

Геологическое строение, тектоника и геодинамическая эволюция территории Центральноафриканской Республики

©2024 В. М. Ненахов^{1✉}, А. И. Трегуб¹, Дж. Биандза², Н. В. Холина¹

¹*Воронежский государственный университет,
Университетская пл., 1, 394018, Воронеж, Российская Федерация*
²*Georesources Laboratory, Department of the Mines and Geology,
Higher Institute of Technology, B. P: 892, Bangui, Central African Republic*

Аннотация

Введение: Ключом к расшифровке неопротерозойской структуры Центрально-Африканского складчатого пояса является сектор, совпадающий территориально с Центральноафриканской Республикой, на долю которого приходится до 20% площади упомянутого пояса. Строение территории Центральноафриканской Республики (ЦАР) определяется длительной и многообразной историей ее развития. Причем, на различных этапах достаточно четко проявляются разные геодинамические стили, контролирующие формирование главных структурно-вещественных комплексов (СВК) и, как следствие, минерагению. Целью предлагаемой работы является на основе опубликованных данных и доступных материалов регионального изучения создание рабочей геодинамической модели как основы для решения региональных картографических задач и минерагенических построений.

Методика: Методической основой служило геодинамическое моделирование, предполагающее комплексный анализ стратифицированных и нестратифицированных СВК, их композиций и возрастных характеристик.

Результаты и обсуждение: На территории ЦАР выделяются четыре структурных этажа – архейский, палеопротерозойский (эбурнейский), неопротерозойский (панафриканский) и фанерозойский. В трех нижних этажах выделяются подэтажи, разделенные внутренними поверхностями несогласия и отвечающие соответствующим фазам складчатости и последующим внутриплитным режимам. В современных координатах выделены северная и южная зоны, в которых доминирующим механизмом являлись мезо-кайнозойский рифтогенез и протерозойское надвигообразование. Архейский автохтонный этаж сложен породами ТТГ-ассоциации (возраст 3.45–2.45 млрд лет), сопряженными с зеленокаменными поясами. Палеопротерозойский этаж образует параавохтон Янгана, представленный зеленокаменно-измененными метабазами, метапелитами и железистыми кварцитами, прорванными гранитоидами с возрастом 2080 млн лет. Неопротерозойский аллохтонный этаж сформирован в виде покрова Гбайя, сложен гранулитами, чарнокитами, ортогнейсами и мигматитами, возраст которых составляет 640 – 650 млн лет. К особому типу СВК неопротерозойского этажа относятся хаотические комплексы, развитые в северном обрамлении палеократона Конго. Фанерозойский этаж сложен, главным образом, кайнозойскими отложениями в северной части страны и двумя крупными мульдами в юго-западной и северо-восточной ее частях.

Интрузивный магматизм крайне разнообразен и проявлен во всех структурных этажах, начиная от архейского и заканчивая фанерозойским. Отмечается проявленная эволюция гранитоидного магматизма от характерной для архея ТТГ-ассоциации до S-типа в палео- и, особенно, неопротерозое и до A-типа (мезопротерозой и фанерозой). Магматиты основного состава архейского цикла полностью



Контент доступен под лицензией Creative Commons Attribution 4.0 License.

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

переработаны в амфиболиты. Базальтоиды палео-, мезо- и неопротерозоя формировались как во внутриплитных континентальных, так и в океанических структурах. Последние обнаруживают признаки аллохтонного залегания.

На основании тектонического строения и вещественных особенностей доминирующих СВК, составляющих автохтон, параавтохтон, аллохтон докембрия и фанерозойский чехол территории ЦАР, прослежена эволюция геодинамических процессов и предложена предварительная геодинамическая модель формирования. Эволюция в целом заключается в смене плюмовых процессов, определяющих композицию гранит-зеленокаменных областей мезоархей и неоархей, на уверенно распознаваемые механизмы плитного тектогенеза в палео- и неопротерозое и внутриплитные проявления типа «горячих» точек и континентального рифтогенеза в фанерозое.

Заключение: На примере ЦАР можно констатировать, что вне зависимости от стиля тектогенеза после кульминационной фазы складчатости наступает платформенный (параплатформенный) этап развития, характеризующийся относительно спокойными условиями, формированием кор выветривания и накоплением высоко дифференцированного материала. Параплатформенные режимы проявлены в неоархейское и палеопротерозойское (эбурнейское) время в виде магматизма внутриплитного характера (трапповой формации и гранитоидов А-типа). Главным механизмом формирования структур в палео- и неопротерозое являлся коллизионный, выраженный в системе активная окраина – океан – пассивная окраина, в которой большеамплитудные шарьяжи приходится на территорию ЦАР, представляющие собой в это время пассивную окраину.

Ключевые слова: Центральное-Африканский складчатый пояс, тектонические покровы, хаотические комплексы, гранитоидный магматизм, геодинамическая эволюция.

Для цитирования: Ненахов В. М., Трегуб А. И., Биандза Дж., Холина Н. В. Геологическое строение, тектоника и геодинамическая эволюция территории Центральноафриканской Республики // *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология*. 2024. № 2. С. 4–18. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2024/2/4-18>

Введение

Тектоническое строение территории ЦАР определяется длительной и многообразной историей ее развития. Причем, на различных этапах достаточно четко проявляются разные геодинамические стили, контролирующие формирование главных структурно-вещественных комплексов и, как следствие, минерагению.

На территории ЦАР можно выделить четыре структурных этажа (рис. 1) – архейский, палеопротерозойский (эбурнейский), неопротерозойский (панафриканский) и фанерозойский. В трех нижних этажах выделяются подэтажи, разделенные внутренними поверхностями несогласия и отвечающие соответствующим фазам складчатости и последующим внутриплитным режимам. В этом плане фанерозойский цикл – пост-панафриканский.

В современных координатах выделены северная и южная зоны, в которых доминирующим механизмом являлись мезо-кайнозойский рифтогенез и протерозойское надвигообразование. Северная зона, сложенная кайнозойскими отложениями, делится, в свою очередь, на две подзоны, сопряженные друг с другом в виде ортогонального коленообразного перехода.

Зона представляет собой ярко выраженную область влияния правосторонних субширотных сдвигов (Санага и Центрально-Камерунского), наложенных на реактивизированный мезо-кайнозойский рифт, разделяющий древние кратоны Западной Африки (Либерийский) и Чад на севере и кратон Конго на юге. Граница, отделяющая первую зону молодых отложений от зоны панафриканских надвигов, проходит по сдвигу Санага, а на участках, где указанный сдвиг теряет свои при-

знаки, по его двойнику – Центрально-Камерунскому сдвигу. Оба сдвига являются кулисообразным отражением двух хорошо проявленных в Атлантике трансформных разломов Романш и Чейн. Это подчеркивает глубину и литосферную природу упомянутых континентальных структур.

Тектоническое районирование докембрийского основания

Южная зона надвигов имеет трехчленное покровное строение докембрийского фундамента, частично перекрытого породами фанерозоя, и относится к Центрально-Африканскому складчатому поясу (CAFB).

В докембрийском фундаменте отчетливо проявлены три тектонические единицы, представляющие собой соответственно архейский автохтон (кратон Конго), палео-протерозойский параавтохтон (эбурнейский покров Янгана) и неопротерозойский аллохтон (покров Гбайя). Покровно-складчатое строение сегмента ЦАР формально отвечает нормальной стратификации (основание представлено археем, средняя часть – палеопротерозоем, верхняя, – неопротерозоем), однако, многочисленные исследования указывают на тектоническое положение СВК как эбурнейского, так и панафриканского возраста. Удивительным образом кинематика упомянутых циклов во многом схожа и соответствует модели закрытия соответствующих океанических структур в системе активная окраина андского типа – океан – пассивная окраина. В этом случае надвигание происходит на пассивную окраину с образованием пакета надвигов, сложенных СВК, отвечающих латеральному ряду на время их формирования.

