



UFRJ

Dolapo Gbadebo Adio

***Piercing Points* entre o nordeste da América do Sul e o noroeste da
África – correlação dos domínios tectônicos**

Trabalho de Conclusão de Curso Geologia

UFRJ
Rio de Janeiro
Novembro de 2020



Dolapo Gbadebo Adio

***Piercing Points* entre o nordeste da América do Sul e o noroeste da
África – correlação dos domínios tectônicos**

Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia do
Instituto de Geociências, Universidade Federal do
Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito
para a obtenção de grau de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Renata da Silva Schmitt
Co-orientadora: Evânia Alves da Silva

UFRJ
Rio de Janeiro
Novembro de 2020

Dolapo Gbadebo Adio

Piercing Points entre o nordeste da América do Sul e o noroeste da África – correlação dos domínios tectônicos / Dolapo Gbadebo Adio – Rio de Janeiro: UFRJ/IGEO 2020.
74p.

Trabalho Final de Curso (Bacharelado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2020.
Orientadora: Renata da Silva Schmitt. Co-orientadora: Evânia Alves da Silva

1. Geologia 2. Piercing Points 3. Gondwana Oeste 4. Cráton Oeste Africano 5. Cráton Amazônico

Dolapo Gbadebo Adio

***Piercing Points* entre o nordeste da América do Sul e o noroeste da
África – correlação dos domínios tectônicos**

Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia do
Instituto de Geociências, Universidade Federal do
Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito
para a obtenção de grau de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Renata da Silva Schmitt
Co-orientadora: Evânia Alves da Silva

Aprovado em: 24/11/2020

Por:

Orientadora: Renata da Silva Schmitt (UFRJ)

Co-orientadora: Evânia Alves da Silva (UFRJ)

Mauro Cesar Geraldês (UERJ)

Gabriel Lamounier Fernandes (DRM-RJ)

...an oil-and-water combination of ambition, laziness, insecurity, certainty, and drive.”

— Octavia E. Butler

AGRADECIMENTOS

Primeralmente, eu gostaria agradecer a minha família; a minha mãe, Sammy, Basit, Alhaja, Dammy, Gaffar, Tomiwa e Tumise por todo o amor, carinho e apoio ao longo desta longa jornada.

O meu mais profundo agradecimento à minha orientadora, por me guiar em todo este trabalho e também pela paciência.

Um grande obrigado para minha co-orientadora por estar sempre disponível para ajudar quando preciso.

Minha profunda gratidão a Nelson e os outros amigos feitos durante meus anos estudando nesta faculdade.

Agradeço a todos os professores da UFRJ, por seus ensinamentos e os conhecimentos que tenho agora.

À Anadja e outros funcionários da UFRJ, pelo seu ótimo serviço.

A todos do Laboratório Gondwana (CDGG), obrigado pelo suporte e amizade.

