



Железистые кварциты горного хребта Симанду (Гвинейская Республика)

Iron quartzites of the Simandou mountain (Republic of Guinea)

Болонин А. В., Мамедов В. И.,
Мызников И. К.

Bolonin A. V., Mamedov V. I.,
Myznikov I. K.

Впервые в открытой литературе сравнительно полно описываются геология и петрография формации железистых кварцитов, локализованных на юго-востоке Гвинеи в горном хребте Симанду. В этом районе откартирован меридиональный пояс распространения полосчатых магнетитовых кварцитов (итабиритов) нижнепротерозойской метаморфической серии Симанду. Породы серии на фоне архейского гранито-гнейсового фундамента образуют протяжённую узкую сложно построенную синклиналичную структуру. В её строении картируются от одной до трёх параллельных простых синклиналей с итабиритами в ядрах. Разрез метаморфической серии Симанду включает нижнюю толщу метатерригенных пород мощностью до 400–500 м (метапесчаников, кварцитов, филлитов, слюдяных сланцев) и верхнюю итабиритовую толщу мощностью до 220–450 м. Метаморфизм пород серии усиливается с севера на юг от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации. В итабиритовой толще выделяются пакки двух разновидностей полосчатых железистых пород – собственно итабиритов и амфиболовых итабиритов. Минеральный состав собственно итабиритов (мас. %): магнетит 51–55, кварц 48–36, остальное – куммингтонит и слюда. Состав амфиболовых итабиритов (мас. %): магнетит 39–47, кварц 31–30, амфибол (куммингтонит) 24–15, остальное – геденбергит, слюда, кальцит. В латеритной коре выветривания по итабиритам сформированы богатые маритовые и гематит-гётитовые руды (60–66 % Fe), слагающие плащеобразные залежи глубиной от 9 до 350 м.

Ключевые слова: Симанду, итабириты, синклиналь, магнетит, железная руда, метаморфизм.

In this article, we for the first time fully describe the geology and petrography of the iron quartzite formation, localized in Southeast Guinea in the Simandou mountain range. In this region, a meridional distribution belt of banded magnetite quartzites (itabirite) of the Lower Proterozoic Simandou metamorphic series has been mapped. The rocks form an extended (210 km) and narrow (0.4–7 km) complex synclinal structure in the background of the Archean granite-gneiss basement. The structure of the Simandou metamorphic series includes the lower sequence of metaterrigenous rocks up to 400–500 m thick (metasandstone, quartzite, phyllite, mica schist) and the upper itabiritic sequence up to 220–450 m thick. The metamorphism of the rocks of the series increases from north to south from the greenschist to epidote-amphibolite facies. Members of two varieties of banded iron rocks are distinguished in the itabiritic stratum – itabirite and amphibole itabirite. The composition of itabirite is (wt %): magnetite 51–55, quartz 48–36, and the rest is cummingtonite and mica. The composition of amphibole itabirite is (wt %): magnetite 39–47, quartz 31–30, amphibole (cummingtonite) 24–15, the rest is hedenbergite, mica and calcite. Rich martite and hematite-goethite ores (60–66% Fe) are formed in the lateritic weathering crust after itabirite, forming manto deposits with a depth of 9 to 350 m.

Keywords: Simandou, itabirite, syncline, magnetite, iron ore, metamorphism.

Для цитирования: Болонин А. В., Мамедов В. И., Мызников И. К. Железистые кварциты горного хребта Симанду (Гвинейская Республика). Руды и металлы. 2022. № 3. С. 57–77. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10017.

For citation: Bolonin A. V., Mamedov V. I., Myznikov I. K. Iron quartzites of the Simandou mountain (Republic of Guinea). Ores and metals, 2022, № 3, pp. 57–77. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10017.



Введение. В районе горного хребта Симанду на юго-востоке Гвинеи в последние два десятилетия разведаны крупнейшие запасы богатых железных руд, локализованных в латеритной коре выветривания по железистым (магнетитовым) кварцитам, в этом регионе называемым итабиритами. Запасы и ресурсы богатых руд (60–66 % Fe) оцениваются в 8–9 млрд т. Крупный рудный ресурс будущего представляют собой неизменённые итабириты, содержащие 29–40 % Fe.

Впервые железистые кварциты в пределах хребта Симанду были исследованы французскими геологами в 30–50-е гг. прошлого века. Они выделили эти породы в самостоятельную метаморфическую серию [10, 14]. Литологический разрез серии описывался исходя из предположения о моноклинальном крутопадающем (65–85°) залегании стратифицированных пород [9]. Результаты последующего изучения геологии района и разведки месторождения Пик-де-Фон в период 2003–2008 гг. нашли отражение в серии публикаций [1, 6, 7, 16]. С 2008 г. компании Rio Tinto, BSGR, Vale продолжили поиски и разведку железорудных месторождений в этом районе.

Авторы в составе компании Geoprospects Ltd в 2008–2011 гг. проводили поисковые и разведочные работы на железорудных объектах. В полевых работах с нами принимали участие российские коллеги: А. Асавин, А. Борисенко, В. Бученков, В. Веригин, А. Карлович, Е. Каршин, Ф. Котов, М. Лопухин, А. Нигматуллина, А. Панов, Д. Рудько. В процессе опережающих работ важную информацию о распространении итабиритов дали результаты комплексной аэрогеофизической съёмки, выполненной компанией FUGRO, а также реконсцировочные маршруты, проведённые геологами из Южно-Африканской Республики (Ян Брайсон, Ювал Кoen, Грем Гринвей, Гарнет Шамалия, Ивэн Вильямс).

Выполненные нашей компанией работы охватывали северную половину горного хребта Симанду на протяжении 56 км и его юго-западное окончание (хребет Зогота) на протяжении 75 км. Работы включали маршрутное геологическое картирование (1600 км), докумен-

тацию и рядовое опробование керн (36 тыс. м), отбор штучных проб, изучение прозрачных и полированных шлифов под микроскопом. Штучные пробы и минералы проанализированы в лабораториях научных институтов Москвы (ИГЕМ РАН, ВИМС) рентгенофлуоресцентным, рентгенофазовым, термическим, газометрическим и электронно-зондовым методами. Использованы данные анализа рядовых керновых проб.

В результате работ уточнено распространение серии Симанду, обоснована синклинальная структура итабиритовых толщ, изучены локализация и вещественный состав железных руд. Вопросы геологии железорудного района Симанду остаются слабо освещёнными в открытой литературе. Материалы настоящей статьи частично компенсируют этот пробел.

Региональная позиция. Синклинальная структура Симанду, включающая итабириты, узкой меридиональной полосой с волнообразными изгибами протягивается в южной части Западно-Африканского щита на восточном склоне Леоно-Либерийского архейского кристаллического массива (кратона) (рис. 1, а). В районе выделяют пять разновозрастных литоструктурных комплексов (ярусов) [5, 13, 16]: позднеархейский стратифицированный гнейсовый комплекс с кварцитами, слюдяными сланцами, амфиболитами и мигматитами (3,2–2,9 млрд лет); позднеархейский либерийский палингенно-интрузивный комплекс гранодиоритов, гранитов, тоналитов и метагабброидов (2,9–2,7 млрд лет); раннепротерозойские пояса метатерригенных пород и итабиритов серий (групп) Симанду и Нимба (2,5–2,2 млрд лет); протоплатформенный чехол, сложенный вулканогенно-терригенными породами бирримской серии нижнего протерозоя (впадина Сигири); раннепротерозойский эбурнейский интрузивный комплекс биотитовых гранитов и гранодиоритов (2,1–1,9 млрд лет).

В мезозойскую эру с раскрытием Атлантического океана в регионе связывают трапповый габбродолеритовый магматизм возрастом около 200 млн лет [8] и образование кимберлитов возрастом 153–140 млн лет [15]. В кай-

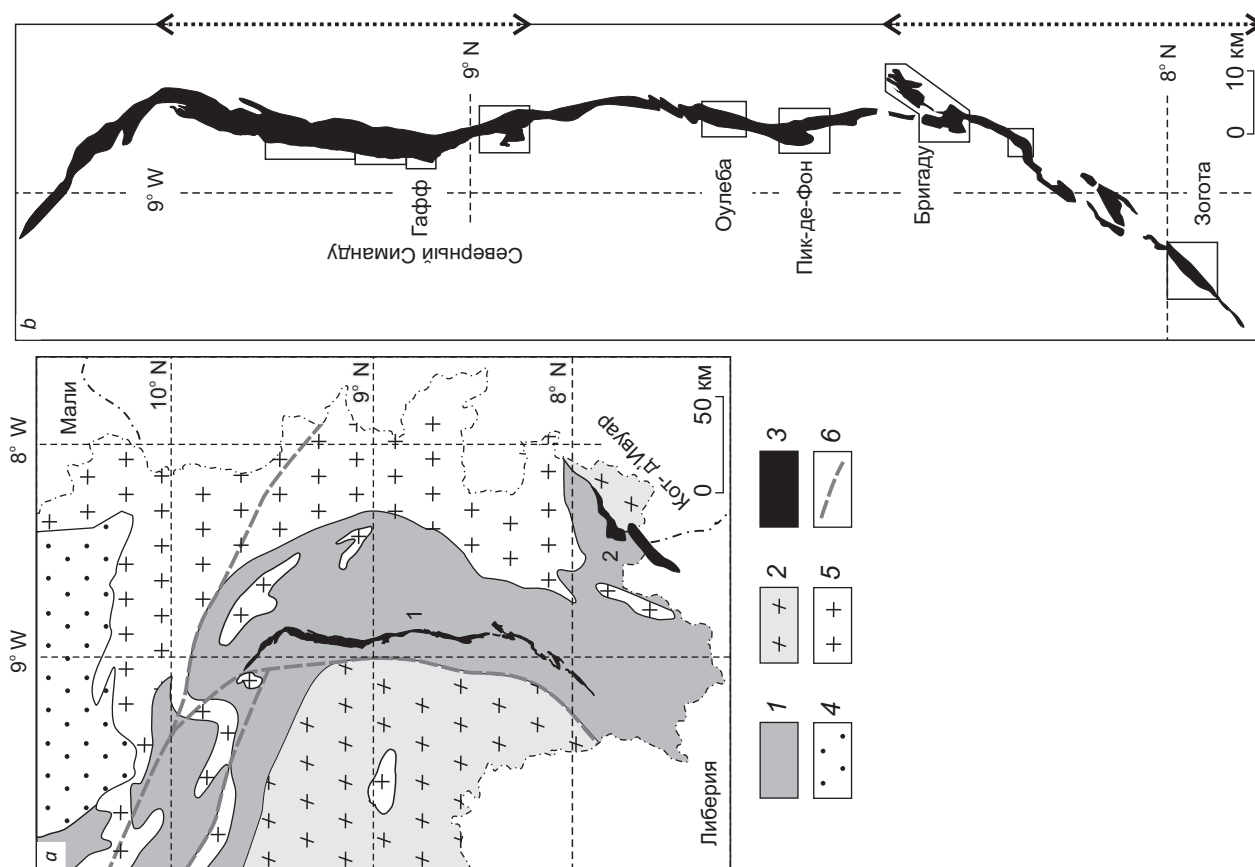


Рис. 1. Геологическая схема юго-востока Гвинеи (а) по данным [16] с дополнениями; форма синклинали Симанду (b):

1 – архейский гнейсовый комплекс; 2 – либерийский палингено-интрузивный комплекс (Леон-Либерийский массив); 3 – нижнепротерозойские серии Симанду (1) и Нимба (2); 4 – раннепротерозойский бирримский вулканогенно-терригенный протоплатформенный чехол (впадина Сигири); 5 – эбурнейский интрузивный комплекс; 6 – региональные разломы; чёрное (на b) – итабириты, филлиты, сланцы, кварциты и контуры железорудных участков (месторождений); стрелками обозначены интервалы геологического картирования, выполненные авторами в 2008–2011 гг.

