

**KIBARAN GRANITOID MAGMATISM IN THE REPUBLIC OF BURUNDI: GEOLOGY, COMPOSITIONAL FEATURES, TIME AND GEODYNAMIC CONDITIONS OF OCCURRENCE**V.M. Nenakhov , B. Barihuta , V.V. Ilin 

Voronezh State University, 1 University Sq, Voronezh 394018, Russia

ABSTRACT. The paper examines the specific granitoid magmatism of the northern sector of the Kibaran orogenic belt in the general context of geodynamic typification of granitoids. It presents parameters and main features of the structure with an emphasis on the sectorial nature of the belt typical of intraplate settings and shows the geological features of the eastern and western blocks of the northern sector. The paper provides general information on S- and A-type granitoids and a description of the geological position and macrofeatures of "reference" massifs. The petrochemical characteristics of S- and A-granitoids are given using various diagrams. Analysis of geochronological database available to date (including Rb-Sr isochron age of rocks and SHRIMP U-Pb age of zircons) shows the multi-pulse nature of the manifestation of intraplate granite formation. Along with the main stages (~1375, ~1205, ~986 Ma), there are five others. Based on the total dataset, S-type granitoids in Burundi are characterized by the crust-mantle interaction signs which are somewhat contrary to the generally accepted opinion that they are purely crustal. At the same time, some varieties of A-type granitoids are characterized by corundonormativity which makes them more similar to the S-type. Thus, signs of convergence between S- and A-granites are characteristic of some intraplate environments such as "hot spots", primarily of those long-lived and multi-pulse, with the relevant protolith represented by a complex of sediments with high exogenous differentiation. One of the version of the granite formation model is illustrated by the corresponding figure.

KEYWORDS: Republic of Burundi; Kibaran orogenic belt; granitoids; crust-mantle interaction; S- and A-type granitoids

FUNDING: Not specified.



EDN: IGQQLD

RESEARCH ARTICLE**Correspondence:** Victor M. Nenakhov, viktor.nenakhov@mail.ru

Received: December 27, 2023

Revised: June 6, 2024

Accepted: June 14, 2024

FOR CITATION: Nenakhov V.M., Barihuta B., Ilin V.V., 2024. Kibaran Granitoid Magmatism in the Republic of Burundi: Geology, Compositional Features, Time and Geodynamic Conditions of Occurrence. *Geodynamics & Tectonophysics* 15 (4), 0768. doi:10.5800/GT-2024-15-4-0768

КИБАРСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ РЕСПУБЛИКИ БУРУНДИ: ГЕОЛОГИЯ, ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ, ВРЕМЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ

В.М. Ненахов, Б. Барихута, В.В. Ильин

Воронежский государственный университет, 394018, Воронеж, Университетская площадь, 1, Россия

АННОТАЦИЯ. В работе рассмотрен специфичный гранитоидный магматизм северного сектора кибарского орогенного пояса в контексте проблем геодинамической типизации гранитоидов в целом. Приведены параметры и основные черты строения, подчеркнута секториальная природа рассматриваемого пояса, характерная для внутриплитных обстановок, показаны геологические особенности восточного и западного блоков северного сектора. Приводятся общие сведения о гранитоидах, относимых к S- и A-типу и описание геологического положения и макропризнаков «реперных» массивов. Даны петрохимические характеристики S- и A-гранитоидов с использованием различных диаграмм. Анализ всей имеющейся на сегодняшний день базы данных по геохронологии (включая изохронные Rb-Sr по породе и U-Pb SHRIMP по циркону) показывает многоимпульсный характер проявления внутриплитного гранитообразования. Наряду с основными этапами (~1375, ~1205, ~986 млн лет) проявляются еще пять рубежей. На основании всей совокупности данных гранитоиды территории Бурунди, относимые к S-типу, характеризуются признаками корово-мантийного взаимодействия, что не вполне отвечает общепринятой точке зрения о них как о чисто коровых. В то же время для некоторых разновидностей A-типа гранитоидов характерна корундонормативность, что сближает их с S-типом. Таким образом, признаки конвергенции S- и A-гранитов – характерная черта некоторых внутриплитных обстановок типа «горячих точек», прежде всего для долгоживущих и многоимпульсных, при наличии соответствующего протолита, представленного высокодифференцированным в экзогенных условиях комплексом осадков. Один из вариантов модели формирования гранитов представлен на соответствующем рисунке и в комментарии к нему.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Республика Бурунди; кибарский орогенный пояс; гранитоиды; корово-мантийное взаимодействие; S- и A-тип гранитоидов

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Не указано.

1. ВВЕДЕНИЕ

Установление геодинамической природы гранитоидов всегда являлось важнейшей задачей разномасштабного минерагенического прогноза. За последние десятилетия (40–50 лет) этот подход широко вошел в практику фундаментальных и прикладных исследований. Благодаря работам [Aldis, 1981; Chappell, White, 1974; Coleman, Peterman, 1975; Collins et al., 1982; Harris et al., 1987; Lemeyre, Bowden, 1982; O'Connor, 1965; Pearce et al., 1984; Whalen et al., 1987] в настоящее время принято выделять O-, M-, I-, S-, A-тип гранитоидов. В последнее время возникла острая необходимость выделить в самостоятельный геодинамический класс гранитоиды P-типа [Popov, Bogatkov, 2001]. Применяемая аббревиатура – это не дань моде, а вполне определенные условия магмогенерации, ее эволюции, установления протолита, флюидонасыщенности и прочих важнейших параметров, контролируемых определенной геодинамической обстановкой.

По мере накопления фактического материала исследователи все чаще стали сталкиваться с проблемами невозможности отнесения конкретных проявлений гранитоидного магматизма к упомянутым типам из-за конвергенции их характерных признаков. Это касается большинства типов гранитоидов, происхождение которых связано с корово-мантийным взаимодействием.

В предлагаемой работе рассмотрены проблемы корово-мантийного взаимодействия на примере Кибарского внутриплитного гранитоидного магматизма территории Бурунди в контексте общих представлений об их типизации на геодинамической основе. Главной целью является создание предварительной геодинамической модели формирования S- и A-гранитоидов на основе анализа существующего опубликованного материала, а также привлечение внимания специалистов, работающих в области внутриплитного магматизма и геодинамики, к Карагве-Анколейскому поясу – ключевой структуре для решения ряда фундаментальных проблем, связанных с эволюцией плюмов.

В настоящее время такая типизация является обязательным компонентом фундаментальных построений и геодинамического моделирования. Типизация проводится на основе вещественных признаков и широко вошла в практику региональных исследований. Вместе с тем по гранитоидам различных возрастов и регионов появляется все больше информации о том, что используемые дискриминантные диаграммы не всегда работают эффективно. Часто возникают случаи неопределенности геодинамической природы гранитов, совмещающих в себе геохимические признаки пород, которые исключают возможность однозначного решения. В каждом конкретном случае причины подобного «сбоя» могут быть разные и зависят от

многообразных факторов, часто противоречивых и разновекторных. Связано это прежде всего с условиями образования гранитных расплавов, которые могут быть как результатом селективного плавления разнообразных протолитов, так и конечными дифференциатами различных расплавов, начиная от базальтоидного и заканчивая гранитоидным составом.

Для территорий, геологическое строение которых в значительной степени является результатом внутриплитных обстановок, важнейшей задачей является разработка и усовершенствование критериев дискриминации S- и А-типа гранитоидов. Одним из полигонов, где эта задача может быть решена, является территория Республики Бурунди, приходящаяся на северный сектор так называемого Кибарского орогенного пояса.

2. КИБАРСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС В ПРЕДЕЛАХ РЕСПУБЛИКИ БУРУНДИ (ПАРАМЕТРЫ, СТРОЕНИЕ, ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ)

Пояс обычно рассматривается как протяженная (более 1300 км) мезопротерозойская структура северо-восточного простирания через кратон Конго от тройной границы Ангола – Замбия – Конго через Катангу, Руанду и Бурунди до юго-запада Уганды и северо-запада Танзании [Tack et al., 2008; Klerkx et al., 1987] (рис. 1). К северу от Катанги наблюдается прерывание пояса палеопротерозойскими русизийскими террейнами, и таким образом пояс разделен на северную и южную часть, первая из которых называется Карагве-Анколейским поясом (КАБ). Согласно [Tack et al., 2010]

магматизм в КАБ проявился в три импульса: 1) на рубеже 1375 ± 5 млн лет, 2) 1205 ± 5 млн лет, 3) на уровне ~ 986 млн лет.

Самый древний импульс характеризуется проявлением бимодального магматизма, включающего внедрение основных и ультраосновных пород и гранитоидов S-типа, второй представлен гранитоидами А-типа, а третий – «оловянными гранитами», предположительно, также относящимися к S-типу.

