) в сравнении с мезо-неоархейскими ТТГ гнейсами, формирование которых возможно определялось увеличением мощности коры, сменившееся ее растяжением и утонением на рубеже ~2.5 млрд лет.

Ключевые слова: Восточная Антарктида, тектоника, геохронология архея, гранито-гнейсовые купола, зеленокаменные пояса, ТТГ ассоциации, рифтогенез, плюм-литосферное взаимодействие **DOI:** 10.31857/S0016853X22060054

введение

Регионом исследования являются Горы Принс-Чарльз, расположенные в центральной части Восточной Антарктики. В 1972 г. в ходе 17-ой Советской Антарктической экспедиции впервые отечественными исследователями было проведено посещение области южной части Гор Принс-Чарльз, включая массив Раймилл и гору Блумфилд [22]. Наземное комплексное геологическое исследование этих горных объектов было проведено 60-ой Российской Антарктической экспедицией сезона 2014—2015 гг. российскими геологами Полярной морской геологоразведочной экс-



Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Гор Принс-Чарльз (ледник Ламберта, Восточная Антарктида). 1 — выходы горных пород; 2 — береговая линия и границы ледников; 3 — структурно-формационные (границы): *а* — области, *б* — зоны

педиции (АО "ПМГРЭ", г. Ломоносов, г. Санкт-Петербург, Россия) и ФГБУ "ВНИИОкеангеология" (г. Санкт-Петербург, Россия), а также было осуществлено дополнительное посещение массива Стинир, расположенного в 10 км к востоку от массива Раймилл [47, 48, 56–58].

Горы Принс-Чарльз расположены в пределах докембрийской Восточно-Антарктической платформы и простираются с севера на юг на расстояние более чем 600 км (рис. 1). В крупнейшей горной системе Восточной Антарктиды выделяются Рукерская и Рейнерская структурно-тектонические провинции. Рукерская провинция расположена на юге, в истоках ледника Ламберта, большей своей частью — к западу, а также в южной части уступа Моусон — к востоку.

Рукерская провинция включает два структурноформационных террейна, которыми являются:

– архейская Рукерская гранит-зеленокаменная область;

 – палеопротерозойская Ламбертская гранитогнейсовая область. Рейнерская провинция представляет собой масштабный по площади протерозойский Циркумантарктический подвижный пояс, часть которого представлена севернее Рукерской гранит-зеленокаменной области и включает Фишерскую палео-мезопротерозойскую вулкано-плутоническую и мезо—неопротерозойскую Биверскую гранулито-гнейсовую области [7].

Горные массивы Раймилл, Стинир и г. Блумфилд расположены в южной части Гор Принс-Чарльз и относятся к крайнему северному блоку Рукерской гранит-зеленокаменной области архейской стабилизации в зоне ее сочленения с Рейнерской провинцией (см. рис. 1).

В течение последних двадцати лет изучения полиметаморфического Рукерского террейна, представления о его вещественно-фациальном и структурном строении претерпевали изменения. Были выделены серия ортогнейсов Моусон с возрастом 3.4–3.1 млрд лет, метаосадочные серии Мензис, Рукер и Содружество, мезо-неоархейского, палеопротерозойского и неопротерозойского возраста соответственно [20, 32, 46-48, 50, 56, 58, 61]. Также, как самостоятельная таксономическая единица был выделен комплекс Тинги, включаюший палео-мезоархейские ортогнейсы Моусон, метаосадочные группы Мензис (~3100 млн лет) и Стинир (~2800 млн лет), а также позднюю палеопротерозойскую группу Рукер в составе комплекса Ламберта [56, 57]. Древнейшими образованиями Рукерской гранит-зеленокаменной области являются породы ортогнейсовой серии Моусон, для которых ранее был получен палеоархейский возраст ~3.4 млрд лет [47]. Ортогнейсы Моусон относятся к палео-мезоархейскому фундаменту для супракрустальных серий Мензис, Рукер и Содружество [1].

В ходе проведенных комплексных изотопногеохронологических исследований в 2017—2019 гг., нами были получены новые данные о возрасте протолитов орто- и парапород массива Раймилл [1, 12, 13, 45] (рис. 2).

Ортогнейсы серии Моусон имеют возраст кристаллизации магматического протолита по двум близким разновидностям 3164-3163 млн лет, породы серии формируют куполообразную, складчатую структуру с элементами деформаций D_1 и мезо-неоархейского метаморфизма M_1 , время отложения осадочного протолита серии Мензис оценивается в 3.1-3.0 млрд лет [1]. Возраст неоархейского тектоно-термального события M_2 по кристаллизации циркона соответствует значению 2690 ± 31 млн лет, которое отвечает внедрению синметаморфических птигматитовых гранитоидных жил, секущих мезоархейские серии [1].

Актуальной проблемой является корреляция метавулканогенно-осадочных серий и групп Рукерского террейна. Ортогнейсы Моусон, а так же деформированные гранитоиды на рубеже 2800 млн лет в этой части Рукерского комплекса до сих пор не были идентифицированы. Их геохимические особенности, а также геодинамическая природа оставались практически не изученными. Сопоставление их развития с другими регионами Земли является оснвной задачей настоящего исследования.

Серия Мензис, выделеннная М.Г. Равичем [19] в 1972 г. и названная по одноименной горе Мензис, опосредованно относится к архейским образованиям. Серия закартирована на основе полевых, структурно-литологических наблюдений, фациального и петрографического анализа. Детального изучения, а также геохронологических исследований на г. Мензис не проводилось, современные публикации отсутствуют и к настоящему времени установлен возраст гнейсов только соседствующей к северу г. Бейлисс, который отвечает границе мезо-неоархея 2822 ± 17 млн лет [48].

Исследованный регион Восточной Антарктиды, также, как и другие гранит-зеленокаменные области мира, обладает характерными особенностями для полифациальных архейских террейнов, своим морфоструктурным строением и рядом специфических черт, отличающих их от протерозойских комплексов.

В этой связи, изучение этого региона имеет ключевое значение для установления геологических взаимоотношений между древней Рукерской провинцией, расположенной на юге, и протерозойскими областями, занимающими центральную часть горной системы Принс-Чарльз ледника Ламберта. Определение возрастных тектоно-термальных рубежей в архее и раннем протерозое, а также выявление особенностей тектонических структур региона позволяет понять раннее геологическое развитие метаморфических комплексов региона и сделать выводы о геодинамической эволюции архея Восточно-Антарктического кратона.

Целью настоящего исследования является изучение метамагматических и метаосадочных мезоархейских серий и раннепалеопротерозойских базитовых комплексов, их структурный анализ и выделение парагенезов для оценки эволюции тектоно-термальных процессов на ранних этапах деформации. Проведено определение возраста метаморфических пород с помощью изотопной геохронологии и выявление петрохимических особенностей для выяснения петрогенезиса и реконструкции геодинамических условий формирования Рукерской гранит-зеленокаменной области.



29

Рис. 2. Геологическая схема и разрез А'-А"-А" массива Раймилл.

1-2- мезоархейская ортогнейсовая серия Моусон: 1- амфибол-биотитовые теневые мигматиты, мигматит-граниты, 2- амфибол-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы, амфибол-биотитовые гранитогнейсы; 3-4- мезоархейская метавулканогенно-осадочная серия Мензис: $3-(\pm \kappa варц)$ -хлорит-слюдистые, амфибол-слюдистые сланцы, реже (\pm гранат \pm кианит)-ставролитовые сланцы и кварциты, 4- преимущественно слюдистые, фукситовые кварциты, кварцевые метапесчаники, редко кварцевые метаконгломераты и слюдистые амфиболовые сланцы; 5-6- мезонеоархейские гранитогнейсы (ТГГ ассоциация): 5- амфибол-биотитовые гранитогнейсы с отдельными прослоями кристаллических сланцев, 6- амфибол-биотитовые плагиогнейсы; 7- метабазиты (апогаббровые пироксен-амфиболовые сланцы, амфиболиты): a- силлы, 6- дайки; 8- дайки метадолеритов; 9- жилы и дайки гранитов и гранитных пегматитов; 10- четвертичные отложения; 11- мигматизация; 12- структурные линии морфологии складок в разрезе, этапы складчатости (F_2 , F_3); 13- элементы залегания пород: a- ортопороды, 6- парапороды; 14- тектонические нарушения: a- достоверные, 6- предполагаемые; 15- предполагаемые структурно-формационные границы серии Моусон и серии Мензис; 16- предполагаемые структурно-формационные границы серии 17- линия геологического разреза на схеме; 18- горизонтали рельефа

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В работе обобщены результаты петрографического анализа прозрачных шлифов из коллекции автора (ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, Россия) и Полярной геологоразведочной экспедиции (ПМГРЭ, г. Ломоносов, г. Санкт-Петербург, Россия). Использованы полученные автором данные и материалы АО "ПМГРЭ" по вещественному составу метаморфических и метаинтрузивных пород, изученные стандартными аналитическими методами в Химико-спектральной лаборатории АЦ ВНИИОкеангеология и центральной лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия). Определение содержания породообразующих окислов, а также ванадия, хрома и бария выполнялось рентгеноспектральным методом XRF, определение редких и редкоземельных элементов выполнено методами XRF и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS, центральная лаборатория ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия).

Sm—Nd изохронное датирование по минералам и породе выполнялось по стандартной методике и производилось на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON (г. Санкт-Петербург, Россия) в статическом режиме. Коррекция на изотопное фракционирование неодима производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219. Нормализованные отношения приводились к значению ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511860 в международном изотопном стандарте La Jolla. Погрешность определения содержаний Sm и Nd составила 0.5%. Построение изохронных зависимостей и вычисление возраста исследованных пород, осуществлялось в программе ISOPLOT [38].

Аналитические работы и выделение цирконов для изотопных исследований с применением изодинамического магнитного сепаратора и тяжелых жидкостей производились в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург, Россия). U–Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия) по общепринятой методике [64].

Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения (КЛ), отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Погрешность измерений единичных анализов в пределах 1 σ , для расчетных конкордантных возрастов и их пересечений с конкордией – 2σ .

Pb/U соотношения нормализовались к международным стандартам циркона 91 500 и TEMORA.

Содержание обыкновенного свинца (206 Pb_c) было скорректировано по измеренному содержанию 204 Pb. Все приводимые значения возраста, если не оговорено особо, соответствуют конкордантному U–Pb возрасту, полученному при расчете по программе Isoplot/Ex-3.0 [39].

СТРОЕНИЕ И ГЕОЛОГИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ РУКЕРСКОЙ ОБЛАСТИ

Горный массив Раймилл слагают мезоархейские ортогнейсы серии Моусон и мезо-неоархейские метавулканогенно-осадочные образования серии Мензис, которые представляют собой широтно чередующиеся, разномасштабные, крутопадающие, тектонические пластины или блоки (до нескольких км шириной), в отдельных случаях имеющие чешуйчато-надвиговое строение, с общим выполаживанием углов сместителя к северу (см. рис. 2).

Северный блок массива Раймилл и г. Блумфилд сложен мезо-неоархейской ассоциацией тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава (ТТГ ассоциация). Этот единый, крупный, многофазный плутон прорывает супракрустальные толщи серии Мензис, возраст которых древнее образований ТТГ ассоциации, но контакты скрыты под тонким чехлом четвертичных отложений и снежников.

Ортогнейсы Моусон, метаосадки серии Мензис и ТТГ гнейсы северного блока интрудированы деформированными гранитными жилами и



Рис. 3. Обнажение мигматизированных биотитовых гранитогнейсов, типичных для серии Moycoн (AR₃ms) в основании восточного склона центральной части массива Раймилл (т.н. 60318).

Показаны (пунктир) детальные участки мигматизированных амфибол-биотитовых меланогнейсов серии Моусон (см. рис. 6).

На фото (слева) расположена палеопротерозойская дайка метагабброидов (mvPR₁), секущая все геологические тела серии Моусон.

более поздними метаинтрузивными силлами (пластообразными телами) метабазитов (метагабброидов, апогаббровых амфиболовых сланцев, амфиболитов), сериями долеритовых даек, поздними жилами раннекембрийских гранитных пегматитов и микроклиновых гранитов.

Серия ортогнейсов Моусон

Южная часть массива Раймилл сложена ортогнейсами серии Моусон, это преимущественно амфибол-биотитовые гнейсы, их мигматиты, гранитогнейсы, линзы и ленты амфибол-биотитовых кристаллосланцев, возраст кристаллизации магматического протолита амфибол-биотитового гнейса 3164.2 ± 9.2 млн лет и биотитового гранитогнейса 3163.2 ± 7.8 млн лет [1] (рис. 3).

Породы серии представляют собой мезоархейский гранито-гнейсовый купол, по периметру тектонически обрамленный породами мезоархейской метавулканогенно-осадочной серии Мензис.

Гранито-гнейсовый купол занимает около трети площади массива Раймилл и представляет собой структуру изометричной формы (площадь 5.5 × 7 км), состоящую из ядра анатектических гранитоидов и мигматит-гранитов, которые окружены мигматитовыми гнейсами с периферической гнейсовой "оторочкой" (биотитовые лейкогнейсы, реже – плагиогнейсы), а также пластами или лентами амфибол-биотитовых кристаллических сланцев. Мигматиты представлены тонкопослойными, слоисто-полосчатыми, пластичнобрекчиевидными, флюидальными и гнейсовидно-теневыми морфологическими типами. Различные по площади и типу мигматизации зоны часто разделены телами мигматит-гранитов, содержащих мелкие скиалиты лейкократовых гранито-гнейсов, плагиогнейсов или амфибол-биотитовых кристаллических сланцев.

Метавулканогенно-осадочная серия Мензис

Супракрустальные толщи мезо—нео(?)архейской серии Мензис, залегающие к югу и северу от гранито-гнейсового купола, слагают малоамплитудные складчатые формы зеленокаменного пояса и представляют собой усеченный разрез метавулканогенно-осадочных пород (см. рис. 2).

В основании метавулканогенно-осадочного разреза г. Раймилл отсутствуют или не вскрыты в обнажениях типичные для большинства разрезов архейских зеленокаменных поясов ранние метавулканиты и осадки, которые распространены в некоторых других районах Рукерской области. Это – образования коматиитов, развитые на уступе Моусон и джеспилиты, широко распространенные на г. Рукер и соседних горных массивах [7, 19, 20].

Породы образуют два структурных блока – южный и центральный, и представлены слабометаморфизованными, до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, средне-кислыми метаосадками (см. рис. 2):

 – редко (±гранат ± кианит ± амфибол)-ставролит-биотитовые кристаллосланцы;

 преимущественно кварц-биотитовые метапесчаники, метаконгломераты, слюдистые, фукситсодержащие кварциты;

- средние, основные метавулканиты (биотитамфиболовые, (±амфибол)-хлорит-слюдистые сланцы).



Рис. 4. Хлорит-слюдистый метапесчаник со слабо уплощенной кварцевой галькой (метаконгломерат) Южной толщи серии Мензис массива Раймилл (т.н. 60336).

Показаны (стрелки белым): (а) – тонкие прослои; (б) – изометричные скопления гальки разной окатанности.

Суммарная мощность толщ в центральной части Раймилл составляет 1740 м (в южном блоке – ~700 м), а время максимальной седиментации пород серии Мензис определено в 3.0–3.1 млрд лет [1, 34, 47, 50]. U–Pb возраст по детритовым цирконам (SHRIMP-II) отложения протолитов кварцитов оценен в 3135 млн лет, с диапазоном близконкордантных значений от 3266 до 2778 млн лет [1], т.е. с присутствием неоархейских возрастов (см. рис. 2).

В регионе исследования нижнюю часть разреза слагают метапесчаники и кварциты в сочетании с прослоями (средне-)мелкогалечных метаконгломератов, находящиеся в южном окончании массива Раймилл (рис. 4).

Возраст осадконакопления метаконгломератов определен в 3113 \pm 75 млн лет [1]. По Sm–Nd данным и общей петрогенетической характеристике метаконгломератов, это породы разреза предполагаются наиболее древними, и они формировались, в том числе, за счет доли палеоархейского вещества. Модельный $T_{(DM)}^{Nd}$ породы отвечает возрасту 3510 млн лет (ϵ Nd = (3100 млн лет) – 2.1).

Метаконгломераты представлены средне-мелкообломочной, полуокатанной, окатанной галькой с мелко-среднезернистым, кварцитовым и/или метапесчаниковым цементом.

Даже с учетом наложенных деформаций, обломки имеют разную плотность укладки, до максимально плотной упаковки гальки в отдельных прослоях. Кроме кварцевой гальки отмечаются отдельные обломки состава гранитоидов или кварцевых песчаников. Подобные породы соответствуют базальным конгломератам или относяться к нижней части осадочного разреза и свидетельствуют о начале трансгрессивной стадии.

Также в западном борту центральной части массива, в составе фукситовых сланцев отмечена среднеокатанная галька кварцитов. Такие породы относятся к внутриформационным конгломератам, они свидетельствуют о размыве, переотложении фрагментов нижележащих пород и смене седиментацинных циклов. Аналогичные образования отмечены и ранее в составе Рукерского комплекса [20].

Также в южном блоке метаосадков (Южная толща) отмечаются мощные (от первых десятков метров до 300 м) пачки переслаивания биотит-



Рис. 5. Реликтовая косая слоистость в метапесчаниках Южной толщи серии Мензис массива Раймилл (т.н. 60368). (а) – реликтовая пучковидная косая слоистость; (б) – косая слоистость с малыми углами в пачке переслаивания метапесчаников и кварцитов (т.н. 60338).

кварцевых метапесчаников и кварцитов (рис. 5). В метапесчаниках проявлена реликтовая косая слоистость разной морфологии. Это породы хлорит-мусковит-биотит-кварцевого состава, где глинисто-алевритовая составляющая представлена приемущественно слюдами. Отмечается значительная сортировка материала, малые углы наклона слойков (до $\angle 5^\circ - 7^\circ$) в косых сериях. Наличие пучковидных типов косой слоистости свидетельствует о возможном формировании, как в дельтовых, так и прибрежно-морских условиях.

Выявить различие между аллювиальными и мелководными прибрежно-морскими отложениями в мощных формациях кварцитов и метапесчаников непросто, собенно в изученных архейских толщах, где отсутствует фауна, а также такие характеристики аллювиальных отложений, как наличие красноцветных песчаников или русловые формы, могут встречаться в других обстановках и не являться диагностическим признаком [4, 10, 31].

Тем не менее, морфологические типы косой слоистости в метапесчаниках в сочетании с метаконгломератами, а также хорошая сортировка материала — выдержанность слойков, окатанность кварцевой гальки, тонкозернистые прослои, отвечающие кварцитам, позволяют относить эти образования к единой группе фациальных обстановок прибрежного осадконакопления [4, 8, 10, 30]. Наиболее вероятно, что осадки формировались в теригенных, дельтовых или мелководных прибрежных условиях, в зоне перехода от областей плоскостного смыва конечных аллювиальных дельт (конусов выноса) до пляжных прибрежно-морских обстановок со значительной сортировкой материала.