Fig. 1. Geological scheme of Southeast Guinea (a) according to [16] with additions, the shape of the Simandou syncline (b):

1 – Archean gneiss complex; 2 – Liberian palingentic-intrusive complex (Leono-Liberian massif); 3 – Lower Proterozoic Simandou (1) and Nimba (2) series; 4 – Lower Proterozoic Birrim volcanogenic-terrigenous protoplatform cover (Sigiri Basin); 5 – Eburnei intrusive complex; 6 – regional faults; black (on b) – itabirite, phyllite, shale, quartzite and contours of iron ore sites (deposits); The arrows mark the intervals of geological mapping performed by the authors in 2008–2011





нозное на обширной территории Гвинеи формировались латеритные коры выветривания с образованием месторождений бокситов и богатых железных руд [2].

Среди архейского кристаллического фундамента породы серии Симанду слагают протяжённую узкую синклинальную структуру длиной около 210 км, шириной 0,4–7 км (см. рис. 1, б). В современном рельефе синклинальная структура на протяжении 110 км совпадает с горным хребтом Симанду. Наивысшая точка – вершина Пик-де-Фон – 1656 м, относительные превышения достигают 300–700 м. На юго-западном продолжении хребта на участках Бригаду – Зогота синклинальная структура трассируется цепочкой менее высоких горных гряд. Таким образом, итабириты и развитые по ним богатые железные руды формируют в современном рельефе преимущественно горные гряды. Итабириты обнаруживают большую устойчивость к денудации на фоне сланцев, гнейсов и гранитоидов. Рыхлые мартитовые руды, слагающие наибольший объём латеритной коры выветривания, сверху защищены от эрозии (бронированы) коркой крепких сливных лимонитовых руд (так называемая кираса).

Гранито-гнейсовый фундамент. Архейский гранито-гнейсовый фундамент в обрамлении синклинали Симанду сложен гнейсами, которые чередуются с пачками кварцитов, слюдяных и амфиболовых сланцев. Этот грубо стратифицированный метаморфический комплекс включает дискордантные удлинённые и изометрические тела гнейсовидных гранитов (гранитогнейсов). На северном окончании синклинали породы серии Симанду налегают на массивные интрузивные породы – биотит-роговообманковые граниты, лейкограниты, ортоамфиболиты. Массивные породы можно отнести к позднеархейскому либерийскому интрузивному комплексу [13].

Среди пород фундамента наиболее распространены лейко- и мезократовые биотитовые гнейсы среднезернистого сложения (0,5–3 мм) крупнополосчатой текстуры. Состав пород: главные минералы – микроклин, плагиоклаз № 20–37, кварц, биотит; второстепенные – роговая обманка, ортоклаз, гранат, апатит, маг-

нетит, сфен, циркон; вторичные (до 10 %) – мусковит, эпидот, хлорит, кальцит. Количество граната (альмандина) в гнейсах, кварцитах и слюдяных сланцах местами достигает 5–30 %. Гнейсы часто насыщены согласными с полосчатостью полевошпат-кварцевыми прожилками мощностью 1–4 см.

Среди архейского фундамента встречаются породы, обогащённые магнетитом. На участках Зогота и Бригаду среди белых мономинеральных кварцитов в отдельных прослоях наблюдались тонкополосчатые магнетитовые кварциты (рис. 2, а). На севере синклинали Симанду среди гнейсов отмечены линзы амфибол-кварц-магнетитовых пород (см. рис. 2, б).

Химический и микроэлементный состав изученных пород и минералов приведены в таблицах 1, 2, 3. Биотитовые гнейсы имеют гранитный состав: 69,3–73,7 % SiO_2 и 5,9–9,3 % $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$. По отношению $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ гнейсы подразделяются на гранитогнейсы (0,63–1,6) и плагиогнейсы (0,08–0,34).

Серия Симанду. В целом простираение метаморфической полосчатости пород в гранито-гнейсовом фундаменте и слоистости в серии Симанду совпадает, что затрудняет различение этих литоструктурных комплексов при геологическом картировании. Признаком структурного несогласия между комплексами является то, что базальные породы серии Симанду на своём протяжении контактируют с различными породами фундамента, в том числе налегают на массивные гранитоиды либерийского палингенно-интрузивного комплекса.

На фоне гранито-гнейсового фундамента, метаморфизованного в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма, синклинальная структура Симанду протяжённо-стью 210 км выделяется как отчётливо стратифицированный комплекс пород более низкой степени метаморфизма. Комплекс включает две толщи (свиты): нижнюю метатерригенную (филлиты, слюдяные сланцы, кварциты, метапесчаники) и верхнюю итабиритовую. На протяжении синклинальной структуры на разных её участках итабириты слагают от одной до трёх параллельных полос, находящихся в окружении метатерригенных пород. Отдельные

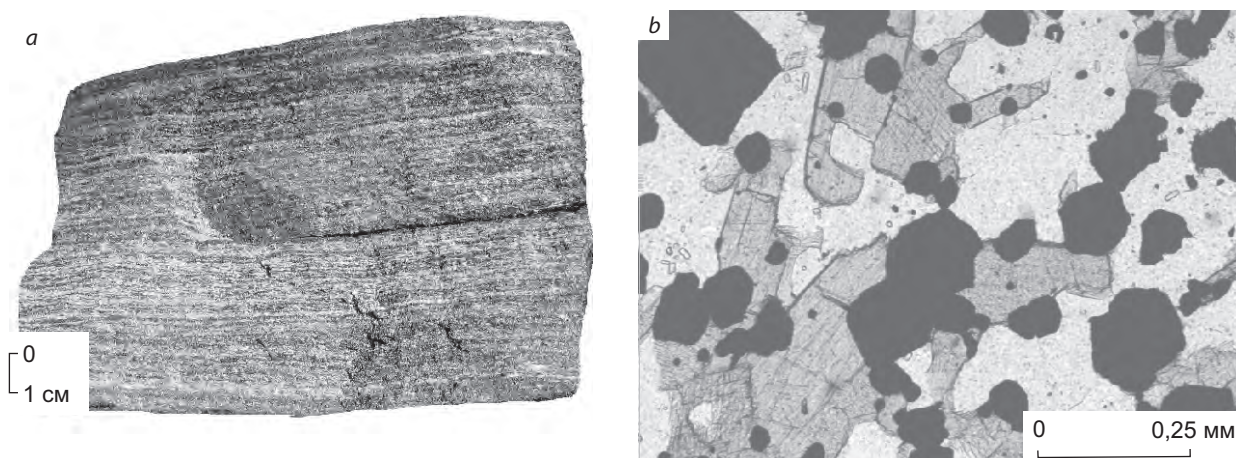


Рис. 2. Магнетитсодержащие породы архея:

a – образец тонкополосчатого железистого кварцита; *b* – в прозрачном шлифе (никколи параллельны) амфибол-кварц-магнетитовая порода с идиоморфным магнетитом (чёрное), призматической роговой обманкой (серое) и ксеноморфным кварцем (светлое)

Fig. 2. Archean magnetite-bearing rocks:

a – a sample of thin-banded iron quartzite; *b* – in transparent section (nicols are parallel) amphibole-quartz-magnetite rock with euhedral magnetite (black), prismatic hornblende (gray) and xenomorphic quartz (light)

итабиритовые полосы имеют ширину 0,8–1,6 км и прослеживаются на расстоянии от 1,5 до 34 км. Детальным картированием и бурением устанавливается складчатая синклинальная структура полос, в которой итабириты занимают ядро складок, а метатерригенные породы слагают крылья. Перерывы в распространении итабиритов по простиранию на фоне метатерригенной толщи связаны с ундуляцией (поднятием) шарниров складок, а также с эрозийными вырезами итабиритов поперечными долинами.

Синклинальное строение структуры Симанду наиболее полно изучено на крайнем юге, на участке Зогота, и на севере, на участке Гафф (см. рис. 1, *b*). На участке Зогота породы серии образуют простую синклиналь с контактами, падающими навстречу друг другу под углами 45–55° (рис. 3, *a*; рис. 4). Богатая железная руда слагает на итабиритах плащеобразную залежь глубиной от 9 до 150 м. Рудная залежь имеет зональное строение (сверху вниз): крепкие коричневые гематит-гётитовые

руды, рыхлые чёрные мартитовые руды, крепкие неизменённые итабириты. Алюмосиликатные породы (сланцевые сланцы, гнейсы) в коре выветривания превращены в иллит-каолинитовые глины, местами бокситоносные (с гибситом).

В отличие от участка Зогота на участках Северного Симанду восточнее наиболее крупной итабиритовой синклинали параллельно протягивается вторая синклиналь с итабиритами в ядре, а на крайнем севере между ними появляется третья (см. рис. 3, *b*). На участке Гафф установлена симметричная синклиналь с углами падения крыльев 50–60° (см. рис. 4). Залежь богатых руд, развитая по итабиритам, характеризуется повышенной вертикальной мощностью, подошва погружена до глубины 350 м. Залежь имеет аналогичное участку Зогота зональное строение (сверху вниз): крепкие гематит-гётитовые руды – рыхлые мартитовые руды – неизменённые итабириты.