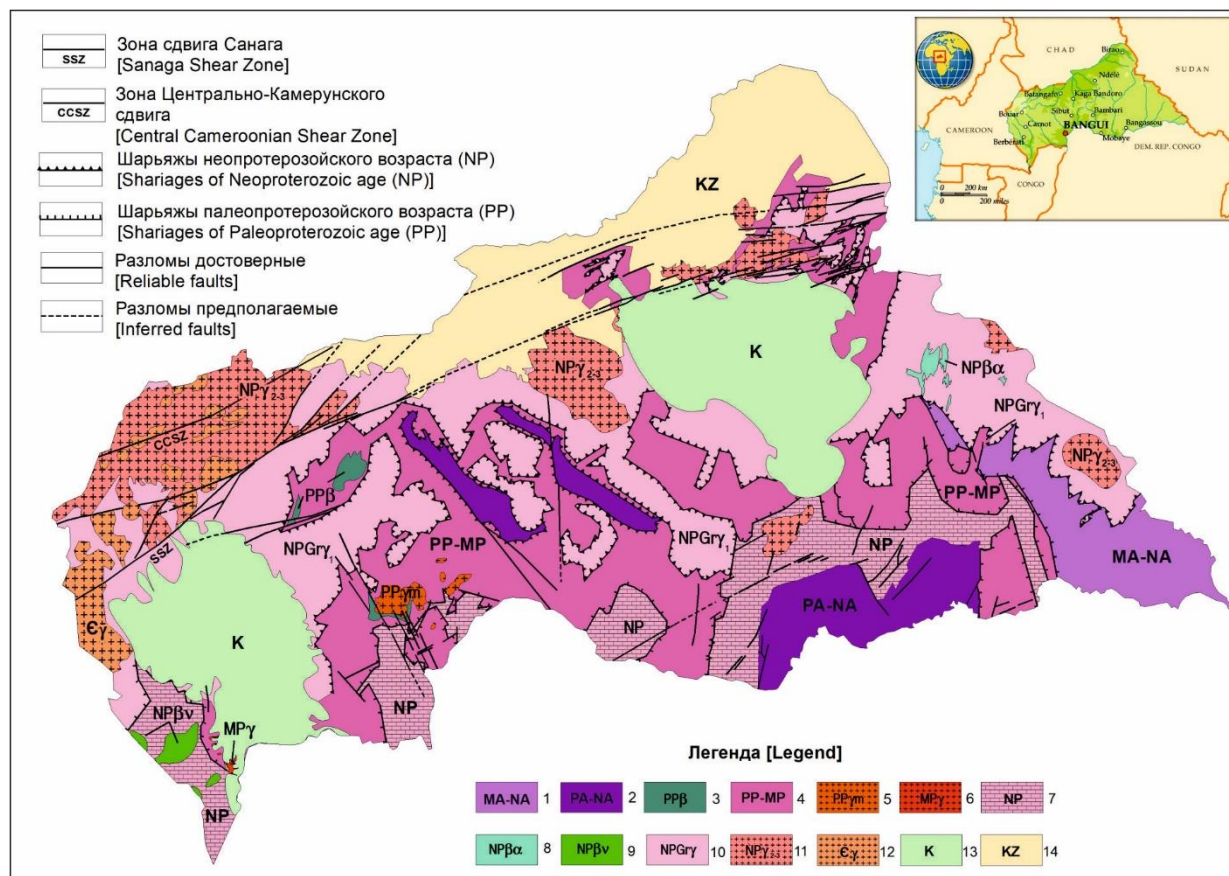


Рис. 1. Тектоническая схема районирования Центральноафриканской Республики. Архейский структурный этаж (1–2): 1 – Судано-Центральноафриканский микроконтинент; 2 – Кратон Конго, гранит-зеленокаменные пояса Декое и Бандас. Палеопротерозойский (эбурнейский) структурный этаж (параавтохтон) (3–6): 3 – офиолиты в составе эбурнейского структурного этажа; 4 – стратифицированные СВК палеопротерозойского возраста; 5 – гранитоиды эбурнейские (2.0–1.8 млрд лет); 6 – граниты Кибариенс (1.2–1.1 млрд лет). 7 – неопротерозойские хаотические комплексы. Неопротерозойский (панафриканский) структурный этаж (аллохтон) (8–12): 8 – офиолиты в составе покрова Гбайя; 9 – дайки и силлы долеритов и габбро; 10 – гранито-гнейсы, мигматиты и чарнокиты покрова Гбайя (фаза D1); 11 – монзонитовые панафриканские граниты (фаза D2); 12 – порфировидные анорогенные пост-панафриканские граниты (фаза D3). Фанерозойский структурный этаж (13–14): 13 – мульды мезозойских отложений; 14 – кайнозойские отложения.

[Fig. 1. Tectonic zoning scheme of the Central African Republic. Archean structural floor (1–2): (1) – Sudan-Central African microcontinent; (2) – Congo Craton, granite-greenstone belts of Dekoa and Bandas. Paleoproterozoic (Eburnean) structural stage (Para-autochthon) (3–6): (3) – ophiolites as part of the Eburnean structural stage; (4) – stratified SVC of Paleoproterozoic age; (5) – Eburnean granitoids (2.0–1.8 Ga); (6) – Kibariensis granites (1.2–1.1 Ga). (7) – Neoproterozoic chaotic complexes. Neoproterozoic (Pan-African) structural stage (Allochthon); (8–12): (8) – ophiolites within the Gbaia cover; (9) – dikes and sills of dolerites and gabbro; (10) – granite-gneisses, migmatites and charnockites of the Gbaia cover (D1 phase); (11) – monzonitic Pan-African granites (D2 phase); (12) – porphyritic anorogenic post-Pan-African granites (D3 phase). Phanerozoic structural floor (13–14): (13) – Mesozoic troughs; (14) – Cenozoic deposits.]

В пределах территории ЦАР выделяется четыре структурно-формационные зоны докембрийского возраста, включающие: 1) зону распространения пород архея, находящихся в автохтонном залегании (кратон Конго); 2) территорию, сложенную породами палеопротерозоя – покров Янгана (параавтохтон); 3) область развития неопротерозойских пород, находящихся в аллохтонном залегании – покров Гбайя; 4) зону неопротерозойских слабометаморфизованных хаотических комплексов (тиллитов), слагающих деформированный прогиб, обрамляющий кратон Конго с севера.

С севера архейский фундамент обрамляется складчатым поясом Oubanguides, или Центрально-Афри-

канским складчатым поясом (CAFB), который простирается от запада до востока страны. Этот пояс сформирован двумя последовательными циклами орогенеза: эбурнейским (2.3–1.8 млрд лет) и панафриканским (0.9–0.6 млрд лет) с менее заметной ролью мезопротерозойской (1.1–0.95 млрд лет) магматической активности [1–7].

CAFB впервые описали Pin C. и Poidevin J.L. [8], подчеркнув покровную тектонику южной вергентности и панафриканский метаморфизм (833 ± 66 млн лет, 652 ± 19 млн лет и 639 ± 3 млн лет) гранулитовой фации. Позднее описана толща палеопротерозойского возраста с низким и средним метаморфизмом (сланцы Янгана), отделяющую панафриканские покровные

образования от кратона Конго [9].

В юго-восточной части (в первой подзоне) отмечается сложно построенная композиция двух архейских тектонических структур, кратонов Конго и Судано-Центральноафриканского микроконтинента, северный фрагмент которого в основании покрова Гбайя надвинут на параавтохтон Янгана.

Докембрийские породы с севера обрамляются четвертичными отложениями, а на юго-западе и северо-востоке перекрыты двумя обширными мульдами мелового возраста.

Нижний (архейский) этаж. Архейский фундамент (автохтон) кратона Конго сложен породами ТТГ-ассоциации, сопряженными с зеленокаменными поясами. На юго-востоке ЦАР (северо-восточный край кратона Конго, щит Bomu-Cibalian), развиты тоналиты и гнейсы с возрастом 3.42 млрд лет и зеленокаменные пояса возрастом 3.0–2.6 млрд лет, а также более молодые (2.51–2.46 млрд лет) граниты [10, 11]. Фрагмент древнего фундамента кратона Конго обрамляется прогибом, сложенным тиллитами неопротерозойского возраста.

В Центральной части ЦАР в тектонических окнах обнажаются две субпараллельных антиформы (Декоа и Бандас). Они вытянуты в северо-западном направлении и сложены архейскими породами кратона Конго (метаосадочно-метавулканические толщи, которые в значительной степени редуцированы более поздними крупными гранитными телами). Ранее высказывалось мнение, что эти структуры являются северным продолжением зеленокаменного пояса Кибали-Итури в Заире [12], что в силу их значительной фрагментации и удаленности маловероятно.

Антиформа пояса Декоа сложена в основном порфировидными монзонитовыми гранитами. Также широко распространены гранодиориты, тоналиты и трондьемиты с идиоморфным плагиоклазом [13]. Более основные фации, представленные кварцевыми диоритами и габбро, интерпретируются как сегрегационные скопления [14]. Фрагменты зеленокаменных пород приурочены к северной части массива. Они представлены подушечными метабазальтами, метабазитами и хлорит-актинолитовыми сланцами. Наличие подушечных метабазальтов предполагает их подводное происхождение и принадлежность к офиолитам. Имеющиеся датировки указывают на архейский возраст гранитоидов и на формирование основных пород, связанных с гранит-зеленокаменной областью пояса Декоа. Их возраст (2.5–2.8 млрд лет) укладывается в схему, известную для других поясов в ЦАР [15] и Заира [16].

Антиформа пояса Бандас. В самой южной части пояса метавулканогенно-осадочная свита сохранилась только в брахисинклиналиях. В основном развиты гнейсы, которые интерпретированы как выступы архейского фундамента. Мегаструктура изучаемого пояса ориентирована в направлении З-СЗ, а ее элементы имеют крутое падение [12].

Самостоятельность Судано-Центральноафриканс-

кого блока – террейна, сложенного архейскими породами, подчеркивается его особым тектоническим положением, заключающимся в том, что он зажат между двумя тектоническими пластинами. С запада он отделен от неопротерозойского прогиба, сложенного микститами (тиллитами), узкой полосой эбурнейского параавтохтона, а с востока на него надвинут аллохтон Гбайя. Внутреннее строение Судано-Центральноафриканского микроконтинента в целом коррелируется с кратоном Конго и соответствует мезо-неоархейским СВК последнего.

Палеопротерозойский (эбурнейский) этаж. Палеопротерозойский покров (параавтохтон) Янгана (рис. 2) в основании сложен зеленокаменно-измененными СВК пояса Богойн-Боали, состоящими из толеитовых метабазальтов (2.5–2.2 млрд лет), формации железистых кварцитов (BIF) и метапелитов группы Янгана-Пама-Бода наверху. Они прорваны гранитоидами (гранодиоритами) Мби, которые датируются 2080 ± 91 млн лет [17].

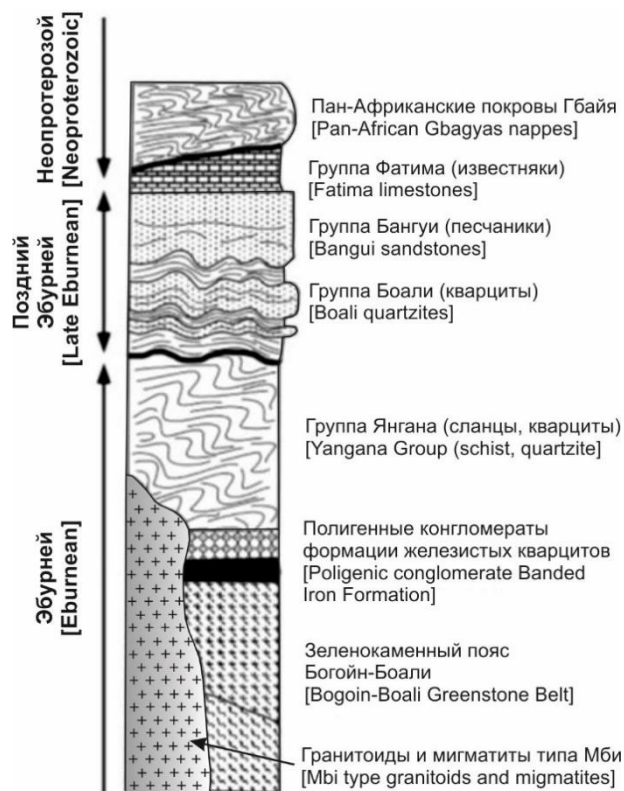


Рис. 2. Литостратиграфическая последовательность западной ЦАР (по предложению [18, 19]).

[Fig. 2. Lithostratigraphic sequence of the western part of the Central African Republic (according to [18, 19]).]

При этом, зеленокаменно-измененные толеитовые метабазальты могут расцениваться как аналоги офиолитовой ассоциации, которая свидетельствует о наличии в палеопротерозойском бассейне коры океанического типа. Верхняя часть покрова сложена группой Банги-Мбаики-Боали, состоящей из песчаников, прослоенных пелитами предположительно палеопротеро-

зойского или мезопротерозойского возраста. В структурном отношении эта группа демонстрирует признаки панафриканской многоэтапной деформации, закончившейся надвиганием покровов Гбайя.