Тоналит-трондьемит-гранодиоритовая (ТТГ) ассоциация (2.8 млрд лет)

Гора Блумфилд и северная оконечность массива Раймилл, представляют тектонические блоки общей куполовидной структуры, сложенные мезо-неоархейскими гранитогнейсами ТТГ ассоциации, представленными амфибол-биотитовыми гранитогнейсами и плагиогнейсами с отдельными прослоями (±биотит)-амфиболовых кристаллических сланцев, и секущими их силлами метагабброидов и дайками долеритов. Показана предполагаемая геологическая граница между выделенными разновидностями ТТГ гнейсов (плагио- и гранитогнейсы) (см. рис. 2).

Контакты с супракрустальной серией Мензис скрыты под маломощным плащом четвертичных отложений, но, скорее всего, имеют тектонический сдвиго-сбросовый и/или надвиговый тип наложенных тектонических смещений, аналогичный дизьюнктивам южного и центрального блоков массива. Это тектоническое нарушение проходит вдоль южного борта массива Блумфилд и пересекает массив Раймилл в районе его центрального перевала. Гранитогнейсы этих участков заметно рассланцованы или бластомилонитизированы и хорошо выделяются при магнитометрической сьемке.

Мезоархейские ортогнейсы серии Моусон, метаосадочные толщи серии Мензис и мезо-неоархейские породы ТТГ ассоциации интрудируются синметаморфическими пегматитгранитными жилами, возраст кристаллизации циркона в которых соответствует значению 2690 ± 31 млн лет, отвечающего времени проявления неоархейского тектоно-термального события (метаморфизм M₂) [1].

Палеопротерозойские группа метагабброидов и дайковый комплекс долеритов (2400–2365 млн лет (?))

Пластообразные и линзовидные тела метагабброидов (\pm Opx \pm Cpx \pm Q \pm Chl-Pl-Hbl состава) субсогласно залегают среди пород метаморфического комплекса и также как вмещающие толщи, метаморфизованы и деформированы в условиях амфиболитовой фации. Большая часть пород представлена апогаббровыми амфиболитами, меньшей частью это умеренно измененные габброиды. Изменения выражаются в амфиболизации пироксенов, повышении кислотности плагиоклазов, что отражается на химическом составе пород, а также в появлении (помимо реликтов офитовых, габбровых магматических структур)

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2022

гранобластовых и порфиробластовых структур, приобретенных в ходе перекристаллизации и рассланцевания.

Аналогичная ситуация наблюдается и для дайкового комплекса метадолеритов, где помимо вышеперечисленных изменений характерны сланцеватые, а также милонитовые текстуры, связанные со значительной степенью динамической перекристаллизации. Среди разновидностей встречаются переходные разности, как например метагаббродолериты. Породы часто сохраняют лишь реликты магматических структур.

ТЕКТОНИКА И МЕТАМОРФИЗМ

В регионе исследования широко представлены как пликативные, так и дизьюктивные дислокации, обладающие многообразием структурноморфологических типов, и относящиеся к нескольким разновозрастным этапам метаморфизма, соотносимым по возрасту с архейскими и протерозойскими тектоно-термальными событиями [33, 48, 58].

Сложное строение отдельных блоков с разнообразными и интенсивными тектоническими процессами проявлено на массиве Раймилл. На большей части горного массива, породы геологического разреза в плане слагают отдельные крупные крутопадающие пластины (до 3.5–4.5 км мощности), сложенные чередующимися пачками метаморфических и метаинтрузивных пород, отделенные по тектоническим нарушениям или системам разломов и смещенные по ним относительно друг друга. При этом тектонический блок, сложенный метаморфическими образованиями, сопоставляемыми с ортогнейсами Моусон, представляет складчатую структуру из сложных, сжатых (изоклинальных, лежачих, опрокинутых) складок.

В пределах южного и центрального блоков, где развиты метаосадочные толщи серии Мензис, фрагменты геологического разреза слагают либо относительно пологие крылья крупных открытых складок, либо пачки метаосадков залегают моноклинально. При этом в строении толщ Мензис не отмечается изоклинальная складчатость, характерная для пород той же серии соседнего массива Стинир [57, 58].

Для метаморфических толщ ортогнейсов характерны широтное восток—юго-восточное простирание с падением гнейсовидности на север—юг, северо-восток и юго-запад под разнообразными углами (от $\angle 15^{\circ}$ до $\angle 90^{\circ}$) со средними значениями $\angle 50^{\circ}$ —60°. В залегании метавулканогенно-осадочной толщи массива Раймилл преобладают широтные и субширотные простирания с падением сланцеватости на юг или север, в среднем под углами $\angle 40^{\circ}$ —60°.

Полиметаморфические образования серии Моусон, сохранили следы как минимум двух этапов метаморфизма (M_{1-2}), которые отвечали высокотемпературным субфациям амфиболитовой фации низкого и среднего давлений (до пограничных условий с гранулитовой фацией, $P \approx 8.0$ кбар и $T \approx 700^{\circ}$ С, по [7]).

Е.В. Михальский [47] предложил термин "орогения Стинир" для обозначения данного мезоархейского тектоно-термального эпизода в эволюции полиметаморфических образований серии Моусон.

Минеральные ассоциации с реликтовым гиперстеном, а также двупироксеновые кристаллосланцы отмечены на уступе Моусона, г. Кампстон, г. Ньютон, что может быть свидетельством более высоких *P*—*T*-условий образования, отвечающих гранулитовой фации метаморфизма [7, 33].

Породы супракрустальной метавулканогенноосадочной серии Мензис на г. Раймилл также являются полиметаморфическими и по условиям метаморфизма отвечают эпидот-амфиболитовой фации [7, 23, 33, 34, 56].

Метаморфические преобразования серии включали несколько этапов, причем с ранним сопоставляется низкоградиентный метаморфизм мезоархея, соответствующий субфации куммингтонитовых (эпидотовых) амфиболитов и отвечающий парагенезису андалузита с кордиеритом, кристаллизация которого возможна в условиях: P = ~3.0 кбар и $T = 450-600^{\circ}$ С [7, 22]. Дальнейшее наложение метаморфизма (в условиях прогрессивной стадии), отвечающего кианитовой фациальной серии привело к исчезновению ассоциаций низкого давления.

ЭТАПЫ ДЕФОРМАЦИИ

Этап D₁, D₂,

Складчатость F_1 , F_2 , метаморфизм $M_1 - 3.1 - 2.8$ млрд лет, метаморфизм $M_2 - 2.7 - 2.6$ млрд лет. Этапы деформаций D₁, D₂, рассматриваемые совместно, представляют последовательность тектоно-термальных событий и хорошо запечатлены в виде наложенных деформационно-метаморфических структурных парагенезов в породах гранито-гнейсовых куполов. Поскольку поле напряжений может располагать единственной системой плоскостей сплющивания, которым отвечают сланцеватость, кливаж или осевые поверхности складок продольного сжатия, ясно, что пересекающиеся системы структурных эквивалентов поверхностей сдавливания обязательно будут разновозрастными. Эти наблюдения позволяют понять общую эволюцию тектоно-термальных процессов на ранних этапах деформации.

В ходе этапа D_1 породы ортогнейсовой серии Моусон приобрели кристаллизационную сланцеватость S_1 , благодаря мезоархейскому, тектонотермальному событию, вероятно, высокоградиентному, амфиболитовому метаморфизму M_1 , и связанной с ним синметаморфической складчатостью F_1 (рис. 6).

В пределах северной оконечности массива Раймилл и на г. Блумфилд так же, как и для ортогнейсов Моусон, ярко проявлены этапы деформаций D_{1-2} (метаморфизм M_{1-2}), связанные с мигматизацией ТТГ гнейсов и наложенной синметаморфической складчатостью (рис. 7). Разломная тектоника проявлена слабо, исключая обилие зон милонитов и брекчирования, сопоставляемых с поздними этапами развития территории (D_{3-5}).

В центральной части юго-восточного склона массива Раймилл были встречены розово-серые, слабополосчатые мезократовые (\pm амфибол)-биотитовые гнейсы с серией тонких, послойно мигматизирующих, субпараллельных гранитных жилок (mg₂, с выдержанной мощностью 0.5–2 см), выступающих как группы апофиз, секущих имеющуюся гнейсовидность S₁ (см. рис. 3, т.н. 60318; см. рис. 6, а).

Более мощные жилы пегматоидных гранитов также значительно деформированы и будинированы, формируют складки послойоного течения (F_2) и птигматитовые складки причудливых форм, шириной от нескольких см до 0.8 м (см. рис. 6, а, б).

На отдельных участках юго-восточного борта массива Раймилл в ортогнейсах отмечаются деформационные структуры с регулярной, новобразованной тонкой мигматитовой полосчатостью mg₂, секущей под углами $\angle 5^\circ - 15^\circ$ плоскостной структурный элемент S₁, сформированной под действием интенсивного ламинарного течения в процессе пластической деформации (см. рис. 6, в, г). Это доказывает наличие эволюции повторной мигматизации, связанной с метаморфическим событием M2 и обусловленной стадийностью тектоно-термального процесса.

В мезо-неоархейских биотитовых лейкогнейсах и плагиогнейсах (ТТГ серии), исследованных в северной оконечности массива Раймилл, также отмечается формирование новой мигматитовой полосчатости mg₂ (метаморфизм M_2) умеренной стадии развития, в виде серии розовых, субпараллельных маломощных (1–5 см) жил гранитного состава (см. рис. 7).

Жилки секут сланцеватость S₁ в биотитовых лейкогнейсах. В данных породах встречены и синметаморфические вязкие разрывы (взбрососдвиги, сдвиги) со структурой типа "конский



Рис. 6. Строение пачек мигматизированных, слабополосчатых, амфибол-биотитовых меланогнейсов серии Моусон. (а) – участок птигматитового строения с серией субпараллельных гранитных жилок (послойная мигматизация) и мощной будинированной жилы; (б) – контакт меланогнейсов с телом пегматоидных гранитов (m_{2}) неоархейского возраста (обр. 60318-4, по [1]), секущих сланцеватость S_1 (R – разрывы и сколы малых амплитуд, ЭК – зона экзоконтакта в гнейсах с новой сланцеватостью S_2); (в)–(г) – послойно мигматизирующие жилки гранитной лейкосомы (m_{2}), секущие под малыми углами сланцеватость S_1 , (m_2 – неоархейская стадия мигматизации этапа D_2). Показано положение: поверхностей сланцеватости S_1 (пунктир белым) и S_2 (пунктир черным); плоскости сместителей разрывов R (пунктир красным).

хвост" — расщеплением сместителя в виде дугообразных ветвей (см. рис. 7, б).

При этом формируются складки волочения F_2 , которые сминают сланцеватость S_1 гнейсов. Разрыв затушеван вновь формирующейся неосомой мигматита с новой сланцеватостью (линейностью) S_2 , которая сечет сланцеватость S_1 .

К деформациям D_2 относятся также встреченные в центральной части массива и в его северной оконечности, однотипные складчатые структуры, сложенные ортогнейсами серии Мойсон и ТТГсерии соответственно. Биотитовые гранитогнейсы мигматизируются гранитоидными жилами и совместно с ними смяты в изоклинальные складки длиной от 12 до 25 м, близкой морфологии, с субгоризонтальным положением осевой поверхности ($\angle 0^\circ - 20^\circ$) и ее широтным простиранием (рис. 8).

Этап D₃,

Складчатость F₃, метаморфизм $M_3 - 2.5 - 2.4$ млрд лет (?). Деформации D₃ косвенно сопоставляются с тектоно-термальным неоархейско-палеопротерозойским рубежом, время проявления которого было отражено в цирконах ортогнейсов на уступе Моусон, мас Кампстон и др. [48]. На массиве Раймилл временной интервал определен только по метаморфическим оболочкам зерен циркона в ортогнейсах Моусон, дискордантные значения ²⁰⁷ Pb/²⁰⁶ Pb возраста отвечают интервалу 2556– 2429 млн лет [1].

Деформации D_3 проявлены главным образом в виде пологих, симметричных открытых антиклиналей и синклиналей в супракрустальных толщах Мензис, шириной до 1.5 км, с субширотным простиранием крыльев и углом падения $\angle 10^\circ$ -40° (см. рис. 2). Деформации D_3 также выражены в



Рис. 7. Деформации D₁ и D₂ в биотитовых лейкогнейсах и граниогнейсах ТТГ ассоциации в северных обрывах гор. Раймилл (т.н. 60303).

Длина рукоятки молотка 50 см.

(a)-(r) — мигматитовая полосчатость mg₂ в виде субпараллельных Pl-Q-Kfs жил, секущая сланцеватость S₁ в биотитовых лейкогнейсах: (б) — вязкий разрыв (палеотектонит, имеющий структуру типа «конский хвост»), сложенный вновь формирующейся неосомой mg₂ мигматита, расщепляющаяся часть разрыва (на фото слева), (в) — образование новой мигматитовой полосчатости секущей сланцеватость гнейсов и "затекающей" согласно этой сланцеватости (контур белым), (г) — палеотектонит со сланеватостью S₂ и параллельным развитием складок волочения (F₂) "срезает" деформированную сланцеватость S₁ (mg₂ — повторная мигматизация этапа D₂).

наложенной складчатости F₃ и повторном малоамплитудном смятии существующих изоклинальных структур ортогнейсовых толщ и интрудирующих их гранит-пегматитовых жил неоархея.

Этап D_3 нами связывается с постепенным ослаблением пластичных деформаций и переходом к интенсивным хрупко-пластичным процессам, проявленным в виде разномасштабных раз-

ломных зон субширотного простирания с обилием оперяющих их разрывов и сопутствующих им зон бластомилонитизации (ml₃). Эти структуры наиболее ярко выражены в пределах центральной части массива Раймилл, где залегают породы серии Мензис. Благодаря этим значительным по амплитуде смещениям (>500-700 м) был сформирован современный структурный план региона исследования.



Рис. 8. ТТГ гнейсы в северных обрывах массива Раймилл (т.н. 60305).

Простирание обрывистой стенки на юго-восток, аз. 100°.

(а) — общий вид обрывов, сложенных ТТГ-гнейсами, с секущими дайками долеритов (на фото слева); (б) — лежачие изоклинальные складки F₂ (оси l₂), образованные гранитоидными жилами.

Главной характеристикой большинства выявленных дислокаций является их сопряжение с синтектоническим внедрением серий даек метадолеритов, которые таким образом маркируют как отдельные тектонические нарушения, так и их системы.

Широтные зоны разрывов D_3 массива Раймилл по кинетическим признакам можно отнести к единой чешуйчатой системе взбросо-сдвигов, шириной около 2.5 км, протягивающейся с востока на запад через всю центральную часть массива Раймилл на расстояние 4—6 км.

Эти смещения в общем структурном плане, вероятно, представляют собой кровельные части крупной надвиговой зоны, где с глубиной происходит выполаживание углов падения нарушений и слияние с субгоризонтальным детачментом. Центральный разрыв, отделяющий ортогнейсы Моусон от метаосадков Мензис подчеркивается тектоноструктурой "конского хвоста" (см. рис. 3). Это может быть, как чешуйчатый веер, так и часть вскрытого над ледниковым покровом надвигово-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2022

го дуплекса. Плоскости смесителей этих нарушений падают на юг-юго-запад ($190^\circ-200^\circ$, под углом $\angle 80^\circ-85^\circ$) и далее к северу меняют падение с юга ($\sim 185^\circ$) на север ($\sim 355^\circ$) и выполаживаются до угла $\angle 65^\circ-50^\circ$.

Породы в зоне часто представлены смесью перетертых и бластомилонитизированных пород, представляя новообразованные тектониты.

Этапы D₄, и D₅

Метаморфизм $M_4 - 1.1-0.9$ млрд лет, $M_5 - ~600-500$ млн лет. Этапы деформаций D_4 , и D_5 , соотносятся с Рейнерским (метаморфизм $M_4 - 1.1-0.9$ млрд лет) и Пан-Африканским (метаморфизм $M_5 - ~600-500$ млн лет) тектоно-термальными событиями, широко проявленными в горах Принс-Чарльз.

Этапы деформаций D_4 , и D_5 выражаются в виде нескольких поздних систем милонитов и зон брекчирования. Проявления этих этапов также отражены в изотопных U–Pb системах цирконов, что вероятно, связано с термальным прогревом, что подтверждается нижними пересечениями линий регрессий фиксирующих значительную потерю зернами циркона радиогенного Pb на рубеже ~1000–900 и 541 млн лет [1].

ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

При установлении исходной природы древних полиметаморфических пород, особенно среднего и кислого состава, возникают определенные сложности. Если главные петрогенные элементы, за исключением щелочей, в породах, метаморфизованных в условиях от среднетемпературной амфиболитовой до гранулитовой фации включительно, относительно инертны, то при процессах гранитизации или других видов метасоматоза, воздействующих на протолиты, они становятся значительно мобильнее. Это касается и редких элементов с лантаноидами, поскольку они также становятся существенно подвижнее в зонах повышенной проницаемости для флюидных фаз и гидротерм, что приводит к проявлению тетрадного эффекта [18, 53].

По химическому составу изученные горные породы формируют три группы по кремнекислотности (табл. 1). Это архейские метаморфические породы преимущественно кислого состава (серия Моусон, ТТГ ассоциация), метавулканогенно-осадочные образования среднего и кислого состава и палеопротерозойские метаинтрузивные породы основного состава (группа метагабброидов и дайковый комплекс долеритов). Ортогнейсы Моусон, ТТГ гнейсы и метаинтрузивные базитовые образования формируют поля точек, отвечающие бимодальному распределению, где породы среднего состава имеют весьма ограниченное распространение (рис. 9, диаграмма TAS).

Метаосадки серии Мензис занимают "промежуточное" положение, что обусловлено их формированием за счет смешения источников сноса кислых протолитов ортопород серии Моусон и палео (?)-мезоархейских основных вулканитов и, возможно, малой доли ТТГ гнейсов.

Для серии Мензис приводим только вещественный состав толщ метаосадков.

Метавулканогенно-осадочные породы серии Мензис слагают толщи только на массиве Раймилл и представлены слюдистыми (±Cl–Ms–Bt) кварцитогнейсами, метапесчаниками и кварцитами; слюдистыми и высокоглиноземистыми St и Bt-Grt, Hbl-Bt сланцами.