На других участках структуры Симанду на дневной поверхности у итабиритов во многих

Табл. 1. Средний химический состав пород участков хребта Симанду, мас. %

Table 1. Average whole-rock composition, wt%

Ком- плекс	Участок	Число проб	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ.	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	МВ	ПЛ
Архейский Фундамент	Зотога	2	Гранитогнейс	71,05	0,19	15,30	2,50	0,02	0,50	1,99	4,60	3,00	0,03	0,55	-	-
		5	Гранитогнейс	72,42	0,20	13,70	2,32	0,04	0,58	1,42	3,76	4,62	0,05	0,54	-	-
		2	Плагинейс	71,35	0,16	15,40	1,62	0,02	0,65	3,03	5,75	1,04	0,06	0,72	-	-
	Север- ный Симанду	3	Гранит	67,90	0,32	14,63	4,43	0,06	1,41	3,16	3,69	3,19	0,11	0,67	-	-
		1	Лейкогранит	75,10	0,04	12,80	2,18	0,01	0,11	0,38	3,32	5,52	<0,02	0,31	-	-
		1	Ортоамфиболит	48,70	0,72	15,30	13,20	0,17	7,45	10,70	2,08	0,69	0,05	0,66	-	-
		2	Амфибол-кварц- магнетитовая	49,20	0,07	2,35	40,30	0,77	2,79	4,05	0,14	0,19	0,04	0,03	-	-
		3	Двусланцевой сланец	69,23	0,27	11,67	7,97	0,05	4,00	0,04	0,06	3,21	0,05	3,16	-	-
		1	Кварцит	93,20	0,05	3,70	1,21	0,00	0,20	0,02	0,04	0,86	<0,02	0,58	-	-
		57	Итабирит	42,50	0,02	0,40	56,40	0,01	0,32	0,07	0,06	0,10	0,07	0,00	570	3,43
Серия Симанду		105	Амфиболовый итабирит	40,40	0,03	0,80	52,30	0,05	2,10	1,34	0,11	0,32	0,12	2,40	640	3,45
		26	Филлит	42,60	0,80	30,20	10,00	0,12	1,30	0,01	0,20	8,20	0,11	6,30	30	2,72
		21	Кварцевый филлит	60,30	0,50	21,50	5,40	0,08	1,10	0,01	0,15	6,80	0,04	4,00	-	2,62
	Север- ный Симанду	2*	Слюдяной сланец	65,00	0,50	11,00	15,40	0,06	2,20	0,50	0,02	2,10	0,05	3,00	-	-
		8	Кварцит	94,00	0,05	1,30	3,00	0,35	0,20	0,25	0,05	0,14	0,02	0,60	0,3	2,57
		8*	Металесчаник	96,20	0,03	1,47	1,24	0,01	0,19	0,07	0,02	0,34	<0,02	0,32	-	-
	Бригаду	1*	Долерит	46,60	2,40	14,80	17,00	0,21	5,50	10,20	2,20	0,45	0,20	0,45	-	-
		1	Долерит	45,60	3,40	12,80	19,50	0,25	4,20	8,40	2,60	0,41	0,29	1,20	30	-
		24**	Итабирит	47,50	0,02	0,12	50,00	0,04	0,05	0,05	0,05	0,02	0,04	1,30	-	3,31
	Зотога	71	Итабирит	41,60	0,01	0,30	55,30	0,04	0,90	0,40	0,13	0,18	0,14	0,90	420	3,36
		108	Амфиболовый итабирит	45,80	0,03	0,60	48,30	0,13	3,30	1,20	0,04	0,05	0,13	0,30	1000	3,46
		79	Слюдяной сланец	59,70	0,50	14,80	11,40	0,15	2,70	0,60	0,40	4,10	0,08	5,30	1,5	2,70
		3	Кварцит	93,00	0,08	1,80	3,00	0,15	0,03	0,01	0,03	0,08	0,04	2,00	0,4	-

Примечание. * Штуфные пробы (рентгенофлуоресцентный анализ выполнен в лаборатории ИГЕМ РАН, г. Москва); ** рассчитано из данных [7]; остальное – рядовые керновые пробы (рентгенофлуоресцентный анализ выполнен в лаборатории SGS в ЮАР); ППП – потери при прокаливании, МВ – магнитная восприимчивость, ПЛ – плотность, т/м³.



Табл. 2. Химический состав минералов участка Зогота, мас. %

Table 2. Chemical composition of the minerals of the Zogota site, wt%

№ п/п	Проба	Порода	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	MgO	FeO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Сумма
1	040-052	Гнейс	Андезин	59,1	0	26,2	0	0	0,03	7,35	0,43	6,8	99,91
2			Альмандин	37	0	21,2	1,48	2,95	34,7	1,79	0,01	0	99,13
3			Биотит	35,3	2,64	21,5	0,02	7,9	19,1	0,15	9,4	0,05	96,06
4	007-236	Гранат-биотитовый сланец	Альмандин (центр)	36,2	0,03	20	0,87	2,35	38,5	0,55	0	0	98,5
5			Альмандин (край)	36,5	0,02	19,6	0,88	2,79	38,4	0,38	0	0	98,57
6			Биотит	37,2	1,53	16,4	0,01	11	19,9	0,03	9,76	0	95,83
7			Хлоритовид	35,6	0,62	32,4	0	6,15	7,09	1,55	0,01	0	83,42
8			Альмандин (центр)	36,5	0,02	20,4	2,35	2,04	35,7	1,6	0,01	0	98,62
9	129-158	Серия Симанду	Альмандин (край)	36,6	0	21	2,29	1,59	36,8	1,23	0,01	0	99,52
10			Биотит	34,8	0,92	21,8	0,01	7,98	21,3	0,03	9,62	0,07	96,53
11			Альмандин	36,7	0,03	20,6	0,75	2,33	37,3	1,38	0	0	99,09
12	С13-150	Гранат-биотитовый сланец	Биотит	36,7	1,43	18,4	0	9,72	20,6	0,01	9,76	0,15	96,77
13			Куммингтонит	51,7	0,02	1,17	0,09	13,6	29,5	0,14	0	0,05	96,27
14			Биотит	34,2	2	16,1	0,03	6,78	26,9	0,04	9,32	0	95,37
15	С08-253	Амфиболовый итабирит	Биотит	51,4	0,07	0,32	0,15	10,1	33,3	0,2	0,02	0	95,56
16			Куммингтонит	51,6	0,05	0,23	0,17	11	34,8	0,21	0	0	98,06
17			Куммингтонит	53	0	0	0,45	12,4	32,3	0,59	0	0	98,74
18	007-214	Амфиболовый итабирит	Куммингтонит	52,3	0	0	0,52	11,3	32,2	0,66	0	0	96,98
19			Феррогиперстен	49	0	0	0,77	9,75	39,9	0,76	0	0	100,18
20			Геденбергит	51,4	0,02	0,08	0,34	7,35	19,3	21,6	0	0	100,09
21	045-212	Кальцит	Кальцит	0,04	0	0	0,34	0,55	1,31	51,9	0	0	54,14

Примечание. Электронно-зондовый микроанализ выполнен в ИГЕМ РАН (г. Москва) на приборе Cameca MS-46 с приставкой Link.

Табл. 3. Среднее содержание микроэлементов в породах, г/т

Table 3. Average whole-rock trace elements composition, ppm

Комплекс	Участок	Число проб	Порода	Cr	V	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Rb	Sr	Ba	Zr	Y	Nb	As	Sc	Ga	Ge
Архейский фундамент	Северный Симанду	5	Гранитогнейс	13	25	4	3	2	30	35	177	306	1320	136	11	9	< 5	-	-	-
		2	Плагитогнейс	13	23	3	1	34	19	17	40	540	570	171	7	3	< 5	-		
		3	Гранит	31	46	5	6	12	46	26	129	590	1650	152	14	13	< 5			
		1	Лейкогранит	12	1	2	3	2	22	73	298	185	590	99	12	22	< 5			
		1	Ортоамфиболит	536	208	30	100	151	78	< 5	48	106	120	50	17	4	< 5			
		2	Амфибол-кварц-магнетитовая порода	25	19	12	18	10	40	< 5	9	49	450	42	11	3	6			
		3	Двусланцевой сланец	44	60	13	27	3	65	8	123	16	1500	195	14	9	5			
		1	Кварцит	20	40	2	3	6	12	< 5	32	13	220	46	2	4	< 5			
Серия Симанду	Зогота	3	Итабирит	< 20	< 20	< 20	20	50	50	< 5	< 2	2	30	6	2	< 2	< 3	32	5	7
		2	Амфиболовый итабирит	26	< 20	< 20	25	90	70	< 5	< 2	10	27	10	5	2	< 3	37	5	7
		12	Слюдяной сланец	120	120	25	80	230	210	30	600	80	660	120	20	20	15	15	20	

Примечание. Штуфные пробы (рентгенофлуоресцентный анализ выполнен в лаборатории ИГЕМ РАН, г. Москва).

случаях наблюдается крутое падение слоистости под углами 70–90°, в том числе картируются крутопадающие изоклинальные складки. Вместе с тем на замыкании синклиналей по простиранию наблюдались пологозалегающие итабириты (15–35°).

Для наиболее изученных участков Гафф, Пик-де-Фон, Бригаду, Зогота составлены сводные стратиграфические колонки серии Симанду (рис. 5). Общая мощность серии в центре синклиналей на каждом из участков достигает 700–900 м, в том числе нижней кварцит-сланцевой толщи 400–500 м и верхней итабиритовой толщи 220–400 м. В местах замыкания синклиналей по простиранию фиксируется уменьшение мощности толщ. Например, мощность кварцит-сланцевой толщи на флангах участков Гафф и Зогота уменьшается до

100–50 м. Как правило, в сокращённых разрезах преобладают метапсаммиты, а в полных разрезах в центре синклиналей – метапелиты. Вероятнее всего, это обусловлено первично осадочными фаціальными изменениями в мощности и составе отложений.

В разрезе нижней толщи серии Симанду чередуются пачки метапелитов (филлитовых и слюдяных сланцев) и метапсаммитов (метапесчаников и кварцитов). В середине разреза нижней толщи отмечается горизонт итабиритов мощностью до 20–30 м. Горизонт прослеживается симметрично в обоих крыльях синклиналей (см. рис. 4). Верхняя итабиритовая толща также неоднородна. В ней чередуются пачки разных по составу итабиритов, которые перемежаются с прослоями филлитов. Большинство филлитовых прослоев маломощные

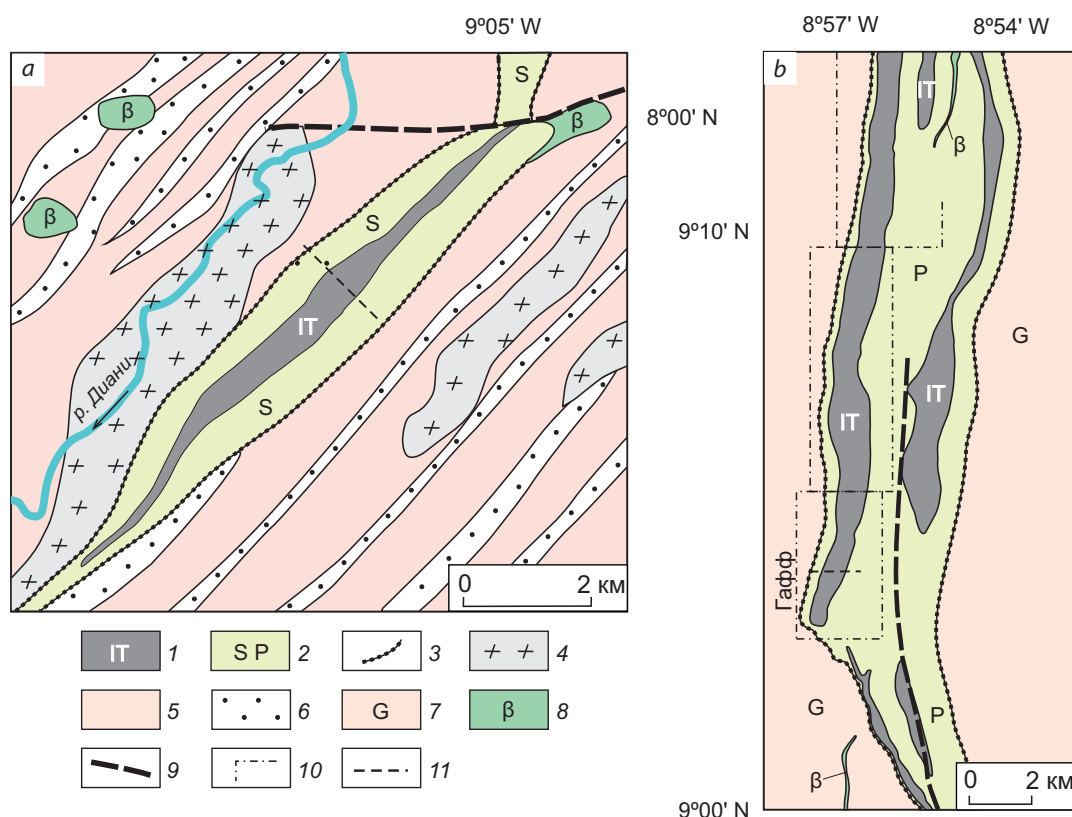


Рис. 3. Геологические планы участков Зогота (а) и Северного Симанду (b):