RESUMO

ADIO, Dolapo G. ***Piercing Points* entre o nordeste da América do Sul e o noroeste da África – correlação dos domínios tectônicos**. 2020, p. 71, Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A África e a América do Sul eram parte do Gondwana Ocidental, um paleocontinente formado há milhões de anos no final do Proterozóico e o início do Fanerozóico. A correlação entre os dois continentes atuais é debatida há séculos, desde 1507 com o geógrafo Abraham Ortelius até 1927, quando o geólogo Alex Du Toit nas suas pesquisas corroborou a Teoria da Deriva Continental de Alfred Wegener. Quase cem anos depois, os avanços na tecnologia e no conhecimento geológico dos continentes e do assoalho oceânico permitem uma correlação mais precisa e ajustada entre os dois continentes. Neste trabalho, foram realizadas análises das feições litológicas, geocronológicas, geoquímicas, metalogenéticas e estruturais no nordeste da América do Sul e noroeste da África, de forma a estabelecer uma correlação geológica de escala litosférica, i.e. *piercing points*. O novo mapa geológico do Gondwana, escala 1:5M, da base de dados do projeto Gondwana (UFRJ-PETROBRAS), juntamente com a literatura existente foram usados para compilar a geologia dos domínios geotectônicos dos crátons São Luís, Amazônico, Oeste Africano, bem como das faixas móveis Gurupi, Araguaia e Rokelides. A Formação Igarapé de Areia, no Cráton São Luís, e a sequencia sedimentar da bacia do Tarkwa, no domínio Bauole-Mossi do Cráton Oeste Africano, têm idades máximas de deposição semelhantes de 2,1 Ga, assim como coincidência na sequencia de camadas sedimentares (conglomerados, arenitos, grauvasca e pelitos). As duas sequencias têm idade de mineralização de ouro paleoplacer de ca. 2,1 - 2,07 Ga e mesmo baixo grau metamórfico, na fácies xisto verde. Na reconstrução das bacias aplicou-se a rotação no sentido anti-horário de aproximadamente 28° para o continente sul-americano para encaixe com o continente africano. Assim os *trends* estruturais NNE - SSW em Igarapé de Areia seguem o mesmo quadrante que os *trends* NE - SW da Bacia do Tarkwa. Neste trabalho outros possíveis *piercing points* também são propostos. O embasamento do Bloco Amapá e do Domínio Bacajá (Província Transamazônica) é correlacionado com o embasamento do Kénema-Man do Cráton Oeste Africano. Nas faixas móveis neoproterozóicas, a Formação Tucuruí alinha-se com o Grupo Rokel River, o Grupo Baixo Araguaia e as Formações Vila Cristal e Marajupema são correlacionadas com o Grupo Marampa da Faixa Rokelides na África Ocidental.

Palavras-chave: Terrenos Tectônicos, Gondwana Oeste, Piercing Points, Cráton Oeste Africano, Cráton Amazônico

ABSTRACT

ADIO, Dolapo G. ***Piercing Points between the northeast of South America and the northwest of Africa – correlation of tectonic domains.*** 2020, p. 71, Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Africa and South America were part of West Gondwana, a paleocontinent formed millions of years ago in the late Proterozoic and the beginning of the Phanerozoic eras. The correlation between the two current continents has been debated for centuries, as far back as 1507 by geographer Abraham Ortelius until 1927, when geologist Alex Du Toit in his research corroborated the Continental Drift Theory by Alfred Wegener. Nearly a hundred years later, advances in technology and the geological knowledge of the continents and the ocean floor allow for a more accurate and tightened correlation between the two continents. Analysis of lithological, geochronological, geochemical, metallogenic and structural features in the northeast of South America and northwest Africa was carried out, so as to establish a geological correlation of lithospheric scale, i.e. piercing points. The new geological map of Gondwana, scale 1:5M from the database of the Gondwana project (UFRJ-PETROBRAS), along with existing literature were used to compile the geology of the geotectonic domains of the cratons, São Luís, Amazonian and West African as well as the mobile belts Gurupi, Araguaia and Rokelides. The Igarapé de Areia formation in São Luís craton and the sedimentary sequence of the Tarkwa basin, in the Baoule-Mossi domain of the West African craton, they have similar maximum age of deposition of 2.1 Ga, as well as coincidence in the sequence of sedimentary layers (conglomerates, arenites, greywackes and pelites). Both terrains have metallogenic age of paleoplacer gold of ca. 2.1 - 2.07 Ga and same low grade metamorphism, in the greenschist facies. In the reconstruction of the basins, an anti-clockwise rotation of approximately 28° was applied for the South American continent to fit the African continent. Thus, the NNE - SSW structural trends in Igarapé de Areia falls in the same quadrant as the NE - SW trends of the Tarkwa basin. In this work, other possible piercing points are proposed. The basement rocks of the Amapá block and the Bacajá domain (the Transamazon province) are correlated with the basement of Kénema-Man from West African craton. In the neoproterozoic mobile belts, the Tucuruí formation is aligned with the Rokel River group, the Baixo Araguaia group, Vila Cristal and Marajupema formations are correlated with the Marampa group from the Rokelides belts in West Africa.

