

Особенности эволюции Карагве-Анколейского орогенного пояса (Республика Бурунди, Центральная Африка)

©2024 В. М. Ненахов^{1✉}, С. Нтихариизва², Б. Барихута¹, Ж. К. Ниндорера¹

¹*Воронежский государственный университет,
Университетская пл. 1, 394018 Воронеж, Российская Федерация*

²*Университет Бурунди, бульвар Мвези Гисабо,
J9CM+CGG Бужумбура, Республика Бурунди*

Аннотация

Введение. Рассмотрен Карагве-Анколейский пояс (КАП) в пределах Республики Бурунди, относящийся к протяженному Кибарскому орогену. Показана особенность внутреннего строения КАП, дается краткий анализ геологической изученности Республики Бурунди. Целью исследования является выделение проблем, решение которых позволит эффективно изучать недра страны.

Основные черты геологического строения. Среди выделенных трех структурных этажей подробно рассмотрены стратифицированные и нестратифицированные образования Кибарского этапа орогенеза. Стратифицированные образования представлены супергруппой Аканьяру в которую входят четыре разновозрастных группы, развитые в западной части страны и супергруппой Кагера, включающей две группы, характерных для востока. В восточной части развиты также отложения панафриканского этапа развития. Интрузивный магматизм представлен мафит-ультрамафитовыми и гранитоидными комплексами. Даётся их описание, возраст, рассматриваются проблемы происхождения. В разделе геохронология интрузивных комплексов и проблема шовной зоны предлагается вариант эволюции КАП как горячего поля.

Проблемы региональной геологии Бурунди. На основании анализа картографического материала средне- и крупномасштабных съемок территории Республики Бурунди, а также большого массива опубликованных данных выявлены основные проблемы фундаментального и прикладного характера. Показана неоднозначность выделения единого пояса Кибарской орогении. Северную его часть следует рассматривать как горячее поле, длительно развивающееся (в интервале от 1800 млн лет по настоящее время) во внутрикратонном режиме под действием плюма. Об этом свидетельствует вся совокупность геологических, литологических, петрологических данных по стратифицированным и интрузивным комплексам, а также результаты их геохронологических исследований. Важный импульс бимодального магматизма в 1375 млн лет не может рассматриваться в качестве завершающего кибарскую орогению, так как существуют и более молодые датировки магматической активности в ~1200, ~900, ~600 млн лет. Гранитоиды относимые к S-типу, существенно отличаются от классических подобных гранитов, характерных для коллизионных структур, и обладают чертами конвергенции с A-типом. Учитывая полихронность гранитоидного внутриплитного магматизма, при детализации возрастного изучения базит-ультрабазитовых тел не исключены цифры, отличающиеся от возраста главного кибарского события.

Заключение: Все перечисленные проблемы рекомендуется решить в ближайшей перспективе в процессе создания крупномасштабной карты Республики Бурунди нового поколения на цифровой основе.

Ключевые слова: Республика Бурунди, Карагве-Анколейский пояс, Кибарский орогенез, бимодальный магматизм, S- и A- гранитоиды.



Контент доступен под лицензией Creative Commons Attribution 4.0 License.

✉ Ненахов Виктор Миронович, e-mail: viktor.nenahov@mail.ru

Для цитирования: Ненахов В. М., Нтихариизва С., Барихута Б., Ниндорера Ж. К. Особенности эволюции Карагве-Анколейского орогенного пояса (Республика Бурунди, Центральная Африка) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2024. № 1. С. 14–31. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2024/1/14-31>

Введение

Республика Бурунди по площади занимает 27834 км² и, не смотря на столь небольшую территорию, ее

геологическое строение играет ключевую роль для понимания всей Центральной Африки, касающейся мезопротерозойского этапа ее развития. Первоначально выделенный [1] Кибарский пояс протяженностью около 1300 км позднее был переинтерпретирован и разделен на два фрагмента (рис. 1) – юго-западный Кибарский (КИП) и северо-восточный Карагве-Анколейский (КАП) – из-за его прерывания палеопротерозойским (как ранее считалось террейном) поясом Русизи [2].

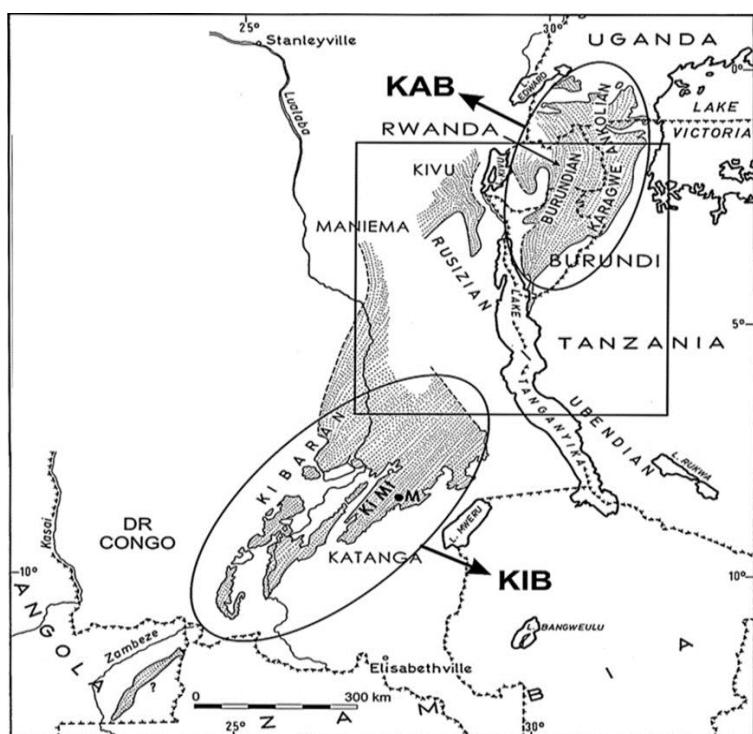


Рис. 1. Схема Кибарского орогенного пояса [2].
[Fig. 1. Schematic map of the Kibaran orogenic belt [2].]

Северо-восточный фрагмент, охватывающий целиком территорию Бурунди, Руанды и южную часть Уганды с запада ограничен палео-кратоном Конго, осложненным современным рифтом, частично заполненным озерами Танганьика, Киву и Эдуард, а с востока – древним кратоном Танзания. Прерывающий мезопротерозойскую структуру Русизийский палеопротерозойский пояс находится в структурной непрерывности с поясом Убенде, которые, в совокупности, могут рассматриваться как Эбурнейская складчатая область.

КАП в мелкомасштабном плане (рис. 2) имеет овальную яйцеобразную, округлую в северной и несколько вытянутую в южной частях формы. В западной части рассматриваемая структура редуцирована современной рифтовой системой.

Внутренний ядерный контур, грубо совпадающий с границей Руанды, имеет форму овала, осложненного в центральной части складками с осями, ориентированными с СЗ на ЮВ. Ядерную часть с южной стороны «обтекают» складчатые и разрывные структуры, проявленные в супергруппе Аканьяру, создавая эффект

«мегафлюидальности». Этот эффект менее выражен в ориентировке гранитоидных тел. Резкое изменение направленности разрывных нарушений и осей складок отмечается в районе Гитети. Здесь визуализируется центр, где сходятся СЗ-ЮВ; СВ-ЮЗ и субмеридиональные с некоторым отклонением на ЮЗ три главных направления линейности. Такой макроструктурный рисунок КАП сформировался под действием тангенциального сжатия субширотного направления с существенной компонентой перемещения ядерного блока в южном направлении. Произошло это, по-видимому, в позднекибарское – неопротерозойское время.

Геологическая изученность отличается высокой степенью. Вся территория покрыта среднемасштабной (1:100000) и крупномасштабной (1:50000) геологической съемкой в 70–80 годы прошлого столетия. И хотя за последние более чем 40 лет, с точки зрения канонов картосоставления, карты в значительной степени морально состарились и требуют переиздания, их ценность для страны до сих пор очевидна (рис. 3). К значимым публикациям по региональной геологии периода картосоставления следует отнести [4–7].

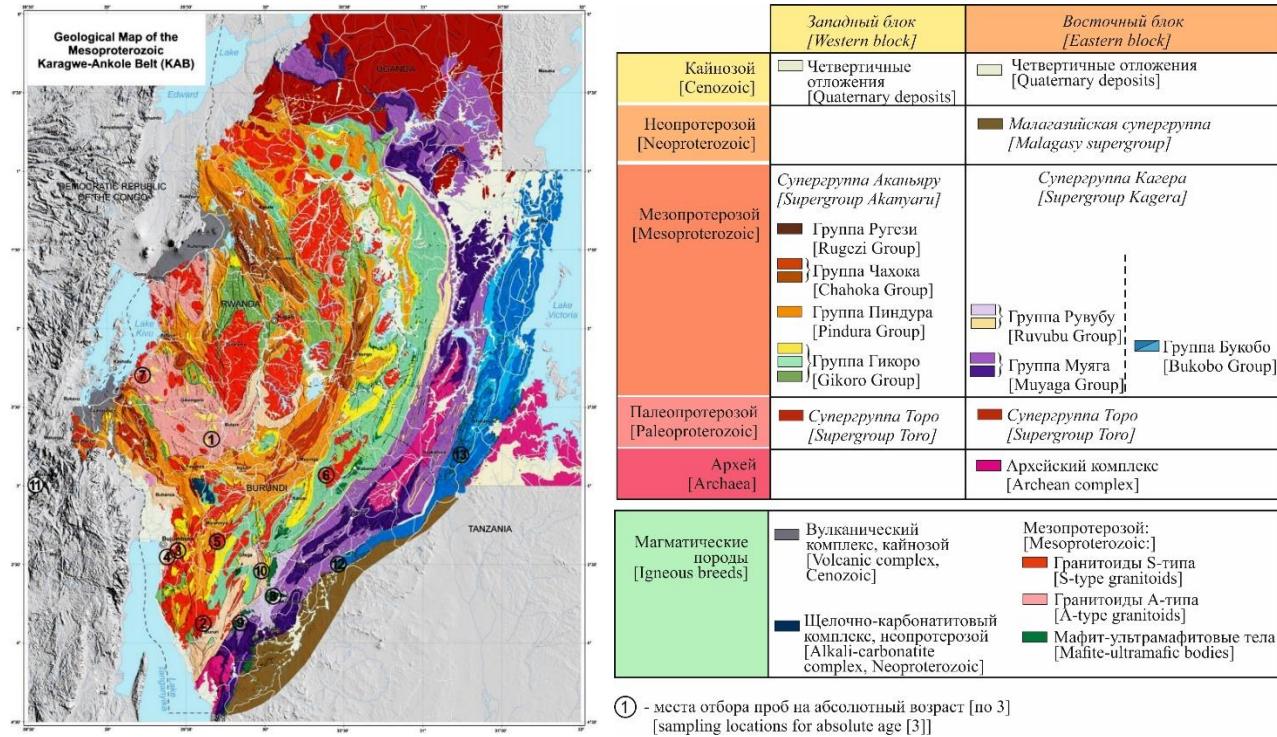


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Карагве-Анколейского пояса ([по 3] с авторской редакцией). [Fig. 2. Schematic geological map of the Karagwe-Ankole belt ([based on 3] modified by the author).]

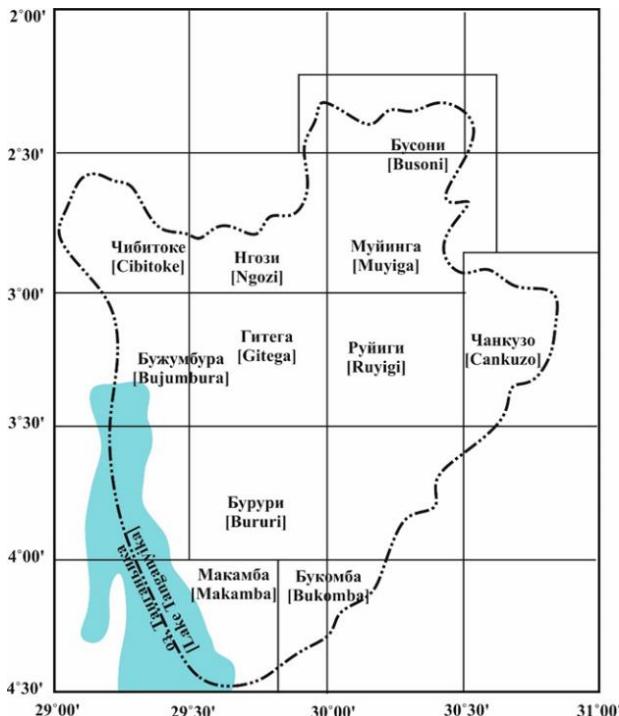


Рис. 3. Картограмма изученности республики Бурунди в масштабе 1:50000. [Fig. 3. Cartogram of exploration of the Republic of Burundi on a scale of 1:50000.]