серия Симанду: 1 – итабиритовая рудовмещающая толща, 2 – кварцит-сланцевая (S) и кварцит-филлитовая (P) толщи, 3 – подошва серии Симанду; архейский комплекс: 4 – гранитогнейсы, 5 – биотитовые гнейсы, 6 – кварциты, 7 – нерасчленённый; 8 – долериты; 9 – разлом; 10 – контур железорудных участков Северного Симанду, 11 – линия разрезов

Fig. 3. Geological maps of the Zogota (a) and North Simandou (b) sites:

Simandou series: 1 – Simandou itabirite ore-bearing sequence, 2 – quartzite-schist (S) and quartzite-phyllite (P) sequences, 3 – basement of Simandou series; Archean complex: 4 – granite gneiss, 5 – biotite gneiss, 6 – quartzite, 7 – undivided; 8 – dolerite; 9 – fault; 10 – the contour of iron ore sites of Northern Simandou; 11 – section line

(0,02–5 м), но на участке Гафф единичные прослои достигают мощности 20–40 м и прослеживаются по простиранию до 2,5 км.

Среди итабиритов выделяются две разновидности – кварц-магнетитовые (собственно итабириты) и амфибол-кварц-магнетитовые (амфиболовые итабириты). На участке Зогота в верхней и нижней частях разреза итабиритовой толщи преобладают амфиболовые итабириты, а в середине – собственно итабириты, что позволяет расчленять толщу на три пачки

(см. рис. 5). На участке Бригаду имеет место сходное трёхчленное строение итабиритовой толщи, но отмечается большое число маломощных прослоев филлитов. На участке Пикде-Фон итабиритовую толщу также подразделяют на три пачки, обособляя в середине пачку крупнопослойчатых итабиритов [6]. На участке Гафф на фоне собственно итабиритов встречаются лишь редкие прослои амфиболовых итабиритов и многочисленные – филлитов. Мощный филлитовый прослой пе-

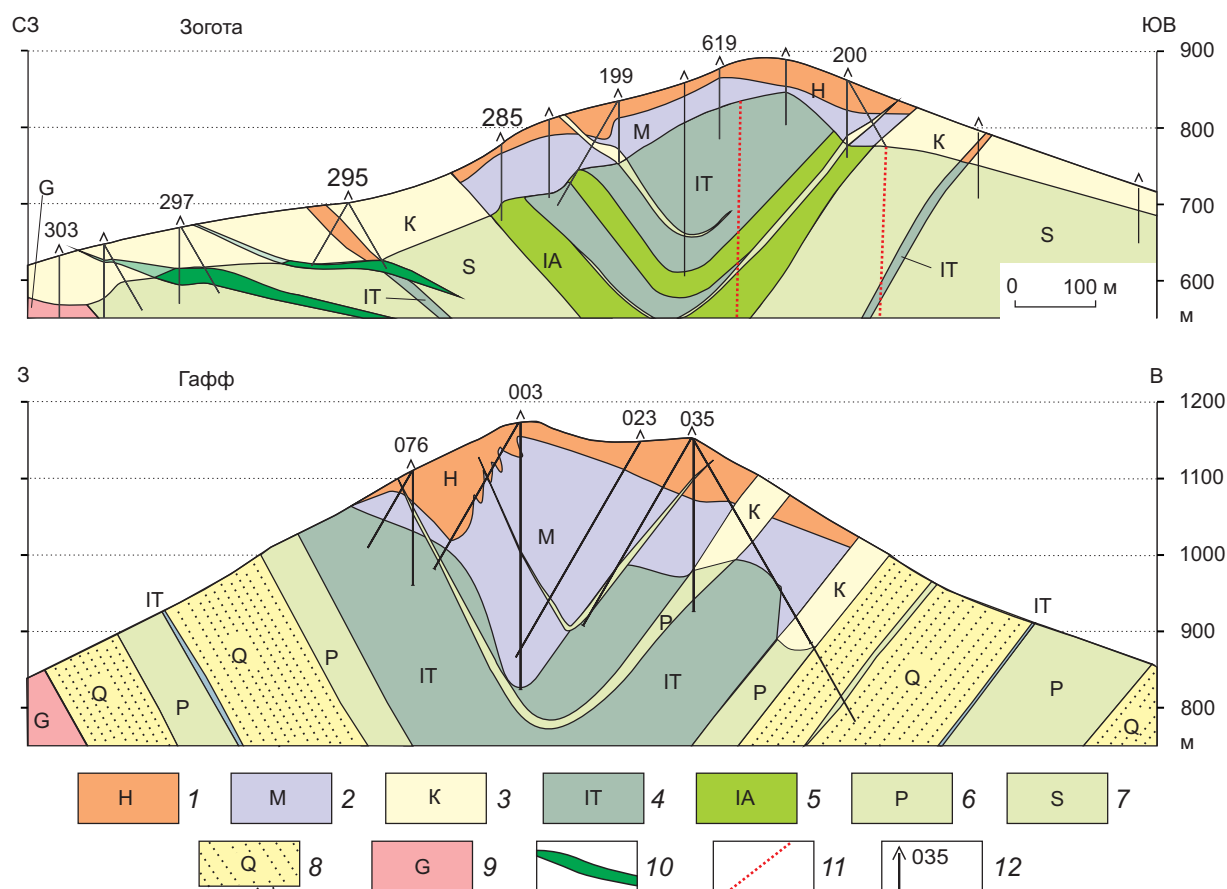


Рис. 4. Геологические разрезы по участкам Зогота и Гафф:

1 – крепкая гематит-гётитовая руда; 2 – рыхлая мартитовая руда; 3 – каолинизированные породы (филлиты, сланцы, гнейсы); 4 – итабириты; 5 – амфиболовые итабириты; 6 – филлиты; 7 – слюдяные сланцы; 8 – кварциты; 9 – гнейсы (архейский гнейсовый фундамент); 10 – дайка долеритов; 11 – дайка пегматитов; 12 – скважина и её номер

Fig. 4. Geological sections for the Zogota and Gaff areas:

1 – hard hematite-goethite ore; 2 – loose martite ore; 3 – kaolinized rocks (phyllite, shale, gneiss); 4 – itabirite; 5 – amphibole itabirite; 6 – phyllite; 7 – mica schist; 8 – quartzite; 9 – gneiss (Archean gneiss basement); 10 – dolerite dike; 11 – pegmatite dike; 12 – well and its number

рекрывает нижнюю треть разреза, которая сопоставляется с нижней пачкой на других участках. Во всех изученных разрезах итабириты завершают серию Симанду, и каких-либо вышележащих отложений другого типа в ядре синклиналей не наблюдается.

Петрография пород. Степень регионального метаморфизма пород серии Симанду увеличивается с севера на юг от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации. Заметнее

всего это прослеживается по метатерригенной толще. На севере Симанду метапелиты представлены типичными филлитами, а среди метапсаммитов наряду с кварцитами распространены метапесчаники с отчётливой реликтовой слоистостью и обломочной структурой. В южной части хребта на участке Пик-де-Фон распространены филлиты и кварциты [6]. На юге синклинали (на участках Бригаду и Зогота) нижнюю толщу составляют гранатосодержа-

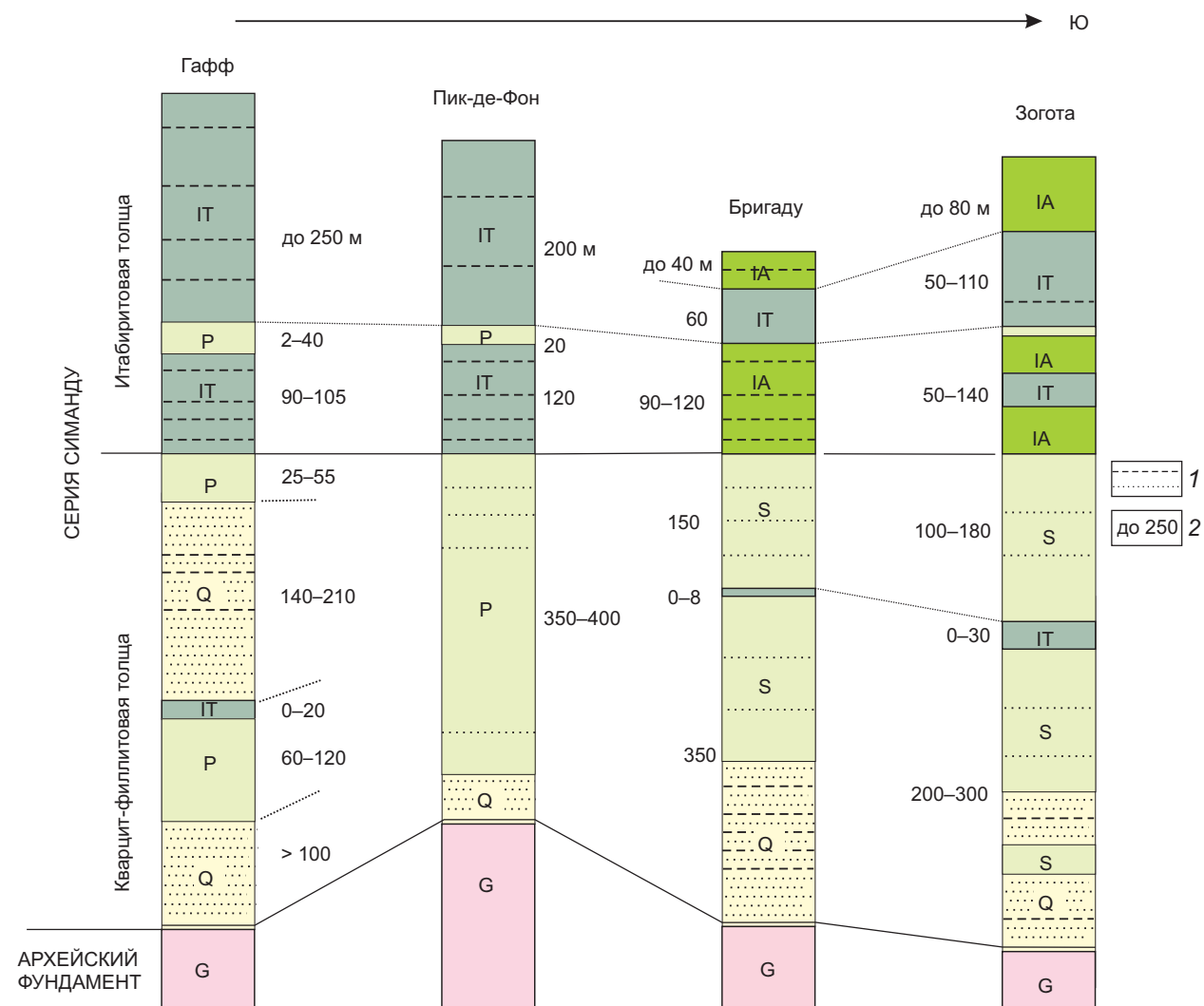


Рис. 5. Стратиграфические колонки и корреляция разрезов серии Симанду на участках Гафф, Пик-де-Фон, Бригаду, Зогота:

1 – маломощные прослои филлитов и кварцитов; 2 – мощность пачек, м; остальные усл. обозн. см. рис. 4

Fig. 5. Stratigraphic columns and correlation of sections of the Simandou series at the Gaff, Pic-de-Fonds, Brigadou, and Zogota sites:

1 – thin layers of phyllite and quartzite; 2 – sequence thickness, m; legend see fig. 4

щие слюдяные сланцы и кварциты без следов осадочных текстур.