В группе Янгана наблюдаются полифазные складки с осевыми поверхностями, полого падающими на восток. Они интерпретируются как результат надвиговой тектоники палеопротерозойского возраста восточного направления [20].

Покров имеет внутренний тектонический срыв, приуроченный к границе интенсивного смятия нижней части (основания) и слабо деформированной верхней части, отвечающей, по-видимому, плитной стадии эбурнейского цикла.

Таким образом, покров Янгана имеет четко проявленную двухчленную внутреннюю структуру, нижняя часть которой отражает, собственно, эбурнейскую складчатость, а верхняя – плитную стадию постпалеопротерозойского до неопротерозойского внутриплитного развития (рис. 2).

Неопротерозойский (панафриканский) этаж, аллохтон покровов Гбайя. Покров Гбайя [18, 19, 21] представляет собой элемент орогенного надвига в юго-западном направлении на северную окраину кратона Конго [22–24]. Он сложен гранулитами, чарнокитами, ортогнейсами и мигматитами [25–29]. Кинематика этой аллохтонной зоны обусловила многочисленные структурные следствия паравтохтона (слоистость, линейность, складки и разломы).

Наиболее надежными возрастами для ограничения панафриканской тектоники являются U-Pb возраст чарнокитовых массивов Сибю (639 ± 3 млн лет) и Лере (652 ± 19 млн лет), вовлеченных в покровную тектонику [8] и Ar-Ar возраст по амфиболу из долерита (571 ± 6 млн лет) в районе Нола [30]. Возраст чарнокита Сибю обычно считается синхронным с панафриканским гранулитовым метаморфизмом в ЦАР.

Тектоническая эволюция пояса характеризуется четырьмя фазами деформаций и интрузивного магматизма.

Первая D1-фаза панафриканской деформации началась с образования покрова Гбайя возрастом 640 млн лет [18, 19, 21, 27], и соответствует интенсивному анатексису в покрове Гбайя, который связан с пиком метаморфизма гранулитовой фации [8]. Магматизм этой фазы особенно проявился в центре западной половины ЦАР и в ее северо-западных частях и представлен чарнокитовым комплексом.

Фаза D2 особенно затрагивает неопротерозойские образования южной области ЦАР. Магматизм фазы D2 проявлен обширно, наиболее крупные массивы сосредоточены вдоль северной и северо-восточной границы страны (массив верховьев реки Бахр-Камер на северо-востоке, массив Яде, находящийся на северо-западе, массив Бангоран-Баминги на севере центральной части ЦАР, массив верховьев рек Гоангоа и Варра, расположенный на востоке ЦАР).

Гранитоиды фазы D3 присутствуют главным образом в составе массива Яде и в виде нескольких

небольших массивов на северо-западе страны. В остальной части ЦАР гранитоиды данной фазы отмечаются только в виде одного мелкого массива в районе населенного пункта Нола (на юго-западе) и двух небольших массивов Ванда-Джале, находящихся на северо-востоке ЦАР.

Зона неопротерозойских хаотических комплексов. Развита в виде северного обрамления выступа Конго, имеет подковообразную форму непосредственно на границе с кратоном и прослеживается на запад в виде отдельных сегментов в районах Bianga, Bangui, Nola. В современном состоянии это хорошо выраженный прогиб, который редуцирует фронтальные части тектонических пластин Янгана и Гбайя. Наполнение прогиба традиционно считается ледниково-осадочными хаотическими комплексами (тиллитами), но, учитывая их пространственное положение с высокой степенью вероятности их следует рассматривать как тектонические меланжи и тектоно-седиментогенные олистостры – СВК, связанные с покровообразованием. На это указывают следующие факты: 1) приуроченность к фронтальным частям покровов, сложенным как эбурнейскими, так и панафриканскими комплексами; 2) огромные амплитуды перемещения, прежде всего покрова Гбайя, и возникающие при этом фронтальные олистостры и меланжи под ним; 3) слабый метаморфизм матричных пород при наличии обломков кристаллических пород. Последнее обстоятельство важно с точки зрения возраста завершения формирования хаотического комплекса. По всем признакам это завершение панафриканского орогенеза. Учитывая длительность формирования прогиба (от завершения эбурнейской складчатости до завершения панафриканской >500 млн лет), в разрезе прогиба предполагаются соответствующие типы микститов с разными матриксами и олистолитами, отвечающими эбурнейскому и панафриканскому циклам. Дополнительным доказательством длительности формирования прогиба является описанный факт наличия в его разрезе обломков долеритов траппового типа [31].

Фанерозойский этаж. Характеризуется внутриплитным развитием, содержит множество фрагментов осадочного чехла девон-карбонового, верхнемелового и палеоген-неогенового возрастов. Наиболее крупные фрагменты слагают две обширные мульды, перекрывающие гетерогенный докембрийский фундамент (Карно и Вадда), перекрывающие ~ 15% территории ЦАР.

Интрузивные и метаморфические образования

Интрузивные и метаморфические образования широко развиты в пределах ЦАР, особенно на западе страны и в её центральной части. Они представлены породами преимущественно кислого и основного составов, среди которых существенно преобладают первые. На больших площадях развиты архейские гранитоиды ТТГ-ассоциации, а также гнейсы, мигматиты, син- и пост-тектонические гранитоиды панафриканского этапа. Меньшим распространением пользуются

гранитоиды эбурнейского, кибарского и фанерозойского циклов. На территории ЦАР границы между метаморфическими и интрузивными породами расплывчатые, часто осложнённые зонами мигматизации и взаимопереходами. Такие границы характерны для очагов коровой магмагенерации, а сами интрузии являются при этом автохтонными телами (застывшими очагами плавления). В случае их внедрения, границы всегда четкие, рвущие, эндоконтактные части содержат ксенолиты переработанных вмещающих пород. Автохтонные тела являются более флюидонасыщенными, с ними ассоциируют пегматиты, зоны грейзенизации, аплиты и другие образования. Интрузии аллохтонные более «сухие», но на контакте с вмещающими породами они могут давать разнообразные метасоматиты и роговики, в зависимости от характера крутизны контактов, состава и пористости вмещающих пород.

Интрузивные образования сформированы в архейский, палеопротерозойский, неопротерозойский и фанерозойский тектонические циклы. Они участвуют в строении соответствующих структурных этажей. Незначительным развитием пользуются проявления мезопротерозойского цикла.

Гранитоиды архейского возраста представлены тоналитами, гранодиоритами, плагиогранитами, входящими в состав ТТГ-ассоциации. Они классифицируются как «гетерогенные» из-за множества ксенолитов гранулитов, амфиболитов, итаберитов, слюдяных сланцев, кварцитов. Самые древние возрастны характеристики гранитоидов этого этажа (3.45 млрд лет) соответствуют концу палеоархея, началу мезоархея, а самые молодые (2.8–2.5 млрд лет) – неоархею.

Гранитоиды и мигматиты палеопротерозоя представлены несколькими небольшими телами монцонитовых гранитов, в том числе Либби и Мби. Распространены в пределах тектонического покрова Янгана на юго-западе страны, к северу от города Бангуи, сложены монцонитовыми гранитами. Для массива Либби (возле населенного пункта Сибю) был установлен возраст (Rb/Sr) 1806 ± 126 млн лет [32]. Возраст гранитоидов Мби (U/Pb по циркону) определён как 2065 млн лет [17].

Гранито-гнейсы образуют крупные поля (площадью 1000–2000 км²) в сочетании с мигматитами и гнейсами в центральных частях ЦАР. Самые крупные площади их развития находятся между поясами Декоа и Бандас и в районе населённого пункта Боссангоа (Bossangoa). Представлены глиноземистыми биотит-мусковитовыми разностями, которые чередуются с прослоями амфиболовых гнейсов, эпидот-рогообманковых полевошпатовых кварцитов и эпидотовых амфиболитов.

Гранитоиды мезопротерозоя развиты ограниченно на юго-западе страны в районе населённого пункта Нола. Слагают небольшие тела площадью 10–100 км², объединённые общим названием «граниты Сангха» (Sangha). Представлены отдельными массивами Bolé, Libangué, Loro, Yobé и Kénié, выстроенными вдоль левостороннего сдвига северного направления (извест-

ного как сдвиговая зона Сангха) и прорывающими зеленосланечно-изменённые метapelиты и железистые кварциты эбурнейской тектонической формации. Возраст гранитов массива Yobé составляет 1167 ± 61 млн лет по Rb/Sr методу [33].

Магматизм неопротерозойского (панафриканского) тектонического цикла характеризуется крайним разнообразием по составу и происхождению. По геологическим данным определяются два формационных типа базитового интрузивного магматизма: 1) раннепанафриканский и 2) позднепанафриканский. Первый, представленный кварцсодержащими толеитовыми габброидами, которые с несогласием перекрываются неопротерозойским хаотическим комплексом Банджа, содержащим гальку и обломки указанных пород. Второй представлен небольшими тектоническими останцами в пределах покрова Гбайя, сложенными долеритами, амфиболитами. Первый тип по геологическому положению в структуре может рассматриваться как проявление бимодального (в ассоциации с А-гранитами) кибарского внутриплитного магматизма, а второй – как фрагмент верхнего офиолитового надвига, венчающего покров Гбайя. Особенно разнообразен гранитоидный магматизм неопротерозоя. Выделяются три комплекса панафриканского диастрофизма: 1) чарнокиты с мигматит-гранитами (фаза D1); 2) монцонитовые граниты (фаза D2); 3) порфирировидные граниты, лейкограниты и аляскиты (фаза D3). Возрастных характеристик для гранитоидов крайне мало. Тем не менее, существуют вполне достоверные датировки для чарнокитов массива Сибю в 638 ± 3 млн лет (U-Pb по циркону) [32].

Магматизм фанерозойского цикла носит исключительно внутриплитный характер и распространен ограниченно. Проявлен в виде многочисленных тел незначительного размера гранитоидов А-типа кембрийского возраста, встречающихся на западе страны, а также в виде мелких массивов кварцевых сиенитов верхнемелового возраста. Известны в районе населённых пунктов Ялоке, Сеангу, Тедая и Одда-Кете на юго-западе ЦАР.

Кроме гранитов и сиенитов отмечаются проявления основного магматизма.

Метаморфические образования регионального типа характерны для всех докембрийских комплексов. Для архейского этажа обычны породы гранулитовой и амфиболитовой фаций с преобладанием первой. Для палеопротерозоя преобладают СВК амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, а для СВК неопротерозоя – гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой. Последнее обстоятельство кажется парадоксальным, но, учитывая аллохтонное залегание покрова Гбайя, это вполне закономерно, так как служит прямым доказательством процесса шарьирования.