Существенным недостатком полистной геологической съемки является частая не сбивка геологии в приграничных частях листов, а также проблемы корреляции разрезов стратифицированных и нестратифицирован-

ных структурно-вещественных комплексов. Это в полной мере отразилось на содержании опубликованных карт и легенд к ним. Отсутствие единого методического руководства к картосоставлению и унифицированной легенды привело к тому, что на соседних листах близкие по возрасту, литологии и положению в разрезе литостратиграфические единицы назывались по-разному, что затрудняло и затрудняет их идентификацию (см. стратифицированные СВК).

С самого начала геологического изучения Бурунди [8, 9] и на всех последующих его этапах важное значение придавалось особенностям тектонической эволюции Кибарского орогена в целом и его северо-восточного фрагмента, называемого Карагве-Анколейским поясом (КАП), значительная часть которого приходится на территорию Бурунди [10–16]. Тектонические представления в значительной степени базируются на геохронологии и вещественных особенностях реперных гранитоидных [17–23] и базит-ультрабазитовых [24–29] интрузивных комплексов.

Менее значительная часть работ посвящена малагазийскому (панафриканскому) этапу развития территории [30], в том числе внутриплитному щелочному [31] и карбонатитовому магматизму [32–34]. На основании разнообразных геологических предпосылок и региональных исследований на территории Бурунди были выявлены проявления золота, платиноидов, силикатного никеля, олова, tantalа, ниобия, редких земель и других высоколиквидных полезных ископаемых, по которым имеются соответствующие публикации [35–40]. Часть публикаций посвящена экономике и перспективам освоения и развития добывающей отрасли [41–43].

Как видно из перечисленных тем публикаций, геология Бурунди изучена в широком геологическом диапазоне, но часть направлений, прежде всего структурно-тектонического плана, освещены слабо. Целью работы является обобщение имеющегося материала для выявления проблем, касающихся мезопротерозойского цикла развития КАП, решение которых способствовало бы более эффективному изучению и освоению недр Бурунди.

Основные черты геологического строения

В геологическом строении Республики Бурунди принимают участие породы, возрастного диапазона от архея до квартера. Они слагают три структурных этажа: архей-палеопротерозойский, мезапротерозойский и неопротерозойский.

Породы первого структурного этажа слагают метаморфический фундамент и распространены относительно незначительно. Их выходы по площади зани-

мают не более 5 % и отмечаются в южной, в северо-восточной и западной (прибрежье озера Танганьика) частях страны. Выходы в западной части представляют собой фрагменты древнего кратона Конго, а северо-восточной и южной относятся к палеократону Танзании.

Значительная часть (85 %) территории сложена образованиями второго, мезапротерозойского структурного этажа, представленного метаосадочным комплексом, сформированным в мелководно-осадочных условиях, а затем метаморфизованным и гранитизированным в более позднее время (рис. 4).

Образования третьего, неопротерозойского, этапа распространены ограниченно. Они сложены слабометаморфизованными терригенными отложениями с маломощными тела базальтоидов. Их выходы занимают не более 10 % территории республики в юго-восточной, прилегающей к Танзании, части страны.

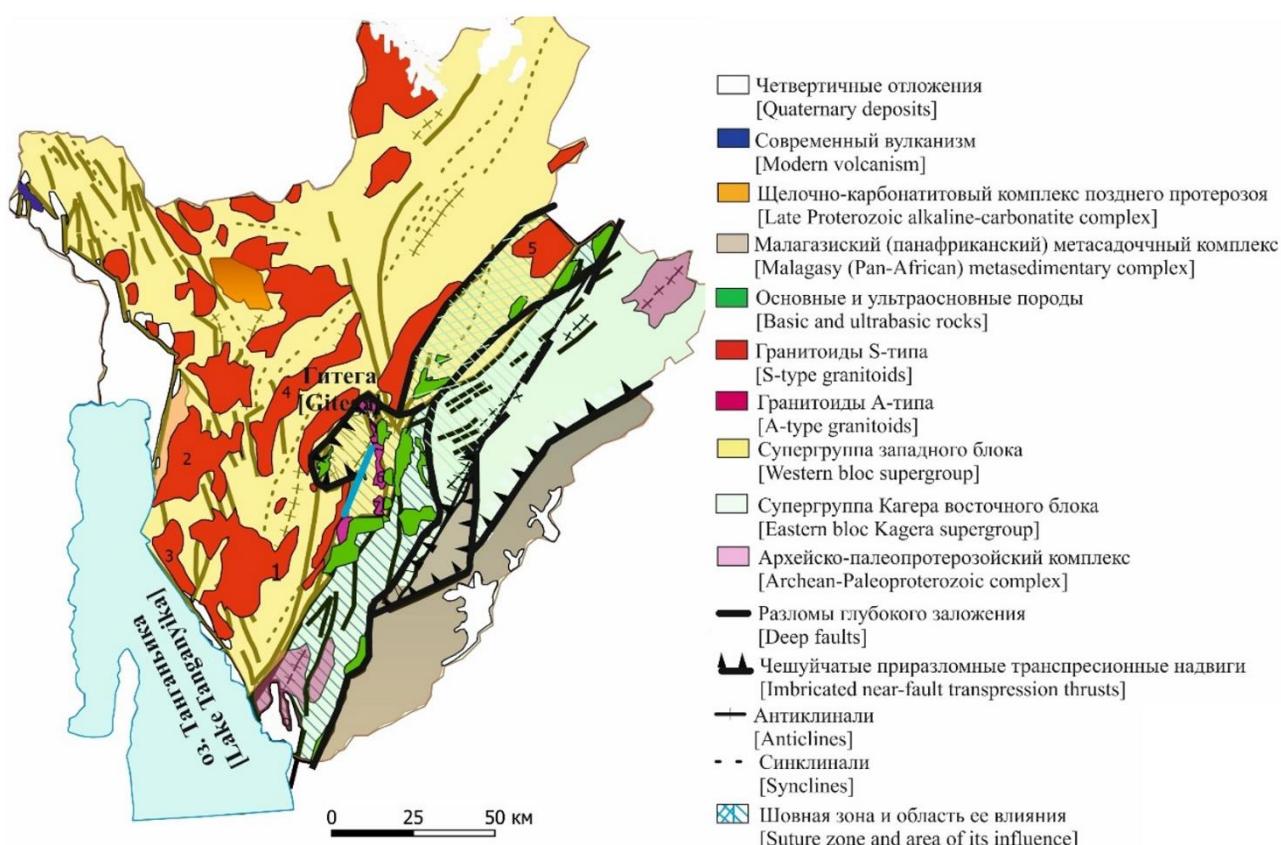


Рис. 4. Схематическая геологическая карта республики Бурунди (с авторской редакцией по материалам [4–7])
[Fig. 4. Schematic geological map of the Republic of Burundi (modified by the author based on [4–7].)]

Стратифицированные образования

Архей-палеопротерозойский комплекс характеризуется достаточно однообразными породами, представленными кристаллическими сланцами с линзами и прослоями амфиболитов, прорванными гнейсовидными гранитоидами плагиогранитного ряда, иногда с монzonитовым уклоном. Изученность пород комплекса невысокая и в предлагаемой работе мы их не

затрагиваем.

Стратифицированные образования Карагве-Анколейского пояса (КАП), относящиеся к Кибарскому этапу орогенеза, представлены метаосадками, среди которых доминируют пелиты и арениты (алевриты, пески, гравелиты, конгломераты) с резкими фациальными и вертикальными переходами, что существенно затрудняет их корреляцию. В подчиненном количестве

ве, в разрезах в виде линз, присутствуют карбонатные породы и вулканиты бимодальной серии.

Первые попытки корреляции стратифицированных образований для КАБ были предприняты еще в 1984 [1], в результате которых были выделены Кибарская (Катанга), Бурундийская (Руанда и Бурунди) и Карагве-Анколейская (Танзания) структуры. Позднее было показано, что только в пределах Бурунди однотипная супергруппа в восточной и западной частях страны по составу пород существенно различается. Сделан вывод о том, что корреляция между ними не возможна, так как они формировались в разных осадочных бассейнах [43].

Опираясь на концепцию о различии эволюции западного и восточного блоков КАП в пределах Бурунди [2, 44], Фернандес-Алонсо с соавторами [3] предложил модель литостратиграфии, которая в настоящее время представляется наиболее обоснованной (см. рис. 2). Ее суть заключается в следующем. Бурундийскую супергруппу следует разделить на две самостоятельные единицы. Для Западной части предложено выделить супергруппу Аканьяру, а для восточной супергруппу Кагера. Естественной границей указанных по существу структурно-формационных зон является шов, заложенный и развивавшийся на протяжении длительного времени в интервале 1800–1400 млн лет. Упомянутый шов маркирует границу протократонов Конго и Танзания, а его природа будет рассмотрена ниже.

Супергруппа Аканьяру подразделяется на четыре группы: Гикоро, Пиндуря, Чохоха и Ругези. Мощности каждой из названных групп колеблются от 1000 до 2400 м.

Древнейшая группа Гикоро объединяет 12 ранее выделенных при геологической съемке групп (в том числе Магара, Рукаго, Наябикере, Муйинга, Мвокара, Руганза, Бугеноюзи, Румандаре, Гикумби, Карикузи, Бухонга и Сене) и сложена грубозернистыми кварцитами с прослойями конгломератов, сланцев, филлитов. Эти породы залегают с угловым несогласием на метаморфитах архея-палеопротерозоя. Мощность метатерригенного комплекса группы до 2400 метров.

Группа Пиндуря, в которую объединены одиннадцать ранее выделенных групп сложена преимущественно метасланцами с редкими прослойями кварцитов. В средней части группы Пиндуря отмечаются вулканиты бимодальной серии, которые коррелируются с бимодальным интрузивным магматизмом с возрастом 1375 млн лет. Залегает на подстилающих породах группы Гикоро и перекрывается метаосадками группы Чохоха. Мощность метаосадков Пиндуря достигает 2500 метров.

Группа Чохоха объединяет метаосадки восьми закартированных подразделений. Представлены они, в основном, крупнозернистыми кварцитами с линзовидными прослойями (до 20 м) конгломератов. Отложения группы залегают на породах группы Пиндуря предположительно с угловым несогласием, перекрываются метаосадками Ругези. Мощность группы до 1000 метров. Группа Ругези на территории Бурунди не развита.

Общая мощность метаосадочных пород супергруппы Аканьяру составляет около 6000 метров, в то время как формирование S-гранитов по оценке [44] требует мощность в 2.5–3 раза большей мощности. Недостающую мощность можно было бы объяснить, пакетированием, которое характерно для условий сжатия, но его признаков на региональных картах не зафиксировано.

Супергруппа Кагера подразделяется на две группы: Муяга и Рувубу. Нижняя группа Муяга, сложена кварцевыми песчаниками и глинистыми сланцами. В основании группы отмечены кислые туфы с возрастом по циркону 1780 ± 9 млн лет. Верхняя группа Рувубу представлена рассланцованными метапелитами и метапесчаниками, часто слюдистыми, общей мощностью до 1000 метров. Самая верхняя часть разреза Рувубу, представленная пелитами прорвана основными интрузиями с возрастом 1375 млн лет, что доказывает формирование отложений всей супергруппы в возрастной вилке от 1780 до 1375 млн лет. По данным ряда исследователей эволюция южной части восточного домена КАП началась вблизи Убенде-Русизи еще 2100–2025 млн лет назад в палеопротерозойское время, что дало основание считать отложения супергруппы Кагера эбурнейской молассой [43, 45].

Кроме супергруппы Кагера в восточной части восточного домена выделена группа Букоба, сложенная метапесчаниками, прорванными интрузиями основного состава с возрастом 1375 млн лет (по данным [28] – 1355 млн лет). Литологические отличия букобинских и рувубских отложений дали основание для определения принадлежности указанных комплексов разным суббассейнам. На наш взгляд вывод достаточно спорный, так как датировки основного магматизма в данном случае отсутствуют, а метод аналогий по вещественному составу может дать не верный результат, тем более, когда совсем рядом в неопротерозойских (малагазийских) структурах проявлен основной магматизм, как в интрузивных, так и в эфузивных фациях!