В геологическом плане территория Бурунди достаточно четко подразделяется на две структурно-формационные зоны: западную, граничащую в северной части с Республикой Руанда, а на западе с Республикой Заир, и восточную, вытянутую вдоль границы с Танзанией, разделенные структурой шивания (рис. 2). В основании обеих зон лежат архейско-раннепротерозойские кратоны (соответственно Конго и Танзанийский), каждый из которых имел свою историю развития, отраженную в геологических разрезах, особенностях проявления интрузивного магматизма и минерализации.

Первая зона считается более эродированной, благодаря чему в ее пределах доступен для наблюдения широко проявленный интрузивный гранитоидный магматизм кибария, на долю которого приходится $\sim 30\text{--}35\%$ всей территории. Вторая зона эродирована в меньшей степени, и наличие магматических тел не установлено. Шовная зона, протягивающаяся через всю территорию Республики Бурунди с юго-юго-запада на северо-северо-восток, представляет собой собственно центральную часть Кибарского орогенного пояса [Tack et al., 2010].

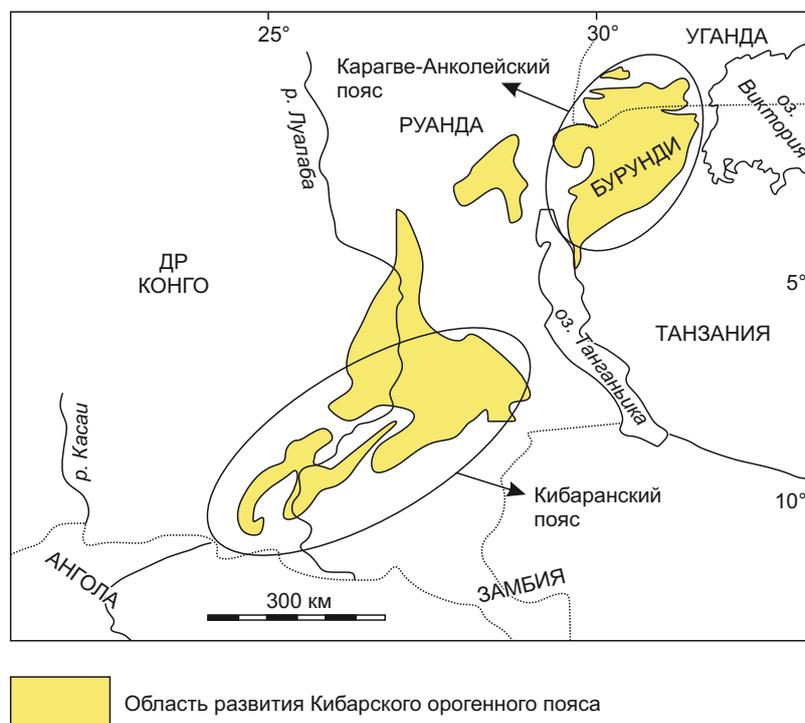


Рис. 1. Схематическая карта Кибарского орогенного пояса (по [Brinckmann et al., 2001]).

Fig. 1. Schematic map of the Kibaran orogenic belt (after [Brinckmann et al., 2001]).

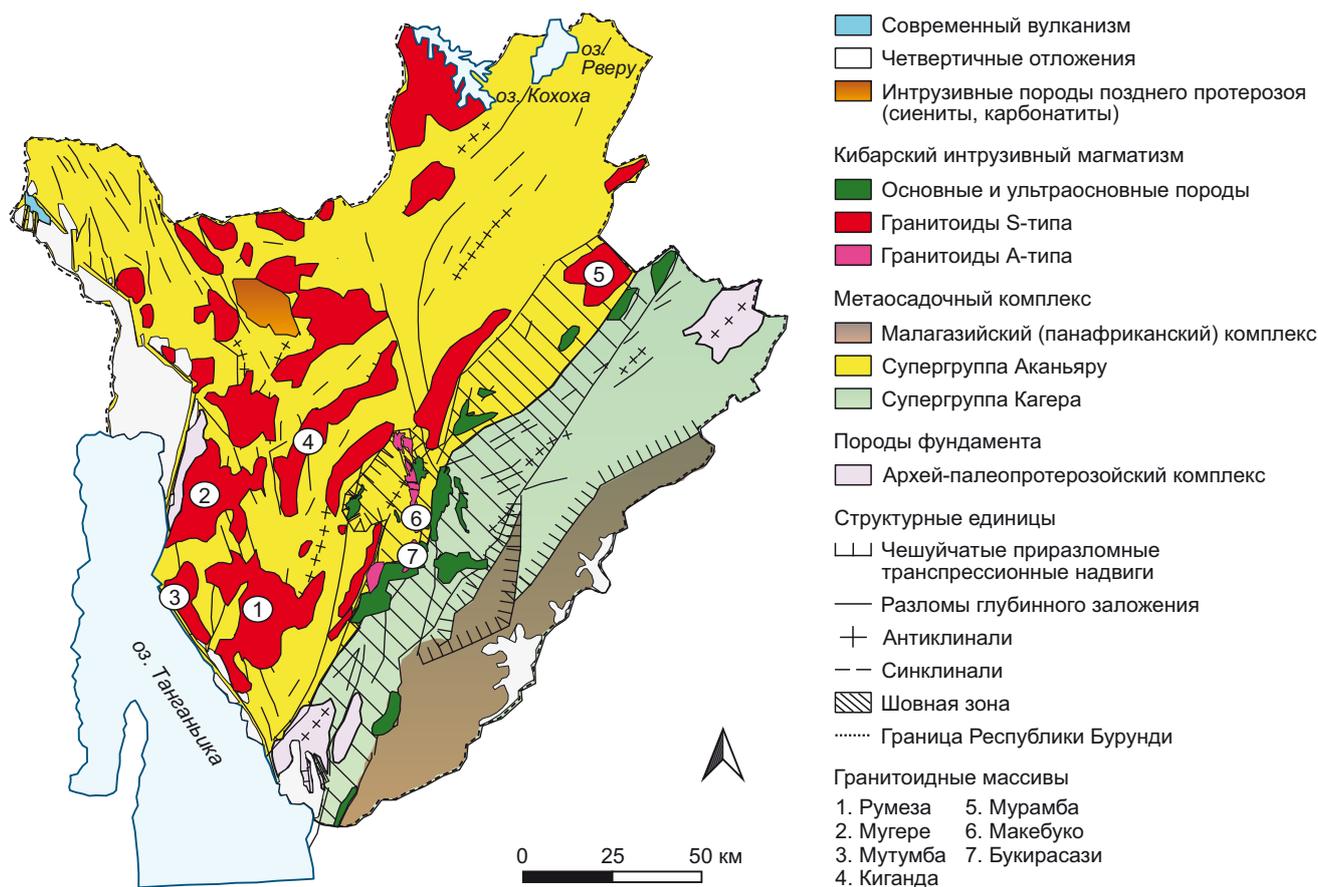


Рис. 2. Схема геологического строения Республики Бурунди (основа по [Liégeois et al., 1982] с добавлениями авторов).
Fig. 2. Diagram of the geological structure of the Republic of Burundi (after [Liégeois et al., 1982]).

Согласно последним представлениям [Fernandez-Alonso et al., 2012], корреляция разрезов между восточной и западной структурно-формационными зонами отсутствует, так как каждая из них формировалась в автономных осадочных бассейнах. В западной зоне стратифицированные образования объединены в супергруппу Аканьяру (начало формирования 1.42 млрд лет), включающую группы Гикоро, Пендура, Сиохоха и Ругези, причем в группах Гикоро и Пиндура отмечаются проявления бимодального эффузивного магматизма. В восточной зоне выделяется супергруппа Кагера, начало формирования которой определяется возрастом кислого туфа Муроре 1.78 млрд лет.

Рудный потенциал Республики Бурунди в значительной степени связан со специфическим гранитоидным магматизмом, контролирующим Sn-W, Ta-Nb и другую редкометалльную минерализацию.

Как правило, продуктивны дифференцированные пегматиты с высоким коэффициентом фракционирования, достаточно подробно изученные в работе [Cahen et al., 1962]. Продуктивными считались гранитоиды S- и А-типа, которые при очевидных отличиях не всегда удается однозначно интерпретировать, так как при определенных процессах, например альбитизации [Günther et al., 1989], А-граниты приобретают признаки S-гранитов за счет появления гидротермального каолини-

та и, как следствие, искажения геохимических характеристик.

Одна из наиболее ранних интерпретаций геодинамической природы раннекибарских гранитоидов описана в работе [Liégeois et al., 1982], в которой приведен древнейший возраст рассматриваемых гранитов, соответствующий ~1350 млн лет, а их геодинамическая природа объясняется срывом осадочного бурудийского чехла с его основания, что предполагает существенные тангенциальные деформации.

В более поздней работе [Tack et al., 1994] кибарский гранитный магматизм рассматривается в контексте корово-мантийного взаимодействия. Гранитоиды отнесены к А-типу. Их происхождение тесным образом связано с двумя разными мантийными источниками, а все эти события расцениваются как позднеорогенные.