Филлиты – породы тёмно-серого или чёрного цвета с шелковистым блеском на плоскостях отдельности. Сложены тонкочешуйчатой светлой слюдой (серицитом) с размером чешуек 0,01–0,05 мм и зёрнами кварца размером 0,03–0,07 мм (рис. 6, а). Второстепенные ми-

нералы – хлорит, пирит, гематит, турмалин, углеродистое вещество. По содержанию SiO_2 выделяются собственно филлиты – 30–50 % (в среднем 42,6 %) и кварцевые филлиты – 50–70 % (в среднем 60,3 %) (см. табл. 1). Филлиты характеризуются высоким содержанием K_2O (5–10 %), углеродистого вещества (0,1–1,3 %), присутствием вкраплений и слойков пирита.

Во вкраплениях метазёрен пирита размером до 1 мм в микровключениях диагностированы халькопирит, галенит, сфалерит. Местами встречаются филлиты с вкраплениями таблитчатых кристаллов гематита (спекулярита). В редких прослоях филлиты содержат до 30 % хлорита.

Слюдяные сланцы – породы серого цвета, полосчатые, с лепидогранобластовой микроструктурой (см. рис. 6, *b*). Главные минералы – кварц, биотит, мусковит и гранат; прочие – полевой шпат, магнетит, пирит, хлоритоид, куммингтонит, графит. Распространены двуслюдяные сланцы, но встречаются и монослюдяные кварц-мусковитовые и кварц-биотитовые. Обычный размер зёрен кварца до 0,2 мм, чешуек слюды до $0,1 \times 0,2$ мм, местами до 1–2 мм. Гранат в слюдяных сланцах представлен идиоморфными порфиробластами размером 0,3–3 мм (см. рис. 6, *c*). Гранат имеет химический состав альмандина (№ 4, 5, 8, 9, 11 в табл. 2). Слюдяные сланцы отличаются от филлитов низким содержанием K_2O (2,1–4,1 %) за счёт меньшей доли слюды в их составе (см. табл. 1).

К минеральной паре гранат – биотит можно применить геотермометр на основе атомного содержания в минералах Mg, Fe, Mn [3].

С учётом микрозондовых определений химического состава минералов для биотитовых сланцев с участка Зогота (№ 4–12 в табл. 2) расчёт температуры даёт значение 500 ± 30 °C (рис. 7). Эта температура соответствует границе эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Показательно, что она ниже температуры 610 °C, вычисленной для гранат-биотитового парагенезиса из образца архейского гнейса с того же участка (№ 2, 3 в табл. 2).

Кварциты – породы белого или серого цвета, массивные или полосчатые. Под микроскопом наблюдается мелкозернистая гетерогранобластовая структура кварцевого агрегата, в котором диагностируются мусковит, микроклин, кальцит, турмалин, циркон, магнетит.

Метапесчаники – породы серого цвета, средне- и крупнозернистые, массивные или с реликтовой осадочной слоистостью (рис. 8, *a*). Под микроскопом видна реликтовая обломочная структура. В обломках вместе с кварцем присутствуют полевые шпаты, а в цементе – серицит, хлорит, циркон, рудный минерал. При усилении метаморфизма песчаников в цементе фиксируется переход тонкозернисто-

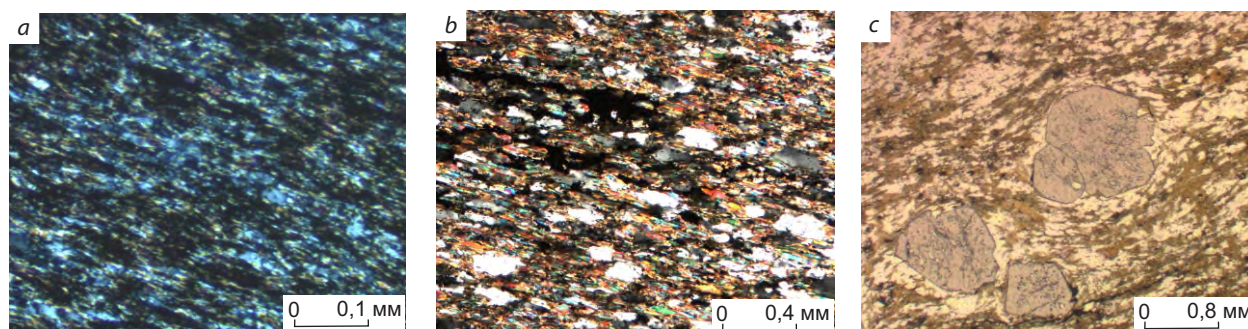


Рис. 6. Прозрачные шлифы под микроскопом:

a – филлит: кварц, серицит, углеродистое вещество (никколи скрещены); *b* – кварц-мусковит-биотитовый сланец с углеродистым веществом (никколи скрещены); *c* – кварц-биотитовый сланец с порфиробластами граната (никколи параллельны)

Fig. 6. Thin sections under the microscope:

a – phyllite: quartz, sericite, carbonaceous matter (nicols are crossed); *b* – quartz-muscovite-biotite schist with carbonaceous pollution (nicols are crossed); *c* – quartz-biotite schist with garnet porphyroblasts (nicols are parallel)



го серицит-кварцевого агрегата (см. рис. 8, b) в гранобластовый мусковит-кварцевый (см. рис. 8, c). На севере хребта Симанду обнаружены песчаники с литокластами чёрных филлитов (см. рис. 8, d), в единичных прослоях найдены кварцевые гравелиты (см. рис. 8, e) и филлиты с обломками гранитов (см. рис. 8, f). Находки грубообломочных пород в нижней толще серии Симанду свидетельствуют об эрозионном налегании толщи на архейский фундамент.

Итабириты – крепкие, плотные, полосчатые породы кварц-магнетитового состава. В число главных минералов может входить амфибол куммингтонит. Соответственно, выделяются две разновидности: собственно итабириты и амфиболовые итабириты. Цвет полосчатых итабиритов в целом тёмно-серый, в амфиболовых разностях с зеленоватым оттенком. Полосчатость в обеих разновидностях чаще всего плоскопараллельная, местами пloyчатая с амплитудой складок от нескольких миллиме-

тров до 1 м (рис. 9). Полосчатость обусловлена чередованием кварцевых и существенно магнетитовых полос. В амфиболовых итабиритах к ним добавляются полосы с амфиболом. Ширина полос варьирует от 0,5 до 5 мм, местами до 20 мм. В редких пластах встречаются крупнопосчатые итабириты с шириной полос 3–10 см. В основе полосчатости итабиритов, вероятно, лежит первично осадочная ритмичная слоистость.

В итабиритах размер зёрен кварца в гранобластовых агрегатах составляет 0,02–0,2 мм (рис. 10, a). Магнетит в кварце образует мелкие вкрапления размером около 0,05 мм, а также идиоморфные метазёрна до 0,5 мм (см. рис. 10, b, c). Кроме кварца и магнетита, в итабиритах присутствуют куммингтонит до 5–10 %, карбонат до 2 %, пирит до 1 %; в аксессуарах – слюды, гранат, актинолит, хлоритоид, хлорит, плагиоклаз, апатит, гематит, углеродистое вещество. Пирит образует идиоморфные метазёрна размером 0,01–0,1 мм, замещающие магнетит (см. рис. 10, c), иногда слагает микрослойки. В микровкраплениях в пирите и кварце диагностированы пирротин, марказит, халькопирит.

В амфиболовых итабиритах к главным минералам добавляется магнезиально-железистый амфибол – куммингтонит. Оптическая диагностика минерала подтверждена его химическим составом (№ 15, 16, 17, 18 в табл. 2). Куммингтонит образует вкрапления в кварцевых полосах и самостоятельные полосы в форме волокнистых и нематобластовых агрегатов с кристаллами длиной 0,01–0,2 мм (см. рис. 10, c). На участке Зогота в амфиболовых итабиритах наряду с куммингтонитом встречаются биотит и пироксены – феррогиперстен и геденбергит (№ 19, 20 в табл. 2). Мелкий геденбергит (менее 0,1 мм) слагает отдельные полосы шириной до 1,5 мм. Пироксены отмечаются в порфиробластах размером до 5 мм. Биотит из итабиритов закономерно отличается аномально высоким содержанием FeO 26,9 % по сравнению с биотитом из гнейсов и сланцев 19,9–21,3 % (см. табл. 2). Карбонат встречается спорадически в амфиболовых итабиритах в количестве до 1–2 %. Тонкозернистый каль-

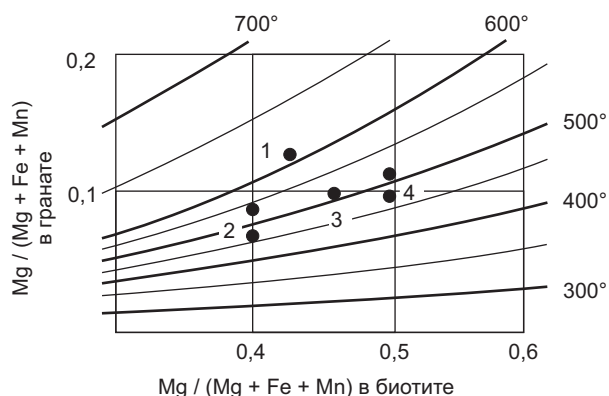


Рис. 7. Положение точек гранат-биотитовых парагенезисов на диаграмме фазового соответствия [3]:

1 – гнейс, обр. 040-052; слюдяные сланцы серии Симанду; 2 – обр. 129-158, 3 – обр. C13-150, 4 – обр. 007-236

Fig. 7. Position of points of garnet-biotite parageneses on the phase diagram [3]:

1 – gneiss, sample 040-052; mica schist of the Simandou series; 2 – sample 129-158, 3 – sample C13-150, 4 – sample 007-236