На основании изотопных исследований циркона из метаосадочных пород супергруппы Аканьяру и Кагера для осадочных бассейнов Бурунди определены три этапа осадконакопления [45].

Начало накопления осадков (рис. 5) зафиксировано в супергруппе Кагера в восточной структурно-формационной зоне.

Оно ограничено возрастом (1780 ± 9 млн лет) кислых туфов в виде прослоев среди песчаников вблизи основания группы Муяга, залегающий несогласно на архейском основании кратона Танзания. Возраст детритовых цирконов варьируется от 2.67 до 2.4 млрд лет (древняя группа) и от 2.02 до 1.85 млрд лет (молодая группа) и подчеркивает архей-раннепротерозойский источник сноса.

Второй этап седиментации характерен для групп Гикоро и Пиндуря супергруппы Аканьяру, который начался после 1420 млн лет (вулканическое событие кислого магматизма). Возраст детритовых цирконов, дают два пика, и колеблется от 2.73 до 2.48 млн лет

(неоархейский цикл) до 2.47–1.75 млн лет (палеопротерозой), что также соответствует возрасту слагающих пород, кратоны Конго и Танзания.

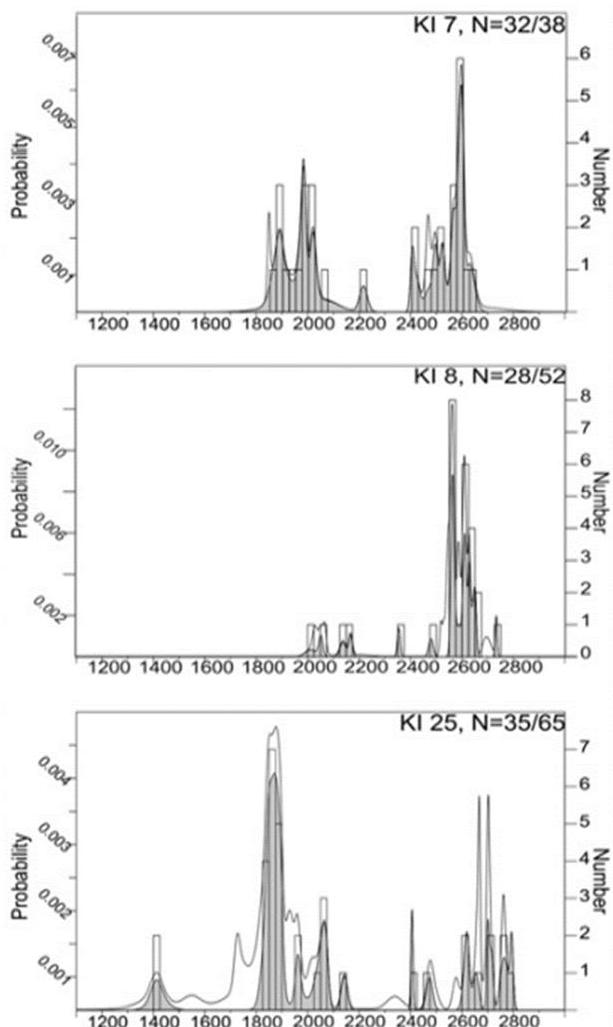


Рис. 5. Гистограмма возрастных характеристик кластоген-ного циркона из метаосадков супергруппы Аканьяру и Ка-гера [по 46].

[**Fig. 5.** Histogram of the age characteristics of clastogenic zircon from metasediments of the Akanyaru and Kagera supergroup [based on 46].]

Третий этап седиментации, (начало 1227 млн лет), документируется дегритовыми цирконами из толщи Нья-Нгези на территории демократической республики Конго. Эта толща соотносится с группами Чохоча и Ругези супергруппы Аканьяру [3]. Хотя явного перерыва между группами Пиндуря и вышележащей толщой Чохоча не выявлено, но он предполагается с высокой степенью вероятности, на основании того, что S-граниты прорывают комплексы Гикоро и Пиндуря, а в вышележащие толщи не внедряются.

Кроме метаосадков, относящихся к кибарскому орогенезу, на территории Бурунди развита Малагазийская супергруппа, относящаяся к неопротерозойскому (панафриканскому) циклу развития. Малагазийская супергруппа состоит из трех групп – нижней,

средней и верхней.

Нижняя группа сложена карбонатными породами, главным образом известняками, доломитами, со строматолитовыми постройками и кремнями, а также сланцами, алевролитами, песчаниками и конгломератами с линзами кварцитов и прослоями базитов. Мощность пород нижней группы достигает 900 метров. Залегает с угловым несогласием на супергруппе Кагера.

Средняя группа представлена двумя формациями (Кабуе и Бугонго), сложена окремненными доломитизированными известняками и, более локально, конгломератами с прослоями миндалекаменных базальтов. Перекрывает нижнюю группу и подстилается верхней без видимых несогласий. Общая мощность отложений не превышает 130 м.

Верхняя группа включает формацию Кибаго и сложена песчаниками, кварцитами, сланцами с базальными конгломератами в основании. Мощность отложений группы более 800 метров.

Интрузивный магматизм

Характеризуется большим разнообразием как по возрасту, так и по составу. Менее изученными являются интрузивные породы нижнего структурного этажа, относящиеся к архей-протерозойскому циклу. Зато интрузивные образования мезопротерозоя и, в меньшей степени, неопротерозоя изучены достаточно детально.

Магматизм мезопротерозоя республики Бурунди, для Кибарского орогенного пояса, можно считать эталонным для сложного, многоаспектного геодинамического режима внутриплитной орогении континентов. По вещественному разнообразию интрузивный магматизм Бурунди уникален и представлен комплексами мафит-ультрамафитов, разнообразных гранитоидов, щелочных пород и карбонатитов.

Ультраосновные и основные комплексы

Представлены серией интрузивных тел субпласти-вого типа, девять из которых находятся на территории Бурунди (с северо-востока на юго-запад это Муремера, Ньябикере, Мукаンда, Бухоро, Вага, Мусонгати, Рутову, Ньянге-Сонга, Канынья и Мугина). Полоса вы-ходов мафит-ультрамафитов продолжается на терри-торию Танзании, где известно Cu-Ni-месторождение Кабанга.

Общая протяженность полосы мафит-ультрамафи-тов КАП оценивается более чем в 500 км. Крупнейшим телом является интрузия Муонда-Бухоро-Мусонгати (далее Мусонгати), представляющая собой сложно по-строенное субпластовое тектонизированное тело, с углами падения от 20° до 60° на запад, протяженностью более 20 км и шириной в южной части до 8 км. Текто-низация выражена в наличии чешуйчатых деформаций взбросо-надвигового характера (рис. 6).

В строении массива Мусонгати снизу вверх выде-ляются нижняя ультрамафитовая, состоящая из дунитовой и пироксенит-перидотитовой подзон, и верх-няя, основная зоны. В составе последней выделены:

норитовая, габброноритовая и анортозитовая подзоны [27].

Упомянутые зоны и подзоны осложнены тектоническими блоками вмещающих метаосадочных пород линзообразной формы, что свидетельствует о наложенных тектонических деформациях, особенно харак-

терных для южной части массива. Подобным строением в редуцированном виде обладают и другие, более мелкие, тела.

В тесной пространственной ассоциации с массивами основного-ультраосновного состава находятся гранитоидные тела А-типа.

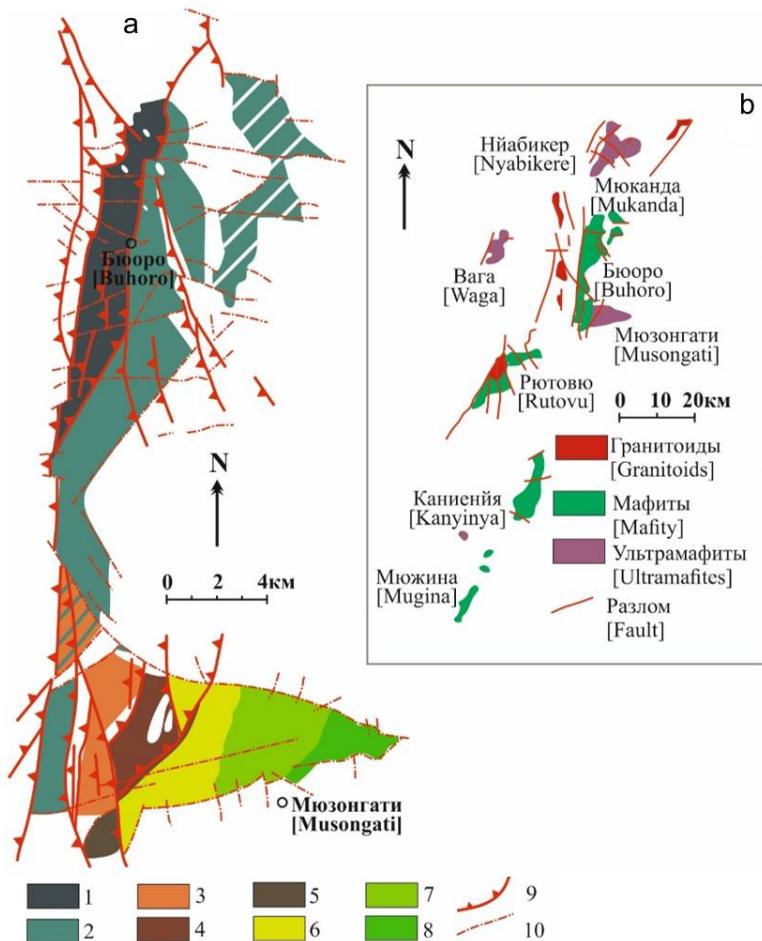


Рис. 6. Схематическая геологическая карта массива Мусонгати [по материалам 25–27]: *a* — Интрузивное тело Месонгати; *b* — Схема расположения базитовых и ультрабазитовых тел в шовной зоне. *Мафическая зона* — габброноритовая подзона (1 — анортозиты, нориты; 2 — габбронориты); норитовая подзона (3 — горнблендиты; 4 — нориты, анортозиты; 5 — кварцодержащие нориты); *ультрамафитовая зона* — пироксенит-перидотитовая подзона (6 — пироксениты, перидотиты); дунитовая подзона (7 — гарцбургиты, лерцолиты; 8 — дуниты); 9 — надвиг; 10 — разлом.

[**Fig. 6.** Schematic geological map of the Musongati massif [based on 25–27]: (*a*) — Intrusive body Mesongati; (*b*) — Layout of mafic-ultramafic intrusions in the suture zone. *Mafic zone* — gabbronorite subzone (1 — anorthosites, norites; 2 — gabbronorites); norite subzone (3 — hornblendites; 4 — norites, anorthosites; 5 — quartz-bearing norites); *ultramafic zone* — pyroxenite-peridotite subzone (6 — pyroxenites, peridotites); dunite subzone (7 — harzburgites, lherzolites; 8 — dunites); 9 — thrust; 10 — fault.]

Гранитоидные комплексы

Гранитоиды мезопротерозойского (Кибарского цикла) на территории Бурунди распространены достаточно широко. Пространственно они тяготеют к западному домену, в меньшем объеме встречаются в шовной зоне. Гранитоидные комплексы освещены в ряде работ Л. Тека, М. Фернандес-Алонсо, Дж. Клеркса и других [17, 18, 21, 23]. Перечисленными и многими другими исследователями проделана огромная работа по выделению и корреляции гранитоидных комплексов, произведена их типизация и определена геодинамическая обстановка их проявления. Основные фундаментальные выводы исследований гранитоидов сводятся к следующему.

На территории Бурунди выделены две главные группы S- и A-типа гранитоидов.

Наиболее хорошо изученными массивами S-типа являются Румеза (ранняя фаза деформаций (G1)), Мутумба-Мугере (средняя фаза деформаций (G2)), Киганда (поздняя фаза деформаций (G3)) и Мурамба (предположительно S-типа).

Массив Румеза. В плане представляет собой сложно построенное тело, площадью приблизительно $30 \times 30 \text{ км}^2$. Вмещающие породы сложены метатерригенным комплексом, среди которого встречаются амфиболиты. На контакте отмечается мигматизация, что типично для гранитоидов S-типа. Сложены двуслюдянymi порфировидными и равномернозернистыми гранитами, часто с катаизированными и милиониозитовыми структурами (рис. 7).