Таким образом, информация по гранитоидному магматизму кибарского пояса Республики Бурунди очень противоречива и разнообразна как с точки зрения его геодинамической природы, так и с позиции возраста, генезиса и минерогения.

3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ КАБ

Наиболее хорошо изученными, реперными, массивами S-типа являются Румеза (ранняя фаза деформаций),

Мутумба-Мугере (средняя фаза деформаций), Киганда (поздняя фаза деформаций), Макебуко, Букирасази (А-тип) и Мурамба (предположительно, S-тип).

Массив Румеза. В плане представляет собой сложно построенное тело площадью приблизительно 900 км². Вмещающие породы сложены метатерригенным комплексом, в котором встречаются амфиболиты. Массив Румеза и массив Озерный образуют единый массив, разделенный провисом вмещающих пород. На контакте отмечается мигматизация, что типично для гранитоидов S-типа. Сложены двуслюдяными порфиroidными и равномерно-зернистыми гранитами, часто катаклазированными и милонитизированными.

Массив Мутумба-Мугере. Представляет собой единое тело, которое ранее относилось к разным фазам проявления. Общая площадь 800 км². Более ранние фазы занимают 3/4 всей площади. На западе комплекс контактирует с архейскими гранитоидами, северо-восточная и южная части – с вмещающими разнообразными породами метатерригенного комплекса. В центре массив содержит провис кровли, сложенный кварцитами, и характеризуется выраженными первично-магматическими массивными и директивными текстурами. В большинстве случаев наблюдается импрегнация мигматитами метаосадочных вмещающих пород. Обычно это порфиroidные гранитоиды равномерно- или разнозернистые, с элементами директивности.

Массив Киганда. Представляет собой вытянутое тело общей площадью 600 км². Вмещающие породы – филлиты и кварциты. Граниты двуслюдяные более лейкократовые по сравнению с гранитами Румеза и Мугере, имеют однородное сложение и малодеформированны. Порфиroidные разновидности занимают, как правило, ядерные части в антиформах, ориентированных на северо-восток, что в целом характерно для Кибарского пояса в Бурунди. Их геохимические характеристики отличаются от характеристик гранитов G_{1,2} повышенными значениями ряда некогерентных элементов и LREE [Klerkx et al., 1984].

Массивы Макебуко и Букирасази (G₁). Обладают линейной формой субмеридиональной ориентировки. Вмещающие породы представлены разнообразными телами ультраосновного и основного состава, а также расланцованными кварцитами. Магматические образования представлены щелочными гранитами, которые характеризуются розовым цветом, массивной текстурой, наличием щелочного полевого шпата, биотита и зеленовато-голубоватого амфибола. Граниты местами катаклазированные до милонитизированных. Согласно работам [Klerkx et al., 1987; Tack et al., 1994] предполагается их субсинхронность с основными и ультраосновными интрузиями. Породы обычно среднезернистые и крупнозернистые. В массиве Макебуко пертитовый полевой шпат преобладает над резко зональным плагиоклазом, тогда как для массива Букирасази характерен исключительно калиевый полевой шпат. Альбитизация носит эпизодичный характер в массиве Макебуко и обширна (обилие пятнистого и

шахматного альбита) в массиве Букирасази. Темноцветные минералы представлены биотитом и роговой обманкой, иногда последняя преобладает. Контакты с вмещающими деформированными и регионально метаморфизованными отложениями либо тектонические, либо интрузивные.

Массив Мурамба. Представляет собой изометричное тело площадью 100 км². Эти граниты часто залегают в виде пластообразных тел согласно залеганию метаосадков, представленных метапелитами и филлитами. Гранит двуслюдяной, слабо расланцованный, массивный, часто с порфиroidной структурой.

Гранитоиды S-типа в западной блоке образуют обширные линзо- или вытянутые пластообразные тела, купола, сформированные на небольших (5–10 км) глубинах. Характерные минералы: кварц, микроклин, плагиоклаз, мусковит, биотит в различных количественных вариациях. Аксессуары – апатит, циркон, рутил, гранат, турмалин. Вмещающими породами обычно являются метатерригенные породы бурундийского комплекса амфиболитовой, реже зеленосланцевой фации метаморфизма. На контактах гранитоидов и вмещающих пород отмечается мигматизация и разгнейсование (характерные признаки анатектических гранитоидов). Отмечаются частные случаи присутствия амфиболитов во вмещающих породах.

Выделяется четыре типа S-гранитов: 1) однородные гранитоиды с круглыми кристаллами калиевого полевого шпата (КПШ) (Мутумба), с массивной, иногда гнейсовидной текстурой. Чем сильнее развита гнейсовидность, тем менее выражены вкрапленники КПШ. Доля слюды изменчива. Мусковит образует крупные удлиненные чешуйки, как правило, в обособленном от биотита виде. Имеются структуры катаклаза; 2) разнозернистые гранитоиды, в отличие от первых интенсивно милонитизированные; 3) гнейсовидные гранитоиды со значительным количеством мусковита, часто милонитизированные, с наличием прослоев кварцитов и слюдяных сланцев; 4) граниты директивные, гнейсовидные с пегматитовыми фациями.

Все типы указывают на особенности, характерные для S-гранитоидов, тесную связь с высокоглиноземистыми метаморфизованными осадками амфиболитовой фации метаморфизма. Отмечаются явные признаки палингенеза в виде мигматит-гнейсов, широкое развитие пегматитов, редкометалльная специализация.

Гранитоиды А-типа характеризуются розовым цветом с макроструктурой от средне- до крупнозернистой, в эндоконтактных частях мелкозернистой, иногда порфиroidной. Доминируют мезократовые разновидности, обычно меланократовость, лейкократовые разновидности редки. Текстура разнообразна – от однородной (Рутову, Макебуко) до директивной с наложенной милонизацией (Букирасази).

Отмечаются крупные выделения пертитов, а также карлсбадские двойники микроклина. Среди темноцветных минералов преобладает темный биотит, в различной степени хлоритизированный, в гранитах и

сиенитах встречается роговая обманка, как правило с голубоватой каймой гастингсита. Среди акцессорных минералов распространены циркон, алланит, апатит, ксенотим, ильменит.

Для оценки вещественных особенностей гранитоидов S- и A-типа были использованы опубликованные данные [Tack et al., 1994, 2010], которые были пересчитаны в программе PetroExplorer на нормативный состав.

Петрохимические характеристики гранитоидов S-типа (G_1-G_3) приведены в Прил. 1, табл. 1.1. Выборка, включающая 31 образец, сформирована по результатам изучения гранитов Бурунди и Руанды [Tack et al., 2010]. Все гранитоиды характеризуются высоким содержанием кремнезема (от 66.27 до 75.76 %, среднее 72.4 %) и относительно устойчивыми (от 7.2 до 9.49 %, среднее ~8.2 %) значениями щелочей с приблизительно равными, но переменными значениями калия и натрия в их составе. Абсолютное большинство образцов гранитоидов корундонормативны (показатели от 2.22 до 6.21 %, среднее ~4.1 %), что свидетельствует об их пересыщенности глиноземом, и имеют высокие коэффициенты магнезиальности ($Mg/Mg+Fe_{общ}$ от 5.64 до 37.91 %, среднее ~17.0 %).

Петрохимия гранитоидов A-типа приведена в Прил. 1, табл. 1.2. По сравнению с S-типом 2/3 выборки характеризуются более высокими значениями кремнезема (от 72 до 76 %, среднее значение из 21 – 74.2 %), а одна треть – его заниженными значениями (от 57.96 до 68.8 %, среднее из 10 – 63.8 %). Последняя группа отвечает по составу монцодиоритам, граносиенитам, адамеллитам. Сумма щелочей для высококремнистой выборки находится на уровне 5.45–10.34 % (среднее из 21 – 7.74 %), а для второй группы от 4.12 до 12.31 %

(среднее из 10 – 9.34 %). Третья часть выборки (10 из первой группы) корундонормативна (от 0.29 до 1.38 %, среднее 0.80 %) со слабыми признаками перглиноземистости. Некоторое количество в первой группе (5) и во второй группе (7) незначительно диопсиднормативно (от 0.05 до 0.43 %).

Нормативный гиперстен проявляется относительно независимо как в пробах корундонормативных, так и в пробах диопсиднормативных. Величина показателя колеблется от 0.05 до 6.88, причем максимальные показатели характерны для сиенитов с SiO_2 58.78 %. Магнезиальность для гранитоидов A-типа в 2–3 раза ниже по сравнению с S-гранитами и в среднем составляет от 6.86 в группе гранитов до 9.1 для сиенитов и граносиенитов.

На классификационной диаграмме в системе AF-QZ-PL (рис. 3) фигуративные точки гранитоидов S- и A-типа преимущественно располагаются в секторе монцогранитов.