Слюдистые кварцитогнейсы, кварциты и метапесчаники

Данные породы характеризуются неравномернозернистой, гранобластовой или лепидогранобластовой структурой, размерность зерен составляет 0.1–1.5 мм. Главные породообразующие минералы: Q (75–90%) и Pl (10–35%), Bt (5–25%), Ms (преимущественно фуксит) – 1–25%. Второстепенные минералы представлены хлоритом, эпидотом и серицитом (по Pl), редко гранат, кианит, ставролит. Акцессорные минералы: рутил, циркон, монацит, ильменит.

Слюдистые сланцы. Обычно слюдистые сланцы микролепидогранобластовые, лепидопорфиробластовые с порфировыми зернами биотита и хлорита, текстуры сланцеватые. Состав сланцев \pm Bt \pm Pl-Cl-Src-Q, Pl (0–5%), Bt (0–55%), Src (20–40%), Cl (10–45%), Q (30–55%). Из акцессорных минералов характерны ильменит и рутил иногда до 2%, сфен, реже пирит. Вторичные минералы: эпидот, карбонат.

Ставролитовые сланцы. Обладают главным образом лепидогранобластовыми структурами, иногда с пойкилобластами ставролита и редко биотита. Текстуры сланцеватые. Минеральный состав пород значительно варьирует: St (10–65%), Bt (5–40%), Mu (от 1–2% до 35%), Grt (5–20%), Q (10–35%), Pl (15–30%). В небольших количествах развит хлорит, редко – кианит. Акцессорные минералы – циркон, ксенотим, монацит, ильменит, рутил, в одном образце отмечена хромовая шпинель.

Биотит-амфиболовые сланцы. Они обладают гломеронематобластовыми и лепидогранобластовыми структурами, редко – с порфиробластами амфибола и биотита. Текстуры сланцеватые. Мафический индекс M = 40-75. Минеральный состав – Hbl (25–75%), Bt (1–25%), Q (5–10%), Pl (20–45%), редко Grt до 5%. Акцессорные минералы – апатит, сфен, ильменит, магнетит, циркон. Иногда развит вторичный хлорит, карбонат и эпидот.

Расчет нескольких петрохимических модулей для разделения метаосадков показал, что представленные кварциты являются производными песчаников (аркозы, граувакки), слюдистые сланцы образованы по глинистым осадкам и связаны с терригенным осадконакоплением, тогда как биотит-амфиболовые сланцы формировались за счет переработки кислых и основных вулканогенных пород (базальты, риолиты, различные туфы).

Особенности распределения петрогенных элементов ортопород

Ортогнейсы Моусон. Они представлены мигматизированными гнейсами, гранитогнейсами и

		ации	*.нбэдэ	72.33	12.10	0.73	4.61	0.00	1.77	2.54 1 60	0.17	0.44	99.93	119.85	231.98	85.95	17.16	2.74	16.23	17.87	4.14	10.90	12 00	1.55	11.45	4.00	26.13	3.64	15 53	149.04	55.63	132.30	75.80	7.12	1.11	0.51	
	19	ассоци	60522-4	73.40	12.40	0.63	3.29	0.05	1.25	3.14	0.16	0.44	99.80	80.20	200.00	55.70	12.50	2.45	11.70	2.00 13.40	3.21	7.69	1.39 10.60	1.22	11.30	3.08 14 10	24.20	3.75	Jo.40 15 80	135.00	42.80	- 500.00	58.50	5.43	0.91	0.62	
	18	ы ТТГ	1-16609	71.50	12.20	0.69	5.53	0.05	1.72	2.47 5 14	0.16	0.24	100.00	158.20	266.90	20.07 119.70	24.35	3.68	23.21	22.36	4.76	15.55	2.20	1.94	5.51	72.C	23.93	3.34	15 68	97.15	68.31	320.10	103.10	7.62	1.29	0.47	
іна.	17	гогней	1-72603	71.80	12.10	0.80	4.95	0.08	2.21	2.38	0.18	0.77	100.00	121.00	219.00	75.80	15.50	2.33	14.10	2.00 15.80	3.92	9.34	12/00/01	1.54	14.70	4.70 18 40	28.60	4.01	-	158.00	57.30	- 225.00	75.00	7.23	0.97	0.48	
терреі	16	грани	6-10009	72.60	11.70	0.78	4.68	0.07	1.90	2.18	0.17	0.29	99.90	120.00	242.00	20.40 92.60	16.30	2.52	15.90	2.00 16.90	4.66	11.00	10 50	1.50	14.30	4.07 7740	27.80	3.47	15 10	206.00	54.10	- 685.00	66.60	8.20	1.25	0.48	АЯ.
рского		И	*.нбэqэ	70.77	12.15	0.99	5.64	0.08	2.87	2.78	0.24	0.49	99.93	79.29	163.43	62.31	14.18	2.71	12.99	2.34 14.75	3.47	9.29	10.07	1.39	9.40	3.43 77.68	22.36	4.28	18 38	118.97	84.02	100.00	77.14	5.60	1.11	0.64	значені
д Рукеј	15	оциаци	1-16009	71.10	11.50	1.00	5.70	0.08	2.48	2.20	0.22	0.46	99.90	34.60	88.70	30.20	7.07	1.96	8.00	10.10	2.69	6.96	10.01	1.02	13.40	51.5 00.00	18.40	2.40	1/.20	113.00	69.40	- 538.00	58.50	3.19	0.85	0.80	UTBHBIC
х поро,	14	TTacc	¢-62009	70.50	12.90	0.90	4.65	0.07	3.77	2.88 2.76	0.23	0.77	99.80	139.00	281.00	90.70	17.50	3.36	15.60	5.24 18.70	4.72	10.70	1.77 14 70	1.95	16.50	4.25 32 00	27.40	4.89 27.40	04.40 	103.00	94.80	- 678_00	90.40	6.78	0.88	0.62	я анома
проба	13	нейсы Т	4-86003	71.10	12.50	0.80	4.89	0.09	2.41	2.71 4 36	0.21	0.38	100.00	95.49	173.80	74.44	18.12	3.01	16.14 2.10	9.19 18.53	4.14	12.19	12 10	12.10	7.27	31 47	30.30	12.39	- 19 97	240.80	75.36	120.50	96.70	5.66	1.10	0.54	сключая
льных	12	лагиогн	t-0£009	70.10	12.10	1.05	6.16	0.09	2.76	2.36	0.25	0.51	100.00	42.97	113.80	48.96	13.43	2.32	12.28	2.31 14.15	3.10	9.16	1.33 8 53	1.32	4.76	15 50	20.95	1.82	- 16 72	108.90	69.30	90.41 201.10	75.84	3.61	1.19	0.55	изам, ис
гавите.	11	Ш	1-02009	65.90	11.60	1.70	9.22	0.13	3.85	2.17 2.10	0.41	0.56	99.90	102.70	202.30	24.17 87.86	20.06	3.49	17.81	3.22 17.75	3.80	10.99	10.40	1.55	5.49	5.99 15 03	19.29	2.63	- 18 45	92.50	87.23	349.00	105.30	7.08	1.42	0.56	я анали
предс			*.нбэqэ	75.79	11.57	0.34	3.81	0.05	0.74	3.36 2 2 8	0.06	0.51	99.98	57.81	120.51	48.90	11.36	1.60	10.73	1.94	2.85	7.61	8 21	1.21	7.15	20.66	20.55	8.07	18.46	130.30	41.49	18.28	34.74	5.44	1.44	0.48	ющимс
ppm) в	10		1-81609	74.00	11.60	0.44	4.32	0.03	0.90	2.97	<.05	0.62	99.90	63.55	113.50	14.43 54.63	14.02	2.63	13.04	2.25 13.16	2.90	8.53	1.29 8 41	1.26	8.75	1.4/ 17.58	13.58	2.90	- 17 97	82.22	33.47	82.81 536 30	27.56	5.42	1.28	0.60	ем име
HTOB (]	6	ноз	1-42009	75.90	9.92	0.59	5.67	0.10	0.91	2.59 7.76	0.06	0.99	100.00	37.96	94.63	0.94 35.24	8.94	1.43	8.85	9.05	1.86	5.63	0.89 5 00	0.93	9.03	17.76	13.56	4.59	- 15 78	100.20	37.41	570.00	29.44	4.61	1.24	0.49	е по вс
элеме	8	ы Moyc	9-52009	76.20	11.10	0.40	4.35	0.06	1.07	3.66 7.40	<.05	0.46	100.00	51.08	94.20	44.88	11.35	1.97	11.15 7 15	21.2 12.51	2.85	8.42	1.27 8 18	0.10 1.24	7.81	1.34 14 67	11.27	2.88	$\frac{-}{18.01}$	130.60	48.76	84.33 489.20	25.71	4.48	1.13	0.54	итанны
редких	7	огнейс	1-10509	77.30	11.50	0.15	2.55	0.02	0.14	3.09	<.05	0.23	100.00	60.35	128.00	60.45	17.80	0.87	17.18	2.22 19.52	4.19	12.09	C8.1	1.65	7.97	2.20 18 87	22.52	5.34	- 23.60	181.20	10.15	307.70	44.46	3.83	1.26	0.15	, рассч
. %) и]	6	гqо	7-91009	75.60	10.90	0.41	4.60	0.06	1.03	3.06		0.70	100.00	45.80	80.59	45.25	11.58	2.34	12.03	2.20 13.59	3.17	9.38	1.45 8 80	0.00	7.41	1.2/ 8 71	11.49	2.40	17 87	94.69	45.72	15.66	24.81	3.73	1.13	0.61	MehtoB
IX (Mac	5		7-18509	77.20	10.80	0.28	3.34	0.04	0.71	2.26 4 50	<.05	0.43	100.00	156.00	319.00	105.00	22.50	2.20	17.20	2.04 18.40	3.66	8.28	0.70	1.21	8.08	10.1	71.10	14.10	15 90	4.23	16.90	- 283.00	26.80	11.43	1.45	0.34	эпе вин
огенны	4		1-62009	76.60	11.00	0.38	3.98	0.07	0.97	2.67	02 <.05	0.34	100.00	54.40	116.00	51.30	9.32	2.08	10.30	12.60	3.31	7.98	1.27	0.73 1.24	10.20	1.20	12.10	3.07	16 80	186.00	52.90	358 00	20.70	4.47	0.98	0.65	одержа
я петро	3	аниты I	\$1-98009	76.80	12.80	0.02	1.26	0.03	0.46	3.16 5.18	<.05	0.41	100.00	6.03	15.50	2.40	5.68	0.20	9.03	22.00	6.34	16.10	2.49	3.03	5.05	70,500	22.60	11.80	20 50	326.00	19.60	- 71 50	55.60	0.21	0.36	0.09	едние с
ожания	2	итит-гра Моусон	01-9E009	80.10	10.90	0.16	1.79	0.04	0.73	4.62 0.00	<.05	0.43	100.00	86.70	164.00	06.01	9.10	1.05	6.81 0.77	3.31	0.79	1.25	0.16	0.16	0.93	0.74 12 90	9.91	1.19	13 90	38.20	22.50	- 76 30	13.90	60.38	5.47	0.41	$\mu^* - cpe$
Содеј	1	MHLM8	6-9£009	73.00	14.40	0.27	2.31	0.04	0.78	4.54	90.0	0.46	99.90	101.00	183.00	59.00	7.90	1.58	5.90	0.03 5.28	1.22	2.18	0.32 0.82	0.45	4.22	30,20	31.10	4.18	19 10	136.00	136.00	- 136.00	18.80	24.31	1.64	0.71	ie: Cped
Таблица 1.		ІЧТЫ	іэнопмоЯ	SiO,	Al_2O_3	TiO ₂	Fe_2O_3 obm	MnO	CaO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	ШШШ	Сумма	La	o e	ΡN	Sm	Eu	P G G	Dv I	Ho	H L L	ĒŚ	Lu Lu	Η	Ph	Th	⊃ ť	5 E	Rb	Sr	7, 7	2 g	$(La/Yb)_n$	$(Gd/Yb)_n$	Eu/Eu*	Примечани

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И СТРУКТУРА



Рис. 9. Особенности петрогенного состава изученных горных пород. (а)–(б) – классификационные диаграммы: (а) – сумма щелочей – кремнезем (TAS) для плутонических пород (по [9, 59]),

(б) – Ab-An-Or для ТТГ гнейсов.

1-2 – серия Моусон: 1 – ортогнейсы, 2 – мигматит-граниты; 3–4 – серия Мензис: 3 – слюдистые кварциты, 4 – слюдистые, кианит-гранат-силлиманитовые сланцы и биотит-амфиболовые сланцы; 5–6 – ТТГ серия: 5 – плагиогнейсы, 6 – гранитогнейсы; 7 – группа метабазитов (метагабброиды, амфиболиты); 8 – дайковый комплекс метадолеритов

мигматит-гранитами, главным образом с гетерогранобластовыми структурами, иногда с элементами наложенных поздних бластокатакластических структур. Текстура сланцеватая. Мафический индекс М (5–25%).

Вариации составов гнейсов обусловлены изменением содержания главных породообразующих минералов, преимущественно полевых шпатов:

- Q (25-40%, редко 5-10%);

- Pl (5-55%, в среднем 20-25%);

микроклин (5–55%, среднее значение 30–35%);

- биотит (1-2% до 25%, среднее значение 15%);

- Hbl (от единичных зерен до 15%).

Акцессорные минералы магнетит и ильменит, сфен, ортит, апатит, циркон.

Фигуративные точки составов ортогнейсов серии Моусон большей частью расположены в поле (плагио-)лейкогранитов и плагиогранитов, малая часть отвечает полю гранитов и лейкогранитов (см. рис. 9, диаграмма TAS).

Ортогнейсы серии Моусон обладают метаглиноземистым составом, относятся преимущественно к железистому типу ($SiO_2 - FeO_{cym}/(FeO_{cym} + MgO)$).

Индекс насыщенности глиноземом ASI = $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO)$ в молекулярном количестве составляет от 0.55 до 0.71.

Выделенные мигматит-граниты расположены в полях лейкогранитов нормальной и повышенной щелочности (см. рис. 9, диаграмма TAS).

Гранитогнейсы характеризуются умеренной суммарной щелочностью, $K_2O + Na_2O = 4.8 - 8.3$ мас. % (среднее значение 7.1) при вариативности отношения $K_2O/Na_2O = 0.03 - 3.39$ (среднее значение 1.13), обладают большей частью калиевой специализацией и характеризуются щелочно-известковым и известковым типами [37] (см. табл. 1).

ТТГ ассоцианция. Она представлена на г. Блумфилд и северных обрывах массива Раймилл, главным образом биотит-роговообманковыми гранитогнейсами, гнейсами и плагиогнейсами. Структуры гетерогранобластовые, лепидонематогранобластовые. Мафический индекс варьирует от 5 до 40%, М_{средн} = 15–20.

Главные породообразующие минералы:

 – Q (20–35%) и Pl (10–25%) в плагиогранитных разновидностях 40–55%;

- F_{sp} (40-60%) в плагиогранитах до 5%, но чаще отсутствует;

- Hbl (4-15%), обычно 7-8%;

- Bt (2-30%), обычно 6-7%.

Акцессорные минералы — ильменит, магнетит, сфен, ортит, апатит, циркон, монацит. В датированном гранитогнейсе образца 60030-1 отмечено одно зерно граната.

Вторичные минералы представлены минералами группы цоизит-эпидот, серицитом, хлоритом

и кальцитом. Породы относятся к железистым разновидностям, характеризуются метаглиноземистым составом (ASI = 0.46-0.6) и преобладанием калия над натрием.

Точки составов ортогнейсов Моусон и ТТГ гнейсов образуют перекрывающиеся овальные поля в областях развития групп гранитоидов и гранодиоритов, причем древние образования гранито-гнейсового купола серии Моусон обладают наиболее кислыми составами при относительном петрографическом и вещественном разнообразии пород, что вполне объяснимо их наибольшей тектоно-термальной переработкой (см. рис. 9).

Плагиогнейсы и гранитогнейсы ТТГ ассоциации г. Блумфилд и массива Раймилл, на классификационной диаграмме TAS и трехкомпонентной диаграмме Ab—An—Or попадают в поля гранодиоритов, тоналитов, трондьемитов, гранитов (кварцевых монцонитов) (см. рис. 9).

Превалирущая группа фигуративных точек гранитов и кварцевых монцонитов отвечает преимущественно составам гранитогейсов, тогда как в области тоналитов и гранодиоритов попадают точки существенно натровых плагиогнейсов ($K_2O/Na_2O \sim 0.4-0.5$). При этом характерными особенностями ассоциации является преобладание тоналитов и трондьемитов над гранодиоритами, а также лейкократовость пород и повышенное содержание кремнезема в сравнении с поздними (протерозойскими и фанерозойскими ТТГ комплексами) аналогами мира [5, 6, 28] (см. рис. 9, б).

Палеопротерозойские комплексы силлов метагабброидов и дайковых роев метадолеритов представляют последовательно развивавшуюся магматическую серию, на классификационной диаграмме TAS они формируют единое поле основных пород, варьируя по составу от перидотитов до диоритов, но отвечая главным образом габбро-габброноритам-монцогаббро и их гипаббисальным аналогам (долеритам, габбродолеритам) (см. рис. 9).

Особенности распределения редкоземельных (РЗЭ) и редких элементов

Предваряя краткую характеристику ортопород кислых и основных серий, необходимо отметить общую особенность кислых метаморфитов с чрезвычайно высокими суммарными содержаниями редкоземельных элементов РЗЭ для архейских ортогнейсов Моусон и ТТГгнейсов (Σ РЗЭ_{ср} = 298 и 416 ppm, соответственно). Такие концентрации РЗЭ не типичны для большинства пород архейских гранито-гнейсовых куполов и ТТГ ассоциаций древних кратонов и в десятки – сотни раз превышают хондритовые, а также – в 2–4 раза средние содержания, как по отдельным элементам, так и суммарные значения для архейской

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2022

верхней коры и земной коры в целом ($\Sigma P3\Im = 105 \text{ ppm}, \Sigma P3\Im \sim 2 \times 10^{-2} \text{ мас. }\%, \text{ по [24]}$).

Такая специфика может отчасти объясняться постоянным значимым присутствием среди акцессорных минералов монацита и ортита. Для метабазитов и метадолеритов содержания ΣРЗЭ_{ср} (114 и 109 ppm, соответственно) сопоставимы со средними значениями коры и подобных ассоциаций.

Нормированные к хондриту распределения содержаний РЗЭ ортопород демонстрируют, за редким исключением, явное подобие всех представленных спектров [60] (рис. 10). Отмечается характерное перекрытие полей трендов ортогнейсов Моусон и ТТГ гнейсов, увеличение средних нормированных отношений (La/Yb)n, суммарных содержаний РЗЭ, а также La, Yb и Y от ранних к поздним стадиям гранитообразования. Для метабазитов и метадолеритов наблюдается обратный процесс — при близком содержании La и Yb отмечается уменьшение (La/Yb)n, от первых ко вторым ((La/Yb)n = 5 и 3, соответственно).