Породы характеризуются цементной (каталястической) микроструктурой с участками бластоцементной, состоят из относительно крупных, уцелевших от катализы зёрен плагиоклаза, микроклина, кварца, биотита и мусковита, промежутки между которыми выполнены мелкозернистым агрегатом, состоящим из микроклина, плагиоклаза, большого количества кварца и мелких листочек слюд. Характерны зёрна кварца с извилистыми, зубчатыми очертаниями и нарушенным облачным погасанием. Цемент, занимающий порядка 20 % объема породы, на отдельных участках подвергся частичной перекристаллизации.

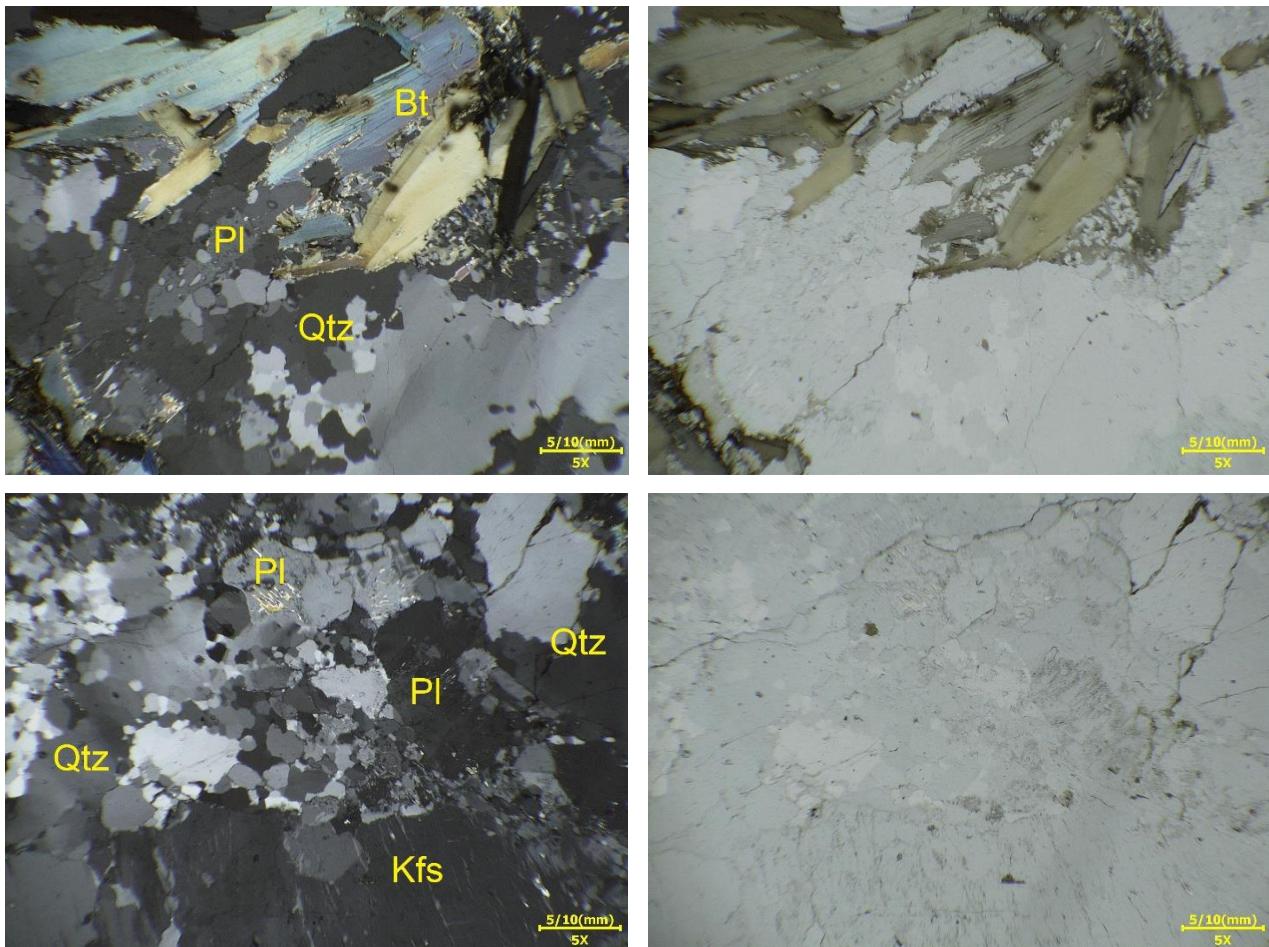


Рис. 7. Катаклаз в двуполовошпатовых гранитах массива Румеза.
[Fig. 7. Cataclasis in two-feldspar granites of the Rumeza massif.]

Уцелевший от катаклаза плагиоклаз образует призматические полисинтетически сдвойниковые кристаллы, умеренно серицитизированные и соссюритизированные (шлиф № 5), с тонкими и многочисленными двойниковыми полосами и единичными решетчатыми антиперититами неправильной формы (0.05–0.1 мм). КПШ (микроклин) также встречается в виде призматических кристаллов, характеризуется решетчатым строением, часто содержит тонкие взаимопараллельные микроперититы (толщиной <0.005 мм), занимающие 1–3 % объёма зёрен, а также редкие хадакристаллы плагиоклаза (0.05–0.15 мм), обрастающие тонкой (0.01–0.03 мм) альбитовой оболочкой. Между микроклином и плагиоклазом иногда отмечаются реакционные взаимоотношения с развитием мирмекитов по границам фаз. Мирмекиты отличаются относительно простым рисунком, кварцевых вростков в них мало.

Массивы Мутумба-Мугере. Представляет собой единое тело, которое ранее относилось к разным фазам проявления. Общая площадь $40 \times 20 \text{ км}^2$. При этом более ранние фазы занимают $\frac{3}{4}$ всей площади. На западе комплекса и контактирует с архейскими гранитоидами, северо-восточная и южная части – с вмещающими разнообразными породами метатерригенного комплекса. В центре массив содержит провис кровли, сложенным

метакварцитами. Породы массива характеризуются выраженным первично магматическими массивными и директивными текстурами. В большинстве случаев наблюдается импрегнация мигматитами метаосадочных вмещающих пород. Обычно это порфировидные гранитоиды равномерно- или разнозернистые, с элементами директивности. Типично непостоянство состава, часто с метаосадочными и амфибилитовыми сегрегациями пласто- и линзообразной формы.

Массив Киганда. Представляет собой вытянутое тело общей площадью $60 \times 10 \text{ км}^2$. Вмещающие – филлиты, метакварциты и кварциты. Граниты двуслюдянные более лейкократовые, по сравнению с гранитами Румеза и Мугере, имеют однородное сложение и мало деформированы. Порфировидные разности 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 G₁₋₂ повышенными значениями ряда некогерентных элементов и LREE [17].

В целом, гранитоиды S-типа, в западном блоке образуют обширные линзо- или пластообразные тела, купола, вытянутые тела, сформированные на небольших ($5–10 \text{ км}$) глубинах. Вмещающими породами обычно

являются метатерригенные породы супергруппы Аканьяру амфиболитовой, реже зеленосланцевой фаций метаморфизма. На контактах гранитоидов и вмещающих породах отмечаются мигматизация и разгнейование (характерные признаки анатектических гранитоидов). Отмечаются частные случаи присутствия во вмещающих породах амфиболитов. Характерны катааклазические микроструктуры и следующие минералы: кварц, микроклин, плагиоклаз, мусковит, биотит в различных количественных вариациях. Аксессории – апатит, циркон, рутил, гранат, турмалин.

Реперным для А-типа гранитоидов является массив Макебуко-Букирасази (G₄). Обладает линейной

формой субмеридиональной ориентировки, про странственно приурочен к шовной зоне. Вмещающие породы представлены разнообразными телами ультраосновного и основного составов, а также рассланцованными кварцитами супергруппы Аканьяру. Сложенены щелочными гранитами розового цвета, с массивной текстурой; характерны щелочной полевой шпат, биотит и голубовато-зеленый амфибол (рис. 8). Граниты местами катааклизированные до милонитизированных. В работах [17, 22, 44] предполагалась их субсинхронность с основными и ультраосновными интрузиями. Породы обычно среднезернистые и крупнозернистые.

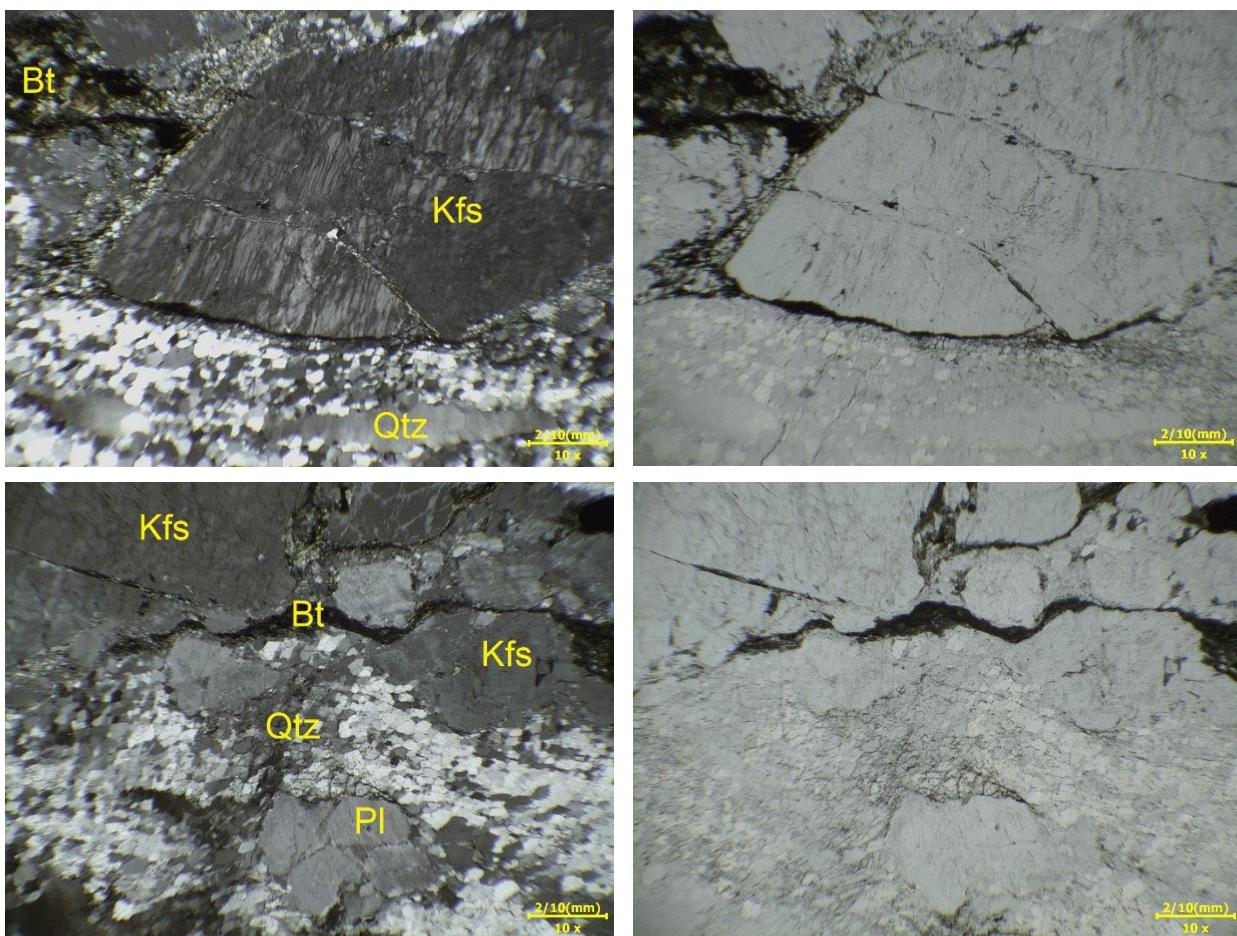


Рис. 8. Щелочные граниты, массив Макебуко.
[Fig. 8. Alkaline granites, Makebuko massif.]

Породы состоят из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и небольшого количества темно-цветных минералов. Структура гипидиоморфнозернистая, гранитная, с более высокой степенью идиоморфизма плагиоклаза относительно КПШ.

Плагиоклаз образует призматические полисинтетически сдвойниковые кристаллы, умеренно серицизированные, реже соссюритизированы. Иногда отмечается слабо выраженная концентрическая зональность. Двойниковые полосы тонкие и многочисленные. Содержит редкие решетчатые антиперититы не-

правильной формы размером 0.1–0.3 мм.