Эволюция геодинамических процессов

В истории развития территории ЦАР можно выделить четыре мегацикла: 1) архейский; 2) палеопротерозойский; 3) неопротерозойский; 4) фанерозойский. Для

каждого из них характерны свои геодинамические условия, определяющие состав и композицию структурно-вещественных комплексов, которые составляют геологические тела. Для архейского мегацикла на границе мезо- и неогархея произошла смена режима от доминирующего плюмового на доминирующий плейт-тектонический. В палеопротерозойский мегацикл достаточно уверенно распознаются признаки завершающих этапов цикла Уилсона, которые в неогархейское время проявлены ещё более ярко. В фанерозойском мегацикле отмечается явная доминанта внутриплитных обстановок.

Архейский мегацикл. СВК архея представлены ТТГ-ассоциацией, в том числе тоналитами, гранито-гнейсами, гранулитами, амфиболитами; наиболее древние возраста (~3.4 млрд лет) соответствуют началу мезогархея. В это время доминирующим режимом была плюмовая тектоника. Так как температурный режим препятствовал образованию жестких литосферных плит их погружение было невозможным [34], наиболее вероятным механизмом формирования ТТГ-ассоциации было межплюмовое торошение [35]. Призмы торошения формировались в межплюмовом пространстве в виде мощных проседающих (сагдукция) нагромождений фрагментов коматиит-базитовой коры и продуктов её экзогенной переработки (рис. 3). Последнее обстоятельство важно, так как основным продуктом являлись глинистые породы, легко преобразовывающиеся при селективном плавлении в гранитоидные расплавы. Гранитоиды, сформированные из таких расплавов, относятся к Р-типу [36]. Сочетание базальтоидных фрагментов и глинистого материала хорошо объясняет устойчивую ассоциацию пород гранитоидных комплексов и амфиболитов, постоянно присутствующих в виде разномасштабных тел (ксенолитов, шлиров, пластообразных сегрегаций). Обычно крупные тела такого типа заполняют межкупольное пространство и воспринимаются как «кружевные» зеленокаменные пояса первой генерации, в отличие от протяженных зеленокаменных поясов второй генерации.

Начиная со второй половины мезогархея, экзогенной проработке подвергались не только базиты, но и первичные гранитоиды, которые, переходя в глинистый материал, подвергаясь последующему плавлению, поставляли глинозем и калий, что, в свою очередь, приводило к появлению в составе гранито-гнейсов мусковитсодержащих и монцититовых разновидностей.

Согласно легенде, смена амфиболовых, пироксеновых и биотитовых гранито-гнейсов (комплекс Mbomou) на двуслюдяные произошла на границе палео- и мезогархея. Именно к этому времени начали проявляться первые признаки плитной тектоники, выразившиеся в появлении линейных зеленокаменных поясов с продуктами перебива континентальной коры в их основании [37, 38].

В архейском мегацикле можно выделить два этапа:

1) длительной кратонизации, начиная от палеогархея и заканчивая границей мезо- и неогархея; 2) протоплатформенного развития, при котором установились относительно спокойные условия накопления чехла неогархейского возраста. На эти условия указывают высокодифференцированные в экзогенных условиях осадки (сланцы двуслюдяные, кварциты, в том числе железистые, полевошпатовые метапесчаники), залегающие с угловым несогласием на гранит-зеленокаменных комплексах палео- и мезогархея.

Палеопротерозойский мегацикл. Пришел на смену архейскому постепенно, через протоплатформенный неогархейский этап. В начале мегацикла наметилась дифференциация бассейнов седиментации. Для кратона Конго в северном направлении (в современных координатах) выработался профиль континент-океан пассивного типа. Об этом свидетельствует амагматичный латеральный ряд высокодифференцированных осадков, соответствующий началу цикла (сланцы мусковитовые, серицитовые, углеродистые, хлоритовые, железистые кварциты, конгломераты).

Выделяется, собственно, эбурнейский и поздне-эбурнейский этапы, отличающиеся степенью дифференциации бассейнов осадконакопления, характером и интенсивностью складчатости, и особенностями проявления магматизма. В, собственно, эбурнейский этап дифференциация бассейна достигла своего максимума. Сформировался профиль, типичный для пассивных окраин. В северном направлении континентальный склон был сопряжен с океанической корой, а ещё севернее предполагается зона субдукции под один из многочисленных микроконтинентов, характерных для палеопротерозойского этапа развития. В результате субдукции произошла коллизия с формированием мощной аккреционной призмы, в составе которой распознаются офиолиты (рис. 4). При этом СВК пассивной окраины надвинулись на край континента Конго. Мощная аккреционная призма обусловила формирование коровых очагов плавления, за счет чего сформировались гранитные расплавы, с наибольшей степенью вероятности, отвечающие промежуточному А-S-типу. Завершением эволюции коровых расплавов явилось образование тел аплитов и пегматитов.

Внутри эбурнейского параавтохтона отмечаются две тектонические пластины, существенно отличающиеся по своему формационному наполнению. Верхняя, более молодая (позднеэбурнейская), сложена кварцитами, песчаниками и известняками (серии Bangui-Mbaiki и Bole), слабо метаморфизованными и дислоцированными, залегающими с угловым несогласием на собственно эбурнейских СВК. Эту тектоническую единицу можно рассматривать как чехол на эбурнейском орогене, развивавшийся в мезопротерозое и по которому шло надвигообразование в панафриканском событии. Интрузивным маркером мезопротерозойского посторогенного плитного этапа являются гранитоиды Kibariens, соответствующие промежуточному А-S типу [39, 40].

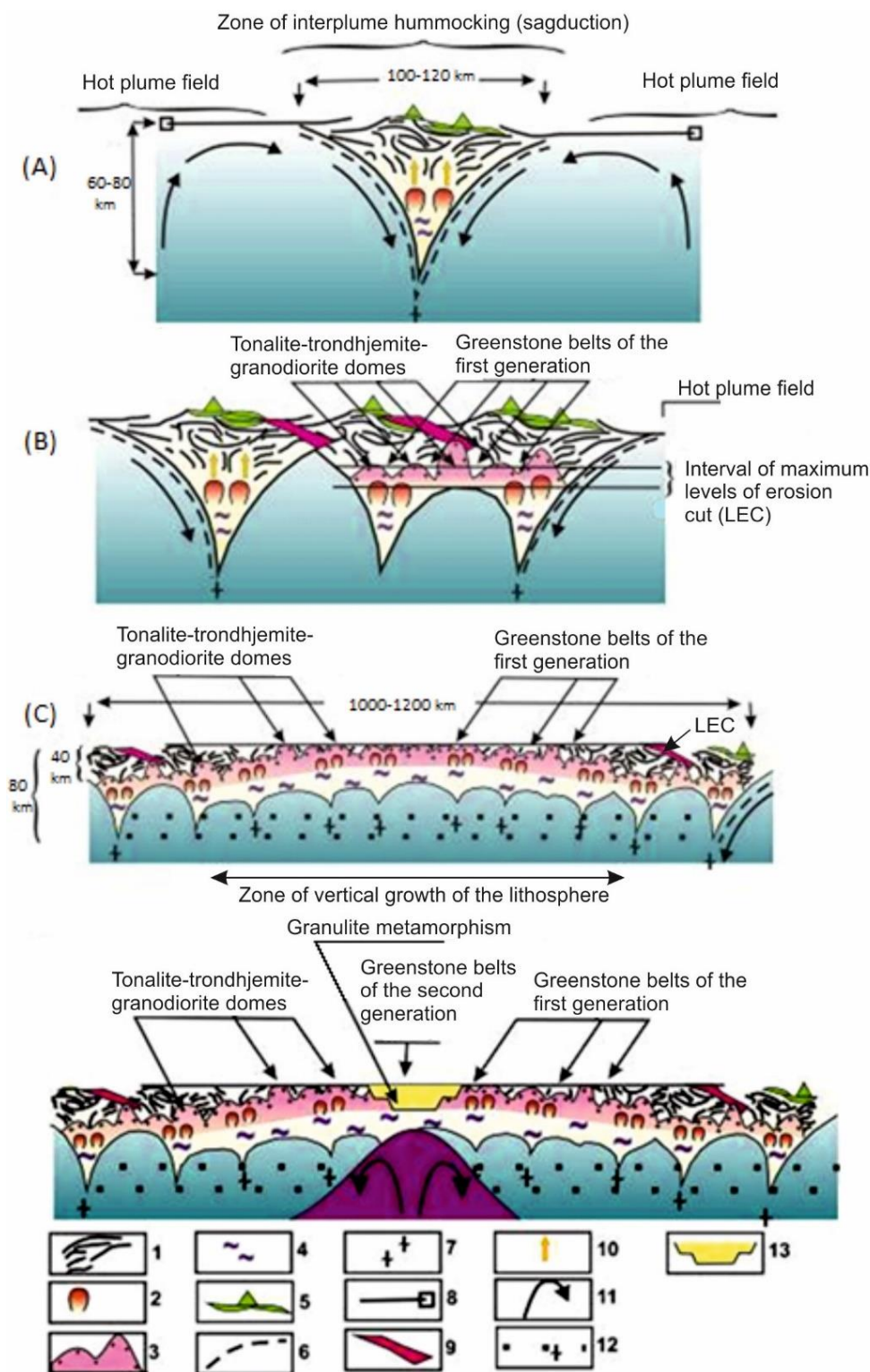


Рис. 3. Геодинамика палео-мезоархейского этапа. Модель возникновения и развития континентальной протокоры и эволюции гранит-зеленокаменных областей [35]: А – стадия формирования межплюмовых протодоменов; В – стадия слипания протодоменов и формирования континентальных доменов; С – стадия изостатического выравнивания протоконтинентов. 1 – коматиит-базитовая кора и ее деформированные фрагменты в зонах торшения; 2, 3 – тоналит-трондjemит-гранодиоритовые купола: 2 – ранней генерации (низкокалиевые эндербиты), 3 – поздних генераций (калиевые эндербиты); 4 – «базитовый» континентальный слой реститового происхождения; 5 – известково-щелочные магматические серии зеленокаменных поясов первого типа; 6 – фрагменты базитовой коры, затащенные на глубину нисходящими ветвями плюмов; 7 – эклогитизированные фрагменты базитовой протокоры; 8 – площадные спрединговые зоны надплюмового пространства; 9 – зоны протосутур; 10 – пути подъема известково-щелочных магматических диапиров; 11 – направление адвективного перемещения вещества в плюмах; 12 – литосферная мантия; 13 – бимодальные магматиты зеленокаменных поясов второго типа.