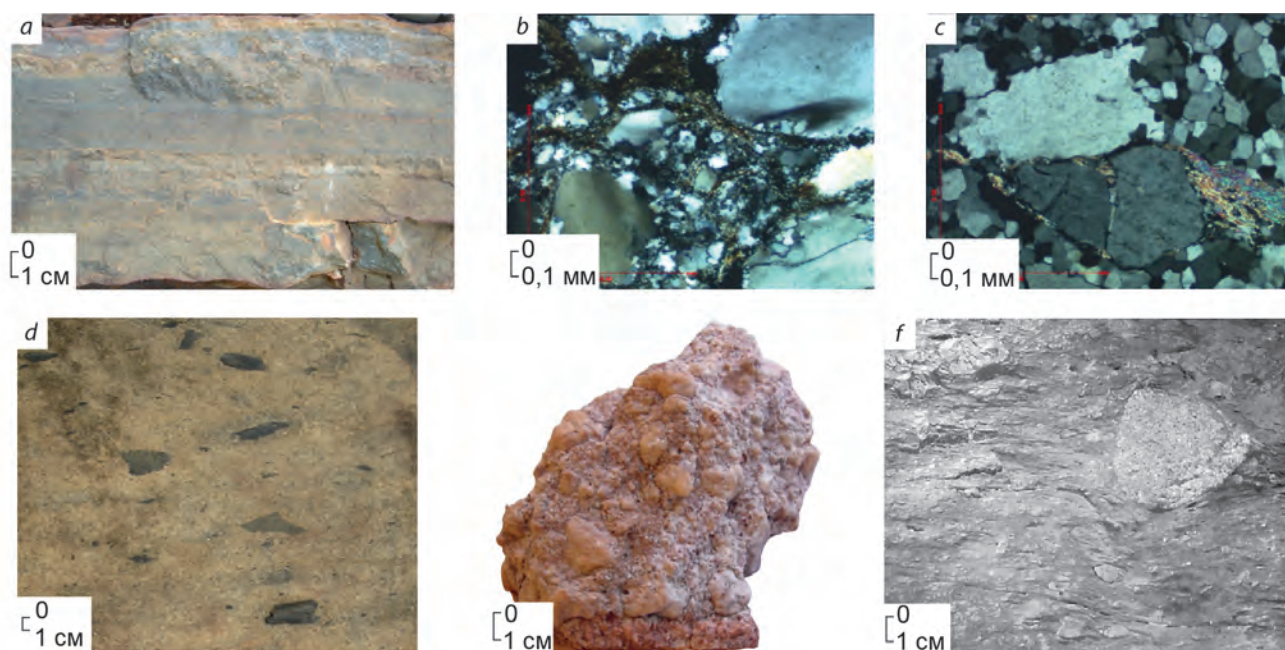


Рис. 8. Обломочные породы серии Симанду:

a – метапесчаник слоистой текстуры; в прозрачных шлифах (никколи скрещены) метапесчаники с крупными обломками кварца, находящимися: *b* – в тонкозернистом серицит-кварцевом цементе, *c* – в гранобластовом агрегате кварца с мусковитом, *d* – литокласты чёрного филлита в метапесчанике, *e* – гравелит, *f* – филлит с обломками гранита

Fig. 8. Clastic rocks of the Simandou series:

a – layered metasandstone; in thin sections (nicols crossed) metasandstones with shortened fragments of quartz, are hosted: *b* – in the fine-grained sericite-quartz matrix, *c* – in a granoblastic aggregate of quartz with muscovite, *d* – black phyllite lithoclasts in metasandstone, *e* – gravelite, *f* – phyllite with granite clasts

цит (менее 0,02 мм) слагает отдельные микрослойки (см. рис. 10, *e*).

Метаморфогенный гематит в итабиритах изредка имеется в аксессуарных количествах в тонкой вкрапленности в кварце (см. рис. 10, *b*). Наблюдаемое в итабиритах частичное псевдоморфное замещение гематитом магнетита (см. рис. 10, *f*) отражает начало гипергенного изменения итабиритов на фронте латеритной коры выветривания.

В итабиритах постоянно встречаются позднеметаморфогенные секущие кварцевые прожилки мощностью до 5–10 мм, протяжённостью до десятков сантиметров (см. рис. 9, *f*). В редких коротких просечках мощностью до 1 мм содержатся магнетит, пирит, кальцит, хлорит. Какой-либо другой заметной гидро-

термально-прожилковой минерализации не наблюдалось.

Химический состав неизменённых итабиритов определяют два компонента: общее железо (Fe_2O_3) 50–56 % и кремнезём (SiO_2) 47–40 % (см. табл. 1). В сумме они составляют 93–97 %. Состав амфиболовых итабиритов дополняют MgO 2,1–3,3 % и CaO 1,3 %. Итабириты обеих разновидностей в незначительном количестве содержат (в %): $\text{Al}_2\text{O}_3 \leq 1$, $\text{CO}_2 \leq 1$, $\text{S} \leq 0,3$, $\text{K}_2\text{O} \leq 0,3$, $\text{Na}_2\text{O} \leq 0,2$, $\text{P}_2\text{O}_5 \leq 0,2$.

Минеральный состав итабиритов установлен с помощью исследований под микроскопом и рентгенофазовым анализом штучных проб. Химический состав породообразующих минералов определён электронно-зондовым микроанализом (см. табл. 2). На этой основе

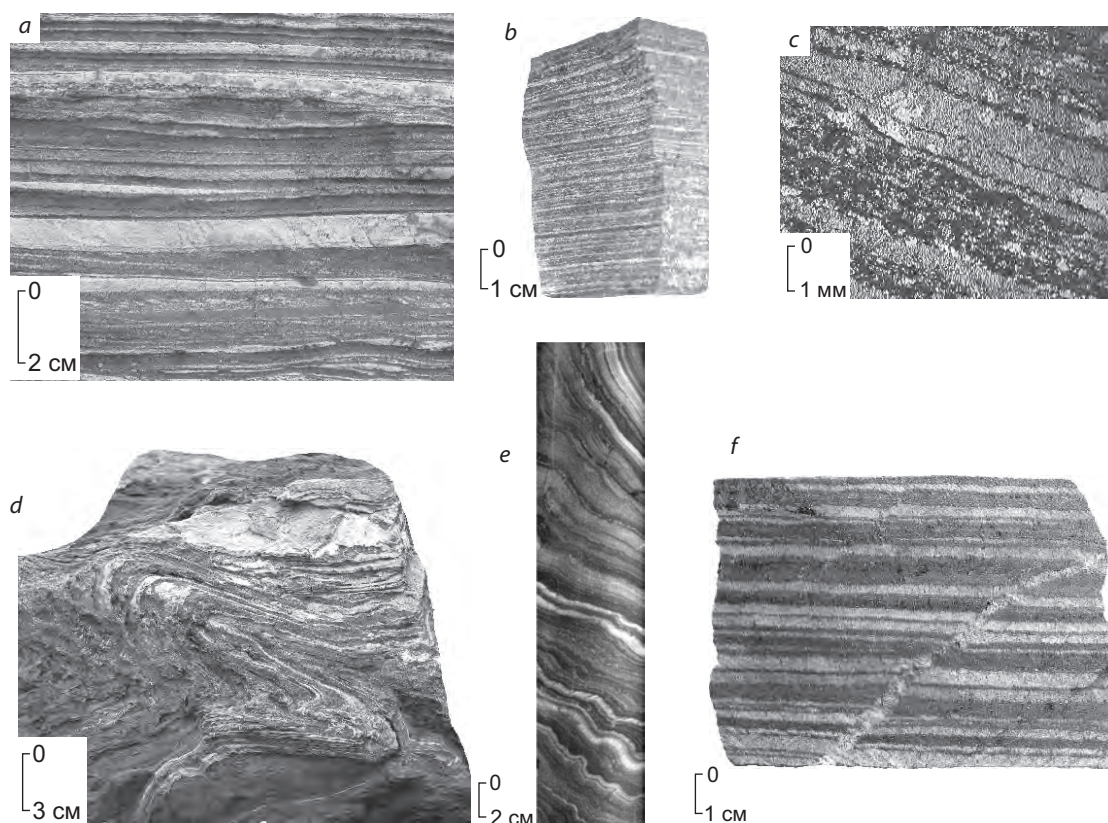


Рис. 9. Полосчатая текстура итабиритов:

a – плоскопараллельная средняя; *b* – плоскопараллельная тонкая; *c* – тонкая в прозрачном шлифе; *d* – пloyчатая в обнажении; *e* – пloyчатая в кернах; *f* – пересекается светлым кварцевым прожилком

Рис. 9. Полосчатая текстура итабиритов:

a – plane-parallel medium ; *b* – plane-parallel thin; *c* – thin in a transparent slot; *d* – flattened in the outcrop; *e* – flattened in the core; *f* – intersected by a light quartz vein

проведён пересчёт среднего химического состава итабиритов с разных участков (см. табл. 1) на средний минеральный состав пород (табл. 4). Минеральный состав выглядит по-разному в массовых и объёмных процентах из-за резкого различия плотности главных минералов: у кварца – 2,65 г/см³, магнетита – 4,9–5,2 г/см³. По этой причине при визуальном наблюдении фиксируется преобладание в итабиритах кварца (40–64 об. %) над магнетитом (39–27 об. %), а в составе в массовых процентах преобладает магнетит.

Содержание в итабиритах комплекса микроэлементов (Pb, Rb, Sr, Ba, Zr, Y, Nb) понижено по сравнению с алюмосиликатными

породами (см. табл. 3). В итабиритах фиксируются повышенные концентрации Sc (35 г/т) и Ge (7 г/т). Низкое содержание K ($\leq 0,3$ %), U и Th (< 1 г/т) обуславливает пониженную радиоактивность итабиритов, выраженную в аэрогаммаспектрометрическом поле. Благодаря аномально высокой магнитной восприимчивости (от 300 до 1040) в аэромагнитном поле итабириты отчётливо выделяются положительными аномалиями. Объёмная масса итабиритов варьирует в диапазоне 3,1–3,8 т/м³, в среднем составляет 3,4 т/м³.