КПШ (микроклин) образует ксеноморфные, реже призматические зёра, с решетчатым строением, с многочисленными взаимопараллельными ленточными перититами (толщиной 0.01–0.05 мм), в которых иногда отмечаются признаки полисинтетического двойникования. Перититы занимают 5–40 % объёма зёрен. Иногда микроклин образует простые двойники, состоящие из двух индивидов. В образце № 4 КПШ часто содержит мелкие призматические хадакристаллы плагиоклаза размером 0.05–0.2 мм, частично резорбирован-

ные и обрастающие тонкой (0.01 мм) альбитовой оболочкой, отмечаются участки с пегматоидной структурой, где микроклин содержит одновременно погасающие кварцевые ихтиоглипты неправильной формы.

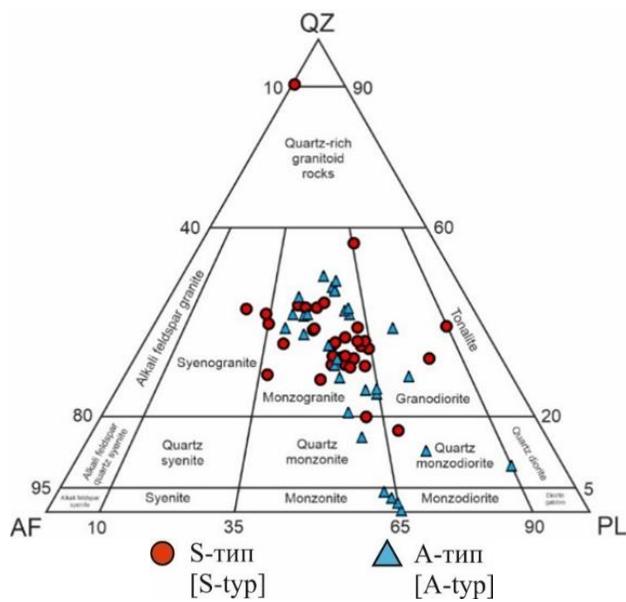


Рис. 9. Положение гранитоидов КАБ на классификационной диаграмме магматических пород по минеральному составу.
 [Fig. 9. The position of KAB granitoids on the classification diagram of igneous rocks according to mineral composition.]

В массивах Макебуко и Рутову перититовый полевой шпат преобладает над резко зональным плагиоклазом, тогда как в массиве Букирасази характерен исключительно калиевый полевой шпат. Альбитизация отсутствует в массиве Рутову, эпизодична в массиве Макебуко и обширна (обилие пятнистого и шахматного

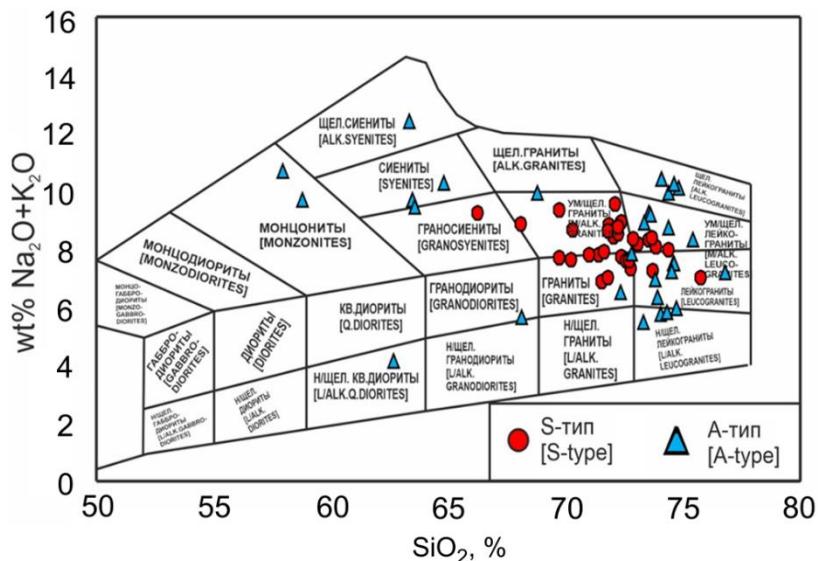
альбита) в массиве Букирасази. Темноцветные минералы представлены биотитом и роговой обманкой, иногда последняя преобладает среди акцессорных минералов распространены циркон, алланит, апатит, ксенотит, ильменит. Контакты с вмещающими деформированными и регионально метаморфизованными отложениями супергруппы Аканьяру либо тектонические, либо интрузивные.

В петрохимическом отношении гранитоиды S- и A-типов обладают чертами конвергенции, что наглядно демонстрируется полями перекрытия фигуративных точек, вынесенных на диаграммы AF-QZ-PL и Na₂O+K₂O-SiO₂, на основе данных [22] для A-гранитоидов и [2] для S-гранитоидов (рис. 9).

На классификационной диаграмме сумма щелочей – SiO_2 (рис. 10) 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 низко-щелочных до щелочных).

По индексу железистости гранитоиды обоих типов отвечают железистым разностям. Гранитоиды S-типа перглиновоземистые, относятся, главным образом, к щелочно-известковой серии, а гранитоиды A-типа варьируют от пералюминиевых до метаалюминиевых и от известковой до щелочной серии.

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



Геохронология интрузивных комплексов и проблема шовной зоны

Наиболее ранние данные изотопных Rb-Sr исследований были опубликованы в работе [20], где для

Рис. 10. Положение гранитоидов КАБ на классификационной диаграмме Σ щелочей- SiO_2 .
[Fig. 10.] Position of KAB granitoids on the classification diagram Σ alkali- SiO_2 .]

синкинематических гранитоидов (*S*-типа) массивов Мутумба и Мугере, были приведены датировки в 1261 ± 25 млн лет и 697 ± 18 млн лет соответственно. Позднее в [3, 17], для орогенных гранитоидов первый

фазы деформаций (G_1) приводились датировки 1325 ± 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 [18] и [44] для гранитов, отнесенных к А-типу приводилась датировка в 1240 ± 8 млн лет и 1224 ± 39 млн лет.

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 [3, 17, 18, 44].

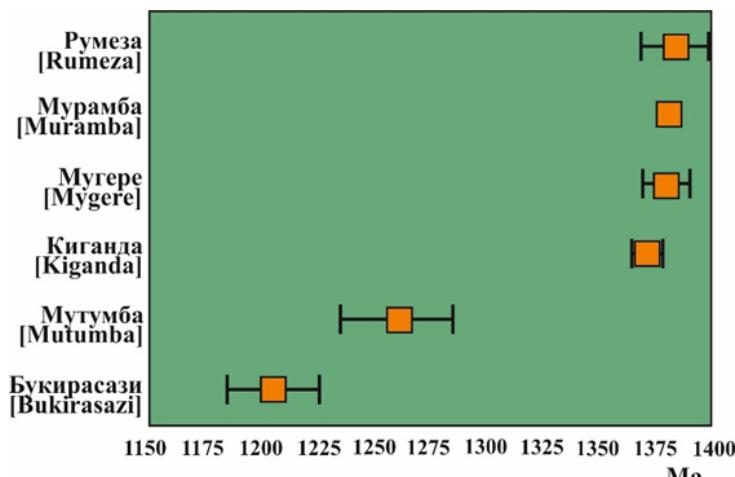


Рис. 11. Возраст гранитоидов КАБ по данным [32, 45].

[Fig. 11. Age of KAB granitoids according to [32, 45].]

Относительно свежие исследования возраста гранитоидов и ассоциирующих с ними норитов кибарского орогенезного цикла по SHRIMP-методике приведены в [2]. Коротко результаты этих исследований (рис. 11) 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 пегматитов 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, по 13 зернам 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 массива Мусонгати на основании изученных 44 зерен цирконов дана наиболее вероятная оценка их средневзвешенного возраста в 1374 ± 14 млн лет (СКВО-0.43).

$\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ 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 получены средневзвешенные возраста 1205 ± 19 млн лет (СКВО-0.47) и 1207 ± 11 (СКВО-1.02).

4. Гранитоиды (G_5), к которым принадлежат массив Касика (ДРК) относящиеся к «оловянному» типу

изучены по 11 зернам цирконов. Средневзвешенный возраст по семи зернам цирконов дают конкордантный возраст 986 ± 10 млн лет (СКВО-1.4). Три зерна кластогенного циркона дали возраста 1885, 1312 и 2068 млн лет.

На основании проведенных исследований сделаны выводы о главном этапе проявления магматизма кибарского орогенеза на уровне порядка 1375 млн лет. Такой возраст характерен для большинства изученных образцов гранитоидов S-типа. С ним коррелируется возраст роговообманковых норитов Мусонгати. Возраст гранитоидов А-типа существенно моложе и соответствует 1205 млн лет.

Здесь уместно обсудить проблему шовной зоны. Абсолютное большинство исследователей геологии Бурунди избегают этого понятия, так как зоны сшивания (сутуры) должны обладать определенным набором признаков, таких как меланжи (и другие микститы), олиолиты, аккреционные призмы и системы шарьяжей или чешуйчатых надвигов. Сутуры или зоны сшивания характерны для орогенов коллизионного происхождения. Для КАП ничего подобного в явном виде не существует. Бимодальный магматизм – прерогатива внутриплитного орогенеза, причем, в данном случае не рифтогенного типа, а скорее типа «горячей точки». При этом южный и северный фрагменты «Кибарского пояса» – это самостоятельные субсинхронные области проявления горячих точек. Кинематика подобных структур связана с эволюцией трехлучевых разрывов раздвигового типа. На этапе раскрытия такие структуры близки к идеальному варианту сопряжения в 120° , хотя степень раскрытия «лучей» может быть разной и закрытие их может проходить по разным сценариям.

Судя по распространенности и масштабам тел базит-ультрабазитового состава, предполагаемым центром был район Вага-Рутову-Мусогатти, где отмечается

площадное проявление таких внедренных тел. К северо-востоку и юго-западу они выстраиваются в цепочки, трассируя шовную зону на стадии ее раскрытия. Раздиги лучей северо-западного и юго-юго-восточного направлений имели более глубокое заложение, обеспечивающее внедрение мантийных расплавов, а луч северо-западного направления был более площадным, но менее глубинным, не разрушившим полностью ткань континентальной коры. На стадии закрытия упомянутые лучи-раздиги деформировались по-разному. Так как максимальное латеральное расширение характерно для центра, то и максимальные деформации при его сжатии будут проявляться здесь же (сектор Гитега-Шонга), где отмечаются фрагменты присдвиговых чешуйчатых надвигов антиверgentного типа как с лево-, так и с правосторонней компонентой. Кроме тел базит-ультрабазитового состава достаточно надежным критерием служит смена формаций супергруппы Аканьяру на супергруппу Кагера.

Транспрессионная правосторонняя сдвиговая кинематика шовной зоны нашла свое отражение в супергруппе Кагера в виде малоамплитудных взбросов и взбросо-надвигов сочетающихся со складками изоклинального типа. Деформационные эффекты в северо-западномлуче проявились в виде складок и разрывных нарушений соответствующей ориентировки, а также в интенсивном катаклазе S-гранитов, отмечаемого даже на микроуровне в шлифах.

Проблемы региональной геологии Бурунди

В процессе анализа различных геологических аспектов Бурунди мы столкнулись с рядом проблем и противоречий, вызывающих вопросы, решение которых имеет фундаментальное значение. К числу таких вопросов относятся: 1) существует ли единый Кибарский пояс и какое место в нем занимает КАП?; 2) что такое бимодальныймагматизм Бурунди, это специфика или закономерность?; 3) существует ли шовная зона, если да, то что она сшивает?; 4) может ли внутриплитное событие служить механизмом формирования суперконтинента Родиния?

Попробуем дать ответы на поставленные вопросы.

Как уже отмечалось понятие «Кибарский орогенный пояс» был введен Кахеном с соавторами в 1984 году [1]. Пояс представляется единой протяженной, более 1300 км, структурой. Позднее, в 2010 году Тэком с соавторами [2], содержание пояса было пересмотрено. Пояс был разделен на два фрагмента: юго-западный (КИП) и северо-восточный (КАП). КАП в этом случае выглядит уже не поясом, а достаточно изометричной площадью-полем с элементами концентрического строения, что более характерно для внутриплитных орогенов, развивающихся под действием плюмов. Что касается Русизийско-Убендейского палеопротерозойского пояса, разделяющего КИП и КАП, то объяснение с точки зрения его многократной реактивации [3] выглядит малоубедительным, скорее как желание сохранить единство Кибарского пояса. Логичнее и проще рассматривать его как реликтовую структуру,

разделяющую два кулисообразно расположенных континентальных горячих поля орогенного типа.