Такой характер распределений свидетельствует о генетическом родстве источников формирования протолитов при участии процессов магматической дифференциации как для кислой, так и для базитовой серий.

Ортогнейсы Моусон и ТТГ гнейсы имеют родственные друг другу, умеренно дифференцированные спектры распределения РЗЭ (ортогнейсы Моусон (La/Yb) $n_{\rm сред H} = 5.4$, ТТГ гнейсы (La/Yb) $n_{\rm сред} = 6.15$) с отрицательной аномалией Еи и сильным обогащением легкими РЗЭ.

За исключением трех трендов мигматит-гранитов Моусон с аномальными значениями La/Yb с положительным, крутым наклоном кривой и крутым отрицательным наклоном (см. табл. 1, обр. 60036-09, 60036-10, 60036-15). Аномальные спектры мигматит-гранитов серии Моусон определяются влиянием метасоматических процессов [18].

Значительный Еи минимум в ортогнейсах Моусон и сравнительно умеренная аномалия в ТТГ гнейсах (ортогнейсы Моусон (Eu/Eu $_{средн}^* = 0.48$), ТТГ гнейсы (Eu/Eu $_{средн}^* = 0.64$)) свидетельствует о частичном фракционировании расплава и осаждении плагиоклаза в рестите. Дифференциация кислых расплавов сопровождается общим накоплением РЗЭ и обеднением Eu с появлением значительного минимума. Растущая концентрация Eu от древних к более молодым гранитоидам, наряду с обогащением легкими РЗЭ, свидетельствует о формировании поздних магматических дифференциатов.

На мультиэлементной диаграмме нормированного распределения редких элементов для ортогнейсов серии Моусон и ТТГ-гнейсов характерна



Рис. 10. Спайдер-диаграммы редкоземельных (а) и редких (б) элементов, нормированных к составу хондрита и примитивной мантии, (по данным [60]).

1 – ортогнейсы серии Моусон; *2* – ТТГ гранитогнейсы; *3* – ТТГ плагиогнейсы; *4* – серия Мензис – амфибол-хлоритовые, кианит-ставролитовые сланцы; *5* – метагабброиды, апогаббровые сланцы; *6* – дайки метадолеритов; *7* – гранит-пигматит (2700 млн лет, обр. 60304-2)

относительная обогащенность LILE и HFSE, в среднем в 50–100 раз выше примитивной мантии (см. рис. 10, б). Наряду с высокими концентрациями РЗЭ, отмечаются высокие содержания Y, Th, U, Zr, Hf при отсутствии значимых отрицательных аномалий Nb, Ta и значительном обеднении Sr и Ti. Глубокая отрицательная аномалия Ti, свидетельствует о процессах коровой контаминации. Такие особенности являются характерными для гранитоидов А-типа, что подтверждается соответствующими диаграммами (рис. 11).

Для секущих синтектонических жил гранитпегматитов (~2700 млн лет) наблюдается значительное обеднение тяжелыми РЗЭ (La/Yb)n = 20.8) и появление слабой положительной аномалии Eu (Eu/Eu* – 1.2), свидетельствующей о переходе большей части плагиоклаза в расплав.

Большинство трендов распределения содержаний РЗЭ имеют почти плоское распределение в части средних, тяжелых РЗЭ. Для палеопротерозойских базитов наблюдается практически субмантийное расположение фигуративных точек на интервале Sm–Lu (Eu/Eu $_{\text{средн}}^* = 1$), близкое к базальтам E-MORB, что соответствует значительному геохимическому сходству этих пород с мантийным веществом, по составу близким обогащенным океаническим базальтам E-MORB [35].

Это подтверждается расположением фигуративных точек метабазитов и долеритов в поле E-MORB на диаграммах $TiO_2/Yb-Nb/Yb$, Th/Yb-Nb/Yb [54] (см. рис. 11, в, г).

-Такая позиция характерна для расплавов, об разованных при плавлении обогащенного ман тийного источника в равновесии с гранатсодержащим реститом [55]. На диаграмме TiO₂/Yb– Nb/Yb наблюдается взаимодействие плюмового и литосферного источников, с трендом, демонстрирующим увеличение влияния обедненной деплетированной мантии DM, что характерно для развивающихся рифтовых областей [25, 35, 54, 55].

Группы метагабброидов и метадолеритов обладают умеренными содержаниями редких элементов, сравнимы с обогащенными базальтами и представляют низкоумеренно титанистые базиты (TiO₂ = 0.38-0.88, среднее значение – 0.63) и долериты (TiO₂ = 0.48-3.57, среднее значение – 1.66).

РЕЗУЛЬТАТЫ U–РЬ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

Важнейшей частью исследования являлось определение возраста кристаллизации и метаморфических преобразований протолитов ТТГ гнейсов г. Блумфилд, ранее никогда не датированных. Были проведены U-Pb-SHRIMP-II-исследования образцов 60325-3 и 60331-1 гранитогнейсов северной части и образца 60030-1 плагиогнейса южной части г. Блумфилд (см. рис. 2).

Изученные цирконы представлены главным образом субидиоморфными полупрозрачными кристаллами или обломками с короткопризматическим и призматическим габитусом, с огранением из сочетаний округленных дипирамид {101}, {111}, {112} и призм {100}, {110} (рис. 12).

Размер циркона варьирует от 50 до 200 мкм, Кудл = 1.5-3. Для внутреннего строения ядер



Рис. 11. Дискриминационные диаграммы Rb-(Yb + Ta) (a) и Ta-Yb (б) для определения геодинамической обстановки формирования гранитоидов (по [55]) и Ta/Yb-Nb/Yb (в), TiO₂/Yb-Nb/Yb (г) для метабазитов-метадолеритов (по [54]). Гранитоиды: WPG – внутриплитные, ORG-океанических хребтов, VAG – вулканических дуг, syn-COLG – синколлизионные;

Базальты: N-MORB – срединно-океанических хребтов (COX), E-MORB – обогащенные срединно-океанических хребтов (COX), OIB – океанических островов;

Кора: АК – архейская, КК – средняя континентальная, НК – нижняя.

1 – ортогнейсы Моусон; 2 – ТТГ-гнейсы; 3 – метадолериты; 4 – метагабброиды; 5 – точки составов коры; 6 – магматические источники

цирконов (CL) наиболее характерна отчетливая осцилляторная зональность, а также менее распространенная секториальная зональность или незональное однородное строение. Ядра в большинстве случаев окружены каймами (гомогенными темными оболочками) иногда частично резорбированными. Часто широкие каймы заполняют "заливы" и выравнивают сложно изогнутые поверхности корродированных зональных ядер. Если у образцов 60030-1 и 60331-1 строение практически идентично, то для образца 60325-3 присутствуют также субизометричные, дипирамидальные кристаллы или сильно удлиненные призмы ($K_{y_{дл}} \ge 4$), часто с тонкой оболочкой или ее отсутствием (см. рис. 12).

Биотитовый плагиогнейс (образец 60030-1). Был выполнен 21 анализ по ядрам и темным оболочкам зерен циркона. Ядра зерен (11 измерений) дали ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст в пределах 2823–2683 млн лет, из которых конкордантную группу сформировали семь значений. Для этой группы был получен конкордантный U–Pb-возраст 2802 ± 12 млн лет, который интерпретируется как время кри-



Рис. 12. Катодолюминесцентные фото исследованных зерен цирконов в датированных образцах ТТГ гнейсов. Показано (кружки): морфология цирконов и области U–Pb измерения возраста.

сталлизации магматического протолита гранитогнейсов (рис. 13).

Анализ десяти оболочек показал, что они обладают низким Th/U соотношением (0.06-0.17), 207 Pb/ 206 Pb возраста находятся в интервале 2721–2581 млн лет.

По шести значениям получено верхнее пересечение с конкордией 2689 ± 5 млн лет (СКВО = = 0.41). На основе группы четырех значений получен практически идентичный конкордантный возраст 2688 ± 7 млн лет. Оболочки представляют результат перекристаллизации магматического циркона и полученный возраст отвечает неоархейскому тектоно-термальному событию.

Амфибол-биотитовый меланогнейс (образец 60325-3). Был выполнен 21 анализ по различным частям зерен циркона в обр. 60325-3 (амфиболбиотитовый меланогнейс). За исключением 4-х анализов, по 17-ти анализам была построена линия регрессии с верхним пересечением в значении 2792 \pm 5 млн лет (СКВО = 0.92). Субконкордантная группа из 13-ти значений дает аналогичный возраст 2798 \pm 8 млн лет и означает время кристаллизации магматического циркона и формирование протолитов меланогнейсов. Три значения по оболочкам образуют дискордантную группу с возрастом предполагаемого метаморфизма 2716 ± 9 млн лет.

Биотитовый гранитогнейс (обр. 60331-1). Было выполнено 25 анализов по различным частям зерен цирконов гранитогнейса (рис. 14). Построенная дискордия имеет верхнее пересечение с возрастом 2787 \pm 27 млн лет (СКВО = 6.7). Это значение с учетом ошибки близко полученному конкордантному возрасту 2798 ± 8 млн лет для группы из 16-ти зерен. На гистограмме распределения возрастов выделяются два отчетливых пика. Более древний возраст около 2800 млн лет отвечает зональным ядрам цирконов и интерпретируется как время кристаллизации протолита, тогда как темным каймам и однородным (перекристализованным) ядрам соответствует возраст ~2700 млн лет и отвечает времени наложенных тектоно-термальных процессов. Таким образом, для всех трех представленных образцов ТТГ гнейсов, выявленная архейская эволюция цирконов,



Рис. 13. Результаты U–Pb датирования цирконов из ТТГ ассоциации (горы Раймилл, Блумфилд). (а) – плагиогнейс (обр. 60030-1); (б)–(в) – гранитогнейсы (обр. 60325-3, обр. 60331-1); (г) – график плотности вероятности и гистограмма распредления возрастов цирконов (обр. 60331-1).

увязанная с морфологией кристаллов, соответствует общему временному интервалу, продолжительностью ~100 млн лет (2800—2700 млн лет) с идентичным возрастом кристаллизации протолитов и наложенными метаморфическими процессами.

Результаты Sm—Nd изотопной систематики показывают значительное превышение $T_{Nd}(DM)$ более, чем на 400—500 млн лет, по сравнению с U—Pb возрастом кристаллизации пород по цирконам (табл. 3). Параметры ε_{Nd} для всех образцов, рассчитанные на разные значения возраста, находятся среди отрицательных значений и существенно различаются — от —0.7 для обр. 60008-3 до —5.4 для обр. 60306-1.

Такие характеристики указывают на значимое или существенное участие корового вещества и длительную коровую предысторию. Степень участия палеоархейского вещества в формировании протолита (обр. 60336-3а) метаосадков серии Мензис была существенной – об этом свидетельствует значительная пропорция детритового циркона с ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возрастом 3.2–3.5 млрд лет, палеоархейский T_{Nd}(DM) = 3510 млн лет и низкое отрицательное значение $\varepsilon_{Nd}(T) = -2.1$ [1].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На ранних этапах архейской геологической истории формирование наиболее древних гранито-гнейсовых куполов, в том числе ТТГ состава,



Рис. 14. Лейкократовый, биотитовый гранитогнейс горы Блумфилд (датированный обр. 60331-1). Длина рукоятки молотка 50 см.

Мигматизация mg₂ (светло-серая секущая лейкосома гранитного состава) гнейсов этапа D₂, аналогичная датированной жильной неосоме на массиве Раймилл (~2.7 млрд лет).

происходило на относительно тонкой коре до 30 км в условиях высокого термического режима мантии [3, 6, 24, 44, 64]. Это обуславливало формирование высокоградиентной первичной базитовой коры и за ее счет образование разогретых микроблоков ранней сиалической коры, в том числе в Антарктике, возможно, начиная с конца хадея начала эоархея [3, 6, 11, 17, 27, 42, 44, 63].

Также ведущим процессом формирования ТТГ расплавов считается плавление базитов [42, 52]. Выполненные многочисленные эксперименты по плавлению амфиболитов, а также сопоставление РЗЭ и редкоэлементного состава модельных и природных расплавов позволяет оценивать вероятные условия формирования существующих ТТГ ассоциаций [25, 62].

Геологическая история Рукерской области предположительно началась с внедрения пород древних ТТГ ассоциаций с возрастом ~3.4 млрд лет, отвечающих времени становления палеоконтинента Моусон, образовавшихся в результате плавления нижнекорового базитового источника [36, 47] (табл. 4). К рубежу 3.1 млрд лет было сформировано большинство гранито-гнейсовых куполов Рукерского террейна, отвечающих ортогнейсам серии Моусон и сохранивших некоторые петрогеохимические признаки ТТГ серий, несмотря на значимые геохимические перестройки. Их образование происходило, вероятно, в результате плюм-литосферного взаимодействия с частичным плавлением базитовой составляющей на границе верхняя мантия-кора и существенной контаминации древних коровых источников (ранних палеоархейских гранитоидов Моусон). В область

плавления была вовлечена древняя сиалическая кора (3.4 млрд лет и древнее (?)), выступившая в качестве основного источника кислых расплавов. Возможно, ее участие способствовало более высокой кремнекислотности ортогнейсов серии Моусон и ТТГ гнейсов в сравнении с фанерозойскими ТТГ комплексами, как показано на примере Балтийского щита [6].

Эта кора сформировалась в ходе орогении Моусон и представляла древнейший кристаллический фундамент для последующего седиментогенеза и вулканизма серии Мензис. Протократон Моусон являлся как первым источником терригенного материала, так и плацдармом для формирования исходных магматических расплавов мезо-неархейских ТТГ ассоциаций (2800 млн лет), а в дальнейшем ядром для аккреции неоархейских блоков и палепротерозойских коровых террейнов (серии Рукер, Содружество).

Геодинамические условия формирования ТТГ гнейсов (2.8 млрд лет) оставались схожими, что подтверждается общим геохимическим подобием, однако в область плавления источника добавлялась доля вулканогенно-осадочного материала серии Мензис, на что может указывать более молодые значения $T_{Nd}(DM) - \sim 3250$ млн лет, в сравнении с мезо–архейской серией Моусон.

В ортогнейсах Моусон региона исследования не было обнаружено тектоно-структурных маркеров, отвечающих орогении Моусон (см. табл. 4, этап $M_{0,}$), т.к. они полностью были стерты последующими тектоно-термальными событиями с новой сланцеватостью и линейностью. Это могла быть наложенная регрессивная стадия метамор-