На диаграмме сумма щелочей – SiO_2 (рис. 4) фигуративные точки гранитоидов S-типа попадают в поля гранитов, умеренно щелочных гранитов, лейкогранитов и умеренно щелочных лейкогранитов, образуя достаточно локализованное поле, в то время как гранитоиды A-типа отличаются большей вариативностью как по шкале SiO_2 , так и по сумме щелочей и попадают в поля монцонитов, сиенитов, граносиенитов и лейкогранитов (от низкощелочных до щелочных).

По индексу железистости ($Fe-Index=FeO_t/(FeO_t+Mg)$) (рис. 5, а) гранитоиды обоих типов отвечают железистым разностям. На диаграмме MALI (Na_2O+K_2O-CaO) – SiO_2 (рис. 5, б) гранитоиды S-типа относятся главным образом к щелочно-известковой серии. В свою очередь, гранитоиды A-типа варьируются от известковой до

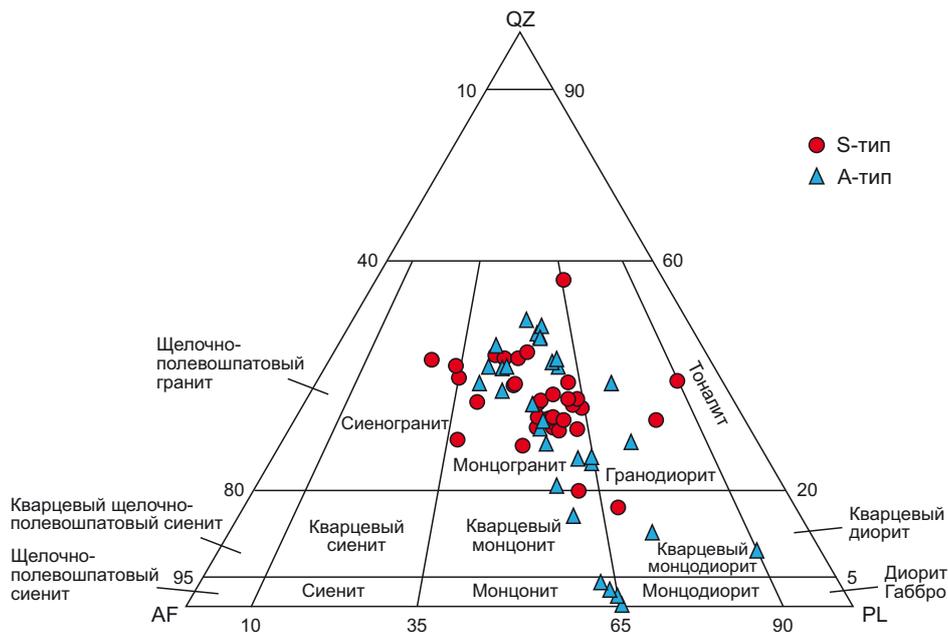


Рис. 3. Положение гранитоидов КАБ на классификационной диаграмме магматических пород по минеральному составу.
 Fig. 3. KAB granitoids in the classification diagram of igneous rocks according to mineral composition.

щелочной серии. По индексу ASI ($Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$) (рис. 5, в) гранитоиды S-типа являются пералюминиевыми, гранитоиды А-типа занимают пограничное положение между металюминиевыми и пералюминиевыми разностями.

Сравнение по вещественным признакам на уровне петрохимии гранитоидов, относимых к S- и А-типу, показывает отсутствие у них четких граничных признаков, позволяющих проводить их однозначную дискриминацию.

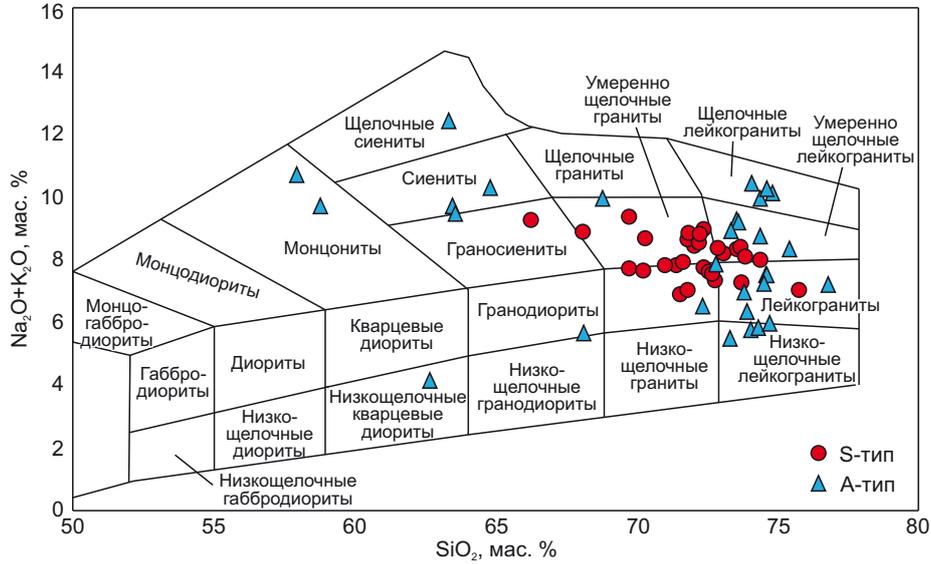


Рис. 4. Положение гранитоидов КАБ на классификационной диаграмме Щелочей – SiO₂.
 Fig. 4. KAB granitoids in the classification diagram of Alkali – SiO₂.

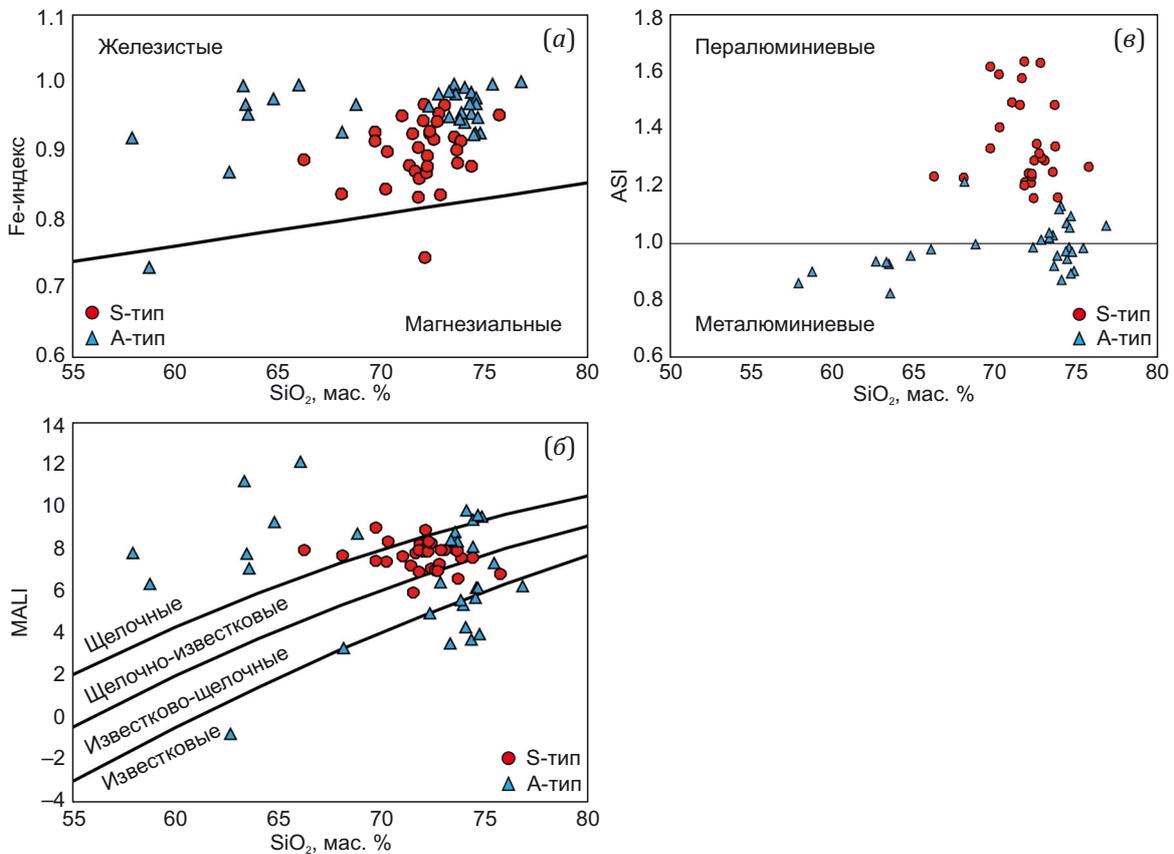


Рис. 5. Состав гранитоидов КАБ: (а) – Fe-индекс – SiO₂; (б) – MALI – SiO₂; (в) – ASI – SiO₂.
 Fig. 5. KAB granitoid compositions: (а) – Fe-index – SiO₂; (б) – MALI – SiO₂; (в) – ASI – SiO₂.

4. ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Геохронология является основой для геодинамических построений. Для Республики Бурунди к настоящему времени накоплен богатейший материал по изотопным исследованиям. В истории изучения современными методами (Pb-Sr, K-Ar, Ar-Ar, U-Pb) можно выделить два этапа: первый, охватывающий период с 1980-х годов до начала XXI века, и второй, с начала XXI века по настоящее время, условно начавшийся с применения методов SHRIMP и лазерной абляции.

Наиболее ранние изотопные Rb-Sr исследования были опубликованы в работе [Liégeois et al., 1982]. Для синкинематических гранитоидов (S-тип) массивов Мутумба и Мугере были получены датировки в 1261 ± 25 млн лет и 697 ± 18 млн лет соответственно. Позднее [Klerkx et al., 1984, 1987] для орогенных гранитоидов первой фазы деформаций (G_1) приводились датировки $1325-1330 \pm 30$ млн лет, для второй (G_2) – от 1260 до 1280 млн лет, для третьей – (G_3) 1185 ± 59 , а для четвертой – 1124 ± 32 млн лет. В работах [Tack et al., 1994; Fernandez-Alonso et al., 1986] для гранитов, отнесенных к А-типу, приводятся датировки в 1240 ± 8 млн лет и 1224 ± 39 млн лет (рис. 6).

Многочисленные данные первого этапа, огромный вклад в который внесли работы [Klerkx et al., 1984, 1987; Tack et al., 1990], а также исследования разными методами и методиками привели к некоторой путанице представлений о возрасте и происхождении S- и А-гранитоидов. На основе Rb-Sr возрастов сформировались представления о длительности цикла кибарского орогенеза и многократного импульсного внедрения гранитоидов, для которых насчитывалось от четырех до пяти актов внедрения, предполагающих смену режимов растяжения и сжатия.

Относительно свежие исследования возраста гранитоидов и ассоциирующихся с ними норитов кибарского орогенного пояса цикла по SHRIMP-методике

приведены в работе [Tack et al., 2010]. Коротко результаты этих исследований сводятся к следующему:

1. Для гранитоидов S-типа массивов Румеза (G_1) и Мугере (G_2) получены соответственно дискордантные средневзвешенные возрастные характеристики в 1383 ± 17 (по 17 зернам цирконов) и 1379 ± 10 (по 24 зернам цирконов) млн лет (СКВО – 0.9). При этом средневзвешенный возраст вмещающих мигматитовых парагнейсов Мугере по 12 зернам цирконов оценен в 1380 ± 12 млн лет (СКВО – 1.43). В этих же гнейсах отмечены три зерна кластогенного циркона с возрастными характеристиками в 1981, 2439 и 2494 млн лет.

Гранит массива Киганда (G_3) по 19 зернам цирконов дал средневзвешенный возраст в 1371 ± 7 млн лет (СКВО – 0.46), при этом отмечен одиночный кластогенный кристалл с возрастом 2600 млн лет.

Гранит массива Мурамба по 8 зернам дает средневзвешенный возраст в 1380 ± 6 млн лет (СКВО – 0.87), при этом в двух зернах зафиксирован возраст в 1460 и 1550 млн лет.

2. Для роговообманковых норитов Мутанга, массива Мусангати на основании изученных 44 зерен цирконов дана наиболее вероятная оценка их средневзвешенного возраста в 1374 ± 14 млн лет (СКВО – 0.43).

Ar^{40}/Ar^{39} возраст роговой обманки дал близкую (1365 ± 2.1 млн лет, а с учетом всей базы данных 1368 ± 17 млн лет) возрастную характеристику.

3. Для гранитоидов А-типа (массив Букирасази) по 15 зернам цирконов получен средневзвешенный возраст 1205 ± 19 млн лет (СКВО – 0.47) и 1207 ± 11 млн лет (СКВО – 1.02).

4. Гранитоиды (G_5), к которым принадлежит массив Касика (ДРК), относящиеся к «оловянному» типу, изучены по 11 зернам цирконов. Средневзвешенный возраст по семи цирконам составляет 986 ± 10 млн лет (СКВО – 1.4). Три зерна кластогенного циркона дали возраст 1885, 1312 и 2068 млн лет.

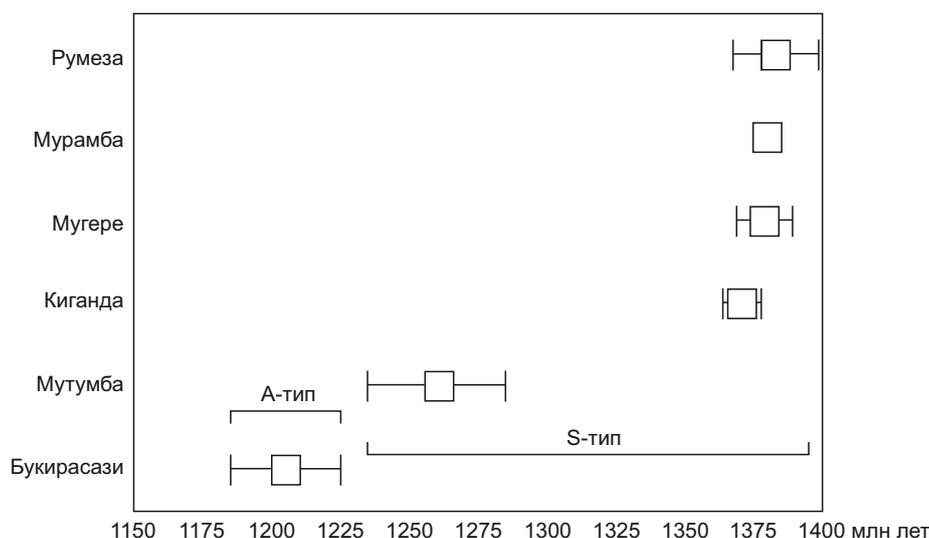


Рис. 6. Возраст гранитоидов КАБ по данным [Tack et al., 1994, 2010].

Fig. 6. KAB granitoid ages after [Tack et al., 1994, 2010].

Обзор данных по геохронологии кибарских гранитоидов в секторе КАБ позволил сделать выводы о том, что, несмотря на использование самых современных методов геохронологии [Tack et al., 2010], вопрос о возрасте проявления гранитоидного магматизма Кибарского орогенного пояса в пределах КАБ нельзя считать до конца решенным.

Наряду с основными этапами его проявления 1375–1380, 1260–1280, 1205–1207 и 986 млн лет (массив Касика, ДРК), предложенными в работе [Tack et al., 2010], полностью игнорировать более ранние данные [Klerkx et al., 1984, 1987; Tack et al., 1990, 1994] (а это возрастные рубежи 1124, 1185, 1240, 1325–1330) нельзя. Это, в свою очередь, предполагает многоимпульсный характер формирования гранитоидных расплавов на протяжении более трех сотен миллионов лет.

Согласно [Tack et al., 1994] гранитоиды А-типа делятся на две ветви и сформировались за счет двух возможных вариантов: 1) небольшое количество А-гранитоидов сформировалось за счет эволюции базальтоидного расплава с толеитовым трендом без резкого обогащения несовместимыми элементами (за счет корового загрязнения) и 2) А-граниты являются результатом эволюции сиенитовых расплавов с большими вариациями некогерентных элементов.

5. КОРОВО-МАНТИЙНОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КИБАРСКИХ ГРАНИТОИДОВ

О разномасштабном корово-мантийном взаимодействии, влияющем на образование кибарских гранитоидов, свидетельствуют Rb/Sr изотопные характеристики. Сравнительный анализ отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для гранитоидов S- (0.75614–0.91428) и А-типа (0.76950–0.80360) показывает их повышенные значения, что характерно для гранитоидов с существенным участием корового субстрата [Liégeois et al., 1982] и перекрытия, что свидетельствует о родстве А- и S-гранитоидов. Результаты изучения изотопных характеристик Hf после лазерной абляции цирконов [Tack et al., 2010] показали для S-гранитов более древние значения, чем возраст 1375 млн лет (Hf от –5 до –9, модельный возраст ТДМ от 1.6 до 2.4 млрд лет), что свидетельствует о влиянии более древнего (палеопротерозойского) субстрата на формирование гранитоидов этого типа. Для «оловянных» гранитоидов с возрастом 986 млн лет характерны данные, также свидетельствующие о влиянии более древней коры (изменчивые, но всегда отрицательные значения Hf; модельный возраст ТДМ 1.7–2.5 млрд лет).

Очаги коровой магмогенерации, характерные для S-гранитоидов Бурунди, несколько специфичны по сравнению с типичными коллизионными обстановками. Специфика их заключается 1) в тесной взаимосвязи с мантийными расплавами; 2) в относительно небольшой глубине палеопротерозойского фундамента и его чехла (5–10 км); 3) в относительно низких (770–800 °С) расчетных температурах.