Относительно бимодальногомагматизма необходимо высказать следующее. Абсолютно все упомянутые исследователи магматизма Бурунди единодушны в его объяснении. Кислой частью (компонентом) представляются гранитоиды S-типа, возраст которых сопоставим с возрастом основного магматизма Мусонгати. Возраст 1375 млн лет после публикации [2] стал своего рода магическим и рассматривается как главное событие Кибарского орогенеза.

Анализ всей совокупности данных по геохронологии гранитоидов S-типа показывает их многоимпульсный характер, отклоняющийся от упомянутой цифры, как в меньшую, так и в большую стороны. Сомнение вызывает и правомерность (чистота) отнесения без дополнительных оговорок гранитоидов западного домена к классическому S-типу. Хотя они действительно формировались за счет метаосадков, причем достаточно дифференцированных в экзогенных условиях, мантийные метки в виде диопсиднормативности слабовоображеный перглиниземистый (обычно щелочно-известковый) тренд, а также промежуточные разности с A-гранитами свидетельствуют о возможности широких вариаций от типичных S-гранитов к типичным A-гранитам, выделенных в свое время соответственно [46, 47]. Все это в будущем предполагает более детальное их изучение на основе крупномасштабной геологической съемки с детальными врезками отдельных участков (методом матрешки). Только детализация первых участков на основе картирования, в сопровождении с современными аналитическими данными, может дать ответы на многие вопросы петрогенеза гранитоидов S- и A-типов Бурунди и их возрастных соотношений. К сожалению, самые тонкие и точные анализы, проделанные на основе «пунктирной» исходной информации, полную картину обеспечить не могут! Шовная зона в силу своей слабой изученности имеет маловыразительный характер. Она подчеркивается только цепочкой выходов базит-ультрабазитовых тел в сочетании с A-гранитоидами. Судя по значительной тектонической нарушенности базит-ультрабазитов и гранитоидов, выразившимся в катаклазе, они претерпели существенное воздействие динамометаморфизма, однако кинематика последнего совершенно не изучена. Можно лишь предположить, что она эволюционировала в импульсном режиме от чисто раздиговой на начальной к транспрессионной на заключительной стадии. Проблемой остается время ее завершения. Судя по активной коровой магмагенерации, выразившейся в формировании «оловянных гранитов» ~ 960 млн лет, а затем и более молодого щелочно-карбонатитового комплекса (~650 млн лет), мезопротерозойский (кибарский) орогенез проявился в незавершенном виде, а роль магического рубежа (1375 млн лет), как показателя орогенеза, явно переоценена. Нет основания говорить и о предварительной субдукции, о которой упоминается в ряде работ [48, 49], так как нет соответствующих СВК-индикаторов субдукции (уни-

модальных серий с андезитовой доминантой, I-гранитоидов, офиолитов и др.) не обнаружено.

На наш взгляд, попытка выделения главного завершающего этапа орогенеза применительно к КАП, является ложной целью. В данном случае мы имеем дело не с геодинамикой границ плит, а с геодинамикой долго живущей горячей точки. В этом плане шовная зона – не результат коллизионного завершения субдукции, а один из этапов рифтогенного развития КАП. Из этого следует и то, что рубеж 1375 млн лет, проявленный в КАП, не может быть эпизодом образования суперконтинента Родиния.

Заключение

На основе проведенного анализа можно сделать ряд выводов фундаментального характера. Во-первых, возраст бимодального магматизма 1375 млн лет является не возрастом завершения кибарской орогении, а лишь одним из значащих, может важнейшим, эпизодом развития КАП. Во-вторых, стоит пересмотреть геодинамическую позицию S-гранитоидов. Не подвергая сомнению обоснованность их отнесения к данному типу, стоит подчеркнуть специфику их геодинамики и, возможно, выделить в самостоятельный бурундийский подтипа, который характерен для внутриплитной обстановки и несет признаки конвергенции с A-гранитами. В-третьих, КАП является не поясом, а горячим полем, развитие которого происходило в течении кибарской орогении в импульсном режиме, в интервале 1800–1200 млн лет, затем на панафриканском этапе вплоть до конца протерозоя (интервал 1200–600 млн лет) и, наконец, проявился в конце фанерозоя (современная активизация). Цикличность составляет ~600 млн лет.

Анализ особенностей геологического строения Республики Бурунди на основе объемной фондовой и опубликованной литературы вскрыл ряд проблем, решение которых позволит более эффективно развивать геологическую отрасль и связанное с ней недропользование. К их числу относится необходимость создания крупномасштабных карт нового поколения на цифровой основе с использованием современных прецизионных анализов в количестве, обеспечивающем достоверность выделяемых стратифицированных и нестратифицированных геологических тел, их возраст и минерагенический потенциал.

В целях оптимизации затрат, за основу необходимо взять существующий комплект карт, на которых следует выделить участки детализации 1:25000 и 1:10000 масштабов, позволяющие дать исчерпывающие представление о характере взаимоотношений важнейших СВК. В процессе создания карт нового поколения важнейший составной частью будут работы по корреляции и разработке единой легенды на Бурундийский сектор КАП. В ней необходимо учесть: 1) эволюцию геодинамических процессов от архея-палеопротерозоя и особый импульсный внутриконтинентальный геодинамический режим кибария и панафриканского цикла, а также фанерозоя вплоть до квартера; 2) полихронный характер магматизма, в том числе базит-гипер-

базитового и гранитоидного (отдельно для S- и A-типов); 3) корреляцию интрузивных комплексов с их эффективными аналогами, встречающихся на различных стратифицированных уровнях структуры Аканьяру, Кагера и Малагази; 4) минерагеническую специализацию магматических комплексов, их фаз и фаций, отдельных массивов и их сателлитов в зависимости от уровня их эрозионного среза.

Благодарности. Авторы выражают глубокую признательность доцентам кафедры общей геологии и геодинамики Золотаревой Г. С. и Бондаренко С. В. за ценные методические советы и подготовку рукописи к печати, а также рецензенту за замечания по структуре и содержанию работы, способствующие повышению ее качества.

Конфликт интересов: Авторы декларируют отсутствие явных и потенциальных конфликтов интересов, связанных с публикацией настоящей статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Cahen L., Snelling N.J., Delhal J., Vail J. R., Bonhomme M., Ledent D. The Geochronology and Evolution of Africa // *Oxford University Press. Oxford.* 1984. Vol. XIV. 512 p.
2. Tack L., Wingate M.T.D., De Waele B., Meert J., Belousova E., Griffin A., Tahon A., Fernandez-Alonso M. The 1375 Ma «Kibaran event» in Central Africa: prominent emplacement of bimodal magmatism under extensional regime // *Precambrian Research.* 2010. Vol. 180. P. 63–84
3. Fernandez-Alonso M., Cutten H., Waele B.D., Tack L., Tahon A., Bau-det D., and Barritt S. 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.* 2012. Vol. 216–219. P. 63–86
4. Waleffe A. Etude géologique du Sud-Est du Burundi (Régions Mosso et Nkoma) // *Series 8 Geological Sciences.* 1965. Vol. 48. P. 12–20
5. Lepersonne J. Carte géologique du Burundi. Feuille ce Makamba S5/29NE (départ) et S5/29NW (départ), à 1/100 000 Ministère des travaux publics. Énergie et de la mines.Bujumbura -Burundi. 1977.
6. Claessens W., Dreessen R. Carte géologique du Burundi. Feuille Ngozi S3/29SE, au 1/100 000.- Ministère des Travaux Publics, Energie et Mines Bujumbura. Burundi. 1983.
7. Karayenga D. Feuille Ruyigi S4/30 – NW Geological map at 1:100.000 scale, published by Département de Géologie et de Minéralogie du Musée royal de l'Afrique centrale (Tervuren, Belgique) and Ministère des Travaux Publics, de l'Energie et des Mines du Burundi.
8. Salée A. Carte géologique de l'Urundi méridional // *Mém. Inst. geol Univ Louvain.* 1932. Vol. III. 58 p.
9. Gérards J., Waleffe. A Les séries inférieures du Burundais au Rwanda et au Burundi Mus roy Afr. centre, Tervuren (Belg.). Dept. Geol. Min.Rapport ann. 1965. P. 80–82
10. Theunissen K. Caractère et evolution tectonométamorphiques du Précambrien de la Feuille S3/29Sw Cibitoke (NW Burundi). Ms. Roy. Afr. Centr., Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min., Rapp. ann. 1978. P. 135–168
11. Theunissen K., Klerks J. The structural evolution of the Kibaran orogeny in Rwanda and Burundi in the light of the presently available radiometric data in the Kibaran belt from Shaba to Uganda // *Afr. Centr Tervuren (Belg.), dépt. Géol. Min.* 1980. P. 215–217