Keywords : Tectonic Terranes, West Gondwana, Piercing Points, Amazonia Craton, West African Craton

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1** - Mapa Geológico do Gondwana - Pré primeira edição, setembro 2020...14
- Figura 2** - Fusão entre as imagens ETM +/-LANDSAT – 7 e SRTM mostrando os terrenos a ser estudados.....15
- Figura 3** - Reconstrução de Gondwana Ocidental em 140 Ma, antes da fragmentação. A placa sul-americana está dividida em 8 blocos. A placa africana é dividida em 4 blocos KL – Lineamento Kandi; TBL – Lineamento Transbrasiliano; SL – Lineamento Sanaga; CCSZ – Zona de Cisalhamento das Camarões; PaSZ – Zona de Cisalhamento Patos; PeSZ – Zona de Cisalhamento Pernambuco; p – Bacia Potiguar; b – Bacia Benue; g – Platô da Guiné;d – Platô do Demerara; FFZ – Zona de fratura Florianópolis; th – sinclinal de Torres e bacia de Huab.....17
- Figura 4** - Reconstrução de Gondwana Ocidental em 0 Ma, 80 Ma e 130 Ma de acordo com os parâmetros de rotação e com a base SRTM do software GPlates. As unidades geotectônicas da área deste estudo estão em destaque.....18
- Figura 5** - Mapa Geológico do Gondwana destacando as unidades geotectônicas analisadas (banco de dados do Centro Digital de Geoprocessamento do Godnwana – UFRJ). CA - Cráton Amazônico; CSL - Cráton São Luís; COA - Cráton Oeste Africano; FR - Faixa Rokelides; FG - Faixa Gurupi; FA - Faixa Araguaia.....19
- Figura 6** - Mapa geológico com os domínios da Província Transamazonas.....21
- Figura 7** - Complexo Jari Guaribas: (A) Bandamento composicional em gnaiss granulito, (B) Leitões rompidos de granulito máfico.....22
- Figura 8** - Complexo Guianense: (A) Bandamento regular ressaltado por leito de leucossoma quartzo-feldspático (B) Gnaiss migmatizado.....23
- Figura 9** - Suíte Intrusiva Carecuru: Enclaves máficos não deformados percolados por injeções granitóides.....24
- Figura 10** - Grupo Ipitinga: (A) Xistos máficos com foliação verticalizada da Formação do Igarapé do Inferno; (B) Formações ferríferas dobradas da Formação Igarapé dos Patos.....25
- Figura 11** - Complexo Ananaí: (A) Bandamento composicional de gnaiss.....25
- Figura 12** - Suíte Intrusiva Igarapé Urucu: (B) Contato interlobados entre charnockitos e rochas máficas indicando mistura magmática.....26
- Figura 13** - (A) Kinzigito do Granulito Novalândia com cristais de granada (B) Metatonalito Rio Bacajá.....27