Очевидно, что кибарские гранитоиды корового происхождения в секторе КАБ формировались за счет метаосадочного комплекса палеопротерозоя, о чем свидетельствует U-Pb возраст кластогенного циркона (1981–2439 млн лет), встречающегося как в самих гранитоидах, так и во вмещающих гнейсах и кристаллосланцах. Наиболее ранние импульсы плавления проявлялись на возрастных уровнях 1550 и 1460 млн лет (древнее циркона гранитов Мурамба). Кульминационная стадия корового плавления проявилась в возрастном диапазоне 1370–1383 млн лет, что подтверждается наиболее массовыми средневзвешенными датировками цирконов из гранитоидов Мурамба, Румеза, Мугере и Киганда. После кульминационной стадии, с учетом ранее проведенных исследований Pb-Sr методом [Klerkx et al., 1987; Tack et al., 1994; Fernandez-Alonso et al., 1986], коровые гранитоиды формировались в интервалах 1325±30, 1261±25, 1185±59 и 1124±32 млн лет.

Гранитоиды А-типа (массив Букирасази) имеют более молодой средневзвешенный возраст цирконов, ~1205–1207 лет, что на 170 млн лет моложе роговообманковых норитов массива Мусангати (1374–1368 млн лет), с которыми пространственно и, предположительно, генетически связаны упомянутые гранитоиды. Получается некоторое противоречие. С одной стороны, гранитоиды S-типа (но не А-типа) субсинхронны базитам, а с другой – А-гранитоиды явно моложе базитов, с которыми находятся в тесной пространственной ассоциации. Некоторые черты противоречивости характерны как для S-гранитов (встречаются диопсидно-нормативные разновидности, повышенная магнезиальность и сумма щелочей), так и для А-гранитов (корундонормативность). Мантийное влияние проявляется в обоих типах гранитоидов в виде диопсид- и гиперстеннормативности.

6. МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ КИБАРСКИХ ГРАНИТОИДОВ РЕСПУБЛИКИ БУРУНДИ

Субсинхронность формирования гранитоидов S-типа западного блока КАБ и габброидов шовной зоны (~1370–1383 млн лет), отделяющей обозначенный блок от восточного, позволяет говорить о единой геодинамической обстановке их формирования (рис. 7). Первопричиной коровой магмогенерации служил опережающий флюидно-тепловой поток во фронте поднимающегося мантийного диапира. Протолитом служили метаосадки раннего протерозоя, относящиеся к высокодифференцированным продуктам экзогенной переработки (метасланцы, метакварциты, метаалевропсаммиты) как древней неоархей-раннепротерозойской континентальной, так и океанической коры (геохимия Hf и его ТДМ). Учитывая то, что мантийные диапиры относительно «сухие», а на генерацию огромных объемов S- и в меньшей степени А-гранитов требуется достаточно большое количество воды, значительная часть которой, предположительно, была мобилизована из корового субстрата в процессе гранулитового метаморфизма основания континентальной коры, а

часть – за счет осадков метатерригенного комплекса. Генерация коровых гранитов происходила многоэтапно с периодичностью 65–120 млн лет, причем более короткие импульсы приурочены к кульминационному, главному, этапу внедрения габброидов (~1375–1380 млн лет). Расчетные температуры формирования гранитоидных расплавов S- и A-типа характеризуются близкими значениями для пород сходной кремнекислотности (770–908 °C) и значительно отличаются в сторону увеличения для гранитоидов с ярко выраженной монцитонитовидностью (880–1046 °C).

Важным обстоятельством представляется наличие среди гранитоидов S-типа (например, массив Мугере) переработанных фрагментов метаосадочных пород с линзообразными пластами амфиболитов. С высокой степенью вероятности последние представляют собой порции базальтоидного состава, которые, наряду с опережающим тепловым флюидным фронтом, создавали эффект дополнительного разогрева, приводящего к плавлению метаосадочного протолита. При этом сами базальтоиды частично контаминировались гранитоидным расплавом, а частично превратились в амфиболиты. При таком допущении «мантийные метки» в виде диопсид- и гиперстеннормативности в S-гранитах и их возрастная субсинхронность базальтоидному магматизму становятся вполне объяснимы.

Основной проблемой гранитоидов A-типа представляется их возрастная оторванность на 170 млн лет от главного импульса внедрения базитов. Этому феномену находится объяснение с двух позиций. Первая из них заключается в том, что A-граниты, выходящие на дневную поверхность, являются дериватами субщелочных базальтоидных расплавов за счет недеплецированного источника, которые слагают очаги на более глубоких горизонтах и относятся к более позднему импульсу внедрения мантийного диапира. Вторая предполагает независимый нижнекоровый источник гранитоидных расплавов, связанный с мантийным плюмом лишь опосредованно. Совокупность всех вещественных особенностей гранитоидов A-типа (существование двух подгрупп пород с различными вариациями корово-мантийного взаимодействия) и изотопно-геохимических характеристик подтверждает возможность обоих вариантов.

Особенности проявления и эволюции гранитоидных расплавов Карагве-Анколейского пояса следует рассматривать в контексте его геодинамического развития. Очевидно, что единого Кибарского орогенного пояса не существует, а его фрагменты (KIB и KAB) являются элементами, относящимися к зоне тройного сочленения, где третьим элементом служит современная рифтовая зона оз. Танганьика. Не вдаваясь в подробный анализ этой ситуации, следует отметить, что КАБ развивался начиная с конца раннего протерозоя [Theunissen et al., 1996; Ring et al., 1997; Sklyarov et al., 1998; Muhongo et al., 2002], наиболее активная и полная фаза его развития приходится на средний протерозой, но говорить о завершенности его развития на

этом этапе оснований нет из-за проявления панафриканского магматизма и деформаций. Последние проявляются в виде присдвиговых чешуйчатых деформаций. Кинематически КАБ – это многоимпульсная раздвиговая структура рифтогенного типа, в которой транспрессионные условия проявились на нескольких уровнях (~1200, ~950 и ~650 млн лет).

Таким образом, конвергенция признаков S- и A-типа гранитоидов Республики Бурунди определяется специфическим внутриплитным режимом континентального рифтогенеза, заключающимся в 1) многоимпульсности его проявления; 2) временной растянутости (1550–900 млн лет); 3) незавершенности мезопротерозойского (кибарского) орогенеза, о чем свидетельствуют и более «молодые» датировки (~900–660 млн лет), отвечающие панафриканским событиям.

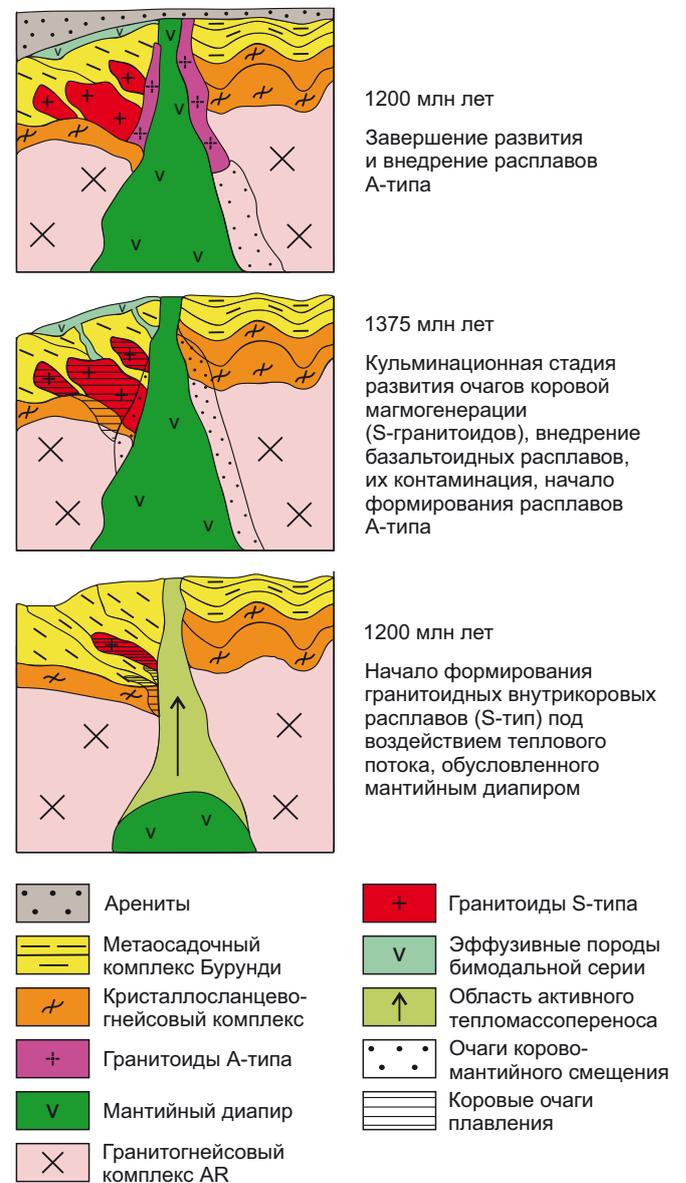


Рис. 7. Модель формирования гранитоидов КАБ.
Fig. 7. Formation model of the KAB granitoids.