				_	_				_					_			_									_									
	тнэилиффео иилироро иилиророровании		0.98	0.89	0.65	0.96	0.41	0.93	0.89	0.98	0.88	0.88	0.98	0.99	0.95	0.93	56.0 77.0	0.06	0.95	0.83	0.96		0.93	0.94	0.87	0.89	0.96	0.96	0.86	0.88	0.87	0.91	0.88	0.97	0.67
Ia).	士%		2.49	0.95	0.86 1.06	0.62	0.69	0.68	1.04	1.63	1.15	1.07	0.93	1.18	0.70	0.63	0.08	1.12 0.62	0.61	0.93	0.95		0.6	0.7	0.9	1.1	1.7	2.7	1.3	0.9	1.2	1.1	1.1	2.0	1.3
тарктид	(1) $^{206} Pb^{*}$ $^{238} U$		0.438	0.499	0.547	0.547	0.556	0.544	0.551	0.552	0.554	0.536	0.488	0.499	0.498	0.511	110.0	0.514	0.514	0.522	0.542		0.258	0.466	0.466	0.502	0.530	0.532	0.534	0.541	0.543	0.543	0.545	0.546	0.551
нА в	十%		2.5	1.1	1.0	0.7	1.7	0.7	1.2	1.7	1.3	1.2	1.0	1.2	0.7	0.7	0./ 1 5	0 6 0	0.6	1:1	1.0		0.6	0.7	1.0	1.3	1.8	2.8	1.5	1:1	1.4	1.2	1.2	2.1	2.0
осточна	(1) $^{207} Pb^*$ $^{235} U$		11.08	12.62	13.80 14.70	14.73	15.05	14.77	14.99	15.05	15.14	14.76	11.60	11.86	12.34	12.73	12.82	02.61 13 07	13.05	13.30	14.02		6.55	12.43	12.44	13.40	14.30	14.33	14.59	14.56	14.69	14.78	14.79	14.85	14.80
рльз, Вс	÷		0.54	0.48	0.41 1.23	0.19	1.53	0.27	0.53	0.36	0.62	0.56	0.18	0.21	0.23	0.24	17.0	0.74	0.19	0.64	0.27		0.24	0.24	0.50	0.59	0.49	0.82	0.73	0.51	0.67	0.51	0.59	0.53	1.49
инс-Чај	(1) ²⁰⁷ Pb* ²⁰⁶ Pb*		0.1833	0.1834	0.1968	0.1953	0.1964	0.1967	0.1975	0.1978	0.1983	0.1996	0.1724	0.1725	0.1797	0.1807	0.1820	0.1838	0.1842	0.1848	0.1876	5-3)	0.1844	0.1936	0.1935	0.1936	0.1958	0.1952	0.1983	0.1951	0.1963	0.1974	0.1969	0.1972	0.1948
ы Пр	Ŧ%		.49	.95	900	.62	69.	.68	.04	.63	.15	.07	.93	.18	.70	.63	200	2.5	.61	.93	.95	60325	9.6	5.7	6.0	-	٢.	5.7	e.	6.0	5	-		0.	.3
ые гор	(1) ³⁸ U ⁶ Pb*		.282 2	.004 0	.900 828 1	828 0	0 667.	.837 0	.816 1	.812 1	.806 1	.865 1	.049 0	.006	007 0	.957 0	0 / CU	-107 1 047 0	947 0	916 0	.845 0	c (o6p.	.879 0	.147 0	.145 0	.992 1	.887 1	.878 2	.874 1	.847 0	.842 1	.841	.835 1	.831 2	.815 1
нжоі)) 200	0-1	2	<u>0</u> -			-i		Ţ	-i	<u> </u>	Ţ	7	0	<u>, N</u>	<u> </u>	_i	-i			Ţ	гнейс	3.	0	7	-i	-i		-i	<u> </u>	Ţ	i	<u> </u>	Ï	1.
тифил	искордан ность (%	o6p. 60 03	+15	+ - + -	- - +		-2	0-	-	-		+2	- +		47 +	0 -	-, c +	7 -+	+		-3	ратовый	+50	+13	+13	4	+2	+2	+2	0-	0-	0+	0	0-	-2
Ð.		-																				×													
ВГ.		ейс,	6-	χ, r		n n	S	4	6	9	0	<u>6</u>	ŝ	n.	4	4 -	4 4	0 4	n N	Ξ	4	іано	4	4	ŝ	0	ŝ	[3	12	ŝ	[]	ŝ	0	<u>6</u>	4
ейсов г.	1) ⁷ Рb рвст н лет)	гиогнейс,	1 9	∞ t + -	+20	1 1 1 1 1 1 1	±25	4	±9	9 	± 10	+ 9	±3	 3	+ · •	+1 -	+ + + +	01 + +) (+	±11	1	й мелано	7 4	1 4	8 H	± 10	8 +1	±13	±12	8 H	±11	*	± 10	1	±24
ТТГ гнейсов г.	(1) ²⁰⁷ <u>Pb</u> ²⁰⁶ Pb возраст (млн лет)	Плагиогнейс,	2683 ±9	2684 ±8	2784 +20 2784 +20	2787 ±3	2797 ±25	2799 土4	2805 ±9	2808 ±6	2812 ±10	2823 ±9	2581 ±3	2582 ±3	2650 ±4	2659 ±4	20/2 ±4	2687 ±10	2691 ±3	2696 ±11	2721 ±4	титовый мелано	2692 ±4	2773 ±4	2772 ±8	2773 ±10	2791 ±8	2787 ±13	2812 ±12	2786 ±8	2795 ±11	2805 ±8	2801 ±10	2803 ±9	2783 ±24
жона ТТГ гнейсов г.) (1) <u>Pb</u> 207 <u>Pb</u> U 206 <u>Pb</u> аст возраст лет) (млн лет)	Плагиогнейс,	±49 2683 ±9	±20 2684 ±8	± 19 2800 ± 7 +24 2784 +20	± 14 2787 ± 3	±16 2797 ±25	±16 2799 ± 4	±24 2805 ±9	±37 2808 ±6	±27 2812 ±10	±24 2823 ±9	±20 2581 ±3	±25 2582 ±3	± 15 2650 ± 4	± 14 2659 ± 4	±12 2012 ±14	+13 2687 ±10 +3	± 13 2691 ± 3	±21 2696 ±11	±22 2721 ±4	л-биотитовый мелано	8 2692 ±4	14 2773 ± 4	19 2772 ±8	24 2773 ±10	38 2791 ± 8	61 2787 ±13	28 2812 ±12	21 2786 ±8	27 2795 ±11	25 2805 ±8	25 2801 ±10	45 2803 ±9	31 2783 ±24
зн циркона ТТГ гнейсов г.	(1) (1) ²⁰⁶ Pb ²⁰⁷ Pb ²³⁸ U ²⁰⁷ Pb Возраст ⁸⁰³ PacT (МЛН ЛЕТ) (МЛН ЛЕТ)	Плагиогнейс,	2343 ±49 2683 ±9	2610 ±20 2684 ±8	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	2813 ±14 2787 ±3	2849 ±16 2797 ±25	2802 ±16 2799 ±4	2828 ±24 2805 ±9	2833 ±37 2808 ±6	2841 ±27 2812 ±10	2767 ±24 2823 ±9	2563 ± 20 2581 ± 3	2607 ±25 2582 ±3	2606 ± 15 2650 ± 4	2661 ± 14 2659 ± 4	2000 ±12 7007 ±44	2/10 ±23 2003 ±10 2672 +13 2687 +3	2672 ± 13 2691 ±3	2708 ±21 2696 ±11	2792 ±22 2721 ±4	фибол-биотитовый мелано	1479 8 2692 ±4	2465 14 2773 ± 4	2467 19 2772 ±8	2622 24 2773 ±10	2741 38 2791 ± 8	2752 61 2787 ± 13	2757 28 2812 ± 12	2789 21 2786 ±8	2796 27 2795 ±11	2796 25 2805 ±8	2804 25 2801 ±10	2809 45 2803 ±9	2829 31 2783 ±24
иза зерен циркона ТТГ гнейсов г.	(1) (1) (1) 232 Th 206 pb 207 pb 238 U 238 U 206 pb 238 U 803 pact 803 pact (МЛН ЛЕТ) (МЛН ЛЕТ) (МЛН ЛЕТ)	Плагиогнейс,	0.70 2343 ±49 2683 ±9	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	0.90 2813 ±14 2787 ±3	0.12 2849 ±16 2797 ±25	0.89 2802 ± 16 2799 ± 4	0.65 2828 ±24 2805 ±9	$0.91 2833 \pm 37 2808 \pm 6$	0.89 2841 ±27 2812 ±10	0.52 2767 ±24 2823 ±9	0.08 2563 ±20 2581 ±3	0.07 2607 ±25 2582 ±3	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	0.08 2660 ±15 2602 ±15 2602 ±15	017 2672 1512 2003 1517 2017 010	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	0.07 2708 ±21 2696 ±11	0.12 2792 ± 22 2721 ± 4	Амфибол-биотитовый мелано	0.58 1479 8 2692 ±4	0.41 2465 14 2773 ± 4	0.46 2467 19 2772 ±8	0.92 2622 24 2773 ± 10	1.11 2741 38 2791 ±8	0.78 2752 61 2787 ±13	0.75 2757 28 2812 ± 12	0.62 2789 21 2786 ± 8	0.81 2796 27 2795 ± 11	0.81 2796 25 2805 ±8	0.99 2804 25 2801 ±10	0.74 2809 45 2803 ±9	0.66 2829 31 2783 ±24
II-анализа зерен циркона ТТГ гнейсов г.	206 Pb* 232 Th (ppm) 238 U = 238 U = 206 Pb = 207 Pb = 207 Pb = 206 Pb = 206 Pb = 208 Pb = 2	Плагиогнейс,	88.1 0.70 2343 ±49 2683 ±9	61.7 0.32 2610 ± 20 2684 ± 8	$82.5 0.46 2051 \pm 19 2800 \pm 7 \pm 200 \pm 7 \pm 20 \pm 200 \pm 20 \pm 200 \pm 200 $	431 0.90 2813 ±14 2787 ±3	345 0.12 2849 ±16 2797 ± 25	319 0.89 2802 ±16 2799 ± 4	53 0.65 2828 ±24 2805 ±9	107 0.91 2833 ± 37 2808 ± 6	40.4 0.89 2841 ±27 2812 ±10	44.6 0.52 2767 ±24 2823 ±9	485 0.08 2563 ±20 2581 ±3	397 0.07 2607 ±25 2582 ±3	$294 0.06 2606 \pm 15 2650 \pm 4$	$346 0.06 2661 \pm 14 2659 \pm 44$	303 0.08 2000 ±15 20/2 ±44	40/ 0.12 2/10 2/22 2002 2/10 2/24 443 0.17 2/672 +13 2/687 +3	$410 0.17 2672 \pm 13 2691 \pm 3$	663 0.07 2708 ±21 2696 ±11	696 0.12 2792 ±22 2721 ±4	Амфибол-биотитовый мелано	395.2 0.58 1479 8 2692 ±4	376.9 0.41 2465 14 2773 ±4	78.6 0.46 2467 19 2772 ±8	66.5 0.92 2622 24 2773 ±10	75.0 1.11 2741 38 2791 ± 8	28.5 0.78 2752 61 2787 ±13	35.7 0.75 2757 28 2812 ±12	90.6 0.62 2789 21 2786 ±8	42.7 0.81 2796 27 2795 ± 11	73.8 0.81 2796 25 2805 ±8	54.7 0.99 2804 25 2801 ±10	74.1 0.74 2809 45 2803 ±9	32.5 0.66 2829 31 2783 ±24
[RIMP-II-анализа зерен циркона ТТГ гнейсов г.	Th 206 pb* 233 Th 206 pb (1) (1) (1) (ppm) (ppm) 238 U 238 U 206 pb 2006 pb 206 pb 200 pb 20	Плагиогнейс,	159 88.1 0.70 2343 ±49 2683 ±9	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	83 82.3 0.46 2631 ±19 2800 ±1 56 49.3 0.55 7813 +74 2784 +20	799 431 0.90 2813 ±14 2787 ±3	82 345 0.12 2849 ±16 2797 ±25	589 319 0.89 2802 ±16 2799 ±4	70 53 0.65 2828 ±24 2805 ±9	$198 \qquad 107 \qquad 0.91 \qquad 2833 \pm 37 \qquad 2808 \qquad \pm 6$	73 40.4 0.89 2841 ±27 2812 ±10	49 44.6 0.52 2767 ±24 2823 ±9	89 485 0.08 2563 ±20 2581 ±3	63 397 0.07 2607 ±25 2582 ±3	41 294 0.06 2606 ± 15 2650 ± 4	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	03 363 0.00 2600 ±12 2672 ±44	162 407 0.18 2/18 ±23 2083 ±10 163 443 0.17 2672 ±13 2687 ±3	151 410 0.17 2672 ± 13 2691 ± 3	96 663 0.07 2708 ±21 2696 ±11	178 696 0.12 2792 ± 22 2721 ± 4	Амфибол-биотитовый мелано	1009 395.2 0.58 1479 8 2692 ±4	377 376.9 0.41 2465 14 2773 ± 4	88 78.6 0.46 2467 19 2772 ±8	138 66.5 0.92 2622 24 2773 ± 10	176 75.0 1.11 2741 38 2791 ±8	47 28.5 0.78 2752 61 2787 ± 13	56 35.7 0.75 2757 28 2812 ± 12	117 90.6 0.62 2789 21 2786 ±8	72 42.7 0.81 2796 27 2795 ± 11	124 73.8 0.81 2796 25 2805 ±8	112 54.7 0.99 2804 25 2801 ±10	113 74.1 0.74 2809 45 2803 ±9	44 32.5 0.66 2829 31 2783 ±24
гаты SHRIMP-II-анализа зерен циркона ТТГ гнейсов г.	U Th ²⁰⁶ Pb* ²³² Th ²⁰⁶ Pb ²⁰⁷ Pb ²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb ²⁰⁶ Pb ²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	Плагиогнейс,	234 159 88.1 0.70 2343 ±49 2683 ±9	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	917 799 431 0.90 2813 ±14 2787 ±3	722 82 345 0.12 2849 ±16 2797 ± 25	682 589 319 0.89 2802 ±16 2799 ±4	112 70 53 0.65 2828 ±24 2805 ±9	225 198 107 0.91 2833 ±37 2808 ±6	85 73 40.4 0.89 2841 ±27 2812 ±10	97 49 44.6 0.52 2767 ±24 2823 ±9	1156 89 485 0.08 2563 ±20 2581 ±3	927 63 397 0.07 2607 ±25 2582 ±3	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	82/ 03 503 0.00 2000 ±10 ±12 701 ±15 1002 801 ±15 1002 ±1	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	929 151 410 0.17 2672 ± 13 2691 ± 3	1479 96 663 0.07 2708 ±21 2696 ±11	1495 178 696 0.12 2792 ±22 2721 ±4	Амфибол-биотитовый мелано	1785 1009 395.2 0.58 1479 8 2692 ±4	942 377 376.9 0.41 2465 14 2773 ±4	196 88 78.6 0.46 2467 19 2772 ± 8	154 138 66.5 0.92 2622 24 2773 ±10	165 176 75.0 1.11 2741 38 2791 ±8	62 47 28.5 0.78 2752 61 2787 ±13	78 56 35.7 0.75 2757 28 2812 ±12	195 117 90.6 0.62 2789 21 2786 ±8	91 72 42.7 0.81 2796 27 2795 ±11	158 124 73.8 0.81 2796 25 2805 ±8	117 112 54.7 0.99 2804 25 2801 ±10	158 113 74.1 0.74 2809 45 2803 ±9	69 44 32.5 0.66 2829 31 2783 ±24
Результаты SHRIMP-II-анализа зерен циркона ТТГ гнейсов г.	²⁰⁶ Pb _c U Th ²⁰⁶ Pb _c (1) (1) (1) (%) (ppm) (ppm) ²⁰⁶ Pb _c ²⁰⁶ Pb _c ²⁰⁷ Pb _c ²⁰⁷ Pb _c (%) (ppm) (ppm) ²⁰⁸ U ²³⁸ U ²⁰⁶ Pb _c ²⁰⁷ Pb _c (%) (ppm) (ppm) ²³⁸ U ²⁰⁶ Pb _c ⁸⁰³ PacT ⁸⁰³ PacT	Плагиогнейс,	0.12 234 159 88.1 0.70 2343 ±49 2683 ±9	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	0.01 722 82 345 0.12 2849 ±16 2797 ±25	0.19 682 589 319 0.89 2802 ±16 2799 ± 4	- 112 70 53 0.65 2828 ±24 2805 ±9	$0.01 225 198 107 0.91 2833 \pm 37 2808 \pm 6$	0.16 85 73 40.4 0.89 2841 ±27 2812 ±10	- 97 49 44.6 0.52 2767 ±24 2823 ±9	0.00 1156 89 485 0.08 2563 ±20 2581 ±3	0.00 927 63 397 0.07 2607 ±25 2582 ±3	0.02 686 41 294 0.06 2606 ±15 2650 ±4	0.38 788 43 346 0.06 2661 ±14 2659 ±4	4 4 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	- 929 151 410 0.17 2672 ±13 2691 ±3	0.02 1479 96 663 0.07 2708 ±21 2696 ±11	0.05 1495 178 696 0.12 2792 ± 22 2721 ± 4	Амфибол-биотитовый мелано	0.74 1785 1009 395.2 0.58 1479 8 2692 ±4	$- 942 377 376.9 0.41 2465 14 2773 \pm 4$	0.04 196 88 78.6 0.46 2467 19 2772 ± 8	0.22 154 138 66.5 0.92 2622 24 2773 ± 10	0.03 165 176 75.0 1.11 2741 38 2791 ±8	0.12 62 47 28.5 0.78 2752 61 2787 ±13	0.06 78 56 35.7 0.75 2757 28 2812 ± 12	$0.00 195 117 90.6 0.62 2789 21 2786 \pm 8$	- 91 72 42.7 0.81 2796 27 2795 ± 11	- 158 124 73.8 0.81 2796 25 2805 ±8	0.00 117 112 54.7 0.99 2804 25 2801 ±10	0.06 158 113 74.1 0.74 2809 45 2803 ±9	0.20 69 44 32.5 0.66 2829 31 2783 ±24