[Fig. 3. Geodynamics of the Paleo Mesoarchean Stage. A model of the origin and development of the continental protocrust and the evolution of granite-greenstone regions [35]: (a) – stage of formation of interplume protodomains; (b) – stage of protodomain sticking together and formation of continental domains. C – stage of isostatic alignment of protocontinents. (1) – komatiite-mafic crust and its deformed fragments in hummock zones; (2, 3) – tonalite-trondhjemite-granodiorite domes: (2) – early generation (low-potassium enderbites), (3) – of late generation (potassium enderbites); (4) – "basitic" continental layer of restite origin; (5) – calc-alkaline magmatic series of greenstone belts of the first type; (6) – fragments of basitic crust, dragged to the depth by descending branches of plumes; (7) – eclogitized fragments of the basitic protocrust; (8) – area spreading zones of the superplume space; (9) – zones of protosutures; (10) – rise paths of calcareous-alkaline magmatic diapirs; (11) – direction of advective movement of matter in plumes; (12) – lithospheric mantle; (13) – bimodal magmatites of greenstone belts of the second type.]

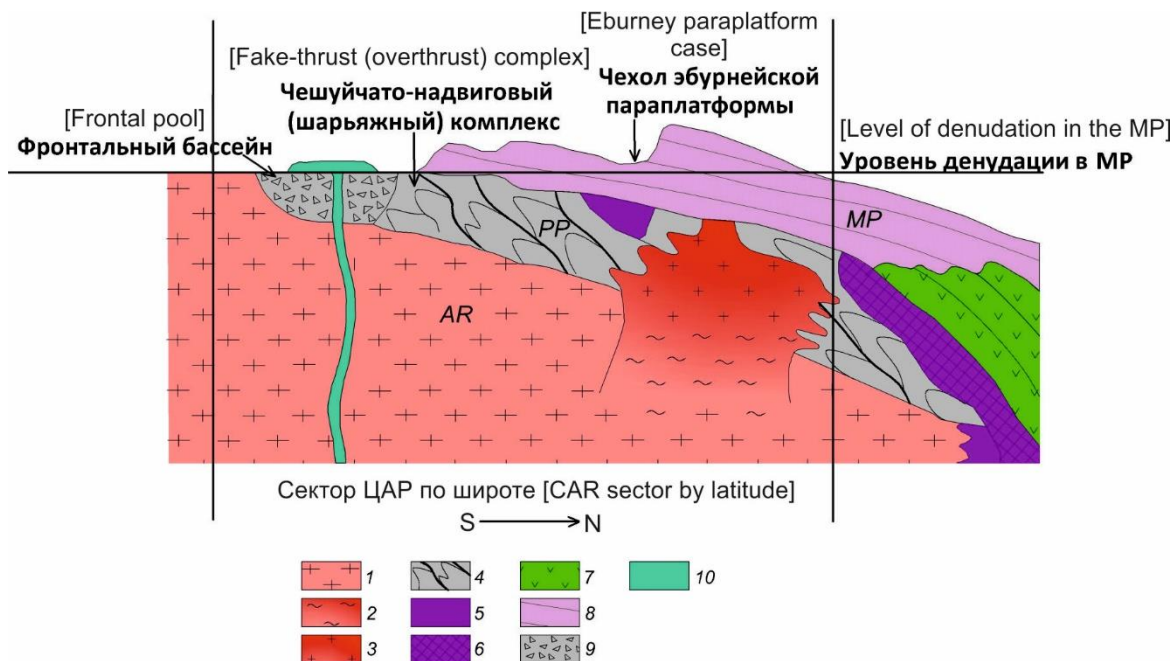


Рис. 4. Принципиальная схема строения аккреционной (коллизийной) призмы эбурнейского цикла: 1 – СВК архейского цикла; 2 – области корового ультраметаморфизма; 3 – эбурнейские коллизийные гранитоиды; 4 – эбурнейский чешуйчато-надвиговой комплекс; 5 – обдуцированные офиолитовые покровы; 6 – фрагменты палеосубдукции; 7 – вулканы субдукционные; 8 – чехол эбурнейской параплатформы; 9 – фронтальный прогиб (микститы); 10 – траппы постэбурнейские.

[Fig. 4. Schematic diagram of the structure of the accretionary (collisional) prism of the Eburnian cycle: (1) – SVK of the Archean cycle; (2) – areas of crustal ultrametamorphism; (3) – Eburnian collisional granitoids; (4) – Eburnian imbricated complex; (5) – obduction-related ophiolitic covers; (6) – fragments of paleosubduction; (7) – subduction volcanics; (8) – Eburnian paraplatform cover; (9) – fore-trough (mixites); (10) – post-Eburnian trap rocks.]

Позднепротерозойский (панафриканский) мега-цикл. По своим масштабам и значимости сопоставим с архейским. Этому мегациклу обязан своим происхождением Африканский континент, когда разрозненные блоки архейских кратонов и более поздних террейнов собрались и спаялись в единую структуру. В начале неопротерозоя северное и северо-восточное обрамление кратона Конго развивалось как пассивная окраина, о чем свидетельствует вещественный состав осадочных комплексов (конгломераты, песчаники, кварцито-песчаники серии Nola, песчаники, сланцы серий Ouakini, Morkia, Moyen Chinko, Fatima, Koaki, а также песчаники, карбонаты, глинистые сланцы серий Fouroumbala, Coumbal). Размыту и переотложению подвергались не только СВК архея кратона Конго, но и микроконтинентов, в том числе Судано-Центрально-африканского, а также СВК, сформированные во время эбурнейского цикла. Последующая спайка отдельных кратонов и террейнов разного происхождения для

всего Африканского континента происходила по разным сценариям для различных его частей (субдукция с последующей коллизией, закрытие рифтов в условиях поэтапного сжатия, локальная обдукция и т.д.).

Для территории ЦАР — это закрытие океанической структуры в системе пассивная окраина – океан – зона субдукции – активная окраина. В результате общего сжатия произошло надвигание СВК неоархея на пассивную окраину массива Конго и его палеопротерозойский чехол. Сформировалась мощная аккреционная система, состоящая из автохтона (архей), параавтохтона (палеопротерозой), и аллохтона (неопротерозой), разделенных многоамплитудными шарьяжами (рис. 5, 6). Внутри аллохтонных слэбов заложилась менее амплитудные надвиги, «освежились» более древние надвиги эбурнейского цикла, создались благоприятные условия для коровой магмагенерации, масштабы проявления которой сравнимы с масштабами архейской кратонизации.

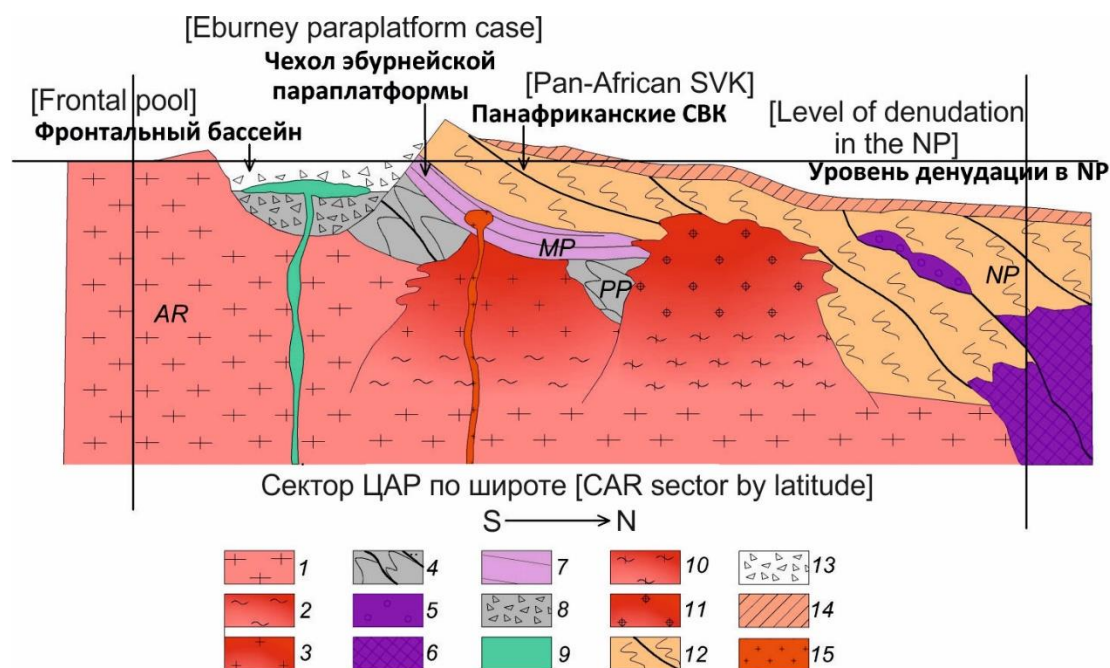


Рис. 5. Принципиальная схема (модель) строения аккреционной (коллизийной) призмы панафриканского цикла: 1 – СВК архейского цикла; 2 – области корового ультраметаморфизма; 3 – эбурнейские коллизийные гранитоиды; 4 – эбурнейский чешуйчато-надвиговый комплекс; 5 – обдуцированные офиолитовые покровы; 6 – фрагменты палеосубдукции; 7 – вулканиты субдукционные; 8 – чехол эбурнейской параплатформы; 9 – фронтальный прогиб (микситы); 10 – траппы постэбурнейские; 11 – области панафриканского ультраметаморфизма; 12 – гранитоиды панафриканского цикла; 13 – панафриканские стратифицированные СВК; 14 – офиолиты панафриканские; 15 – микситы фронтального прогиба; 16 – панафриканский чехол.

[Fig. 5. Schematic diagram (model) of the structure of the accretionary (collision) prism of the Pan-African cycle: (1) – SVK of the Archean cycle; (2) – areas of crustal ultrametamorphism; (3) – Eburnian collision granitoids; (4) – Eburnian imbricated complex; (5) – obduction-related ophiolitic covers; (6) – fragments of paleosubduction; (7) – subduction volcanics; (8) – Eburnian paraplatform cover; (9) – fore-trough (mixtites); (10) – post-Eburnian trap rocks; (11) – areas of Pan-African ultrametamorphism; (12) – granitoids of the Pan-African cycle; (13) – Pan-African stratified SVK; (14) – Pan-African ophiolites; (15) – fore-trough mixtites; (16) – Pan-African cover.]