Возраст метаморфических серий Симанду и Нимба не имеет надёжных изотопных определений. Нижний предел связывают с диапа-

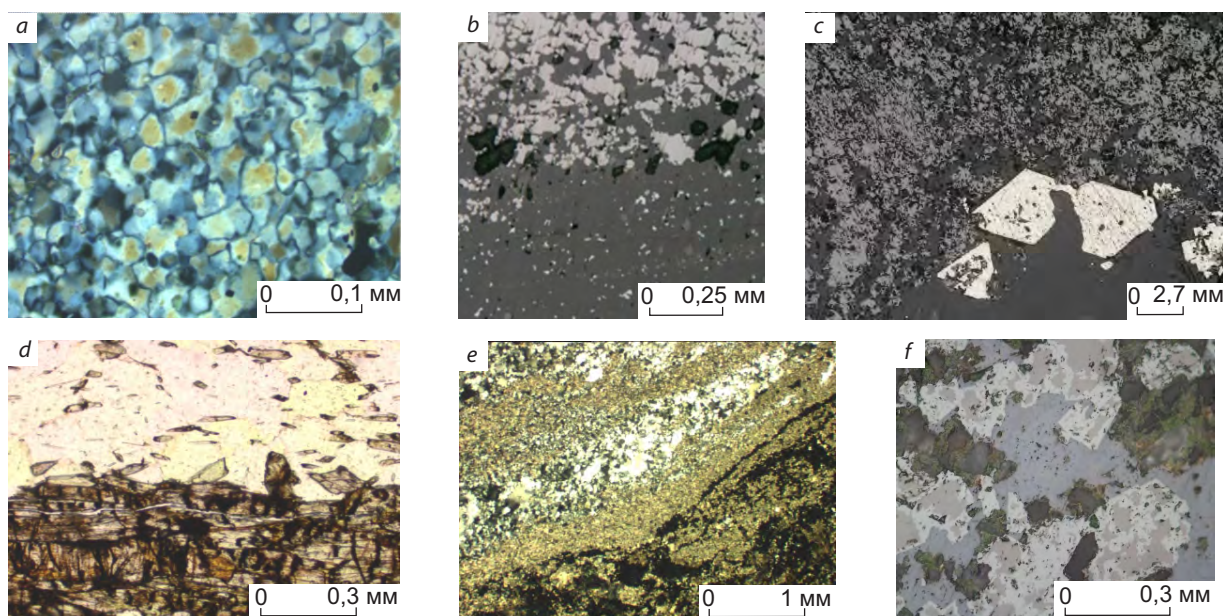


Рис. 10. Итабириты под микроскопом:

a – гранобластовый агрегат кварца (прозрачный шлиф, николи скрещены); *b* – полоса магнетита с кварцем (светлая сверху) и полоса кварца (тёмная внизу) с мелкими вкраплениями гематита (светлое) (полированный шлиф); *c* – в кварце (тёмно-серое) мелкие вкрапления магнетита (серое) и идиоморфные метазёрна пирита (белое) (полированный шлиф); *d* – две полосы: кварцевая с вкраплениями куммингтонита (сверху светлая) и куммингтонитовая (внизу) (прозрачный шлиф, николи параллельны); *e* – чередование полос кварца (белое), микрозернистого карбоната (светло-коричневое) и магнетита (чёрное) (прозрачный шлиф, николи скрещены); *f* – идиоморфные кристаллы магнетита (серое) частично замещены гематитом-мартитом (светло-серое) (полированный шлиф)

Fig. 10. Itabirite under the microscope:

a – granoblastic aggregate of quartz (thin section, nicols crossed); *b* – a band of magnetite with quartz (light at the top) and a band of quartz (dark at the bottom) with small inclusions of hematite (light) (polished section); *c* – in quartz (dark gray) small inclusions of magnetite (gray) and euhedral pyrite meta-grains (white) (polished section); *d* – two bands: quartz with inclusions of cummingtonite (light at the top) and cummingtonite (below) (thin section, nicols are parallel); *e* – alternation of quartz bands (white), microgranular carbonate (light brown) and magnetite (black) (thin section, nicols crossed); *f* – idiomorphic crystals of magnetite (gray) partially replaced by hematite-martite (light gray) (polished section)

зоном 2,87–2,62 млрд лет, полученным U-Pb методом по циркону из мономинеральных кварцитов хребтов Симанду и Нимба [5, 16]. Однако или проанализированные цирконы могут быть обломочными, или опробованы были кварциты из окружающего позднеархейского фундамента. Учитывая более низкий метаморфизм и структурное несогласие серий Симанду и Нимба с архейским фундаментом,

предполагается раннепротерозойский возраст серий в интервале 2,5–2,1 млрд лет [13]. В этот интервал попадает датировка 2,20 млрд лет, полученная Rb-Sr методом по слюдистому филлиту из серии Нимба [12].

Авторы попытались датировать серию Симанду изотопным Sm-Nd методом. На участке Зогота вблизи северо-западного контакта с итабиритами были отобраны две штучные пробы



гранат-биотитовых сланцев (F 3268, F 3260). Гранаты и валовая проба проанализированы в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (г. Москва) на масс-спектрометре Sector-54. Пробы не аппроксимируются прямой линией на изохронном графике, что не позволяет достоверно оценить их возраст. Тем не менее авторы сочли необходимым привести результаты изотопного анализа (табл. 5).

Поздний магматизм. Складчатые породы серии Симанду пересекаются дайками гранитных пегматитов и долеритов. На участке Зогота пегматиты среди итабиритов образуют продольные вертикальные дайки мощностью 0,1–2 м и протяжённостью до 3 км (рис. 11, а; см. рис. 4). Крупнозернистые породы состоят из полевых шпатов ($K_2O > Na_2O$), кварца, мусковита, турмалина. Размер листов мусковита местами составляет 2–4 см. Послескладчатые дайки пегматитов можно связывать с проявлением эбурнейского гранитоидного магматизма.

Долериты в районе слагают дайки и траппы. Дайки распространены повсеместно среди архейских гнейсов и нижней кварцит-сланцевой толщи серии Симанду. Их мощность достигает 100 м, протяжённость 1–3 км. Траппы в рельефе занимают изолированные холмы и горные гряды, где слагают платообразные тела мощностью 50–250 м. Видимо, это эрозионные останцы некогда гораздо более обширных субгоризонтальных тел (лавовых

покровов или силлов) мезозойской трапповой формации [15]. Траппы залегают на разных породах, в том числе на итабиритах. Внутри траппов проявлена грубая горизонтальная отдельность (см. рис. 11, б). Долериты представлены тёмно-серыми массивными мелкозернистыми породами (менее 1 мм в дайках и до 3 мм в траппах) офитовой микроструктуры. Состав пород плагиоклаз-пироксеновый с титаномagnetитом, оливином и апатитом. В химическом составе долеритов обращает на себя внимание высокое содержание TiO_2 – 2,4–3,4 % (см. табл. 1). В коре выветривания долериты изменяются слабо, покрываясь тонкой коркой гидроксидов железа.

Разломная тектоника разной природы, в том числе контролирующая дайковый магматизм, в условиях недостаточной обнажённости территории достоверно нерасшифрована. В обнажениях и керне иногда документируются маломощные (до 1 м) тектонические брекчии, однако они не прослежены по простирацию. Представление о широком проявлении надвиговых структур в пределах серии Симанду [13] остаётся гипотетичным.

Заключение. На юго-востоке Гвинеи вдоль окраины Леоно-Либерийского архейского кристаллического массива (кратона) протягивается меридиональный пояс метаморфических пород нижнепротерозойской серии (группы) Симанду. Эти породы среди архейского гра-

Табл. 4. Средний расчётный минеральный состав итабиритов (в числителе – мас. %, в знаменателе – об. %)

Table 4. Average calculated mineral composition of itabirite (wt%/vol%)

Участок	Порода	Магнетит	Кварц	Куммингтонит	Геденбергит	Слюда	Кальцит
Северный Симанду (Гафф и др.)	Итабирит	$\frac{55}{39}$	$\frac{40}{55}$	$\frac{2,5}{3}$		$\frac{1,5}{2}$	
	Амфиболовый итабирит	$\frac{47}{33}$	$\frac{31}{42}$	$\frac{15}{16,5}$		$\frac{4}{5}$	$\frac{2}{2,5}$
Пик-де-Фон	Итабирит	$\frac{51}{35}$	$\frac{48}{64}$	$\frac{0,5}{0,5}$		$\frac{0,5}{0,5}$	
Зогота	Итабирит	$\frac{52}{37}$	$\frac{36}{50}$	$\frac{6}{6}$	$\frac{2}{2,5}$	$\frac{3}{3,5}$	
	Амфиболовый итабирит	$\frac{39}{27}$	$\frac{30}{40}$	$\frac{24}{25}$	$\frac{5}{6}$	$\frac{1}{1}$	

Табл. 5. Изотопный состав самария и неодима гранат-биотитовых сланцев серии Симанду (участок Зогота)

Table 5. Isotope composition of Sm and Nd in garnet-biotite schist of the Simandou series (Zogota area)

Шифр пробы	Объект анализа	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$
F 3268	Гранат	0,209	3,82	$0,0331 \pm 4$	$0,511661 \pm 10$
F 3260	Гранат	2,72	6,87	$0,2400 \pm 4$	$0,512797 \pm 10$
F 3260	Вал.	0,372	15,2	$0,0147 \pm 4$	$0,511086 \pm 10$

нито-гнейсового фундамента слагают узкую, протяжённую, сложно построенную синклинальную структуру.

Серия Симанду включает две толщи. Верхняя (мощностью до 220–450 м) слагает ядра синклиналей, её образуют итабириты – кварц-магнетитовые породы полосчатой железисто-кремнистой формации (BIF). Итабириты содержат прослои филлитов. Протолитом верхней толщи, вероятно, является ритмично-слоистый железооксидно-кремнистый осадок хемогенной

природы с прослоями глин. Нижняя подстилающая толща (мощность до 400–500 м) сложена метатерригенными породами (метапесчаниками, кварцитами, слюдяными сланцами, филлитами). Протолит толщи – сероцветная мелкообломочная псаммит-пелитовая формация.

В серии Симанду в пределах локальных участков картируются значительные латеральные изменения мощности серии в целом, отдельных её пачек и прослоев. При этом в нижней толще в мощных разрезах преобладают метапелиты, а в маломощных – метапсаммиты. Вместе с присутствием грубообломочных пород в базальной части нижней толщи это указывает на терригенное осадконакопление переменной мощности в условиях близости береговых линий. Бассейн осадконакопления мог представлять собой узкий линейный водоём рифтогенного типа без заметного проявления вулканизма и осадочного карбонатообразования.

Степень метаморфизма пород серии Симанду изменяется от фации зелёных сланцев в северной половине хребта Симанду до эпидот-амфиболитовой на его южном окончании (участки Бригаду – Зогота). Среди итабиритов по вещественному составу выделяются две разновидности – кварц-магнетитовые (собственно итабириты) и амфибол-кварц-магнетитовые (амфиболовые итабириты). Залежи богатых железных руд слагают латеритную кору выветривания по итабиритам, в которой выделяются две главные зоны: нижняя – рыхлых порошковатых гематитовых (мартитовых) руд и верхняя – крепких гематит-гётитовых руд.