12. Theunissen K., Klerkx J. Considérations préliminaires sur l'évolution tectonique du «Burundien» au Burundi // *Mus. Roy. Afr. Centr. Tervuren (Belg.) Dept. Geol. Min. Rapp. Ann.* 1975. P. 207–214
13. Theunissen K. and Klerkx J. Pan-African and Late. Kibaran tectonics in western Burundi // *Abstracts 12th Coll Afr geol.* 1983. 97 p.
14. Theunissen K. Tectonics of the Kibaran belt. Unesco sponsored workshop on the Kibaran, ministry of Public Work, Energy and Mines, Bujumbura, Burundi. 1983. P. 16–23
15. Theunissen K. Les principaux traits de la tectonique kibarienne au Burundi, UNESCO // *Geology for Development. Newsletters.* 1984. Vol. 3. P. 25–30
16. Chorowicz J., Nkanira T., Tamain, G. L'accident nord-sud du Burundi: une faille inverse kibarienne visible par satellite. Son rôle dans la formation du fosse cenozoïque nord Tanganyika // *C.R. Acad. Sci., Paris 307 (serie II)*. 1988. P. 1663–1668
17. Klerkx J., Lavreau J., Liégeois J. P., Theunissen K. Granitoïdes kibariens précoce et tectonique tangentiale au Burundi: magmatisme bimodal lié à une distension crustale. *Géologie africaine - African Geology.* Tervuren: Royal Museum for Central Africa. 1984. P. 29–46
18. Fernandez-Alonso M., Lavro J., Klerks K. Géochimie et géochronologie des granites de Kibaran au Burundi, Afrique centrale implications pour l'orogenèse de Kibaran Géologie chimique. 1986. 57 p.
19. Ledent D. Données géochronologiques relatives aux granites kibariens de types A (ou G1) et B (ou G2) du Shaba, du Rwanda, du Burundi et du SW Uganda. *Mus. R. Afr. Centr. Tervuren Belg., Dép. Géol. Minéral., Rap. Annu.* 1978. P. 101–105
20. Liegeois J.-P., Theunissen K., Nzojibwami E., Klerkx J. Granitoïdes syncinétiques kibariens au Burundi petrographie, géochimie et géochronologie préliminaire // *Ann. Soc. géol. Belg.* 1982. Vol. 105. P. 345–356
21. Tack L., De Paepe P. Existence de plusieurs massifs granitiques alcalins au Burundi réflexions préliminaires concernant leur âge et leur signification - Mus roy Afr centr.. Tervuren (Belg.). *Dept Géol Min, Rapp ann.* 1981–1982. P. 135–136
22. Tack L., Liégeois J. P., Deblond A., Duchesne J. C. Kibaran A-type granitoids and mafic rocks generated by two mantle sources in a late orogenic setting (Burundi) // *Precambr. Res.* 1994. Vol. 68. P. 323–356
23. Tack L., De Paepe P., Liégeois J.- P., Nimpagaritse G., Ntungicimpaye A., Midende G. Late Kibaran Magmatism Journal of un African Earth Sciences (in press Theunissen K. Les principaux traits de la tectonique kibarienne au Burundi –Unesco), Geology for development, Newsletter. 1984. Vol. 3. P. 25–30
24. Tack L., Fernandez-Alonso M., Tahon A., Wingate M. Meso and Neoproterozoic emplacement ages of magmatic rocks in Burundi: new constraints for the geodynamic evolution of the Northeastern Kibaran belt (NKB). Abstract Vol IGCP 418/440 (the Kibaran of southwest Africa) technical meeting, Windhoek. 2002. 15 p.
25. Deblond A. Etude géologique des massifs gabbroïques de l'est du Burundi. Unpubl. 848 PhD thesis, Université de Liège. 1993. Vol. 4. 962 p.
26. Deblond A. Geologie et petrologie des Massifs basiques et ultrabasiques de la ceinture Kabanga–Musongati au Burundi // *Musée Royal de L'Afrique Centrale, Annales, Sciences Géologiques.* 2004. Vol. 99. 123 p.
27. Deblond A. L. Tack Main characteristics and review of mineral resources of the Kabanga-Musongati mafic-ultramafic alignment in Burundi. Department of Geology and Mineralogy, Royal Museum for Central Africa, Leuvensesteenweg 13. B-3080 Tervuren, Belgium. 1999. 13 p.
28. Deblond A., Punzalan L. E., Boven A., Tack L. The Malagarazi Supergroup of southeast Burundi and its correlative Bukoba Supergroup of northwest Tanzania: Neo- and Mesoproterozoic chronostratigraphy constraints from Ar–Ar ages on mafic rocks // *J. Afr. Earth Sci.* 2001. Vol. 32. P. 435–449
29. Duchesne J.-C., Liegeois J.-P., Deblond, A., Tack, L. Petrogenesis of the Kabanga–Musongati layered mafic–ultramafic intrusions in Burundi (Kibaran Belt): geochemical, Sr–Nd isotopic constraints and Cr–Ni behavior // *J. Afr. Earth Sci.* 2004. Vol. 39. P. 133–145
30. Tack L. The Neoproterozoic Malagarazi Supergroup of SE Burundi and its equivalent Bukoban Supergroup in NW Tanzania: a current review. In: Wendorff, M., Tack, L. (Eds.), Late Proterozoic Belts in Central and Southwestern Africa. Annales du Musée Royal de l'Afrique Centrale, Sciences Géologiques. 1995. P. 121–129
31. Sophie D., Daniel D., Tacke L., Gérard N., De Paep P., Philippe B., Debaille Vi. The Neoproterozoic Upper Ruvubu alkaline plutonic complex (Burundi) revisited: Large-scale syntectonic emplacement, magmatic differentiation and late-stage circulations of fluids. Royal Belgian Institute of Natural Sciences, Brussels, Belgium DGES – Laboratoire G-Time (CP 160/02), Université Libre de Bruxelles (ULB), Brussels, Belgium Royal Museum for Central Africa (RMCA), Tervuren, Belgium Department of Geology, Ghent University, Ghent, Belgium eUniversity of Rennes 1. Rennes. Franc. 2019.
32. Tack L., De Paepe P., Deutsch S., Liégeois J.-P., The alkaline plutonic complex of the Upper Ruvubu (Burundi): geology, age, isotopic geochemistry and implications for the regional geology of the Western Rift. In: Klerkx, J., Michot, J. (Eds.) *Géologie africaine/African geology.* 1984. P. 91–114
33. Midende G. La carbonatite de Matongo (Burundi). Etude minéralogique, pétrologique et géochimique. Unpublished PhD thesis, Université Libre de Bruxelles, Bruxelles. 1984. 288 p.
34. Midende G., Boulvais P., Tack L., Melcher F., Gerdes A., Dewaele S., Demaiffe D., Decrée S. Petrography, geochemistry and U-Pb zircon age of the Matongo carbonatite Massif (Burundi): implication for the Neoproterozoic geodynamic evolution of Central Africa // *J. Afr. Earth Sci.* 2014. Vol. 100. 656 p.
35. Bandyayera D., Barnes S.J., Higgins M.D. Geochemistry of platinum group elements in nickeliferous laterites of Musongati Complex (Burundi). In: Pohl, W., Delhal, J. (Eds.), Program with abstracts, Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, Canadian Geophysical Union, Joint Annual Meeting, Geological Association of Canada. Waterloo, Canada 19. 1994. 6 p.
36. Bandyayera D. Formation de laterites nickelifères et mode de distribution des éléments du groupe du platine dans les profils lateritiques du complexe de Musongati, Burundi. PhD thesis (unpubl.), Université du Québec à Chicoutimi. 1997. 440 p.
37. Brinckmann J., Lehmann B. Exploration de la bastnésitemoncite dans la région de Gakara, Burundi. Rapport sur la phase 1. Bujumbura – Hannover, rapport inédit. 1983. 157 p.
38. Ntirampeba D. Petrology and geochemistry of rocks hosting niobium-tantalum, tin and tungsten bearing minerals in Runyankezi area, Northern Burundi. A Dissertation submitted for examination in partial fulfillment of the requirements for award of the degree of Master of Science in Geology of the University of Nairobi. 2020. 135p.
39. Lehmann B., Lavreau J. Tin granites of the Kibaran belt central Africa (Kivu, Zaire, Rwanda, Burundi) // In Matheis, G. and schandlmeier, H.(Eds.), *Current Research in African Earth Sciences*, Balkema. Rotterdam/Boston. 1987. P. 33–36
40. Lehmann B., Nakai S. I., Höhndorf A., Brinckmann J., Dulski P., Hein U. F., Masuda A. REE mineralization at Gakara, Burundi: Evidence for anomalous upper mantle in the western Rift Valley // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1994. Vol. 58. P.

985–992

41. Niyondezo S., Rukwaya A., Muhamaze L. Rapport sur les recherches géologiques effectuées sur l'indice de mineralisation sulfurée à Muremura – Zone A. Unpublished report for République du Burundi: Projet de recherches et développement minier (BDI/81-007). 1982. 22 p.
42. Bouzet P. Rapport de Fin de Mission : Prospection géologique, géochimique et 832 géophysique dans le secteur de Muremura. Programme des Nations Unies pour le 833 Développement – Projet de Recherches Minières BDI/77-003. 1980. 23 p.
43. Ntiharizwa S. Le potentiel en ressource minérale du Burundi, nord-est de la ceinture orogénique Kibarienne, Afrique central-orientale. Maîtrise inter universitaire en Science de la Terre. Québec, Canada. 2013. 120 p.
44. Fernandez-Alonso M. Geological Map of the Mesoproterozoic Northeastern Kibara Belt. Royal Museum for Central Africa, Tervuren (Belgium). 2007.
45. Tack L., Liégeois J. P., Deblond A., Duchesne J. C. Kibaran A-type granitoids and mafic rocks generated by two mantle sources in a late orogenic setting (Burundi) // *Precambrian Research*. 1994. Vol. 68. P. 323–356
46. Chappell B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types // *Pacific Geology*. 1974. Vol. 8. P. 173–174
47. Collins W. J., Beams S. D., White A. J. R. and Chappell B.W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 80. P. 189–200
48. Koegelenberg C., Kisters, A. F. M. Tectonic wedging, back-thrusting and basin development in the frontal parts of the Mesoproterozoic Karagwe-Ankole belt in NW Tanzania // *J. Afr. Earth Sci.* 2017. Vol. 97. P. 87–98
49. Debruyne D., Hulsbosch N., Wilderode J. V., Balcaen L., Vanhaecke F. A., Muchez P. Regional geodynamic context for the Mesoproterozoic Kibara Belt (KIB) and the Karagwe-Ankole Belt: Evidence from geochemistry and isotopes in the KIB // *Precambrian Res.* 2015. Vol. 264. P. 82–97

Features of the evolution of the Karagwe-Ankole orogenic belt (Burundi, Central Africa)

©2024 V. M. Nenakhov¹, S. Ntiharirizwa², B. Barihuta¹, Zh. K. Nindorera¹

¹*Voronezh State University, Universitetskaya pl., 1, 394018, Voronezh, Russian Federation*

²*University of Burundi, Mwezi Gisabo Boulevard, J9CM+CGG Bujumbura, Republic of Burundi*

Abstract

Introduction. Kibaran orogenic belt and its fragmentations were studied, and specific features of the internal structure of the KAB were established. Geological exploration of the Republic of Burundi was briefly analysed. The goal of the work was to determine the issues the solution of which will allow effectively exploring the mineral resources of the country.

Main features of the geological structure. Among the three identified structural levels, we thoroughly studied stratified and unstratified formations of the Kibaran stage of orogenesis. Stratified formations are represented by the Akanyaru supergroup which includes four groups of different ages, that were developed in the western part of the country, and by the Kagera supergroup which includes two groups typical for the east. Formations of the pan-African stage of development are also well-presented in the eastern part. Intrusive magmatism is represented by mafic-ultramafic and granitoid complexes. Their description and age were presented, and issues of their origin were considered. In the section of geochronology of intrusive complexes and the issue of the suture zone, an evolution option of the KAB as a superplume was proposed.

Issues of regional geology in Burundi. Based on the analysis of cartographic material from medium and large-scale surveys of the area of the Republic of Burundi, as well as a large array of published data, we identified the main issues of a fundamental and applied nature. The ambiguity in determining a single belt of the Kibaran orogeny was shown. Its northern part should be considered as a superplume that has been developing for a long time (between 1,800 million years up to the present) in the intracratonic mode under the influence of a plume. This was confirmed by the entire set of geological, lithological, and petrological data on stratified and intrusive complexes, as well as the results of their geochronological studies. An important impulse of bimodal magmatism at 1,375 million years cannot be considered as the one completing the Kibaran orogeny, as there are also later datings of magmatic activity at ~1,200, ~900, and ~600 million years. Granitoids classified as S-type differed significantly from similar classical granites typical for collision structures and had features of convergence with the A-type. Taking into account the polychronicity of granitoid within-plate magmatism, it is possible to obtain the figures that differ from the age of the main Kibaran event when detailing the age study of mafic-ultrabasic bodies.

Conclusion. It is recommended to solve all the above-mentioned issues in the nearest future in the course of creating a large-scale new-generation digital map of the Republic of Burundi.

Keywords: Republic of Burundi, Karagwe-Ankole belt, Kibar orogeny, bimodal magmatism, S- and A-type granitoids.

For citation: Nenakhov V. M., Ntiharirizwa S., Barihuta B., Nindorera Zh. K. Features of the evolution of the Karagwe-Ankole orogenic belt (Burundi, Central Africa) // *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Geologiya – Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology*, 2024, no. 1, pp. 14–31. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2024/1/14-31>



The content is available under Creative Commons Attribution 4.0 License.

✉ Victor M. Nenahov, e-mail: viktor.nenahov@mail.ru

Conflict of interests: The authors declare the absence of obvious and potential conflicts of interest related to the publication of this article.