- Figura 14** - Complexo Cajazeiras: (A) Bandamento em ortognaisses com corpos de granulitos máficos concordantes; (B) Leucosoma concordante ao bandamento de gnaiss granulítico.....27
- Figura 15** - Mapa geológico do Cráton São Luís e a Faixa Gurupi.....29
- Figura 16** - Mapa de Campo Magnético Total da região do Cráton São Luís e a faixa Gurupi.....29
- Figura 17** - Afloramento da Suíte Intrusiva Tromai. (A) Tonalito equigranular cloritizado e saussuritizado. (B) Monzogranito inequigranular rosa. (C) Granodiorito cinza foliado, com veios e bolsões de sienogranito. (D) Tonalito com dique sin-plutônico de sienogranito.....31
- Figura 18** - Mapa tectônico simplificado do Cráton Oeste Africano e faixas adjacentes, indicando as idades das províncias tectônicas.....33
- Figura 19** - Mapa destacando-se a divisão do Bloco Man-Leo em o Domínio Baoulé-Mossi e Kénema-Man.....34
- Figura 20** - Mapa simplificado do Cráton Oeste Africano que destaca a distribuição dos depósitos minerais conhecidos listados no Banco de dados de depósitos minerais Oeste africana (WAMDD).....36
- Figura 21** - Mapa geológico do escudo Man-Leo mostrando o terreno Birimiano e a sequencia sedimentar Tarkwa no Domínio Baoulé-Mossi.....38
- Figura 22** - Mapa geológico simplificado da Faixa Gurupi.....41
- Figura 23** - Mapa esquemático mostrando as áreas atual da faixa Gurupi (GB) e Cráton de São Luís (SLC) que estão aflorando em relação as áreas interpretadas do embasamento da cobertura fanerozóica.....42
- Figura 24** - Aspectos do Complexo Itapeva em afloramento. (A) Gnaiss dobrado e levemente migmatizado (B) Gnaiss com bandas máficas e félsicas dobradas isoclinalmente. (C) Provável relação de intrusão entre metatonalito com granada e biotita xisto. (D) Gnaiss bandado e dobrado, com zona de cisalhamento desenvolvida junto aos flancos das dobras, gerando dobras sem raiz.....43
- Figura 25** - Mica Xisto com dobras de crenulação, Formação Chega Tudo.....45
- Figura 26** - Aspectos de afloramento de rochas do Grupo Gurupi. (A) Filito da Formação Rio Piritoró com foliação de médio ângulo. (B) Filito crenulado da Formação Rio Piritoró. (C) Filito grafitoso dobrado da Formação Rio Piritoró. (D) Alternância de camadas argilosoas (rosas) e quartzosas (brancas) em filitos da Formação Vila Cristal. (E) Xisto da Formação Vila Cristal. (F) Quartzito da Formação Marajupema.....46

- Figura 27** - (A) Mapa geológico e (B) Seção geológica do depósito aurífero Chega Tudo.....47
- Figura 28** - Mica-xisto feldspático bandado da Formação Pequizeiro. Aumento 40X.....49
- Figura 29** - (A) Seção delgada de Ardósia da Formação Couto Magalhães com textura lepidoblástica. 200X (B) Mergulho de baixo ângulo das rochas anquimetamórficas da Formação Couto Magalhães.....50
- Figura 30** - Grupo Tucuruí: (A) Brecha com fragmentos de metabasalto amigdaloidal em matriz arenosa; (B) Metassiltitos avermelhados na base, gradando para arenitos finos esverdeados, com laminação plano-paralela.....51
- Figura 31** - (A) Visão geral regional mostrando a composição geológica da África Ocidental, mostrando a localização das principais unidades tectônicas da Faixa Rokelides (B) Mapa geológico simplificado da Faixa Rokelides mostrando as unidades litológicas e suas idades.....52
- Figura 32** - Desenho esquemático mostrando as semelhanças entre Bacia de Tarkwa e Igarapé de Areia, um possível *piercing point*.....58

ÍNDICE DE TABELAS

- Tabela 1** – Síntese de dados coletados na pesquisa bibliográfica dos crátons estudados, em destaque nas mesmas cores são terrenos correlacionados.....56
- Tabela 2** – Síntese de dados coletados na pesquisa bibliográfica das faixas móveis estudadas, em destaque são terrenos correlacionados.....56