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И СТРУКТУРА

корреляции корреляции	0.87	0.86	0.87	0.95	0.97	0.83	0.86		0.972	0.988	0.990	0.993	0.992	0.993	0.990	0.989	0.994	0.989	0.991	0.939	0.874	0.896	0.913	0.927	0.917	0.909	0.923	0.983	0.931	0.888	0.984	0.909	0.909	тственно;
*	1.2	1.1	1.0	0.6	1.6	1.7	0.6		1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.9	2.1	2	1.9	5	2	5	2	1.8	1.9	2.1	1.8	2.1	2	COOTBE
(1) $\frac{206 \text{Pb}^{*}}{238 \text{U}}$	0.552	0.553	0.553	0.476	0.489	0.502	0.508		0.3138	0.4155	0.4485	0.4652	0.4706	0.5104	0.4983	0.5143	0.5097	0.4339	0.5346	0.4925	0.552	0.535	0.527	0.521	0.543	0.544	0.544	0.5253	0.552	0.557	0.5489	0.56	0.546	свинец
×+	1.3	1.3 1.3	1.2	0.7	1.7	2.0	0.7		1.8	1.8	1.8	1.7	1.7	1.7	1.8	1.8	1.7	1.8	1.8	2	2.4	2.3	2.1	2.2	2.1	2.2	2.2	1.8	2	2.3	1.8	2.3	2.2	нный
(1) $\frac{207 \text{ Pb*}}{235 \text{ U}}$	14.82 14.80	14.07 14.91	15.03	11.81	12.58	12.80	13.12		6.41	9.6	10.86	11.68	11.86	13.02	12.73	13.15	13.19	11.24	14.09	12.98	14.78	14.37	14.19	14.04	14.65	14.71	14.72	14.25	14.99	15.13	14.94	15.34	15.02	радиоге
*	0.67	0.02	0.57	0.21	0.43	1.14	0.38		0.42	0.27	0.25	0.2	0.22	0.2	0.25	0.26	0.18	0.26	0.23	0.68	1.2	1	0.87	0.81	0.85	0.92	0.85	0.33	0.74	1.1	0.32	0.97	0.93	ный и
(1) $\frac{207}{206} \frac{Pb^*}{Pb^*}$	0.1949	0.1957	0.1971	0.1799	0.1866	0.1850	0.1875		0.14804	0.17287	0.17556	0.18207	0.18282	0.18504	0.18526	0.1854	0.1877	0.18788	0.19114	0.1912	0.194	0.1948	0.1952	0.1957	0.1957	0.1962	0.1963	0.19674	0.1968	0.1971	0.19744	0.1987	0.1993	рыкновен
¥	1.1	1.1 1.2	1.0	0.6	1.6	1.7	0.6		1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.9	2.1	2	1.9	2	2	2	2	1.8	1.9	2.1	1.8	2.1	2	ает об
(1) ²³⁸ U ¹⁰⁶ Pb*	1.812	1.810	1.808	2.101	2.044	1.992	1.970		3.187	2.407	2.23	2.15	2.125	1.959	2.007	1.944	1.962	2.304	1.871	2.031	1.81	1.869	1.897	1.921	1.842	1.84	1.838	1.904	1.81	1.796	1.822	1.787	1.83	обознач
Дискордант- ность (%)	- - -	4 C1	- 7	9+ +	9+	+3	+3	(o6p. 60331-1)	32	15	6	∞	8	2	4		ŝ	17	0	7	-2		5	m	0	0	0	ŝ	7	-2		-2	0	σ; Pb _c и Pb* с
•								<u> </u>																										x 1
b b lcT leT)	+11 +11	+11	1	±3	±7	± 19	9 +	огнейс (±7.2	±4.5	±4.2	±3.4	±3.7	±3.3	±4.1	±4.3	±3.0	±4.3	±3.8	± 11.0	± 19.0	± 16.0	± 14.0	± 13.0	± 14.0	± 15.0	± 14.0	±5.4	±12.0	± 18.0	±5.3	± 16.0	± 15.0	пределах 1
(1) ²⁰⁷ Рb ²⁰⁶ Рb возраст (млн лет)	2784 ±11	2790 ±11	2802 ±9	2652 ±3	2712 ±7	2698 ±19	2721 ±6	Гранитогнейс (2323.4 ±7.2	2585.6 ±4.5	2611.3 ±4.2	2671.8 ±3.4	2678.6 ±3.7	2698.5 ±3.3	2700.5 ±4.1	2701.8 ±4.3	2722.1 ±3.0	2723.7 ±4.3	2752 ±3.8	2753 ±11.0	2776 ±19.0	2783 ± 16.0	2786 ±14.0	2790 ±13.0	2791 ±14.0	2795 ±15.0	2795 ±14.0	2799.4 ±5.4	2800 ±12.0	2802 ±18.0	2805.2 ±5.3	2816 ±16.0	2820 ±15.0	иности в пределах 1
) (1) <u>b</u> U аст возраст лет) (МЛН лет)	27 2784 ±11 25 2700 ±10	27 2790 ±11	24 2802 ±9	13 2652 ±3	34 2712 ±7	37 2698 ±19	14 2721 ±6	Гранитогнейс (27 2323.4 ±7.2	33 2585.6 ±4.5	35 2611.3 ±4.2	35 2671.8 ±3.4	36 2678.6 ±3.7	38 2698.5 ±3.3	37 2700.5 ±4.1	38 2701.8 ±4.3	38 2722.1 ±3.0	34 2723.7 ±4.3	39 2752 ±3.8	40 2753 ±11.0	49 2776 ±19.0	46 2783 ±16.0	43 2786 ±14.0	44 2790 ±13.0	44 2791 ±14.0	$46 2795 \pm 15.0$	46 2795 ±14.0	39 2799.4 ±5.4	44 2800 \pm 12.0	48 2802 ±18.0	41 2805.2 ±5.3	49 2816 ±16.0	46 2820 ±15.0	погрешности в пределах 1
(1) (1) (1) (1) ²⁰⁶ Pb ²³⁸ U ²⁰⁷ Pb возраст возраст (млн лет) (млн лет)	2833 27 2784 ±11	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	2839 24 2802 ±9	2510 13 2652 ±3	2567 34 2712 ±7	2622 37 2698 ± 19	2646 14 2721 ±6	Гранитогнейс (1759 27 2323.4 ±7.2	2240 33 2585.6 ±4.5	2389 35 2611.3 ±4.2	2463 35 2671.8 ±3.4	2486 36 2678.6 ±3.7	2658 38 2698.5 ±3.3	2606 37 2700.5 ±4.1	2675 38 2701.8 ±4.3	2655 38 2722.1 ± 3.0	2323 34 2723.7 ±4.3	2761 39 2752 ±3.8	2581 40 2753 ± 11.0	2835 49 2776 ±19.0	2763 46 2783 ±16.0	2730 43 2786 ± 14.0	2702 44 2790 ±13.0	2796 44 2791 ± 14.0	2798 46 2795 ± 15.0	2801 46 2795 ±14.0	2722 39 2799.4 ±5.4	2835 44 2800 ±12.0	2853 48 2802 ±18.0	2820 41 2805.2 ±5.3	2865 49 2816 ±16.0	2811 46 2820 ±15.0	⁰⁴ Рb; погрешности в пределах 1 22%.
(1) (1) (1) 233 Th 206 Pb 207 Pb 238 U 238 U 206 Pb 238 U 803 pacr 803 pacr (МЛН ЛЕТ) (МЛН ЛЕТ) (МЛН ЛЕТ)	0.76 2833 27 2784 ±11	0.88 2836 27 2790 ±10	1.05 2839 24 2802 ±9	0.05 2510 13 2652 ±3	0.30 2567 34 2712 ±7	0.73 2622 37 2698 ±19	0.27 2646 14 2721 ± 6	Гранитогнейс (0.06 1759 27 2323.4 ±7.2	0.11 2240 33 2585.6 ±4.5	0.06 2389 35 2611.3 ±4.2	0.05 2463 35 2671.8 ±3.4	0.05 2486 36 2678.6 ±3.7	0.06 2658 38 2698.5 ±3.3	0.17 2606 37 2700.5 ± 4.1	0.06 2675 38 2701.8 ±4.3	0.06 2655 38 2722.1 ± 3.0	1.17 2323 34 2723.7 ± 4.3	0.04 2761 39 2752 ± 3.8	0.52 2581 40 2753 ± 11.0	0.57 2835 49 2776 ±19.0	0.58 2763 46 2783 ±16.0	0.86 2730 43 2786 ±14.0	0.57 2702 44 2790 ±13.0	0.58 2796 44 2791 ± 14.0	0.63 2798 46 2795 ± 15.0	0.66 2801 46 2795 ± 14.0	0.43 2722 39 2799.4 ±5.4	0.74 2835 44 2800 ±12.0	0.53 2853 48 2802 ± 18.0	0.74 2820 41 2805.2 ±5.3	0.58 2865 49 2816 ±16.0	0.60 2811 46 2820 ± 15.0	ый по ²⁰⁴ Рb; погрешности в пределах 1 авила 0.22%.
206 Pb* (ppm) 231 Th 238 U 206 Pb 207 Pb 207 Pb 207 Pb 207 Pb 207 Pb 207 Pb 203 Pacr возраст возраст возраст (млн лет) (млн лет)	47.4 0.76 2833 27 2784 ±11	46.9 0.88 2836 27 2790 ±11	66.8 1.05 2839 24 2802 ±9	476.7 0.05 2510 13 2652 ±3	111.1 0.30 2567 34 2712 ±7	17.3 0.73 2622 37 2698 ± 19	416.6 0.27 2646 14 2721 ±6	Гранитогнейс (289 0.06 1759 27 2323.4 ±7.2	344 0.11 2240 33 2585.6 ±4.5	422 0.06 2389 35 2611.3 ±4.2	642 0.05 2463 35 2671.8 ± 3.4	496 0.05 2486 36 2678.6 ±3.7	636 0.06 2658 38 2698.5 ±3.3	551 0.17 2606 37 2700.5 ± 4.1	386 0.06 2675 38 2701.8 ± 4.3	784 0.06 2655 38 2722.1 ± 3.0	361 1.17 2323 34 2723.7 ± 4.3	458 0.04 2761 39 2752 ± 3.8	51.9 0.52 2581 40 2753 ±11.0	19.7 0.57 2835 49 2776 ±19.0	24.8 0.58 2763 46 2783 ±16.0	33.6 0.86 2730 43 2786 ±14.0	33.8 0.57 2702 44 2790 ±13.0	33.6 0.58 2796 44 2791 ±14.0	26.6 0.63 2798 46 2795 ±15.0	32.2 0.66 2801 46 2795 ±14.0	208 0.43 2722 39 2799.4 ±5.4	45.8 0.74 2835 44 2800 ±12.0	20.4 0.53 2853 48 2802 ±18.0	219 0.74 2820 41 2805.2 ±5.3	30.6 0.58 2865 49 2816 ±16.0	25.4 0.60 2811 46 2820 ±15.0	тированный по ²⁰⁴ Рb; погрешности в пределах 1 idard составила 0.22%.
Th 206 pb* (1) (1) (1) (ppm) (ppm) 238 U 206 pb 207 pb (mm) (ppm) 238 U 206 pb 206 pb (mm) (ppm) 238 U 803 pacr 803 pacr	73 47.4 0.76 2833 27 2784 ±11	84 46.9 0.88 2836 27 2790 ±10	143 66.8 1.05 2839 24 2802 ±9	55 476.7 0.05 2510 13 2652 ±3	78 111.1 0.30 2567 34 2712 ±7	28 17.3 0.73 2622 37 2698 ± 19	250 416.6 0.27 2646 14 2721 ± 6	Гранитогнейс (67 289 0.06 1759 27 2323.4 ±7.2	107 344 0.11 2240 33 2585.6 ±4.5	69 422 0.06 2389 35 2611.3 ±4.2	84 642 0.05 2463 35 2671.8 ± 3.4	62 496 0.05 2486 36 2678.6 ±3.7	90 636 0.06 2658 38 2698.5 ± 3.3	216 551 0.17 2606 37 2700.5 ± 4.1	53 386 0.06 2675 38 2701.8 ±4.3	108 784 0.06 2655 38 2722.1 ± 3.0	1095 361 1.17 2323 34 2723.7 ± 4.3	39 458 0.04 2761 39 2752 ± 3.8	62 51.9 0.52 2581 40 2753 ± 11.0	23 19.7 0.57 2835 49 2776 ±19.0	30 24.8 0.58 2763 46 2783 ±16.0	62 33.6 0.86 2730 43 2786 ± 14.0	42 33.8 0.57 2702 44 2790 ± 13.0	41 33.6 0.58 2796 44 2791 ±14.0	35 26.6 0.63 2798 46 2795 ± 15.0	44 32.2 0.66 2801 46 2795 ± 14.0	191 208 0.43 2722 39 2799.4 ±5.4	69 45.8 0.74 2835 44 2800 ±12.0	22 20.4 0.53 2853 48 2802 ±18.0	334 219 0.74 2820 41 2805.2 ± 5.3	36 30.6 0.58 2865 49 2816 ±16.0	31 25.4 0.60 2811 46 2820 ±15.0	скорректированный по ²⁰⁴ Рb; погрешности в пределах 1 JRA Standard составила 0.22%.
U Th 206 pb* 232 Th 206 pb (1) <th< td=""><td>100 73 47.4 0.76 2833 27 2784 ±11</td><td>90 84 46.9 0.88 2836 27 2790 ±11</td><td>141 143 66.8 1.05 2839 24 2802 ±9</td><td>1166 55 476.7 0.05 2510 13 2652 ±3</td><td>264 78 111.1 0.30 2567 34 2712 ±7</td><td>40 28 17.3 0.73 2622 37 2698 ±19</td><td>956 250 416.6 0.27 2646 14 2721 ±6</td><td>Гранитогнейс (</td><td>1072 67 289 0.06 1759 27 2323.4 ±7.2</td><td>962 107 344 0.11 2240 33 2585.6 ±4.5</td><td>1096 69 422 0.06 2389 35 2611.3 ±4.2</td><td>1606 84 642 0.05 2463 35 2671.8 ±3.4</td><td>1226 62 496 0.05 2486 36 2678.6 ±3.7</td><td>1449 90 636 0.06 2658 38 2698.5 ±3.3</td><td>1288 216 551 0.17 2606 37 2700.5 ±4.1</td><td>874 53 386 0.06 2675 38 2701.8 ±4.3</td><td>1790 108 784 0.06 2655 38 2722.1 ±3.0</td><td>969 1095 361 1.17 2323 34 2723.7 ±4.3</td><td>997 39 458 0.04 2761 39 2752 ±3.8</td><td>123 62 51.9 0.52 2581 40 2753 ±11.0</td><td>41 23 19.7 0.57 2835 49 2776 ±19.0</td><td>54 30 24.8 0.58 2763 46 2783 ±16.0</td><td>74 62 33.6 0.86 2730 43 2786 ±14.0</td><td>76 42 33.8 0.57 2702 44 2790 ±13.0</td><td>72 41 33.6 0.58 2796 44 2791 ±14.0</td><td>57 35 26.6 0.63 2798 46 2795 ±15.0</td><td>69 44 32.2 0.66 2801 46 2795 ±14.0</td><td>462 191 208 0.43 2722 39 2799.4 ±5.4</td><td>96 69 45.8 0.74 2835 44 2800 ±12.0</td><td>43 22 20.4 0.53 2853 48 2802 ±18.0</td><td>465 334 219 0.74 2820 41 2805.2 ±5.3</td><td>64 36 30.6 0.58 2865 49 2816 ±16.0</td><td>54 31 25.4 0.60 2811 46 2820 ±15.0</td><td>свинец, скорректированный по ²⁰⁴Pb; погрешности в пределах 1 в TEMORA Standard составила 0.22%.</td></th<>	100 73 47.4 0.76 2833 27 2784 ±11	90 84 46.9 0.88 2836 27 2790 ±11	141 143 66.8 1.05 2839 24 2802 ±9	1166 55 476.7 0.05 2510 13 2652 ±3	264 78 111.1 0.30 2567 34 2712 ±7	40 28 17.3 0.73 2622 37 2698 ± 19	956 250 416.6 0.27 2646 14 2721 ±6	Гранитогнейс (1072 67 289 0.06 1759 27 2323.4 ±7.2	962 107 344 0.11 2240 33 2585.6 ±4.5	1096 69 422 0.06 2389 35 2611.3 ±4.2	1606 84 642 0.05 2463 35 2671.8 ± 3.4	1226 62 496 0.05 2486 36 2678.6 ±3.7	1449 90 636 0.06 2658 38 2698.5 ±3.3	1288 216 551 0.17 2606 37 2700.5 ± 4.1	874 53 386 0.06 2675 38 2701.8 ± 4.3	1790 108 784 0.06 2655 38 2722.1 ± 3.0	969 1095 361 1.17 2323 34 2723.7 ± 4.3	997 39 458 0.04 2761 39 2752 ± 3.8	123 62 51.9 0.52 2581 40 2753 ± 11.0	41 23 19.7 0.57 2835 49 2776 ±19.0	54 30 24.8 0.58 2763 46 2783 ±16.0	74 62 33.6 0.86 2730 43 2786 ±14.0	76 42 33.8 0.57 2702 44 2790 ± 13.0	72 41 33.6 0.58 2796 44 2791 ± 14.0	57 35 26.6 0.63 2798 46 2795 ± 15.0	69 44 32.2 0.66 2801 46 2795 ± 14.0	462 191 208 0.43 2722 39 2799.4 ±5.4	96 69 45.8 0.74 2835 44 2800 ±12.0	43 22 20.4 0.53 2853 48 2802 ±18.0	465 334 219 0.74 2820 41 2805.2 ±5.3	64 36 30.6 0.58 2865 49 2816 ± 16.0	54 31 25.4 0.60 2811 46 2820 ± 15.0	свинец, скорректированный по ²⁰⁴ Pb; погрешности в пределах 1 в TEMORA Standard составила 0.22%.
²⁰⁶ Pb _c (%) (ррш) (ррш) (ррш) <u>233 Th</u> (1) (1) (1) <u>238 U</u> <u>238 U</u> <u>206 Pb</u> <u>207 Pb</u> (206 Pb) <u>238 U</u> <u>B03</u> раст <u>B03</u> раст (МЛН ЛЕТ) (МЛН ЛЕТ)	- 100 73 47.4 0.76 2833 27 2784 ±11 107 107 507 102 2833 27 2700 ±10	$-$ 99 84 46.9 0.88 2836 27 2790 ± 11	$- 141 143 66.8 1.05 2839 24 2802 \pm 9$	0.03 1166 55 476.7 0.05 2510 13 2652 ±3	$- 264 78 111.1 0.30 2567 34 2712 \pm 7$	- 40 28 17.3 0.73 2622 37 2698 ±19	$- 956 250 416.6 0.27 2646 14 2721 \pm 6$	Гранитогнейс (0.03 1072 67 289 0.06 1759 27 2323.4 ±7.2	0.00 962 107 344 0.11 2240 33 2585.6 ±4.5	0.01 1096 69 422 0.06 2389 35 2611.3 ±4.2	0.01 1606 84 642 0.05 2463 35 2671.8 ±3.4	0.01 1226 62 496 0.05 2486 36 2678.6 ±3.7	0.01 1449 90 636 0.06 2658 38 2698.5 ± 3.3	0.01 1288 216 551 0.17 2606 37 2700.5 ±4.1	0.01 874 53 386 0.06 2675 38 2701.8 ±4.3	0.00 1790 108 784 0.06 2655 38 2722.1 ± 3.0	0.01 969 1095 361 1.17 2323 34 2723.7 ±4.3	0.00 997 39 458 0.04 2761 39 2752 ±3.8	0.08 123 62 51.9 0.52 2581 40 2753 ± 11.0	0.25 41 23 19.7 0.57 2835 49 2776 ±19.0	0.20 54 30 24.8 0.58 2763 46 2783 ±16.0	0.19 74 62 33.6 0.86 2730 43 2786 ±14.0	0.11 76 42 33.8 0.57 2702 44 2790 ±13.0	0.11 72 41 33.6 0.58 2796 44 2791 ±14.0	$0.09 57 35 26.6 0.63 2798 46 2795 \pm15.0$	0.10 69 44 32.2 0.66 2801 46 2795 ±14.0	0.01 462 191 208 0.43 2722 39 2799.4 ±5.4	0.13 96 69 45.8 0.74 2835 44 2800 ±12.0	0.13 43 22 20.4 0.53 2853 48 2802 ±18.0	0.01 465 334 219 0.74 2820 41 2805.2 ±5.3	0.14 64 36 30.6 0.58 2865 49 2816 ±16.0	0.01 54 31 25.4 0.60 2811 46 2820 ±15.0	(e. (1) – свинец, скорректированный по ²⁰⁴ Pb; погрешности в пределах 1 ибровки в ТЕМОRА Standard составила 0.22%.

МАСЛОВ

Таблица 2. Окончание

Образец (номер)	Возраст (млн лет)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	$\epsilon_{\rm Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(T)$	T _{Nd} (DM)
			Ортогней	ісы серии Мо	усон		•	
60318-2	3150	9.73	42.45	0.1386	0.51134	-25.4	-1.8	3651
			Метаосад	ки серии Мен	ізис*		•	
60008-3	3100	2.997	12.83	0.1082	0.51079	-36.0	-0.7	3384
60336–3a	3100	1.397	7.413	0.1139	0.51084	-35.2	-2.1	3510
			Гнейсы	ТТГ ассоциат	ции			
60020-1	2800	20.72	104.0	0.1205	0.5112	-28.6	-1.1	3216
60033-4	2800	18.96	96.82	0.1183	0.5111	-30.0	-1.8	3259
60331-1	2800	16.71	86.3	0.11705	0.51108	-30.4	-1.7	3244
60522-4	2800	12.56	61.0	0.12446	0.51121	-27.9	-1.8	3295
		Си	интектониче	ский гранит–	пегматит		•	
60023-4	2700	1.08	4.36	0.1497	0.5116	-20.44	-4.1	3687
		•	Мет	агабброид**			·	·
60306-1	2400	2.213	9.705	0.1378	0.51143	-23.6	-5.4	3435

Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные метаморфических и метаинтрузивных пород массива Раймилл и горы Блумфилд.

Примечание. * — по данным [1], ** — параметр $\varepsilon_{Nd}(T)$ для метагаббро рассчитан на значение 2400 млн лет в соответствии с определением возраста внедрения для г. Рукер, (по [16, 32]).

физма M₁ или высокоградиентный метаморфизм протекал селективно. В других районах развития ортогнейсовой серии Моусон были отмечены гранулитовые минеральные парагенезы.

Для сравнительной оценки глубинности и определения условий формирования расплавов гранитогнейсов Моусон и ТТГ ассоциаций наиболее информативны РЗЭ (La), Yb, Sr, Y, Nb, Ta, содержание которых в магматическом расплаве определяется количеством плагиоклаза (Sr), граната и амфибола (Yb, Y) и некоторых других минералов в рестите [51]. Реститовый плагиоклаз концентрирует Eu и Sr, а гранат контролирует уменьшение тяжелых РЗЭ и Y в расплаве.