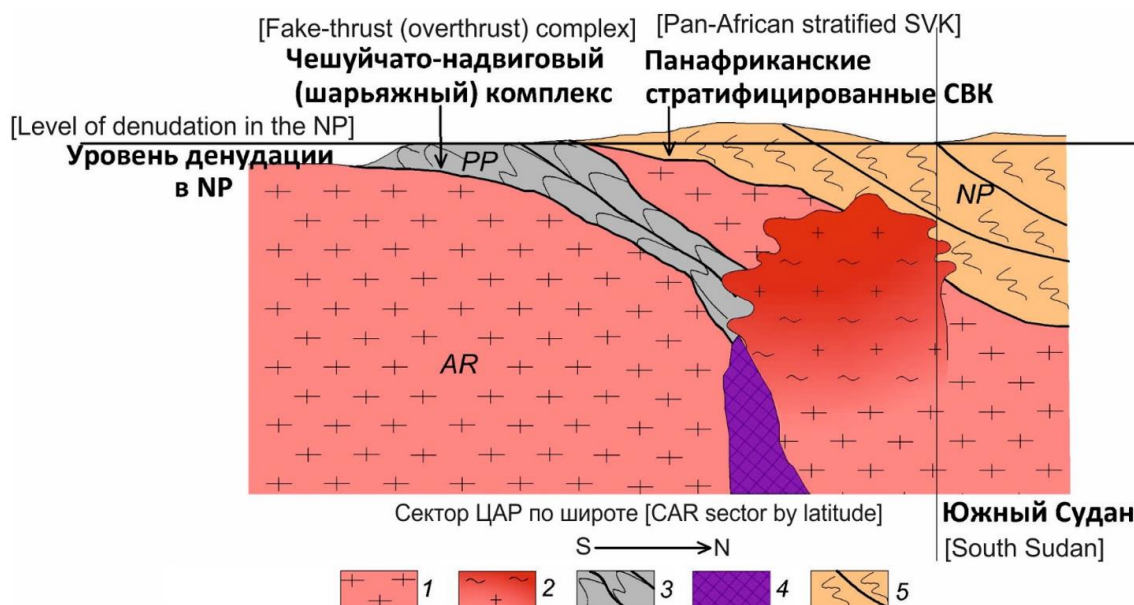


Рис. 6. Схема строения аккреционной (коллизийной) призмы панафриканского цикла для восточной части ЦАР: 1 – СВК архейского цикла; 2 – гнейс-мигматитовый комплекс Судано-Центральноафриканского террейна; 3 – эбурнейский чешуйчато-надвиговый комплекс; 4 – фрагменты палеосубдукции; 5 – панафриканские стратифицированные СВК.

[Fig. 6. Scheme of the structure of the accretionary (collision) prism of the Pan-African cycle for the eastern part of the Central African Republic: (1) – SVK of the Archean cycle; (2) – gneiss-migmatite complex of the Sudan-Central African terrane; (3) – Eburnian imbricated complex; (4) – fragments of paleosubduction; (5) – Pan-African stratified SVK.]

Гетерогенный состав исходных для плавления пород (протолитов) обусловил разнообразный коллизийный магматизм в завершающую стадию неопротерозойского цикла. В нём проявлены четыре стадии диастрофизма, подчеркиваемых соответствующим интрузивным магматизмом, в том числе: D1 – формирование гранито-гнейсов, гранулитов; D2 – генерация монцогранитов; D3 – образование порфириовидных гранитов и внедрение лейкогранитов. Если с точки зрения геодинамического анализа по своим характеристикам гранитоиды фазы D1 следует условно рассматривать как I- S- тип, изменённый в условиях гранулитовой фации метаморфизма, фазы D2 – как гранитоиды с усилением компоненты S-, то гранитоиды фазы D3 – как типичные S- и конвергентные A-S типы гранитоидов [39, 40].

В процессе панафриканского шарьирования, во фронтальной части надвигов реактивизировался прогиб, в котором происходила разгрузка лобовых частей надвигающихся пластин с образованием хаотических комплексов. Хаотические комплексы (олисто-стромы, меланжи) – атрибут аккреционных призм, формируются в подошвах пластин (меланжи) и во фронтальных их частях (олисто-стромы). В этой связи неопротерозойский прогиб, обрамляющий кратон Конго с севера, следует рассматривать именно с этих позиций, а не как вместилище для тиллитов. Это значит, что он заложился в позднеэбурнейскую эпоху, в мезопротерозое испытывал внутриплитное развитие (формирование чехла), а в панафриканское время произошла его реактивизация. В мезопротерозое на этапе внутриплитного развития, в постэбурнейское время произошло локальное излияние траппов, которые в панафриканское время могли переотложиться в олисто-стромовый комплекс.

В разрезе неопротерозойского аллохтона встречены долериты и габброиды, которые не могут рассматриваться с точки зрения их автохтонного залегания. Учитывая закономерности строения шарьированных на пассивные окраины аккреционных призм, это аллохтонные тела, сложенные фрагментами офиолитов. Офиолиты – индикаторные СВК, указывающие либо на их принадлежность к зонам сшивания, либо на близость к последним.

Фанерозойский мегацикл. После панафриканского события развитие территории ЦАР проходило по внутриплитному сценарию. Африка в это время входила в состав суперконтинента Пангея-3 (Гондвана), распад которой начался в раннем мезозое и приведший к выделению Африки в самостоятельный континент. Наиболее активно дробление суперконтинента и рифтогенез проходили в меловое время, что проявилось в формировании трапповой формации, сопровождающейся кимберлитовым магматизмом, а также внедрением гранитоидов А-типа [39]. В домезозойское время (поздний девон-пермь) территория находилась в области влияния приполярных широт, когда могли сформироваться тиллиты серии Mambere, при этом климат после этого события был умеренным или даже

субтропическим (аркозы, аргиллиты, слагающие одноименные мульды серии Singa и Carnot-Berberati). Упомянутые мульды формировались после или субсинхронно с проявлением траппового магматизма, что создало благоприятные условия для аккумуляции тяжелых минералов, в том числе алмазов. Подобные условия сохранились и в кайнозое, что делает его весьма перспективным на обнаружение россыпных объектов (алмазы, Au, Ti, Zr, Ta, Nb и др.).

Выводы

В результате анализа опубликованных данных и доступных материалов регионального изучения территории Центральноафриканской Республики описана тектоническая эволюция, включающая четыре структурных этажа – архейский, палеопротерозойский (эбурнейский), неопротерозойский (панафриканский) и фанерозойский. На основании тектонического строения и вещественных особенностей доминирующих СВК, слагающих автохтон, параавтохтон, аллахтон и фанерозойский чехол территории ЦАР, прослежена эволюция геодинамических процессов и предложена предварительная геодинамическая модель формирования. Данные исследования могут быть использованы для решения региональных картографических задач среднего и крупного масштаба, а также для прогнозирования перспективных на полезные ископаемые объектов, связанных как со стратифицированными образованиями, так и магматическими комплексами.

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

ЛИТЕРАТУРА

1. Toteu S. M., Michard A., Bertrand J. M., Rocci G. U/Pb dating of Precambrian rocks from northern Cameroon, orogenic evolution and chronology of the PanAfrican Belt of central Africa // *Precam. Res.* 1987. Vol. 37. P. 71–87.
2. Toteu S. F., Van Schmus W. R., Penaye J., Nyobe J. B. U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. // *Precambrian Research*. 1994. Vol. 67. P. 321–347.
3. Toteu S. M., Van Schmus W. R., Penaye J., Michard A. New U-Pb and Sm-Nd data from north-central Cameroon and its bearing on the pre-Pan African history of central Africa // *Precam. Res.* 2001. Vol. 108. P. 45–73.
4. Toteu S. F., Penaye J., Tchameni R., Schmus W. R. Extension and evolution of the 2.1 Ga West-Central African belt in Cameroon. European Geophysical Society, Geophysical Research Abstracts. 2003. 5. 11554.
5. Toteu S. F., Penaye J., Poudjom Djomani Y. H. Geodynamic evolution of the Pan-African belt in Central Africa with special reference to Cameroon. // *Can. J. Earth Sci.* 2004. 41. P. 73–85.
6. Toteu S. F., Deloule E., Penaye J., Tchameni R. Preliminary U-Pb ionic microprobe data on zircons from Poli and Lom volcano-sedimentary basins (Cameroon): Evidence for a late-Mesoproterozoic to Early Neoproterozoic (1100–950 Ma) magmatic activity in the Central African fold belt // 20th Colloquium of African Geology – Orleans, France – 2–7 June 2004. Abstracts volume, p. 409.
7. Toteu F., Moloto G., Penaye J., Schmus W. R. van, Lerouge