SUMÁRIO

| | |
|--|------|
| CONTRA CAPA | i |
| FICHA CATALOGRÁFICA | ii |
| AGRADECIMENTOS | v |
| RESUMO | vi |
| ABSTRACT | vii |
| ÍNDICE DE FIGURAS | viii |
| ÍNDICE DE TABELAS | x |
| SUMÁRIO | xi |
| CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO | 13 |
| 1.1 - Objetivos..... | 14 |
| 1.2 - Localização da área de estudo..... | 15 |
| 1.3 -Metodologia..... | 15 |
| CAPITULO II – GEOLOGIA DOS TERRENOS | 16 |
| 2.1 - Definição básica dos domínios geológicos..... | 16 |
| 2.2 - Delimitação dos terrenos analisados..... | 17 |
| 2.3 - Cráton Amazônico | 20 |
| 2.3.1 - Província Transamazonas..... | 20 |
| 2.3.1.1 - Bloco Amapá..... | 21 |
| 2.3.1.1.1 - Complexo Jari Guaribas..... | 22 |
| 2.3.1.1.2 - Complexo Guianense..... | 23 |
| 2.3.1.2 - Domínio Carecuru..... | 23 |
| 2.3.1.3 - Domínio Paru..... | 25 |
| 2.3.1.4 - Domínio Bacajá..... | 26 |
| 2.3.2 - Metalogênese e Recursos Minerais na Província Transamazonas..... | 27 |
| 2.4 - Cráton São Luís | 28 |
| 2.4.1 - Grupo Aurizona..... | 30 |

| | |
|---|-----------|
| 2.4.2 - Suíte Tromai..... | 30 |
| 2.4.3 - Granito Tracuateua..... | 31 |
| 2.4.4 - Formação Viseu e Igarapé de Areia..... | 31 |
| 2.4.5 - Metalogênese e Recursos Minerais no Cráton São Luís..... | 32 |
| 2.5 - Sul do Cráton Oeste Africano..... | 32 |
| 2.5.1 - Domínio Arqueano Kénema-Man..... | 34 |
| 2.5.1.1 - Metalogênese e Recursos Minerais no Domínio Arqueano Kénema-Man..... | 36 |
| 2.5.2 - Domínio Paleoproterozóico Baoulé-Mossi..... | 36 |
| 2.5.2.1 - Terreno Birimiano..... | 37 |
| 2.5.2.2 - Sequência sedimentares..... | 39 |
| 2.5.2.2.1 - Bacia de Tarkwa..... | 39 |
| 2.5.2.3 - Metalogênese e Recursos Minerais no Domínio Paleoproterozoico Baoulé - Mossi..... | 40 |
| 2.6 - Faixa Gurupi..... | 40 |
| 2.6.1 - Complexo Itapeva..... | 42 |
| 2.6.2 - Os Granitoides..... | 43 |
| 2.6.3 - Formação Chega Tudo..... | 44 |
| 2.6.4 - Grupo Gurupi..... | 45 |
| 2.6.5 - Metalogênese e Recursos Minerais na Faixa Gurupi..... | 47 |
| 2.7 - Faixa Araguaia..... | 48 |
| 2.7.1 - Grupo Baixo Araguaia..... | 48 |
| 2.7.2 - Formação Tucuruí..... | 50 |
| 2.7.3 - Metalogênese e Recursos Minerais na Faixa Araguaia..... | 51 |
| 2.8 - Faixa Rokelides..... | 51 |
| 2.8.1 - Grupo Kasila..... | 52 |
| 2.8.2 - Assembléia Kenema..... | 53 |
| 2.8.3 - Grupo Marampa..... | 53 |

| | |
|--|-----------|
| 2.8.4 - Grupo Rokel River..... | 54 |
| 2.8.5 - Metalogênese e Recursos Minerais da Faixa Rokelides..... | 55 |
| 2.9 - Tabela de compilação dos dados..... | 55 |
| CAPITULO III - DISCUSSÃO: Correlação dos Terrenos..... | 57 |
| 3.1 Cráton São Luís e Cráton Oeste Africano..... | 57 |
| 3.2 - Faixas Gurupi, Araguaia e Rokelides..... | 58 |
| 3.3 - Cráton Amazônico e Cráton Oeste Africano..... | 59 |
| CAPITULO IV - CONCLUSÕES..... | 60 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... | 61 |