В.Р. Ветрин [4] провел анализ пяти реститовых ассоциаций от пироксен-плагиоклазовой до ±пироксен-гранат-амфиболовой, где было показано, что в модельных расплавах происходит снижение концентраций тяжелых лантаноидов и Y и общий рост содержания Sr и легких РЗЭ. Это приводит к увеличению La/Yb и Sr/Y и определяется сменой P-T условий среды с увеличением температуры и давления (3 \rightarrow 8 \rightarrow 16 \rightarrow 20 кбар).

Условия формирования и геохимия архейских ТТГ комплексов была суммирована [42, 44, 51, 52].

Экспериментальные исследования, показывают, что при давлениях 10–12 кбар, расплав сосуществует с остатком амфибол-плагиоклаз-пироксен с небольшим количеством граната и без рутила. Группа ТТГ низкого давления (<10 кбар) имеет безгранатовый амфиболитовый рестит (ро-

говая обманка+плагиоклаз). ТТГ магмы низкого давления обеднены Sr, поскольку реститовый плагиоклаз концентрирует Sr.

Представленные на спайдер-диаграммах точки всех групп пород, при высоких суммарных содержаниях РЗЭ, характеризуются умеренными и низкими значениями отношений (La/Yb)*n*, что указывает на относительно небольшие глубины магмообразования. Для всех архейских гнейсов это подтверждается отрицательными аномалиями Еи и Sr, указывающими на низкобарические (<10 кбар) процессы фракционирования (см. рис. 10). Такие параметры характерны в случае нахождения расплава в равновесии с плагиоклазпироксен-амфиболовым реститом и низкой степенью плавления граната [51].

Об относительно низком давлении метаморфизма свидетельствуют крайне редкие находки минеральных парагенезов с гранатом и метаморфических ортопироксенов.

Условия метаморфизма серии ортогнейсов Моусон на одноименном уступе оцениваются в 8 кбар ($T \approx 700^{\circ}$ C) в пограничных условиях между амфиболитовой и гранулитовой фациями [7].

Средние отношения La/Yb в случае ортогнейсов Моусон и ТТГ гнейсов увеличиваются от ранних к поздним сериям. Концентрации La растут значительно активнее, нежели Yb, что дает рост La/Yb, свидетельствующий об изменении *P*–*T* условий магмообразования и составе магматического источника. Одновременное повышение со-

МАСЛОВ

Этап событий	Возраст тектоно- термального события (млн лет)	Массив Раймилл, гора Блумфилд	Другие регионы в пределах Рукерской области
		Орогения Моусон 3400—3100 млн	лет, метаморфизм M ₀ [1, 4, 47]
1	3400-3150	заключительный этап орогении Моусон: – внедрение протолитов ортогнейсов Моусон (Южная часть массива Раймилл) – кристаллизация магматического прото- лита гранитоидного состава, по [1]: ≥3164.2 ± 9.2 млн лет (ортогнейс); ≥3163.2 ± 7.8 млн лет (гранитогнейс) [1].	внедрение протолитов ортогнейсов серии Моусон, (по [34, 47–49, 57]): 3390–3380 млн лет; 3370 ± 11 млн лет (трондьемит (?). Макью Блафф)); 3180–3160 млн лет (гранит).
		<i>Метаморфим М₁ (ор</i> – амфиболитовая до гранулитовой фации м образование сланцеватости S ₁ в протолитах лежачие складки F ₁ ; – синтектоническое формирование мезо-не гранитогнейсов ТТГ серии, [22]: 2917 ± 82–2878 ± 65 метаморфизм (?), Nd-о	<i>огения Стинир,</i> по [48]) истаморфизма — деформации D ₁ — гранитогнейсов — изоклинальные еоархейских протолитов тношения (метагабброиды горы Рукер)
2	3000-2800	 – синтектоническое внедрение протолитов Вt-Amf гранитогнейсов, плагиогнейсов TTГассоциации (гора Блумфилд): 2802 ± 12* (обр. 60030-1); 2798 ± 8* (обр. 60325-3); 2798 ± 8.4 ± 8.3 млн лет* (обр. 6033101). – внедрение протолитов плагиогнейсов монцонитового состава, обр. 48129-1, массив Раймилл, (по [48]): 2800 ± 7 млн лет 	 внедрение протолитов Bt-Amf гнейсов гранодиоритового состава, обр. 48126-1, массив Стинир, (по [48]): 2814 ± 11 млн лет; синтектоническая лейкосома гнейсов, обр. 9828, уступ Моусон, Макью Блафф, [34]: 2788 ± 5 млн лет
3	≤3000– 2700 (?)	 – образование осадочных толщ за счет разр серии Моусон и мезо–неоархейских ТТГ- – формирование первичной слоистости S₀; – локальное проявление финальной ретрог (S₀ → S_{1ms} (?)) 	ушения протолитов гранитогнейсов -гранитогнейсов; радной фазы метаморфизма М ₁

Таблица 4. Возраст и последовательность тектоно-термальных событий в докембрийской эволюции Рукерской области.

Таблица 4. Окончание

Этап событий	Возраст тектоно- термального события (млн лет)	Массив Раймилл, гора Блумфилд	Другие регионы в пределах Рукерской области
4	2700 - 2680	Метаморд — эпидот-амфиболитовая до низов амфиболобразование мигматитовой полосчатости в в ортогнейсах Моусон локальной новой сла секущей сланцеватость S ₁ — изоклинальная — переход в толщах серии Мензис от первич к метаморфической сланцеватости S ₀ \rightarrow S _{1r}	<i>физм</i> M_2 литовой фации метаморфизма — гнейсах mg ₂ — формирование анцеватости S ₂ , а складчатость F ₂ ; чной слоистости ns
		 внедрение синметаморфических гранитоидных жил: 2690 ± 31 млн лет (обр. 60318-4); [1] метаморфические каймы в цирконах: 2688 ± 7* млн лет (обр. 60030-1); 2716 ± 9* млн лет (обр. 60325-3); ~2700* млн лет (обр. 60331-1). 	 деформированный гранит-аплит, массив Стинир, (по [48]): 2682 ± 17 млн лет (обр. 48135-1).
5	2500– 2400 (?)	Метамор – низкоградиентный амфиболитовый или п (по [2, 32–33, 48, 56, 57]); – деформации D ₃ – формирование субширо пологих открытых складок F ₃ серии Моусон – отсутствие новых ориентировок в метамо (или образование субпараллельных ориенти	офизм <i>M₃</i> гранулитовый метаморфизм (?) отно ориентированных н и Мензис; орфической сланцеватости гранитогнейсов ировок S ₃)
6	2400— 2365(?)	 внедрение пластовых тел габброидов, сек жилы неоархейских гранитоидов — зоны бл простирания D₃ и синтектоническое внедре по [16, 32]), секущих силлы габброидов — ле перекристаллизация даек 	ущих архейские серии и деформированные астомилонитизации субширотного ение даек долеритов (возраст с горы Рукер, окальная динамометаморфическая
7	~1000 (?)	Рейнерское тектоно-термальное событи – образование минеральных парагенезисов в габброидах и долеритах (?); U–Pb изотопные свидетельства в цирконах	ие (амфиболитовый метаморфизм M ₄) 3 эпидот-амфиболитовой фации 5 (по [1, 34, 36, 48, 50, 56])
8	520-480	Пан-Африканское тектоно-н — образование локальных зон тектоническо	<i>пермальное событие М</i> ₅ ого сжатия северо-западного простирания

Примечание. * – полученные геохронологические данные; S_{1ms} – сланцеватость в метаосадках.

держаний Eu и Yb от ортогнейсов к TTГ гнейсам, является также следствием увеличения доли плагиоклаза и амфибола в магматическом расплаве. Частные случаи снижения содержания Eu (и/или Yb), являются следствием фракционирования плагиоклаза (±Amf) как результат дифференциации исходных магм. Синхронное относительное обогащение TTГ гнейсов как легкими лантаноидами (La), так и Sr свидетельствует о возможном присутствии геохимически дифференцированно-го метабазитового источника.

Приведенные данные об изменении составов РЗЭ и редких элементов от ортогнейсов серии Моусон к ТТГ гнейсам отражают относительное увеличение мощности архейской сиалической коры на мезоархейском отрезке или, как минимум, — рост давления (от 5–6 до 8–10 Кбар) с увеличением доли плагиоклаза, амфибола в расплаве

Таблица 5. Е	Возрастная корреляция геоло	огических событий в	архейских гран	ит-зеленокаменны	х областей мира (по [4	l, 14, 21, 23, 29, 3	33, 47, 48]).
Временно́й	Восточная Ант (Рукерская об	арктида 5ласть)	Австрания	Δφωσκα ΙΟΔΡ	Карелия,	Канала	Vкраина
интервал (млрд лет)	массив Раймилл, г. Блумфилд	массив Стинир и другие горные объекты	(тэп дагм)	(млрд лет)	Фенноскандия (млрд лет)	(тэп ддпм)	миралет)
3.4-3.0	3.4–3.0 млр Орогения Моусон (меп	д лет паморфизм М ₀)	3.4–3.3	3.2–3.1	3.2–3.1	3.0	3.1
	3185-3155 млн лет; - внедрение протолитов ортогнейсов Моусон - кристаллизация магма- тического протолита: ≥3164.2 ± 9.2 млн лет (ортогнейс), ≥3163.2 ± 7.8 млн лет (мигматит-гранит)	– внедрение протолитов ортогнейсов серии Моусон, (по [1, 4])	провинция Йилгарн	Каапвааль (тоналиты), зеленокаменный пояс Барбертон	Водлозерский блок: 3.5–3.2 ТТГ-серия Койтелайнен	провинция оз. Верхнего (тоналитовый магматизм)	Гуляйпольский блок
2.9–2.8	3.0–2.8 <i>Орогения Стинир (.</i> – деформация D ₁ ; – амфиболитовая до грану метаморфизма; – образование куполов TT ~2800 млн лет ~2800 млн лет – внедрение протолитов TTГ-гнейсов (гора Блумфилд): 2798 ± 8* млн лет, 2802 ± 12* млн лет,	млрд лет <i>метаморфизм М₁)</i> литовой фации Г-ассоциации – Макыо Блафф, уступ Моусона: 2814 ± 11 млн лет, 2788 ± 5 млн лет	2.9 ТТГ-гнейсы, Пилбара	2.9–2.82 – тоналиты Машаба и гнейсы Чингези	2.8 Зеленокаменный пояс Беломорья (2.79–2.76 млрд лет); Кольская гранит– зеленокаменная область (2.76–2.73 млрд лет) Кухмо-Сегозерская гранит–зеленока- менная область (2.8-2.7 млрд лет)	2.8 провинция оз. Верхнего (ТТГ-гнейсы)	2.9–2.8 Волчанский, Ремовский блоки блоки
≤3.0–2.69	3.1–2.8 млр – образование вулканоі толщ серии М	д лет генно-осадочных Лензис	2.9–2.72 зеленокамен- ный пояс провинции Йилтарн	2.9–2.8 осадки надгруппы Пангола	2.9–2.8 Северо-Карельская система зеленока- менных поясов	2.9–2.6 надгруппа Йеллоунайф	2.9–2.8 Приазовский, Среднепридне- провский мегаблоки
Примечание.	* – полученные данные.		-				

МАСЛОВ

52

ГЕОТЕКТОНИКА <u>№</u> 6

2022

и нахождении магматического источника на границе с гранатсодержащим реститом.

Относительно небольшое увеличение глубины означало сответственно рост давления и температуры, где в рестите количество реститового плагиоклаза уменьшалось, и его значительная доля переходила в расплав, а количество клинопироксена в рестите увеличивалось, о чем свидетельствует уменьшение отрицательных аномалий как Eu, так и Sr, от ортогнейсов Моусон к гранитогнейсам и плагиогейсам ТТГ ассоциации.

Высокие содержания РЗЭ в ТТГ гнейсах, с учетом пониженной глиноземистости и преимущественно калиевой специализации (средние значения по архейским гнейсам $K_2O/Na_2O \ge 1$), позволяют соотносить такие породы с оригинальной группой низко-Al, низко-Ti, калиевых архейских гранитоидов, выделенной Э. Мартином [40–44] как редкая разновидность ТТГ ассоциации. Ортогнейсы серии Моусон и ТТГ гнейсы сопоставляются с внутриплитными гранитоидами А-типа.

Дискуссионным вопросом развития Рукерского зеленокаменного пояса до сих пор остается выявление последовательности становления архейских серий Моусон и Мензис и их возрастное положение. Например, считалось, что определенная доля пород серии Мензис, по меньшей мере, такие же древние или древнее, чем свита Моусон [33]. Иначе, предполагается, что формирование ортогнейсов Моусон происходило в течение длительного этапа тектоногенеза от 3400 до 3100 млн лет, сопоставляется с орогенией Моусон, а древние палеоархейские осадки в пределах Рукерского террейна не выделены [47, 48].

Длительное становление серии Мензис с возрастными границами (по детритовым цирконам) от палеоархея до неоархея позволяет предполагать наличие на начальном этапе узких, локальных, изолированных бассейнов осадконакопления, заложенных на завершающем этапе развития блока Моусон, и максимальной седиментацией на интервале 3135–2960 млн лет. Вероятно, эти процессы связаны с началом подьема плюма и возможно более активного растяжения коры. Происходило субширотное удлинение бассейна в современном залегании, унаследованное от исходной ориентировки дискретных зон осадконакопления, в дальнейшем объедененных в единую рифтовую структуру.

Небольшое увеличение в мощности архейской коры, очевидно, сменилось далее дивергентными процессами и ее заметным утонением к началу протерозоя, что связано с активизацией плюмовых процессов — рифтогенезом, осадконакоплением и последующим раннепалеопротерозойским основным магматизмом.

Таким образом, на рубеже архея—палеопротерозоя (2.4—2.5 млрд лет) мог происходить общий процесс мантийно—корового взаимодействия. В ходе исследования мантийных ксенолитов северной части гор Принс-Чарльз была рассмотрена возможность последней термальной вспышки в верхней мантии с древнейшим возрастом преобразования 2438 \pm 200 млн лет, ее рекристаллизацией, изменением Sm/Nd отношений, переуравновешиванием изотопных систем [2].

Sm—Nd данные демонстрируют относительно близкий палеоархейский возраст мантийного источника для всех разновидностей горных пород, включая, палеопротерозойские метабазитовые комплексы. Близкие возраста $T_{Nd}(DM)$, свидетельствуют об общем магматическом источнике, зарождение которого можно отнести также к раннеархейскому этапу корообразующих событий.

Модельный Sm—Nd возраст T_{DM} метагабброидов составляет 3435 млн лет, что на 200 млн лет больше чем T_{DM} -возраст гнейсов TTГ ассоциации. Такой факт может являться еще одним доказательством растяжения коры, когда магматическим источником становятся древние, активизированные палеоархейские мантийно—нижнекоровые образования в ходе прогрессирующего раскрытия континентального рифта. С другой стороны, низкое отрицательное значение $\varepsilon_{Nd}(T) =$ = -5.4 указывает, что помимо нижней базитовой коры в роли контаминанта для палеопротерозойских базитов могли выступать как архейские гранитогнейсы серии Моусон, так и мезо—неоархейские TTГ гнейсы.

В рамки модели плюм-литосферного взаимодействия хорошо укладывается обогащение мантийного источника, а также контаминация древнего корового вещества [23, 26, 29, 35]. Однако степень контаминации метабазитов с корой была невысокой, поскольку геохимические характеристики E-MORB, полученные для метабазитов и долеритов отражают состав плюмового источника, который часто имеет близкие геохимические черты с обогащеннными базальтами MORB. Принадлежность магматического источника метабазитов и долеритов к плюмовым подтверждается и соответствующими диаграммами (см. рис. 10).

Минералого-петрографические и петрологогеохимические особенности габброидной ассоциации и дайковых серий Рукерского комплекса указывают на значительную степень влияния плюмовой компоненты при их формировании в условиях корово-мантийного взаимодействия и контаминации родоначальных мантийных расплавов продуктами континентальной коры.

Общий структурно-тектонический анализ Рукеркой области, положение разновозрастных серий внутри террейна, а также региональная интерпретация геофизических данных позволили

53



Рис. 15. Структура Рукерской гранит-зеленокаменной области.

1 – палео-мезоархейские гранито-гнейсовые купола серии Моусон (3400-3100 млн лет); 2 – зеленокаменный пояс, мезо-неоархейская серия Мензис, неоархейская серия Стинир (3100-2750 млн лет); 3 – мезо-неоархейские купола ТТГ гнейсов (~2.8 млрд лет); 4 – палеопротерозойская серия Рукер (2.5–2.1 млрд лет); 5 – неопротерозойская серия Содружество (1–0.9 млрд лет); 6–7 – границы: 6 – структурно-формационных областей, 7 – геологических серий; 8 – горные объекты (массивы, нунатаки)

представить площадь развития Рукерского террейна в виде структурной мозаики, представляющей чередование линейных зеленокаменных поясов, разделенных изометричными гранитогнейсовыми, гранит-мигматитовыми купольными структурами [46] (рис. 15).

Чешуйчато-надвиговые ансамбли зеленокаменных поясов максимально деформированы и имеют доминирующее субширотное простирание, большинство купольных структур мезоархея в виде отдельных вкраплений расположены среди пород мезоархейской метавулканогенно-осадочной серии Мензис [15].

Северная окраина Рукерского террейна имеет мозаичный структурно-морфологический рисунок, характерный для большинства гранит-зеленокаменных областей мира, ее строение согласуется с восточными и южными блоками Рукерского комплекса.

выводы

В результате проведенного комплексного исследовании тектонического строения и вещественного состава серии ортогнейсов Моусон, метавулканогенно-осадочной серии Мензис зеленокаменного пояса, а также тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации, слагающих Рукерскую провинцию были выделены этапы тектонических деформаций и метаморфизма Рукерского террейна, последовательность смены архейских тектоно-магматических процессов в северном блоке Рукерской области, что отражено в следующих выводах:

1. Ортогнейсы серии Моусон исследованной площади по составу близки ТТГ ассоциациям и представляют собой палео-мезоархейские купола, образованные реоморфизованными гранитогнейсовыми (гранит-мигматитовыми) ассоциациями, по периметру тектонически обрамленными породами мезо-неоархейской метавулканогенноосадочной серии Мензис.

2. Образования серии Мензис слагают надвинутые структуры зеленокаменного пояса, и, представляют собой усеченный разрез (без участия коматиитов) толщ, представленных преимущественно слабометаморфизованными среднекислыми метаосадками и основными и средними метавулканитами, которые представляют собой, разномасштабные, крутопадающие, тектонические пластины или широтно чередующиеся блоки.