Первые выплавки коровой природы появились в самом начале (~1550 млн лет) воздействия мантийного диапира на континентальную кору. Граница между архейскими блоками Конго и Танзания представляла собой ослабленную зону, благоприятствующую проникновению опережающего флюидно-термального фронта. Очаги плавления S-типа сформировались за счет метапелитового материала на блоке Конго. В кульминационную стадию кибарского внутриплитного магматизма область корового плавления расширилась. Плавлению подвергся не только метатерригенный комплекс, но и более глубокие горизонты, сложенные породами ТТГ-ассоциации, при этом селективность расплавов возрастала, что обуславливало бóльшую щелочность исходных расплавов. Дальнейший разогрев и повышение температуры исходных расплавов повышенной щелочности определили возможность их смешения с базитовыми расплавами мантии. Гибридные расплавы в процессе кристаллизационной дифференциации создали всю гамму пород от монцодиоритов до щелочных гранитов А-типа. Особенно эта тенденция четко проявилась после кульминационной стадии на уровне 1200 млн лет. На этапе деградации плюма коровое магмообразование проявлялось в возрастном диапазоне ~900 млн лет, а также в более позднее время на уровне панафриканского орогенеза (~600 млн лет).

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гранитоиды S-типа, традиционно рассматриваемые как типично коллизионные, характерны и для внутриконтинентальных обстановок. В этом случае они образуются в тесной парагенетической связи с субсинхронными мантийными основными – ультраосновными породами.

Между гранитоидами S- и А-типа очевидны черты конвергенции. Это противоречит существующему временному разрыву между ними в 170 млн лет, что, в свою очередь, не исключает промежуточных возрастов гранитоидов между 1375 и 1200 млн лет, вероятность которых вытекает из многоимпульсного характера внутриплитного магматизма КАБ.

Возрастное отставание внедрения А-гранитоидов от массового формирования S-гранитоидов объясняется, с высокой степенью вероятности, различными механизмами их формирования. А-гранитоиды – результат гибридности подкоровых и коровых расплавов и последующей кристаллизационной дифференциации, на что требуется дополнительное время, а S-гранитоиды возникли в результате селективного плавления метаосадочных пород.

8. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

9. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Aldis D.T., 1981. Plagiogranites from the Ocean Crust and Ophiolites. *Nature* 289, 577–578. <https://doi.org/10.1038/289577a0>.
- Brinckmann J., Lehmann B., Hein U., Höndorf A., Musallam K., Weiser Th., Timm F., 2001. La Géologie ET la Minéralisation Primaire de l'Or de la Chaîne Kibarienne, Nord-Ouest du Burundi, Afrique Orientale. *Geologische Jahrbuch Reihe 101*. Schweizerbart Science Publishers, Stuttgart, 195 p.
- Cahen L., Delwiche R., Monteyne-Poulaert G., 1962. Ages de Minéralisations Pegmatitiques et Filoniennes du Rwanda et du Burundi. *Bulletin de la Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie* 71, 1–13.
- Chappell B.W., White A.I.R., 1974. Two Contrasting Granite Types. *Pacific Geology* 8, 173–174.
- Coleman R.G., Peterman Z.E., 1975. Oceanic Plagiogranite. *Journal of Geophysical Research* 80 (8), 1099–1108. <https://doi.org/10.1029/JB080i008p01099>.
- Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W., 1982. Nature and Origin of A-Type Granites with Particular Reference to South-Eastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80, 189–200. <https://doi.org/10.1007/BF00374895>.
- Fernandez-Alonso M., Cutten H., De Waele B., Tack L., Tahon A., Baudet D., Barritt S.D., 2012. The Mesoproterozoic Karagwe-Ankole Belt (Formerly the NE Kibara Belt): The Result of Prolonged Extensional Intracratonic Basin Development Punctuated by Two Short-Lived Far-Field Compressional Events. *Precambrian Research* 216–219, 63–86. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.06.007>.
- Fernandez-Alonso M., Lavreau J., Klerkx J., 1986. Geochemistry and Geochronology of the Kibaran Granites in Burundi, Central Africa: Implications for the Kibaran Orogeny. *Chemical Geology* 57 (1–2), 217–234. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90104-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90104-X).
- Günther M.A., Dulski P., Lavreau J., Lehmann B., Möller P., Pohl W.L., 1989. The Kibaran Tin Granites: Hydrothermal Alteration versus Plate Tectonic Setting. In: *Metallogeny of the Kibara Belt (Central Africa)*. IGCP Project No. 255 Newsletter. Vol. 2. BWK, Leuven, Belgium, p. 21–27.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G., 1987. Geochemical Characteristics of Collision-Zone Magmatism. *Geological Society of London Special Publications* 19, 67–81. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04>.
- Klerkx J., Lavreau J., Liégeois J.P., Theunissen K., 1984. Granitoïdes Kibariens Précoces et Tectonique Tangentielle au Burundi: Magmatisme Bimodal Lié à Une Distension Crustale. In: J. Klerkx, J. Michot (Eds), *Géologie Africaine*. Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, p. 29–46.
- Klerkx J., Liégeois J.P., Lavreau J., Claessens W., 1987. Crustal Evolution of the Northern Kibaran Belt, Eastern and

Central Africa. In: A. Kröner (Ed.), *Proterozoic Lithospheric Evolution*. Geodynamics Series. Vol. 17. AGU, Washington, p. 217–233. DOI:10.1029/GD017p0217.

Lemeyre J., Bowden P., 1982. Plutonic Rock Types Series: Discrimination of Various Granitoid Series and Related Rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 14 (1–2), 169–186. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(82\)90047-6](https://doi.org/10.1016/0377-0273(82)90047-6).

Liégeois J.-P., Theunissen K., Nzojibwami E., Klerkx J., 1982. Granitoïdes Syncinématiques Kibariens au Burundi: Étude Pétrographique, Géochimique et Géochronologique Préliminaire. *Annales de la Société Géologique de Belgique* 105, 345–356.

Muhongo S., Tuisku P., Mnali S., Temu E., Appel P., Stendal H., 2002. High-Pressure Granulite-Facies Metagabbros in the Ubendianbelt of SW Tanzania: Preliminary Petrography and P-T Estimates. *Journal of African Earth Sciences* 34 (3–4), 279–285. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(02\)0026-X](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(02)0026-X).

O'Connor J.T., 1965. A Classification of Quartz-Rich Igneous Rock Based on Feldspar Ratios. U.S. Geological Survey Professional Paper 525-B, 79–84.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of the Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25 (4), 956–963. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.

Popov V.S., Bogatikov O.A. (Eds), 2001. *Petrography and Petrology of Magmatic, Metamorphic and Metasomatic Rocks*. Textbook. Logos, Moscow, 768 p. (in Russian) [Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород: Учебник / Ред. В.С. Попов, О.А. Богатиков. М.: Логос, 2001. 768 с.].

Ring U., Kröner A., Toulkeredis T., 1997. Palaeoproterozoic Granulite-Facies Metamorphism and Granitoid Intrusions in the Ubendian-Usagaran Orogen of Northern Malawi, East-Central Africa. *Precambrian Research* 85 (1–

2), 27–51. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(97\)00028-4](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(97)00028-4).

Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mruma A., Theunissen K., Melnikov A.I., Klerkx J., 1998. Paleoproterozoic Eclogites and Garnet Pyroxenites of the Ubende Belt (Tanzania). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 78 (2), 257–271.

Tack L., De Paepe P., Liégeois J.P., Nimpagaritse G., Ntungicimpaye A., Midende G., 1990. Late Kibaran Magmatism in Burundi. *Journal of African Earth Sciences* 10 (4), 733–738. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(90\)90039-H](https://doi.org/10.1016/0899-5362(90)90039-H).

Tack L., Liégeois J.P., Deblond A., Duchesne J.C., 1994. Kibaran A-Type Granitoids and Mafic Rocks Generated by Two Mantle Sources in a Late Orogenic Setting (Burundi). *Precambrian Research* 68 (3–4), 323–356. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)90036-1](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)90036-1).

Tack L., Wingate M.T.D., De Waele B., Meert J., Belousova E., Griffin B., Tahon A., Fernandez-Alonso M., 2010. The 1375 Ma "Kibaran Event" in Central Africa: Prominent Emplacement of Bimodal Magmatism under Extensional Regime. *Precambrian Research* 180 (1–2), 63–84. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.02.022>.