CAPITULO I – Introdução

O Paleocontinente Gondwana (Fig. 1) começou a se estirar e quebrar há cerca de 183 milhões de anos, no período Jurássico. Depois de cem milhões de anos, estava completamente fragmentado em cinco grandes continentes (África, América do Sul, Austrália, Índia e Antártica) e fragmentos continentais menores (Madagascar, Nova Zelândia e outros). Apesar das inúmeras evidências científicas da sua existência (geológicas, geofísicas, paleontológicas e outras), sua reconstrução ainda é um tema controverso. Mesmo o óbvio encaixe entre as linhas de costa do leste da América do Sul e da África ocidental ainda não contempla um modelo consensual, afinal muitas evidências estão nas suas margens continentais submersas. Esse tema tem não somente importância científica, mas também aplicada na prospecção de bens minerais (províncias metalogenéticas) e energéticos (petróleo) que podem ter sua contraparte preservada atravessando o Oceano Atlântico.

Para criar um modelo de reconstrução continental, a primeira tarefa é desfazer o assoalho oceânico com a junção das faixas magnéticas contemporâneas através das falhas transformantes e zonas de fratura. A zona de fratura/falha transformante Romanche é um exemplo, começou a formar cerca de 50 Ma (Gasperini *et al.*, 2001) a uma profundidade máxima de 7.758 m, bissectando a Dorsal Meso-atlântica por aproximadamente 900 km. Essa estrutura pode ser rastreada no Oceano Atlântico equatorial, desde a porção externa da margem continental sul-americana até a margem africana. Eliminado matematicamente o assoalho oceânico, chega-se na complexidade das margens continentais, que estão estiradas e em grande parte cobertas por água e sedimentos. Uma das maneiras de contribuir para esse ajuste é estabelecer *piercing points* continentais *onshore*. Esses *piercing points* são estruturas e terrenos geológicos correlacionáveis entre os continentes reconstruídos. Uma vez identificando essas feições gêmeas, as mesmas podem ser usadas como amarração entre os continentes. Um exemplo seria a zona de cisalhamento N-S Kandi, que segue da latitude 4° 50' na África Ocidental até o norte do continente (Guiraud & Alidou, 1981; Caby, 1989) e a sua estrutura correlata na América do Sul, o lineamento Transbrasiliano NNE-SSW, que segue da costa do estado do Ceará até o centro oeste brasileiro, com provável continuação sob a bacia do Paraná.

Este trabalho foca na comparação e correlação dos terrenos tectônicos da porção nordeste da América do Sul e oeste da África. Além dos domínios tectônicos, são aqui investigadas as estruturas (lineamentos, falhas, zonas de cisalhamento). Os domínios tectônicos são divididos em faixas móveis e crátons. Na borda oeste do Cráton Oeste Africano, ocorre o cinturão orogênico NW-SE Rokelides, que será comparado aqui com os cinturões cambrianos brasileiros de Gurupi e Araguaia no norte-nordeste do Brasil. Os domínios

cratônicos são: São Luís, NE do Cráton Amazônico e os terrenos Kénema-Man e Baoulé-Mossi no Cráton Oeste Africano. Esta compilação e integração das feições geológicas, cinturões e crátons pré-cambrianos tanto na África Ocidental quanto no nordeste da América do Sul é crucial para avaliar os domínios que podem servir como *piercing points* para o melhor encaixe e reconstrução do Gondwana ocidental.