3. Образование купольных структур ТТГ ассоциации произошло на рубеже 2800 млн лет и ~2700 млн лет последовал интенсивный тектонотермальный импульс. 4. Полученные новые геохронологические данные по ТТГ гнейсам показали наличие тектоно-термального импульса около 2700 млн лет, после образования купольных структур ТТГ ассоциации на рубеже 2800 млн лет.

5. Интерпретация геохимических и изотопногеохимических данных с учетом известных *P*-*T* условий метаморфизма ортогнейсов Моусон, метаосадков серии Мензис позволяет предполагать низкобарические условия формирования комплексов от 5-6 кбар до 8-10 кбар (для ТТГ гнейсов). С изменением *P*-*T* условий источник гранитоидных расплавов эволюционировал во времени и на мезоархейском этапе находился в равновесии с плагиоклаз-пироксен-амфиболовым реститом, далее с увеличением мощности коры к мезо-неоархейскому рубежу доля плагиоклаза и амфибола в расплаве росла и расплав формировался в магматическом источнике в равновесии с гранатсодержащим реститом. Метаосадки Мензис представляют теригенные отложения, сформированные в близких к дельтовым и прибрежно-морским обстановкам осадконакопления.

6. Формирование большей части первично осадочных пород серии Мензис связано с рифтогенезом палеоархейской континентальной коры в процессе плюм-литосферного взаимодействия и внедрения раннепалеопротерозойских дайковых роев базитов со значительным добавлением к магматическим источникам мантийно-плюмового компонента близкого по составу к E-MORB.

7. Как показал проведенный геохимический и геодинамический анализ метаморфических серий и метаинтрузивных образований, формирование геологических комплексов в архее происходило в геодинамических обстановках близких к континентальным рифтогенным и/или в областях внутриплитного магматизма. Магматизм характеризуется антидромной последовательностью эволюции, типичной в процессе развития рифтовых структур, а также развитием контрастных, бимодальных кислых и основных магматических серий.

 Геохимические характеристики показывают значительное участие сиалической коры в становлении внутриплитных архейских магматических комплексов, с присутствием мантийной компоненты, как результата плюм-литосферного взаимодействия.

9. Последовательность тектоно-магматических процессов гранит-зеленокаменной Рукерской области Восточно-Антарктического кратона, геологический возраст событий, вещественный состав как крупных структурно-вещественных блоков, так и отдельных серий и магматических ассоциаций (в том числе мезоархейских гранитогнейсовых куполов серии Моусон и мезо-неоархейских гранитогнейсов ТТГ ассоциации) во многом подобны или аналогичны гранит-зеленокаменным областям древних кратонов мира Африки, Австралии, Канады, Фенноскандии.

Благодарности. Автор благодарен А.А Щипанскому (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за конструктивное обсуждение, Н.К. Гонжурову (АО "ПМГРЭ", г. Санкт-Петербург, Россия) за предоставленый каменный материал (обр. 60030-1), а также аналитикам А.Н. Ларионову и П.А. Львову (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия), выполнившим U-Pb определения возраста по цирконам. Е.С. Богомолову (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия) за изотопно-геохронологические определения Sm-Nd систем. Автор признателен рецензенту Ш.К. Балтыбаеву (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев Н.Л., Маслов В.А., Каминский В.Д., Семенов В.С., Богомолов Е.С., Капитонов И.Н., Гонжуров Н.А., Мельник А.Ю., Егоров М.С. Новые данные о возрасте метаморфических пород Рукерской гранит-зеленокаменной области (юг Гор Принс-Чарльз, Восточная Антарктида) // ДАН. 2019. Т. 487. № 6. С. 644–649.
- 2. Беляцкий Б.В., Андроников А.В. Возраст верхней мантии района озера Бивер (Восточная Антарктика): Sm–Nd изотопная систематика мантийных ксенолитов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. Т. 82. № 2. С. 118–138.
- Блюман Б.А. Эволюция событий в истории развития Земли от 4.5 до 0.9 милрд лет. – СПб.: ВСЕ-ГЕИ, 2015. 312 с.
- Ветрин В.Р., Туркина О.М., Нордгюлен О. Гомологи "серых гнейсов" среди архейских пород Кольской Сверхглубокой скважины (опыт петролого-геохи- мического моделирования состава нижней коры и условия образования тоналит-трондъемитовых пород) // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. З. № 3. С. 163–196.
- Вревский А.Б. Геодинамические модели раннего докембрия Фенноскандинавского щита: петрологические и изотопно-геохимические ограничения // Вестн. СПбГУ. 2013. Сер. 7. Вып. 3. С. 4–15.
- Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Коваленко А.В., Арестова Н.А. Геологические, петрологические и изотопно-геохимические ограничения геодинамических моделей образования архейских тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций древних кратонов // Геотектоника. 2010. № 4. С. 20–38.
- Каменев Е.Н., Маслов В.А., Семенов В.С., Куринин Р.Г., Михайлов В.М., Алексеев Н.Л., Каменев И.А., Семенов С.В. Структура и метаморфизм Антарктического щита // Геотектоника. 2013. № 2. С. 58–75.
- Кутырев Э. И. Условия образования и интерпрпетация косой слоистости. – Л.: Недра 1968. 128 с.

- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. – Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Междунар. союза геол. наук. – М.: Недра, 1997. 247 с.
- Лидер М.Р. Седиментология. Процессы и продукты. Под ред. В. Г. Кузнецова. М.: Мир, 1986. 439 с.
- 11. Ломизе М.Г., Хаин В.Е. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.
- 12. Маслов В.А. Докембрийская эволюция Рукерской гранит-зеленокаменной области Восточной Антарктиды: структурно-формационные особенности, возраст и последовательность геологических процессов, геодинамический анализ. В сб.: Геодинамика раннего докембрия: сходство и различия с фанерозоем. Мат-лы научн. конф. КНЦ РАН, г. Петрозаводск Петрозаводск: КНЦ РАН, 2017. С. 162–168. 352 с.
- Маслов В.А. Докембрийская эволюция и структура Рукерской гранит-зеленокаменной области Восточно-Антарктического кратона. – В сб.: Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. – Мат-лы LII Тектонического совещ. ГИН РАН, г. Москва – М.: ГЕОС, 2020. Т. 2. С. 83–87.
- 14. *Минц М.В.* Тектоника и геодинамика гранулитогнейсовых комплексов Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2018. № 3. С. 58–88.
- Минц М.В., Пастухов В.Г., Гусев Г.С., Моралев В.М., Песков А.И., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н., Глуховский М.З., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Паталаха Е.И., Раевский А.Б., Фонарев В.И., Хворова Г.П., Щербаков И.Б. Геологическое картирование раннедокембрийских комплексов. — М.: Роскомнедра— Госкомгеология Украины—Геокарт—МАНПО. 1994. 503 с.
- 16. Михальский Е.В., Ковач В.П., Лайба А.А. Позднеархейские граниты и метавулканиты Рукерской области (горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида): предварительные результаты U–Pb датирования и геохимические особенности. – В сб.: Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. – Мат-лы научн. конф. КНЦ РАН, г. Петрозаводск. – Петрозаводск: КНЦ РАН, 2009. С. 118–122.
- Мишкин М.А., Вовна Г.М. Хадейская протокора земли: модель формирования и ее возможный состав // ДАН. 2010. Т. 433. № 4. С. 504–506.
- Перетяжко И.С., Савина Е.А. Тетрад-эффекты в спектрах распределения редкоземельных элементов гранитоидных пород как индикатор процессов фторидно-силикатной жидкостной несмесимости в магматических системах // Петрология. 2010. Т. 18. № 5. С. 536–566.
- Равич М.Г., Каменев Е.Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 658 с.
- Равич М.Г., Соловьев Д.С., Федоров Л.В. Геологическое строение Земли Мак-Робертсона (Восточная Антарктида) – Под ред. М.Г. Равича – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 230 с.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б., Ларионов А.Н., Червяковская М.В., Базиков Н.С., Кориш Е.Х. Геохронология ТТГ ассоциации в мезоархее Кур-

ского блока восточной Сарматии // Вестн. ВГУ. Сер.: Геол. 2019. № 2. С. 70-80.

- 22. Семенов В.С., Каменев Е.Н., Михайлов В.М., Каменев И.А., Семенов С.В. Последовательность метаморфических событий в раннем докембрии южной части гор Принс-Чарльз (Восточная Антарктида) // Зап. РМО. 2008. Ч. 137. № 6. С. 1–27.
- Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). – Под ред. О.И. Володичева – Петрозаводск: КНЦ РАН, 2009. 296 с.
- 24. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. Под ред. Л.С. Бородина М.: Мир, 1988. 384 с.
- 25. *Туркина О.М.* Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия. 2000. № 7. С. 704-717.
- 26. Туркина О.М., Ножкин А.Д. Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарылажского выступа, Прибайкалье // Петрология. 2008. Т. 16. № 5. С. 501–526.
- 27. Хаин В.Е., Гончаров М.А. Геодинамические циклы и геодинамические системы разного ранга: их соотношение и эволюция в истории Земли // Геотектоника. 2006. № 5. С. 3–24.
- 28. Чекулаев В.П., Глебовицкий В.А. О среднем составе ТГГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой) ассоциации: возможности использования // ДАН. 2017. Т. 472. № 2. С. 24–25.
- Щипанский А.А. Субдукционнные и мантийноплюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. – М.: ЛКИ, 2008. 560 с.
- Обстановки осадконакопления и фации. Под ред. Х. Рединга – М.: Мир, 1990. Т. 1. 351 с. Т. 2. 381 с.
- Рейн Г.-Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. – Под ред. А.В. Коченова – М.: Недра. 1981. 439 с.
- Belyatsky B.V., Kamenev E.N., Laiba A.A., Mikhalsky E.V. Sm-Nd ages of metamorphosed volcanic and plutonic rocks from Mount Ruker, the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica. – In: 9th International Symposium in Antarctic Earth Sciences, (Terra Nostra, Berlin, Germany. 2003. Abstr.), pp. 101–123.
- 33. *Boger S.D.* An Archaean province in the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica: U–Pb zircon evidence for c. 3170 Ma granite plutonism and c. 2780 Ma partial melting and // Precambrian Research. 2006. Vol. 145. No. 3. P. 207–228.
- 34. *Boger S.D., Maas R., Fanning C.M.* Isotopic and geochemical constraints on the age and origin of granitoids from the central Mawson Escarpment, southern Prince Charles Mountains, East Antarctica // Contrib. Mineral. Petrol. 2008. 155. P. 379–400.
- 35. *Condie K.C.* Mantle plumes and their record in the Earth History. (Cambridge, NY– Melbourne. Cambridge Univ. Press, 2001), 306 p.
- Fitzsimons I.C.W. Proterozoic basement provinces of southern and south-western Australia, and their correlation with Antarctica. – In: Proterozoic East Gondwana: Super-Continent Assembly and Breakup. – Ed.

by M. Yoshida, B.F. Windley, S. Dasgupta S, (Spec. Publ. Geol. Soc., London, 2003), P. 93–13.

- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. No. 42. P. 2033–2048.
- 38. *Ludwig K.R.* User's Manual for Isoplot 3.75. A geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochron. Centre Spec. Publ. 2012. № 5. P. 1–71.
- Ludwig, K.R. 2003 User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.00, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochron. Center Spec. Publ. 2012. No. 4. pp. 74. www.bgc.org
- Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. Vol. 46. P. 411–429.
- Martin H. Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry // J. Petrol. 1987. Vol. 28. P. 921–953.
- 42. *Martin H., Moyen, J.-P.* Secular changes in tonalitetrondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of the Earth // Geology. 2002. Vol. 30. P. 319–322.
- Martin H. The Archaean grey gneisses and the genesis of continental crust. – In: Archaean Crustal Evolution. – Ed. by K.C. Condie, (Elsevier, Amsterdam, the Netherlsnd, 1994), P. 205–259.
- 44. Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemitegranodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 1–24.
- Maslov V., Alekseev N., Precambrian evolution of the Ruker granite-greenstone terrain of the East Antarctica: structure, age and geodynamic setting. – In: Structure, Evolution, and Heterogeneity of Antarctica's Continental Lithosphere. – XIII Int. Symp. Antarctic Earth Sci., July 24–25, 2019, Incheon, South Korea, (Abstr. List– Poster), A172. P. 13.
- 46. McLean M.A., Wilson C.J.L., Boger S.D., Betts P.G., Rawling T.J. and Damaske D. Basement interpretations from airborne magnetic and gravity data over the Lambert Rift region of East Antarctica // J. Geophys. Res. 2009. Vol. 114. P. 1–20.
- Mikhalsky E.V., Beliatsky B.V., Sheraton J.W., Roland N.W., 2006. Two distinct Precambrian terranes in the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica: SHRIMP dating and geochemical constraints // Gondwana Research. 2006. Vol. 9. P. 291–309.
- Mikhalsky E.V., Henjes-Kunst F., Belyatsky B.V., Ronald N.W. New Sm–Nd, Rb–Sr, U–Pb and Hf isotope systematics for the southern Prince Charles Mountains (East Antarctica) and its tectonic implications // Precambrian Research. 2010. Vol. 182. No. 1–2. P. 101–123.
- 49. Mikhalsky E.V., Henjes-Kunst F., Ronald N.W. Ultramafic rocks in high-strain zones of the Southern Mawson escarpment, Prince Charles Mountains (East Antarctica): Evidence for major crustal shear zones of the Palaeoarchaean age? // Terra Antartica. 2007. Vol. 14. No. 1. P. 69–84.
- Mikhalsky E.V., Laiba A.A., Beliatsky B.V. Tectonic subdivision of the Prince Charles Mountains: a review of geologic and isotopic data. – In: Antarctica: Contributions to Global Earth Sciences. – Ed. by D.K. Futterer,

D. Damaske, G. Kleinschmidt, H. Miller, F. Tessensohn, (Springer, Berlin-Heidelberg-NY. 2005), P. 69-82.

- 51. *Moyen J.-F.* The composite Archaean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth // Lithos. 2011. Vol. 123. P. 21–36.
- Moyen J.-F., Martin H. Forty years of TTG research // Lithos. 2012. Vol. 148. P. 312–336.
- Nugent L.J. Theory of the tetrad effect in the lanthanide (III) and actinide (III) series // J. Inorg. Chem. 1970. Vol. 32. P. 3485–3491.
- 54. *Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. Vol. 100. P. 14–48.
- Pearce J.A., Harris N.B., and Tindle A.G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // J. Petrology. 1984. No. 5. P. 956–983.
- 56. Phillips G., White R.W., Wilson C.J.L. On the roles of deformation and fluid during rejuvenation of a polymetamorphic terrane: inferences on the geodynamic evolution of the Ruker Province, East Antarctica // J. Metamorph. Geol. 2007. Vol. 25. P. 855–871.
- 57. Phillips G., Wilson C.J.L., Campbell I.H., Allen C.M. U-Th-Pb detrital zircon geochronology from the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica – defining the Archaean to Neoproterozoic Ruker Province // Precambrian Research. 2006. Vol. 148. P. 292– 306.
- Phillips G., Wilson C.J.L., Fitzsimons, I.C.W. Stratigraphy and Structure of the Southern Prince Charles Mountains, East Antarctica // Terra Antartica. 2005. Vol. 12. No. 2. P. 69–86.
- Sharpenok L., Kostin A., Kukharenko E. Diagram alkali sum-silica (TAS) for chemical classification and diagnostics of plutonic rocks – EGU General Assembly, April 7–12, 2013, (Vienna, Austria, 2013. Abstr.), Vol. 15. P. 13518.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the Oceanic Basins, Ed.by A.D. Saunders, M.J. Norry, (Geol. Soc. London Spec. Publ., 1989). Vol. 42. P. 313–345.
- Tingey R.J. The geologic evolution of the Prince Charles Mountains – an Antarctic Archean cratonic block. – In: Antarctic Geoscience. – Ed. by C. Craddock, (Univ. of Wisconsin, Madison, USA, 1982), P. 455–464.
- 62. *Turkina O.M.* Model types of tonalite-trondhjemite melts and its natural counterparts // Mineral. Mag. 1998. P. 1547–1548.
- 63. *O'Neill C., Debaille V.* The evolution of Hadean–Eoarchaean geodynamics // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. Vol. 406. P. 49–58.
- Williams I. U–Th–Pb Geochronology by Ion Microprobe Application of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. In: *Reviews in Economic Geology*, Ed by M. McKibben, W.J. Shanks, W. Ridley, (Soc. Econom Geol., Toronto, Canada, 1998. Vol. 7), P. 1–35.

Precambrian Evolution and Structure of the Granite-Greenstone Ruker Province of the East Antarctic Craton: Age and Sources of Archean Granitoid Magmatism

V. A. Maslov*

Gramberg All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean ("VNIIOkeangeologia"), Angliyskiy av., bld. 1, 190121 Saint-Petersburg, Russia *e-mail: massev@gmail.com

Comprehensive results of the interpretation of structural-petrological studies, new geochemical, geochronological data of metamorphic rocks of the Rymill and Bloomfield Mountains in the northern part of the granite-greenstone province of Rucker of paleoarchean origin, are presented. The northern block of the Ruker Terrane is composed of Meso–Neoarchean granite-gneiss domes along the perimeter, tectonically "framed" by fragments of the greenstone belt of the Meso-Neoarchean metavolcanogenic-sedimentary Menzies series. The entire set of rocks covers a significant time interval 3.2–2.5 Ga. The composition of Mesoarchean granite-gneiss domes of the Mawson series (3.2-3.1 Ga) corresponds to ancient granitoids and is close to tonalitetrondemite-granodiorite complexes (TTG) in comparison with similar associations of ancient cratons of Australia, Canada and the Fennoscandia. Mawson Orthogneiss is polymetamorphic, and significant degree of gneiss recrystallization is associated with Meso-Archesn fmetamorphism, the completion time of which is compared with the formation of the first identified Meso-Neoarchean rock blocks of the late granitegneiss dome of the TTG association ~2.8 Ga, and pronounced tectono-thermal event ~2.7 Ga. Orthogneiss of Mawson series and TTG- gneisses are compared withinplate A-type granites and are classified as type of Archean granitoids with low-Ti content, mainly potassium. Geochemical analysis of rocks composition showed that the formation of the primary melts of the Meso–Archean Mawson orthogneisses occurred. probably, at shallower depths of the earth's crust (P < 8 - 10 kbar), in comparison with the Meso-Neoarchean TTG-gneisses. The formation of primary sedimentary rocks of the Menzies Series is associated with rifting of the Paleoarchean continental crust during plume-lithospheric interaction, and intrusion of Early Paleoproterozoic metabasites and dike swarms with a significant addition to magmatic sources of the mantle-plume component of the E-MORB type.

Keywords: East Antarctica, tectonics, Archean geochronology, granite-gneiss domes, greenstone belts, TTG associations, rifting, plume-lithospheric interaction