REFERENCES

1. Cahen L., Snelling N.J., Delhal J., Vail J. R., Bonhomme M., Ledent D. The Geochronology and Evolution of Africa. *Oxford University Press. Oxford*, 1984, vol. XIV, 512 p.
2. Tack L., Wingate M.T.D., De Waele B., Meert J., Belousova E., Griffin A., Tahon A., Fernandez-Alonso M. The 1375 Ma «Kibaran event» in Central Africa: prominent emplacement of bimodal magmatism under extensional regime. *Precambrian Research*, 2010, vol. 180, pp. 63–84
3. Fernandez-Alonso M., Cutten H., Waele B.D., Tack L., Tahon A., Bau-det D., and Barritt S. 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*, 2012, vol. 216–219, pp. 63–86
4. Waleffe A. Etude géologique du Sud-Est du Burundi (Régions Mosso et Nkoma). *Series 8 Geological Sciences*, 1965, vol. 48, pp. 12–20
5. Lepersonne J. Carte géologique du Burundi. Feuille ce Makamba S5/29NE (départ) et S5/29NW (départ), à 1/100 000 Ministère des travaux publics. Énergie et de la mines.Bujumbura –Burundi, 1977.
6. Claessens W., Dreesen R. Carte géologique du Burundi. Feuille Ngozi S3/29SE, au 1/100 000.- Ministère des Travaux Publics, Energie et Mines Bujumbura. Burundi, 1983.
7. Karayenga D. Feuille Ruyigi S4/30 – NW Geological map at 1:100.000 scale, published by Département de Géologie et de Minéralogie du Musée royal de l'Afrique centrale (Tervuren, Belgique) and Ministère des Travaux Publics, de l'Energie et des Mines du Burundi.
8. Salée A. Carte géologique de l'Urundi méridional. *Mém. Inst. geol Univ Louvain*, 1932, vol. III, 58 p.
9. Gérards J., Waleffe. A Les séries inférieures du Burundais au Rwanda et au Burundi Mus roy Afr. centre, Tervuren (Belg.). Dept. Geol. Min.Rapport ann, 1965, pp. 80–82
10. Theunissen K. Caractère et evolution tectonométamorphiques du Précambrien de la Feuille S3/29Sw Cibitoke (NW Burundi). Ms. Roy. Afr. Centr., Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min., Rapp. Ann, 1978, pp. 135–168
11. Theunissen K., Klerks J. The structural evolution of the Kibaran orogeny in Rwanda and Burundi in the light of the presently available radiometric data in the Kibaran belt from Shaba to Uganda. *Afr. Centr Tervuren (Belg.)*, dépt. Géol. Min., 1980, pp. 215–217
12. Theunissen K., Klerks J. Considérations préliminaires sur l'évolution tectonique du «Burundien» au Burundi. *Mus. Roy. Afr. Centr. Tervuren (Belg.)* Dept. Geol. Min. Rapp. Ann, 1975, pp. 207–214
13. Theunissen K. and Klerks J. Pan-African and Late. Kibaran tectonics in western Burundi // *Abstracts 12th Coll Afr geol.* 1983. 97 p.
14. Theunissen K. Tectonics of the Kibaran belt. Unesco sponsored workshop on the Kibaran, ministry of Public Work, Energy and Mines, Bujumbura, Burundi, 1983, pp. 16–23
15. Theunissen K. Les principaux traits de la tectonique kibarienne au Burundi, UNESCO. *Geology for Development. Newsletters*, 1984. vol. 3, pp. 25–30
16. Chorowicz J., Nkanira T., Tamain, G. L'accident nord-sud du Burundi: une faille inverse kibarienne visible par satellite. Son rôle dans la formation du fosse cenozoïque nord Tanganyika. *C.R. Acad. Sci., Paris 307 (serie II)*, 1988, pp. 1663–1668
17. Klerkx J., Lavreau J., Liégeois J. P., Theunissen K. Granitoïdes kibariens précoces et tectonique tangentiale au Burundi: magmatisme bimodal lié à une distension crustale. *Géologie africaine - African Geology*. Tervuren: Royal Museum for Central Africa, 1984, pp. 29–46
18. Fernandez-Alonso M., Lavro J., Klerks K. Géochimie et géochronologie des granites de Kibaran au Burundi, Afrique centrale implications pour l'orogenèse de Kibaran Géologie chimique, 1986, 57 p.
19. Ledent D. Données géochronologiques relatives aux granites kibariens de types A (ou G1) et B (ou G2) du Shaba, du Rwanda, du Burundi et du SW Uganda. *Mus. R. Afr. Cent. Tervuren Belg.*, Dép. Géol. Minéral., Rap. Annu, 1978, pp. 101–105
20. Liegeois J.-P., Theunissen K., Nzojibwami E., Klerkx J. Granitoïdes syncinétiques kibariens au Burundi petrographie, géochimie et géochronologie préliminaire // *Ann. Soc. géol. Belg.*, 1982, vol. 105, pp. 345–356
21. Tack L., De Paepe P. Existence de plusieurs massifs granitiques alcalins au Burundi réflexions préliminaires concernant leur âge et leur signification - Mus roy Afr centr.. Tervuren (Belg.). Dept Géol Min, Rapp ann, 1981–1982, pp. 135–136
22. Tack L., Liegeois J. P., Deblond A., Duchesne J. C. Kibaran A-type granitoids and mafic rocks generated by two mantle sources in a late orogenic setting (Burundi). *Precambr. Res.*, 1994, vol. 68, pp. 323–356
23. Tack L., De Paepe P., Liegeois J.- P., Nimpagaritse G., Ntungicimpaye A., Midende G. Late Kibaran Magmatism Journal of un African Earth Sciences (in press Theunissen K. Les principaux traits de la tectonique kibarienne au Burundi –Unesco), *Geology for development, Newsletter*, 1984, vol. 3, pp. 25–30
24. Tack L., Fernandez-Alonso M., Tahon A., Wingate M. Meso and Neoproterozoic emplacement ages of magmatic rocks in Burundi: new constraints for the geodynamic evolution of the Northeastern Kibaran belt (NKB). Abstract Vol IGCP 418/440 (the Kibaran of southwest Africa) technical meeting, Windhoek, 2002, 15 p.
25. Deblond A. Etude géologique des massifs gabbroïques de l'est du Burundi. Unpubl. 848 PhD thesis, Université de Liège, 1993, vol. 4, 962 p.
26. Deblond A. Geologie et petrologie des Massifs basiques et ultrabasiques de la ceinture Kabanga–Musongati au Burundi. *Musée Royal de L'Afrique Centrale, Annales, Sciences Géologiques*, 2004, vol. 99, 123 p.
27. Deblond A. L. Tack Main characteristics and review of mineral resources of the Kabanga–Musongati mafic-ultramafic alignment in Burundi. Department of Geology and Mineralogy, Royal Museum for Central Africa, Leuvensesteenweg 13. B-3080 Tervuren, Belgium, 1999, 13 p.
28. Deblond A., Punzalan L. E., Boven A., Tack L. The Malagarazi Supergroup of southeast Burundi and its correlative Bokoba Supergroup of northwest Tanzania: Neo- and Mesoproterozoic chronostratigraphy constraints from Ar–Ar ages on mafic rocks. *J. Afr. Earth Sci.*, 2001, vol. 32, pp. 435–449
29. Duchesne J.-C., Liegeois J.-P., Deblond, A., Tack, L. Petrogenesis of the Kabanga–Musongati layered mafic–ultramafic intrusions in Burundi (Kibaran Belt): geochemical, Sr–Nd isotopic constraints and Cr–Ni behavior. *J. Afr. Earth Sci.*, 2004, vol. 39, pp. 133–145
30. Tack L. The Neoproterozoic Malagarazi Supergroup of SE Burundi and its equivalent Bokoba Supergroup in NW Tanzania: a current review. In: Wendorff, M., Tack, L. (Eds.), Late Proterozoic Belts in Central and Southwestern Africa. *Annales du Musée Royal de l'Afrique Centrale, Sciences Géologiques*, 1995, pp. 121–129
31. Sophie D., Daniel D., Tack L., Gérard N., De Paepd P., Philippe B., Debaillé Vi. The Neoproterozoic Upper Ruvubu

- alkaline plutonic complex (Burundi) revisited: Large-scale syntectonic emplacement, magmatic differentiation and late-stage circulations of fluids. Royal Belgian Institute of Natural Sciences, Brussels, Belgium DGES – Laboratoire G-Time (CP 160/02), Université Libre de Bruxelles (ULB), Brussels, Belgium Royal Museum for Central Africa (RMCA), Tervuren, Belgium Department of Geology, Ghent University, Ghent, Belgium eUniversity of Rennes 1. Rennes, Franc, 2019.
32. Tack L., De Paepe P., Deutsch S., Liégeois J.-P., The alkaline plutonic complex of the Upper Ruvubu (Burundi): geology, age, isotopic geochemistry and implications for the regional geology of the Western Rift. In: Klerkx, J., Michot, J. (Eds.), Géologie africaine/African geology, 1984, pp. 91–114
33. Midende G. La carbonatite de Matongo (Burundi). Etude minéralogique, pétrologique et géochimique. Unpublished PhD thesis, Université Libre de Bruxelles, Bruxelles, 1984, 288 p.
34. Midende G., Boulvais P., Tack L., Melcher F., Gerdes A., Dewaele S., Demaiffe D., Decrèe S. Petrography, geochemistry and U-Pb zircon age of the Matongo carbonatite Massif (Burundi): implication for the Neoproterozoic geodynamic evolution of Central Africa. *J. Afr. Earth Sci.*, 2014, vol. 100, 656 p.
35. Bandyayera D., Barnes S.J., Higgins M.D. Geochemistry of platinum group elements in nickeliferous laterites of Musongati Complex (Burundi). In: Pohl, W., Delhal, J. (Eds.), Program with abstracts, Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, Canadian Geophysical Union, Joint Annual Meeting, Geological Association of Canada. Waterloo, Canada 19, 1994, 6 p.
36. Bandyayera D. Formation de laterites nickelifères et mode de distribution des éléments du groupe du platine dans les profils lateritiques du complexe de Musongati, Burundi. PhD thesis (unpubl.), Université du Québec à Chicoutimi, 1997, 440 p.
37. Brinckmann J., Lehmann B. Exploration de la bastnaésitemoncite dans la région de Gakara, Burundi. Rapport sur la phase 1. Bujumbura – Hannover, rapport inédit, 1983, 157 p.
38. Ntirampeba D. Petrology and geochemistry of rocks hosting niobium-tantalum, tin and tungsten bearing minerals in Runyankezi area, Northern Burundi. A Dissertation submitted for examination in partial fulfillment of the requirements for award of the degree of Master of Science in Geology of the University of Nairobi, 2020 135 p.
39. Lehmann B., Lavreau J. Tin granites of the Kibaran belt central Africa (Kivu, Zaire, Rwanda, Burundi). In Matheis, G. and schandlmeier, H. (Eds.), *Current Research in African Earth Sciences*, Balkema. Rotterdam/Boston, 1987, pp. 33–36
40. Lehmann B., Nakai S. I., Höhndorf A., Brinckmann J., Dulski P., Hein U. F., Masuda A. REE mineralization at Gakara, Burundi: Evidence for anomalous upper mantle in the western Rift Valley. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1994, vol. 58, pp. 985–992
41. Niyondezo S., Rukwaya A., Muhamgaze L. Rapport sur les recherches géologiques effectuées sur l'indice de mineralisation sulfurée à Muremera – Zone A. Unpublished report for République du Burundi: Projet de recherches et développement minier (BDI/81-007), 1982, 22 p.
42. Bouzet P. Rapport de Fin de Mission : Prospection géologique, géochimique et 832 géophysique dans le secteur de Muremera. Programme des Nations Unies pour le 833 Développement – Projet de Recherches Minières BDI/77-003, 1980, 23 p.
43. Ntiharirizwa S. Le potentiel en ressource minérale du Burundi, nord-est de la ceinture orogénique Kibarienne, Afrique centrale-orientale. Maîtrise inter universitaire en Science de la Terre. Québec, Canada, 2013, 120 p.
44. Fernandez-Alonso M. Geological Map of the Mesoproterozoic Northeastern Kibara Belt. Royal Museum for Central Africa, Tervuren (Belgium), 2007.
45. Tack L., Liégeois J. P., Deblond A., Duchesne J. C. Kibaran A-type granitoids and mafic rocks generated by two mantle sources in a late orogenic setting (Burundi). *Precambrian Research*, 1994, vol. 68, pp. 323–356
46. Chappell B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 1974, vol. 8, pp. 173–174
47. Collins W. J., Beams S. D., White A. J. R. and Chappell B. W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 80, pp. 189–200
48. Koegelenberg C., Kisters, A. F. M. Tectonic wedging, back-thrusting and basin development in the frontal parts of the Mesoproterozoic Karagwe-Ankole belt in NW Tanzania. *J. Afr. Earth Sci.*, 2017, vol. 97, pp. 87–98
49. Debruyne D., Hulsbosch N., Wilderode J. V., Balcaen L., Vanhaecke F. A., Muchez P. Regional geodynamic context for the Mesoproterozoic Kibara Belt (KIB) and the Karagwe-Ankole Belt: Evidence from geochemistry and isotopes in the KIB. *Precambrian Res.*, 2015, vol. 264, pp. 82–97

Ненахов Виктор Миронович, д.г.-м.н., профессор, Воронежский государственный университет, Воронеж, Российская Федерация; e-mail: viktor.nenahov@mail.ru; ORCID 0000-0003-1439-0970

Нтихаризва Сегонде, доктор, декан геологического факультета, Университет Бурунди, Бужумбура, Республика Бурунди; e-mail: seconde@kibaran.ac.bj;

ORCID 0009-0001-8739-8204

Ниндорера Жан Клюд, аспирант Воронежский государственный университет, Воронеж, Российская Федерация; e-mail: miclaude79@gmail.com; ORCID 0009-0004-7674-1937

Бальтазар Барихута, аспирант, Воронежский государственный университет, Воронеж, Российская Федерация, e-mail: barihuthaza@gmail.com; ORCID 0009-0005-7733-1136

Авторы прочитали и одобрили окончательный вариант рукописи.

Victor M. Nenahov, Dr. habil in Geol.-Min., Professor, Voronezh State University, Voronezh, Russian Federation; e-mail: viktor.nenahov@mail.ru; ORCID 0000-0003-1439-0970

Seconde Ntiharirizwa, Dr., Dean of the Faculty of Geology University of Burundi, Bujumbura, Republic of Burundi; e-mail: seconde@kibaran.ac.bj; ORCID 0009-0001-8739-8204

Jean Claude Nindorera, Postgraduate student, Voronezh State University, Voronezh, Russian Federation; e-mail: miclaude79@gmail.com; ORCID 0009-0004-7674-1937

Barihuta Balthazar, Postgraduate student, Voronezh State University, Voronezh, Russian Federation; e-mail: barihuthaza@gmail.com; ORCID 0009-0005-7733-1136

Authors have read and approved the final manuscript.