- C., Cocherie A. New U-Pb and Sm-Nd ages on the Pan-African belt in Central African Republic; Implications for the trans-border correlations with Cameroon. // *33rd Intern. Geol. Congr.*. 2005. Abstract Volume.
8. Pin C., Poidevin J. L. U-Pb zircon evidence for a Pan-African granulite facies metamorphism in the Central African Republic. A new interpretation of the high-grade series of the northern border of the Congo Craton. // *Precambrian Research*. 1987. 36. P. 303–312.
9. Westerhof A. B., Härmä P., Isabirye E., Katto E., Koistinen T., Kuosmanen E., Lehto T., Lehtonen M. I., Mäkitie H., Manninen T., Mänttari I., Pekkala Y., Pokki J., Saalman K., Virransalo. Geology and Geodynamic Development of Uganda with Explanation of the 1:1.000.000 - Scale Geological Map. // *Geological Survey of Finland*. 2014. Vol. 55. (387, 329). Fig. 29. Tabl. 2 appendices.
10. Cahen L., Snelling, N. J., Delhail J., Vail J. R. The geochronology and evolution of Africa // *London, Clarendon Press*. 1984. 512 p.
11. Walraven F., Rumvegeri B. T. Implications of whole-rock Pb-Pb and zircon evaporation dates for the early metamorphic history of the Kasai craton, southern Zaïre // *Journal of African Earth Sciences*. 1993. Vol. 16. P. 395–404.
12. Poldevin J. L., Dostal J. and Dupuy C. Archaean greenstone belt from the Central African Republic // *Precambrian Res.*. 1981. Vol. 16. P. 157–170.
13. Mestraud J. L. Carte géologique de la République centrafricaine au 1/1.500.000 // *Bur. rech. géol. et Min.*. 1964.
14. Pouit G. Feuille. Fort-Crampel Ouest avec Notice explicative. Carte géologique de reconnaissance de l'Afrique équatoriale française au 1:500.000. Publ. Dir. Mines Geol. A.E.F., Paris. 1959.
15. Lavreau J., Ledent D., Poidevin J. L. Age archéen de la ceinture de granites-et-roches vertes des Banda (RCA) // *C.R. Acad. Sci.*. 1979. Vol. 291. P. 151–153.
16. Lavreau J. Étude géologique du Haut-Zaïre. Génèse et évolution d'un segment lithosphérique archéen. Musée royal de l'Afrique centrale. 1982. Sc. Geol. 88. 116 p.
17. Poidevin J. L., Pin C. 2 Ga U-Pb zircon dating of Mbi granodiorite (Central African Republic) and its bearing on the chronology of the Proterozoic of Central Africa // *J. Afr. Earth Sci.*. 1986. Vol. 5. P. 581–587.
18. Rolin P. Nouvelles données tectoniques sur le socle précambrien de Centrafrique: implications géodynamiques. // *C. R. Acad. Sci.*. 1992. 315. sér. II a. P. 467–470.
19. Rolin P. La zone de décrochements panafricains des Oubanguides en République Centrafricaine. // *C.R. Acad. Sci.*. 1995. t.320. série IIa. P. 63–69.
20. Cornacchia M., Dars R. Un trait structural majeur du continent africain. Les lineaments centrafricains du Cameroun au Golfe d'Aden // *Bull.Soc.Géol.France*. 1983. No. 1. P. 101–109.
21. Rolin P. Carte tectonique et géologique de la République Centrafricaine au 1/1.000 000. 1995.
22. Poidevin J. L. La tectonique pan-africaine à la bordure nord du craton congolais: l'orogénèse des Oubanguides. In 12th colloque on the African Geology, Musée Royal de l'Afrique Centrale. Tervuren, Belgium. 1983. P. 75.
23. Nédélec A., Macaudière J., Nzenti J. P., Barbey P. Evolution structurale et métamorphique des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Implications pour la structure de la zone mobile panafricaine d'Afrique Centrale, au contact du craton du Congo // *C.R. Acad. Sci.*. 1986. 303. P. 75–80.
24. Nzenti J.-P., Barbey P., Macaudière J., Soba D. Origin and evolution of the Late Precambrian high-grade Yaounde gneisses (Cameroon) // *Precambrian Res.*. 1988. 38. P. 91–109.
25. Bessoles B., Trompette R. Géologie de l'Afrique: la chaîne panafricaine «zone mobile d'Afrique centrale (partie sud) et zone mobile soudanaise». Mém. Bur. Géol. Min.. 1980. 92. 397 p.
26. Mestraud J. L., Bessoles B. Géologie et ressources minérales de la République Centrafricaine. Etat des connaissances à la fin 1963. Mém. du BRGM. No. 60. 1982.
27. Poidevin J. L. Les ceintures de roches vertes de la République Centrafricaine. Contribution à la connaissance du précambrien du nord du craton du Congo. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France, 1991.
28. Rolin P. Présence d'un chevauchement ductile majeur d'âge panafricain dans la partie centrale de la République Centrafricaine: résultats préliminaires. // *C.R. Acad. Sci.*. 1991. t. 315. série II. P. 467–470.
29. Moloto-A-Kenguemba G. Evolution géotectonique Paléoproterozoïque de la couverture du Craton archéen du Congo aux confins du Congo, du Cameroun et de Centrafrique, thèse de doctorat. Univ. D'Orléans, 2002. 298 p.
30. Moloto-A-Kenguemba G. R., Trindade R. I. F. A late Neoproterozoic paleomagnetic pole for the Congo craton: Tectonic setting, paleomagnetism and geochronology of the Nola dike swarm (Central African Republic) // *Precambrian Research*. 2008. Vol. 164. I. 3–4. P. 214–226.
31. Vicat J.-P., Leger J. M., Nsifa E., Piguet P., Nzenti J. P., Tchameni R., Poulet A. Distinction au sein du craton congolais du Sud-Ouest du Cameroun, de deux épisodes doleïtiques initiant les cycles orogéniques eburnéens (Paléoproterozoïque) et panafricain (Neoproterozoïque). // *C.R. Acad. Sci.*. 1996. Ser. II 323. P. 575–582.
32. Lavreau J., Poidevin J. L., Weis D. Contribution to the geochronology of the basement of the Central African Republic // *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*. 1990. Vol. 11. I. 1–2. P. 69–82.
33. Censier C. Dynamique sédimentaire d'un système fluvial diamantifère mésozoïque. La formation de Carnot (République centrafricaine). Thèse, université de Bangui, 1989. 591 p.
34. De Wit M. J. On Archean Granites, Greenstones, Cratons and Tectonics: Does the Evidence Demand a Verdict? // *Precambrian Research*. 1998. Vol. 91. No. 1. P. 181–226.
35. Ненахов В. М. Геодинамические особенности раннего архея // *Геотектоника*. 2001. № 1. С. 3–15.
36. Афанасьева М. А., Бардина Н. Ю., Богатиков О. А., Вешневская И. И., Гаврилова В. Н., Гурова М. Н., Коваленко В. И., Кононкова Н. Н., Липчанская Л. Н., Наумов В. Б., Попов В. С., Чернов В. И., Шарков Е. В., Юргенсон Б. П., Ярмолюк В. В. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород. Учеб.. Под ред. В. С. Попова, О. А. Богатикова. М.: Логос, 2001. 768 с.
37. Kröner A. Tectonic evolution in the Archaean and Proterozoic // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 187. I. 4. P. 393–410.
38. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 345 с.
39. Loiselle M. C., Wones D. R. Characteristics of Anorogenic Granites // *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 1979, 11, p. 468.
40. Chappell B. W., White A. J. R. Two Contrasting Granite Types: 25 Years Later // *Australian Journal of Earth Sciences*. 2001. 48. P. 489–499.

The geological structure, tectonics and geodynamic evolution of the territory of the Central African Republic

©2024 V. M. Nenakhov^{1✉}, A. I. Tregub¹, J. Biandja², N. V. Kholina¹

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

²*Georesources Laboratory, Department of the Mines and Geology, Higher Institute of Technology,
B. P: 892, Bangui, Central African Republic*

Abstract

Introduction: The key to decoding the Neoproterozoic structure of the Central African fold belt is the sector that territorially belongs to the Central African Republic. This sector takes up to 20% of the area of the belt. The structure of the territory of the Central African Republic is determined by a long and diverse history of its development. Moreover, at various stages, different geodynamic styles were quite clearly manifested. These styles determine the formation of the main structural and compositional complexes (SCCs) and, as a result, the minerageny. The purpose of the paper is to use published data and available materials of regional studies to create a working geodynamic model which will be used for solving regional cartographic problems and mineragenetic mapping.

Methods: The study was conducted using the method of geodynamic modelling, which involved a comprehensive analysis of stratified and unstratified SCCs, their compositions and age characteristics.

Results and discussion: The territory of the Central African Republic has four structural stages, Archean, Paleoproterozoic (Eburnean), Neoproterozoic (Pan-African), and Phanerozoic. The three lower stages have substages separated by internal unconformities. Each substage correlates with the corresponding orogenic phases and subsequent intraplate regimes. In modern coordinates, the northern and southern zones are distinguished, in which the dominant mechanism was Meso-Cenozoic rifting and Proterozoic thrusting. The Archean autochthonous stage is composed of TTG rocks (3.45 – 2.45 GA) associated with green-stone belts. The Paleoproterozoic stage forms the Parautochthon Yangana, represented by green-stone-altered metabasalts, metapelites, and banded iron formations intruded by 2080 MA granitoids. The Neoproterozoic allochthonous stage is formed in the form of the Gbaya nappe composed of 640 – 650 MA granulites, charnokites, orthogneisses, and migmatites. Chaotic complexes in the northern framing of the Congo paleokra-
ton belong to a special type of SCCs of the Neoproterozoic stage. The Phanerozoic stage is composed mainly of Cenozoic sediments in the northern part of the country and two large troughs in its south-western and north-eastern parts.

Intrusive magmatism is extremely diverse and is present in all structural stages, from the Archean to the Phanerozoic. There is an evolution of granitoid magmatism from TTG rocks characteristic of the Archean to the S-type in the Paleo- and, especially, the Neoproterozoic and to the A-type (Mesoproterozoic and Phanerozoic). The magmatites of the main composition of the Archean cycle were completely transformed into amphibolites. Basaltoids of the Paleo-, Meso-, and Neoproterozoic formed in both intraplate continental and oceanic structures. The latter show signs of allochthonous occurrence.

Based on the tectonic structure and material features of the dominant SCCs, which make up the Autochthon, Para-autochthon, Allochthon of the Precambrian and Phanerozoic cover of the territory of the Central African Republic, we traced the evolution of geodynamic processes and proposed a pilot geodynamic



The content is available under Creative Commons Attribution 4.0 License.

✉ Viktor M. Nenakhov, e-mail: viktor.nenahov@mail.ru

formation model. The evolution as a whole involves changing of plume processes that determine the composition of the granite-green-stone regions of the Mesoarchean and Neoproterozoic to confidently recognisable mechanisms of plate tectonic generation in the Paleo and Neoproterozoic and intraplate manifestations of “hot spots” type and continental rifting in the Phanerozoic.

Conclusions: The case of the Central African Republic allows us to state that, regardless of the style of tectonic generation, the culminating orogenic phase is followed by a platform (paraplatform) stage of development characterised by relatively calm conditions, the formation of weathering crusts, and the accumulation of highly differentiated material. Paraplatform regimes were manifested in the Neoproterozoic and Paleoproterozoic (Eburnean) times in the form of intraplate magmatism (trap formation and A-type granitoids). The main mechanism for the formation of structures in the Paleo- and Neoproterozoic was the collisional mechanism expressed in the active margin – ocean – passive margin system, the large-amplitude nappes within which belong to the territory of the Central African Republic and which at that time were a passive margin.

Keywords: Central African fold belt, tectonic covers, chaotic complexes, granitoid magmatism, geodynamic evolution.