Близкий аналог серии Симанду в регионе – метаморфическая серия Нимба, распро-

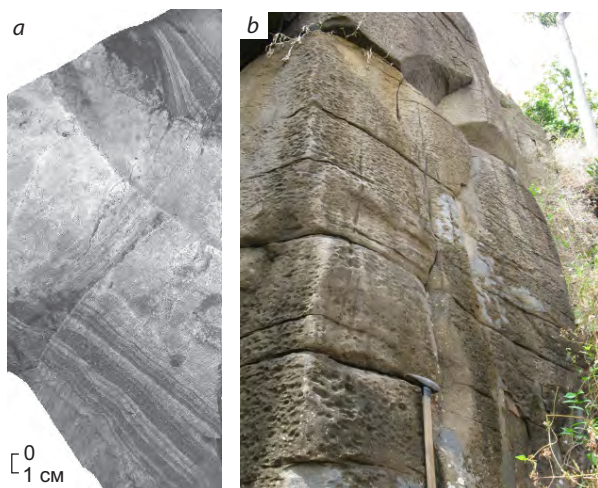


Рис. 11. Поздние магматические породы:

a – в керне в полосчатом итабирите маломощная жила пегматита; *b* – в обнажении вертикальная стенка долеритового траппа с горизонтальной отдельностью (Зогота)

Fig. 11. Late igneous rocks:

a – in a drill core in banded itabirite, a thin vein of pegmatite; *b* – in the outcrop, vertical wall of dolerite trapps with horizontal joint (Zogota)



странённая в пределах хребта Нимба на крайнем юго-востоке Гвинеи и прилегающей территории Либерии (см. рис. 1, а). По данным [4], породы серии Нимба среди гнейсов и гранитогнейсов архейского фундамента слагают синклиналию размером 60×25 км. Породы серии метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. В обобщённом разрезе серии выделяют (снизу вверх): белые мономинеральные кварциты с прослоями кварцевых конгломератов – 100–300 м; тела полосчатых и массивных ортоамфиболитов – 0–200 м; двуслюдяные, графитовые и актинолитовые сланцы, филлиты – 50–300 м; магнетитовые итабириты тонко-

зернистые (0,02–0,1 мм) с ленточно-полосчатой текстурой – 350–600 м. По итабиритам развит плащ гипергенных крепких лимонитовых и рыхлых мартитовых руд.

Следует заметить, что в серии Симанду в отличие от серии Нимба амфиболиты и иные зеленокаменные породы (индикаторы основного палеовулканизма) не имеют распространения. Обращаясь к классификации полосчатых железистых формаций [11], можно констатировать, что в их ряду серия Симанду занимает своеобразное место, отличаясь от формаций сьюпириорского типа отсутствием карбонатных пород, а от алгомского типа – отсутствием зеленокаменных пород (амфиболитов).

Список литературы

1. Дерюгин Ю. Н. Геология архея Гвинеи. – М. : Альфа-Принт, 2003. – 142 с.
2. Мамедов В. И., Чаусов А. А., Оконов Е. А., Макарова М. А., Боева Н. М. Крупнейшая в мире бокситоносная провинция Фута Джалон-Мандинго (Западная Африка). Часть I: общие сведения // Геология рудных месторождений. – 2020. – Т. 62, № 2. – С. 178–192. – DOI: 10.31857/S0016777020020021.
3. Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. – М. : Наука, 1970. – 392 с.
4. Bering D. Evaluation de l'inventaire des ressources minérales de Guinée – Etude / Direction nationale de la recherche géologique et minière (Conakry). – Hannover : BGR, 1998. – 109 p.
5. Billa M., Feybesse J. L., Bronner G., Lerouge C., Milesi J. P., Traore S., Diaby S. Banded ferruginous quartzite formations of the Nimba and Simandou ranges: tectonically stacked units on an Archean plutonic «basement» (Kenema-Man craton), during the Eburnean orogeny, Comptes Rendus De L'Académie Des Sciences // Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes. – 1999. – № 329. – P. 287–294.
6. Cope I. L., Wilkinson J. J., Herrington R. J., Haris C. J. Geology and Mineralogy of the Pic de Fon Iron Oxide Deposit, Simandou Range, Republic of Guinea, West Africa // Institution of Mining and Metallurgy. Spec. Publ. Ser. – 2005. – № 8. – P. 43–48.
7. Cope I. L., Wilkinson J. J., Boyce A. J., Chapman J. B., Herrington R. J., Harris C. J. Genesis of the Pic de Fon Iron Oxide Deposit, Simandou Range, Republic of Guinea, West Africa // Society of Economic Geologists. Reviews. – 2008. – V. 15. – P. 339–360.
8. Deckart K., Feraud G., Bertrand H. Age of Jurassic Continental Tholeiites of French Guyana, Surinam, and Guinea: Implications for the Initial Opening of the Central Atlantic Ocean // Earth and Planetary Science Letters. – 1997. – V. 150. – P. 205–220.
9. Godfriaux I., Lamotte M., Rougerie G. La série stratigraphique du Simandou (Guinée française), Comptes Rendus Acad. Sci. – 1957. – V. 245, № 25.
10. Goloubinow R. Géologie et ressources en or du nord-est de la Guinée Française, Thèse pour Obtenir le Titre de Docteur (Univ. Nancy, 1936).
11. Gross G. A. A classification of iron formations based on depositional environments // The Canadian Mineralogist. – 1980. – V. 18. – P. 215–222.
12. Hedge C. E., Marvin R. F., Naeser C. W. Age provinces in the basement rocks of Liberia // U. S. Geological Survey Journal of Research. – 1975. – V. 3, № 4. – P. 425–429.
13. Mamedov V. I., Bouféev Y. V., Nikitine Y. A. Géologie de la République de Guinée / Ministère des Mines et de la Géologie République de Guinée ; GEOPROSPECTS Ltd ; Université d'état de Moscou Lomonossov (Faculté De Géologie). – Conakry – Moscou : Aquarel, 2010. – 326 p.
14. Obermuller A., Roques M. Discordance de la Série antécambrienne du Simandou sur les Gneiss de Guinée (A. O. F.) // Comptes rendus de l'Académie

des Sciences. – 1946. – V. 223. – № 26. – P. 1163–1164.

15. Skinner E. M. W., Apter D. B., Morelli C., Smithson N. K. Kimberlites of the Man Craton, West Africa // *Lithos*. – 2004. – V. 76. – P. 233–259.

References

1. Deryugin Yu. N. *Geologiya arkheya Gvinei* [Geology of the Archaea of Guinea], Moscow, Al'fa-Print Publ., 2003, 142 p.
2. Mamedov V. I., Chausov A. A., Okonov E. A., Makarova M. A., Boeva N. M. Krupneishaya v mire boksitonosnaya provintsiya Futa Dzhalon-Mandingo (Zapadnaya Afrika). Chast' I: obshchie svedeniya [The world's largest bauxite-bearing province is Futa Jalon-Mandingo (West Africa). Part I: General information], *Geologiya rudnykh mestorozhdenii* [Geology of Ore Deposits], 2020, V. 62, No 2, pp. 178–192, DOI: 10.31857/S0016777020020021. (In Russ.).
3. Perchuk L. L. *Ravnovesiya porodoobrazuyushchikh mineralov* [Equilibria of rock-forming minerals], Moscow, Nauka Publ., 1970, 392 p.
4. Bering D. Evaluation de l'inventaire des ressources minérales de Guinée – Etude [Evaluation of the inventory of Guinea's mineral resources – Study], Direction nationale de la recherche géologique et minière (Conakry), Hannover, BGR, 1998, 109 p.
5. Billa M., Feybesse J. L., Bronner G., Lerouge C., Milesi J. P., Traore S., Diaby S. Banded Ferruginous Quartzite Formations of the Nimba and Simandou Ranges: Tectonically Stacked Unites on an Archean Plutonic “Basement” (Kenema-Man Craton), during the Eburnean Orogeny *Comptes Rendus de Académie des Sciences* [Banded Ferruginous Quartzite Formations of the Nimba and Simandou Ranges: Tectonically Stacked Unites on an Archean Plutonic “Basement” (Kenema-Man Craton), during the Eburnean Orogeny, *Comptes Rendus de Académie des Sciences*, *Serie II Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes*, 1999, V. 329, pp. 287–294. (In French).
6. Cope I. L., Wilkinson J. J., Herrington R. J., Harris C. J. Geology and Mineralogy of the Pic de Fon Iron Oxide Deposit, Simandou Range, Republic of Guinea, West Africa, *Institution of Mining and Metallurgy. Spec. Publ. Ser.*, 2005, No 8, pp. 43–48.
7. Cope I. L., Wilkinson J. J., Boyce A. J., Chapman J. B., Herrington R. J., Harris C. J. Genesis of the Pic de Fon Iron Oxide Deposit, Simandou Range, Republic of Guinea, West Africa – Banded Iron Formation-Related High-Grade Iron Ore, *Society of Economic Geologists. Reviews*, 2008, V. 15, pp. 339–360.
8. Deckart K., Feraud G., Bertrand H. Age of Jurassic Continental Tholeiites of French Guyana, Surinam, and Guinea: Implications for the Initial Opening of the Central Atlantic Ocean, *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, V. 150, pp. 205–220.
9. Godfriaux I., Lamotte M., Rougerie G. La série stratigraphique du Simandou (Guinée française) [The stratigraphic series of Simandou (French Guinea)], *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 1957, V. 245, No 25. (In French).
10. Goloubinow R. Géologie et ressources en or du nord-est de la Guinée Française, Thèse pour Obtenir le Titre de Docteur [Geology and gold resources of the north-east of French Guinea, Thesis for Obtaining the Title of Doctor] (Univ. Nancy, 1936).
11. Gross G. A. A classification of iron formations based on depositional environments, *The Canadian Mineralogist*, 1980, V. 18, pp. 215–222.
12. Hedge C. E., Marvin R. F., Naeser C. W. Age provinces in the basement rocks of Liberia, U. S. *Geological Survey Journal of Research*, 1975, V. 3, No 4, pp. 425–429.
13. Mamedov V. I., Bouféev Y. V., Nikitine Y. A. Géologie de la République de Guinée [Geology of the Republic of Guinea], *Ministère des Mines et de la Géologie République de Guinée; GEOPROSPECTS Ltd; Université d'état de Moscou Lomonossov (Faculté De Géologie)*, Conakry – Moscou, Aquarel Publ., 2010, 326 p.
14. Obermuller A., Roques M. Discordance de la Série antécambrienne du Simandou sur les Gneiss de Guinée (A. O. F.) [Discrepancy of the antecambrienne Series of the Simandou on the Guinea Gneiss (A. O. F.)], *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 1946, V. 223, No 26, pp. 1163–1164.
15. Skinner E. M. W., Apter D. B., Morelli C., Smithson N. K. Kimberlites of the Man Craton, West Africa, *Lithos*, 2004, V. 76, pp. 233–259.
16. Thieblemont D., Goujou J. C., Egal E., Cocherie A., Delor C., Lafon J. M., Fanning C. M. Archean Evolution of the Leo Rise and Its Eburnean Reworking, *Journal of African Earth Sciences*, 2004, V. 39, pp. 97–104.



Авторы

Болонин Александр Васильевич

кандидат геолого-минералогических наук
старший научный сотрудник ¹
bolonin@tsnigri.ru

Мамедов Владимир Ибрагимович

кандидат геолого-минералогических наук

Мызников Игорь Константинович

кандидат геолого-минералогических наук
сотрудник ²
myznikov@inbox.ru

¹ ФГБУ «Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт цветных
и благородных металлов»,
г. Москва, Россия

² Geoprospects Ltd,
г. Сангареди, Гвинейская Республика

Authors

Alexander V. Bolonin

PhD
Senior Researcher ¹
bolonin.a@inbox.ru

Vladimir I. Mamedov

PhD

Igor K. Myznikov

PhD
employee ²
myznikov@inbox.ru

¹Central Research Institute of Geological Prospecting
for Base and Precious Metals,
Moscow, Russia

²GEOPROSPECTS Ltd Silidara district, Driving directions, city
of Sangarédi, Boke prefecture Sangarédi,
Republic of Guinea