Tack L., Wingate M.T.D., De Waele B., Meert J., Griffin W.L., Belousova E.A., Tahon A., Fernandez-Alonso M., Baudet D., Cutten H.N.C., Dewaele S., 2008. The Proterozoic Kibaran Belt in Central Africa: Intracratonic 1375 Ma Emplacement of a LIP. In: *Abstract Volume of the 22nd Colloquium African Geology* (November 4–6, 2008, Hammamet, Tunisia). P. 89.

Theunissen K., Klerkx J., Melnikov A., Mruma A., 1996. Mechanisms of Inheritance of Rift Faulting in the Western Branch of the East African Rift, Tanzania. *Tectonics* 15 (4), 776–790. <https://doi.org/10.1029/95TC03685>.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., 1987. A-Type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407–419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>.

Таблица 1.1. Сводная таблица химического состава гранитоидов S-типа [Tack et al., 2010]

Table 1.1. Summary table of chemical compositions of S-type granitoids [Tack et al., 2010]

№ образца Состав, %																						
	9349	71259	85736a	85736b	85736c	71045	71044	70686	13794	70729	70720	70730	13740	13792	13793	70685	70687	70732	70740	70741	70754	70758
SiO ₂	72.13	72.10	73.56	73.07	75.56	74.40	71.40	66.27	72.40	72.58	70.23	71.03	72.06	72.80	71.65	71.86	68.10	71.54	72.23	69.73	71.81	73.87
TiO ₂	0.42	0.19	0.17	0.01	0.01	0.10	0.11	0.14	0.09	0.10	0.16	0.05	0.06	0.02	0.07	0.13	0.13	0.11	0.09	0.07	0.12	0.05
Al ₂ O ₃	12.25	15.33	14.85	14.71	14.06	15.61	15.97	18.09	14.94	14.96	16.13	15.87	15.23	15.16	15.98	15.27	17.33	14.83	15.39	16.69	15.10	14.70
Fe ₂ O ₃	2.92	1.49	1.20	1.90	1.28	1.29	1.59	2.15	1.70	1.85	2.36	1.82	1.86	1.12	1.09	1.21	1.40	2.54	0.87	1.57	1.95	0.74
MnO	0.03	0.02	0.03	0.11	0.01	0.01	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.04	0.02	0.08	0.06	0.01	0.02	0.08	0.01	0.03	0.02	0.02
MgO	1.00	0.05	0.10	0.07	0.07	0.18	0.22	0.27	0.14	0.17	0.44	0.09	0.11	0.05	0.16	0.20	0.27	0.21	0.13	0.12	0.20	0.07
CaO	0.64	0.47	0.34	0.24	0.24	0.39	0.60	1.31	0.67	0.61	0.25	0.16	0.57	0.05	0.13	0.64	1.18	0.95	0.64	0.31	0.68	0.49
Na ₂ O	2.63	4.48	4.58	4.34	5.88	1.43	1.86	4.49	4.08	3.56	2.98	4.07	4.13	2.95	3.13	3.79	4.58	2.15	4.14	3.84	4.00	5.85
K ₂ O	6.86	4.10	3.70	3.80	1.10	6.50	5.90	4.70	3.60	4.00	4.60	3.70	4.24	4.34	4.74	5.00	4.23	4.68	4.59	5.44	4.57	2.17
P ₂ O ₅	-	0.05	0.22	0.22	0.17	-	-	0.16	0.18	0.14	0.14	0.29	0.16	0.27	0.030	0.18	0.14	0.27	0.18	0.19	0.16	0.16
Нормированный состав																						
Кварц	25.98	28.29	31.63	31.60	36.15	39.09	35.14	17.68	32.41	32.45	32.66	31.56	29.34	38.05	34.24	28.63	15.81	37.45	29.74	25.01	28.30	30.26
Плагиоклаз	23.61	39.95	38.97	36.72	49.84	14.04	18.72	43.47	36.63	32.21	25.51	34.44	36.75	24.94	26.45	34.05	52.20	21.19	35.01	32.82	36.00	50.87
Ортоклаз	40.54	24.23	21.87	22.46	6.50	38.41	34.87	27.78	21.27	23.64	27.18	21.87	25.07	25.65	27.99	29.54	25.00	27.66	27.11	32.13	26.98	12.82
Корунд	-	2.77	3.23	3.46	3.17	5.51	5.43	3.61	3.56	4.00	6.14	5.17	3.18	5.62	5.71	2.90	1.75	5.13	3.61	4.37	2.79	2.22
Диопсид	1.54	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Температура	801	800	776	780	732	791	830	908	785	799	822	812	803	789	811	807	887	811	820	842	808	766

Примечание. В строке «Температура» указаны температуры плавления образцов, рассчитанные посредством программы PetroExploer.

Note. The "Temperature" line contains melting temperatures of the samples calculated using PetroExploer software.

Таблица 1.2. Сводная таблица химического состава гранитоидов А-типа [Tack et al., 2010]

Table 1.2. Summary table of chemical compositions of A-type granitoids [Tack et al., 2010]

Состав, %	№ образца																					
	Gi2	Gi7	Gi11	Gi12	249	235	245	244	Gi129	Gi114	Gi109	Gi122	238	236	233	254	Gi4	Gi85	T184	N3	N100	N174
SiO ₂	73.55	74.4	73.64	73.34	74.09	74.41	74.84	74.64	63.48	63.57	64.80	68.80	57.96	58.78	63.34	66.05	74.58	74.64	75.42	74.52	76.82	72.82
TiO ₂	0.25	0.23	0.21	0.23	0.10	0.17	0.12	0.08	0.67	0.60	0.40	0.31	1.19	0.96	0.11	0.03	0.39	0.30	0.21	0.35	0.29	0.33
Al ₂ O ₃	13.4	13.11	12.2	13.93	13.65	13.25	13.64	13.68	15.91	15.57	15.00	15.20	16.76	16.78	17.63	18.41	12.20	12.67	11.91	11.67	11.40	12.56
Fe ₂ O ₃	3.45	2.71	2.75	2.89	1.18	1.97	1.00	1.26	8.74	8.00	7.57	4.37	5.02	2.97	5.48	2.32	4.02	3.38	3.07	4.14	3.33	4.42
MnO	0.11	0.05	0.06	0.04	0.02	0.02	0.03	0.01	0.20	0.20	0.19	0.08	0.23	0.17	0.14	0.04	0.07	0.06	0.06	0.08	0.06	0.08
MgO	0.01	0.13	0.05	0.04	0.01	0.03	0.08	0.03	0.30	0.39	0.19	0.15	0.44	1.09	0.03	0.01	0.32	0.11	0.01	0.34	0	0.08
CaO	0.46	0.63	0.82	0.49	0.59	0.54	0.57	0.65	1.92	2.37	1.00	1.18	2.86	3.33	1.15	0.64	1.37	1.34	1.03	1.56	0.99	1.46
Na ₂ O	4.02	3.77	4.23	5.69	6.01	4.59	5.72	5.51	6.00	7.96	5.00	4.39	5.74	4.62	6.86	6.89	2.38	2.00	2.28	2.19	2.15	2.36
K ₂ O	5.16	4.91	4.89	3.15	4.33	5.27	4.31	4.67	3.62	1.42	5.21	5.46	4.86	5.00	5.45	5.81	5.09	5.44	6.00	4.98	5.00	5.44
P ₂ O ₅	0.01	0.34	0.42	0.01	0.01	0.21	0.01	0.01	0.11	0.07	0.03	0.02	0.37	0.40	0.34	0.01	0.29	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02
Нормированный состав																						
Кварц	29.45	33.1	30.35	27.11	23.32	27.22	24.88	24.51	11.13	8.26	13.80	19.69	0	3.31	1.52	2.59	38.66	39.24	37.11	38.98	43.09	35.08
Плагиоклаз	36.23	32.8	35.79	50.51	46.10	38.81	46.16	44.36	56.56	69.91	45.41	42.79	54.18	49.37	59.26	60.45	25.04	23.38	23.83	25.83	23.04	27.08
Ортоклаз	30.49	29.02	28.90	18.62	25.59	31.14	25.47	27.60	21.39	8.39	30.79	32.27	28.78	29.55	32.21	34.33	30.08	32.15	35.46	29.43	29.55	32.15
Корунд	0.39	1.26	0.95	0.29	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.98	1.13	-	-	0.67	0.18
Диопсид	-	-	-	-	0.05	0.16	0.43	0.16	0.53	2.10	0.21	-	5.31	3.08	0.16	0.05	-	-	-	-	-	-
Температура	799	780	782	804	772	772	762	769	995	990	940	877	1078	1046	975	922	783	768	747	762	723	789

Примечание. В строке «Температура» указаны температуры плавления образцов, рассчитанные посредством программы PetroExploer.

Note. The "Temperature" line contains melting temperatures of the samples calculated using PetroExploer software.