For citation: Nenakhov V. M., Tregub A. I., Biandja J., Kholina N. V. The geological structure, tectonics and geodynamic evolution of the territory of the Central African Republic // *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Geologiya – Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology*, 2024, no. 2, pp. 4–18. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology/1609-0691/2024/2/4-18>

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

REFERENCES

1. Toteu S. M., Michard A., Bertrand J. M., Rocci G. U/Pb dating of Precambrian rocks from northern Cameroon, orogenic evolution and chronology of the PanAfrican Belt of central Africa. *Precam. Res.*, 1987, vol. 37, pp. 71–87.
2. Toteu S. F., Van Schmus W. R., Penaye J., Nyobe J. B. U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precambrian Research*, 1994, vol. 67, pp. 321–347.
3. Toteu S. M., Van Schmus W. R., Penaye J., Michard A. New U-Pb and Sm-Nd data from north-central Cameroon and its bearing on the pre-Pan African history of central Africa. *Precam. Res.*, 2001, vol. 108, pp. 45–73.
4. Toteu S. F., Penaye J., Tchameni R., Schmus W. R. Extension and evolution of the 2.1 Ga West-Central African belt in Cameroon. European Geophysical Society, Geophysical Research Abstracts, 2003, 5, 11554.
5. Toteu S. F., Penaye J., Poudjom Djomani Y. H. Geodynamic evolution of the Pan-African belt in Central Africa with special reference to Cameroon. *Can. J. Earth Sci.*, 2004, 41, pp. 73–85.
6. Toteu S. F., Deloule E., Penaye J., Tchameni R. Preliminary U-Pb ionic microprobe data on zircons from Poli and Lom volcano-sedimentary basins (Cameroon): Evidence for a late-Mesoproterozoic to Early Neoproterozoic (1100-950 Ma) magmatic activity in the Central African fold belt // 20th Colloquium of African Geology – Orleans, France – 2–7 June 2004, Abstracts volume, p. 409.
7. Toteu F., Moloto G., Penaye J., Schmus W. R. van, Lerouge C., Cocherie A. New U-Pb and Sm-Nd ages on the Pan-African belt in Central African Republic; Implications for the trans-border correlations with Cameroon. // *33rd Intern. Geol. Congr.*, 2005, Abstract Volume.
8. Pin C., Poidevin J. L. U–Pb zircon evidence for a Pan-African granulite facies metamorphism in the Central African Republic. A new interpretation of the high-grade series of the northern border of the Congo Craton. // *Precambrian Research*, 1987, 36, pp. 303–312.
9. Westerhof A. B., Härmä P., Isabirye E., Katto E., Koistinen T., Kuosmanen E., Lehto T., Lehtonen M. I., Mäkitie H., Manninen T., Mänttari I., Pekkala Y., Pokki J., Saalman K., Virransalo. Geology and Geodynamic Development of Uganda with Explanation of the 1:1.000.000 - Scale Geological Map. // *Geological Survey of Finland*, 2014, vol. 55, (387, 329), fig. 29, tabl. 2 appendices.
10. Cahen L., Snelling, N. J., Delhail J., Vail J. R. The geochronology and evolution of Africa. London, Clarendon Press, 1984, 512 p.
11. Walraven F., Rumvegeri B. T. Implications of whole-rock Pb-Pb and zircon evaporation dates for the early metamorphic history of the Kasai craton, southern Zaïre. *Journal of African Earth Sciences*, 1993, vol. 16, pp. 395–404.
12. Poldevin J. L., Dostal J. and Dupuy C. Archaean greenstone belt from the Central African Republic. *Precambrian Res.*, 1981, 16, pp. 157–170.
13. Mestraud J. L. Carte géologique de la République centrafricaine au 1:1.500.000. Bur. rech. géol. et Min., Paris, 1964.
14. Pouit G. Feuille. Fort-Crampel Ouest avec Notice explicative. Carte géologique de reconnaissance de l’Afrique équatoriale française au 1:500.000. Publ. Dir. Mines Géol. A.E.F, Paris, 1959.
15. Lavreau J., Ledent D., Poidevin J. L. Age archéen de la ceinture de granites-et-roches vertes des Banda (RCA). *C.R. Acad. Sci.*, 1979, 291, pp. 151–153.
16. Lavreau J. Étude géologique du Haut-Zaïre. Génèse et évolution d’un segment lithosphérique archéen. Musée royal de l’Afrique centrale, 1982, Sc. géol, 88, 116 p.
17. Poidevin J. L., Pin C. 2 Ga U-Pb zircon dating of Mbi granodiorite (Central African Republic) and its bearing on the chronology of the Proterozoic of Central Africa. *J. Afr. Earth Sci.*, 1986, 5, pp. 581–587.
18. Rolin P. Nouvelles données tectoniques sur le socle précambrien de Centrafrique: implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sci.*, 1992, 315, sér. II a, pp. 467–70.
19. Rolin P. La zone de décrochements panafricains des Oubangues en République Centrafricaine. *C.R. Acad. Sci.*, 1995, t. 320, série IIa, pp. 63–69.
20. Cornacchia M., Dars R. Un trait structural majeur du continent africain. Les lineaments centrafricains du Cameroun au Golfe d’Aden. *Bull.Soc.Géol.France*, 1983, no. 1, pp. 101–109.
21. Rolin P. Carte tectonique et géologique de la République

Centrafricaine au 1/1.000 000, 1995.

22. Poidevin J. L. La tectonique pan-africaine à la bordure nord du craton congolais: l'orogénèse des Oubanguides. In 12th colloque on the African Geology, Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgium. 1983. Abstract, p. 75.
23. Nédélec A., Macaudière J., Nzenti J. P., Barbey P. Evolution structurale et métamorphique des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Implications pour la structure de la zone mobile panafricaine d'Afrique Centrale, au contact du craton du Congo. *C.R. Acad. Sci.*, 1986, 303, pp. 75–80.
24. Nzenti J.-P., Barbey P., Macaudière J., Soba D. Origin and evolution of the Late Precambrian high-grade Yaounde gneisses (Cameroon). *Precambrian Res.*, 1988, 38, pp. 91–109.
25. Bessoles B., Trompette R. Géologie de l'Afrique: la chaîne panafricaine «zone mobile d'Afrique centrale (partie sud) et zone mobile soudanaise». Mém. Bur. Géol. Min., 1980, 92, 397 p.
26. Mestraud J. L., Bessoles B. Géologie et ressources minérales de la République Centrafricaine. Etat des connaissances à la fin 1963. Mém. du BRGM, no. 60, 1982.
27. Poidevin J. L. Les ceintures de roches vertes de la République Centrafricaine. Contribution à la connaissance du précambrien du nord du craton du Congo. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France, 1991.
28. Rolin P. Présence d'un chevauchement ductile majeur d'âge panafricain dans la partie centrale de la République Centrafricaine: résultats préliminaires. *C.R. Acad. Sci.*, 1991, t. 315, série II; pp. 467–470.
29. Moloto-A-Kenguemba G. Evolution géotectonique Paléoproterozoïque de la couverture du Craton archéen du Congo aux confins du Congo, du Cameroun et de Centrafrique, thèse de doctorat. Univ. D'Orléans, 2002, 298p.
30. Moloto-A-Kenguemba G. R., Trindade R. I. F. A late Neoproterozoic paleomagnetic pole for the Congo craton: Tectonic setting, paleomagnetism and geochronology of the Nola dike swarm (Central African Republic). *Precambrian Research*, 2008, vol. 164 (3–4), pp. 214–226.
31. Vicat J.-P., Leger J. M., Nsifa E., Piguet P., Nzenti J. P.,

Tchameni R., Pouclet A. Distinction au sein du craton congolais du Sud-Ouest du Cameroun, de deux épisodes doleïtiques initiant les cycles orogéniques eburnéen (Paleoproterozoïque) et panafricain (Neoproterozoïque). *C.R. Acad. Sci.*, 1996, Ser. II 323, pp. 575–582.

32. Lavreau J., Poidevin J. L., Weis D. Contribution to the geochronology of the basement of the Central African Republic. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 1990, vol. 11 (1–2), pp. 69–82.
33. Censier C. Dynamique sédimentaire d'un système fluvial diamantifère mésozoïque. La formation de Carnot (République centrafricaine). Thèse, université de Bangui, 1989, 591 p.
34. De Wit M. J. On Archean Granites, Greenstones, Cratons and Tectonics: Does the Evidence Demand a Verdict? *Precambrian Research*, vol. 91, no. 1, 1998, pp. 181–226.
35. Nenakhov V. M. Geodinamicheskie osobennosti rannego arheja [Geodynamic features of the Early Archean]. *Geotektonika – Geotectonics*, 2001, no. 1, pp. 3–15 (In Russ.)
36. Afanas'eva M. A., Bardina N. Ju., Bogatkov O. A., Veshnevskaja I. I., Gavrilova V. N., Gurova M. N., Kovalenko V. I., Kononkova N. N., Lipchanskaja L. N., Naumov V. B., Popov V. S., Chernov V. I., Sharkov E. V., Jurgenson B. P., Jarmoljuk V. V. *Petrografiya i petrologiya magmaticheskikh, metamorficheskikh i metasomaticheskikh gornykh porod* [Petrography and petrology of igneous, metamorphic and metasomatic rocks] Textbook. Ed. V. S. Popov, O. A. Bogatkov. Moscow, Logos publ., 2001, 768 p. (In Russ.)
37. Kröner A. Tectonic evolution in the Archean and Proterozoic. *Tectonophysics*, 1991, vol. 187 (4), pp. 393–410.
38. Kondi K. *Arhejskie zelenokamennye pojasa* [Archean greenstone belts]. Moscow, World publ., 1983, 345 p. (In Russ.)
39. Loiselle M. C., Wones D. R. Characteristics of Anorogenic Granites. Geological Society of America, Abstracts with Programs, 1979, 11, p. 468.
40. Chappell B. W., White A. J. R. Two Contrasting Granite Types: 25 Years Later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 2001, 48, pp. 489–499.

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

Трегуб Александр Иванович, д.г.-м.н., профессор, Воронежский государственный университет, Воронеж, РФ; e-mail: tregubai@yandex.ru; ORCID 0000-0002-8653-1165

Джейн Бианджа, профессор, директор лаборатории георесурсов, департамент горного дела и геологии, Высший технологический институт В. Р: 892, Банги, Центральноафриканская Республика; e-mail: biandja@hotmail.com; ORCID 0009-0004-2911-2513

Холина Наталья Викторовна, к.г.-м.н., доцент, Воронежский государственный университет, Воронеж, Российская Федерация; e-mail: holina_geol@mail.ru; ORCID 0000-0002-7220-4358

Авторы прочитали и одобрили окончательный вариант рукописи.

Viktor M. Nenakhov, PhD in Geol.-Min., Professor, Voronezh State University, Voronezh, Russian Federation; e-mail: viktor.nenakhov@mail.ru; ORCID 0000-0003-1439-0970

Alexandr I. Tregub, PhD in Geol.-Min., Professor, Voronezh State University, Voronezh, Russian Federation; e-mail: tregubai@yandex.ru; ORCID 0000-0002-8653-1165

Biandja Jean, Professor, Director of the Georesources Laboratory, Department of the Mines and Geology, Higher Institute of Technology, Bangui, Central African Republic; e-mail: biandja@hotmail.com; ORCID 0009-0004-2911-2513

Natalya V. Kholina, PhD in Geol.-Min., Associate professor, Voronezh State University, Voronezh, Russian Federation; e-mail: holina_geol@mail.ru; ORCID 0000-0002-7220-4358

Authors have read and approved the final manuscript.