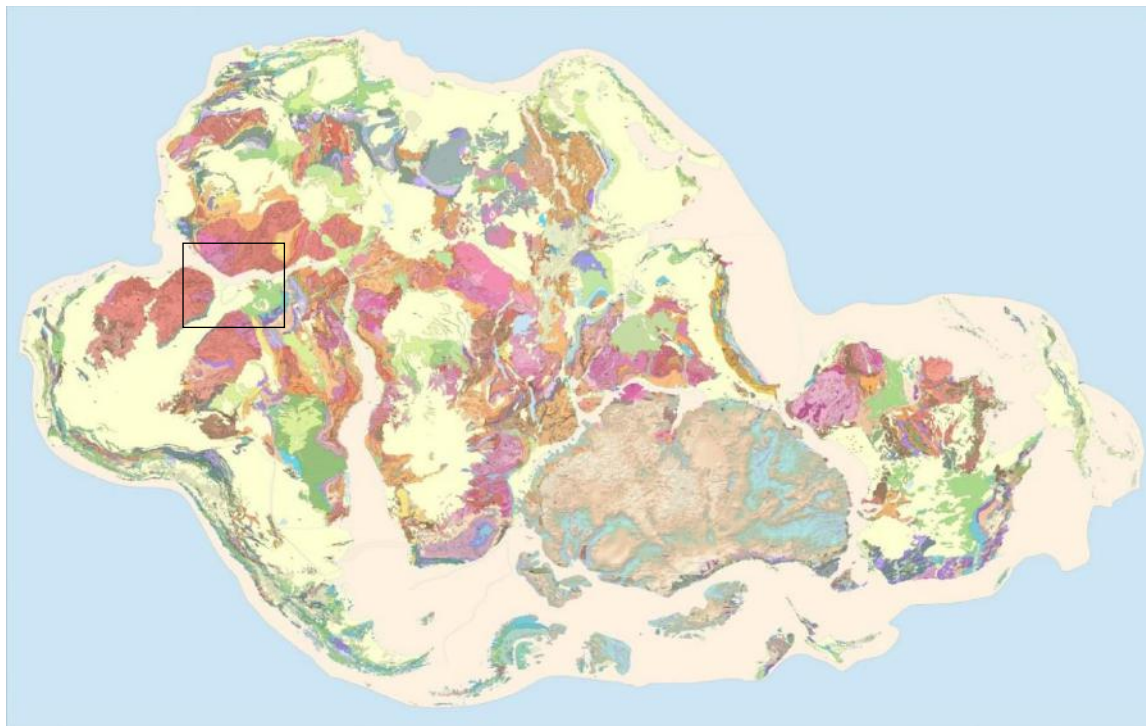


Figura 1. Mapa Geológico do Gondwana - Pré primeira edição, setembro 2020 (Centro Digital de Geoprocessamento do Gondwana - UFRJ).

1.1. Objetivos

Esse trabalho tem como objetivo principal correlacionar os blocos cratônicos e faixas móveis na África Ocidental e o nordeste do América do Sul com a finalidade de aprimorar o encaixe e a reconstrução da parte oeste do Paleocontinente Gondwana através da análise comparativa do banco de dados geológicos do novo mapa do Gondwana (escala 1:5M) e da literatura compilada sobre os domínios tectônicos.

Os objetivos específicos incluem:

- (i) Confeccionar um banco de dados de unidades litológicas, geoquímicos e geocronológicos dos domínios tectônicos da área em foco, com a compilação das estruturas deformacionais de escala crustal (1:5M);
- (ii) Integrar os bancos de dados num mapa de reconstrução do Gondwana no Jurássico, identificando e caracterizando elementos geológicos (domínios,

estruturas e outros) que servem como “*piercing points*” na correlação entre o nordeste da América do Sul e oeste da África .

1.2 – Localização da área

A área abrange a região nordeste da América do Sul. Os domínios aqui estudados ocorrem no norte do Brasil, no entanto, o Cráton Amazônico se estende à Guiana Francesa, Suriname, Guiana, Venezuela e Colômbia (Fig. 2). No lado africano, este trabalho concentra-se na região da África Ocidental. Os principais domínios geotectônicos são: a porção sul do Cráton Oeste Africano (em vários países, incluindo Benin, Gana e Costa do Marfim) e a totalidade da Faixa Rokelides situado na Guiné e na Libéria (Fig. 2).

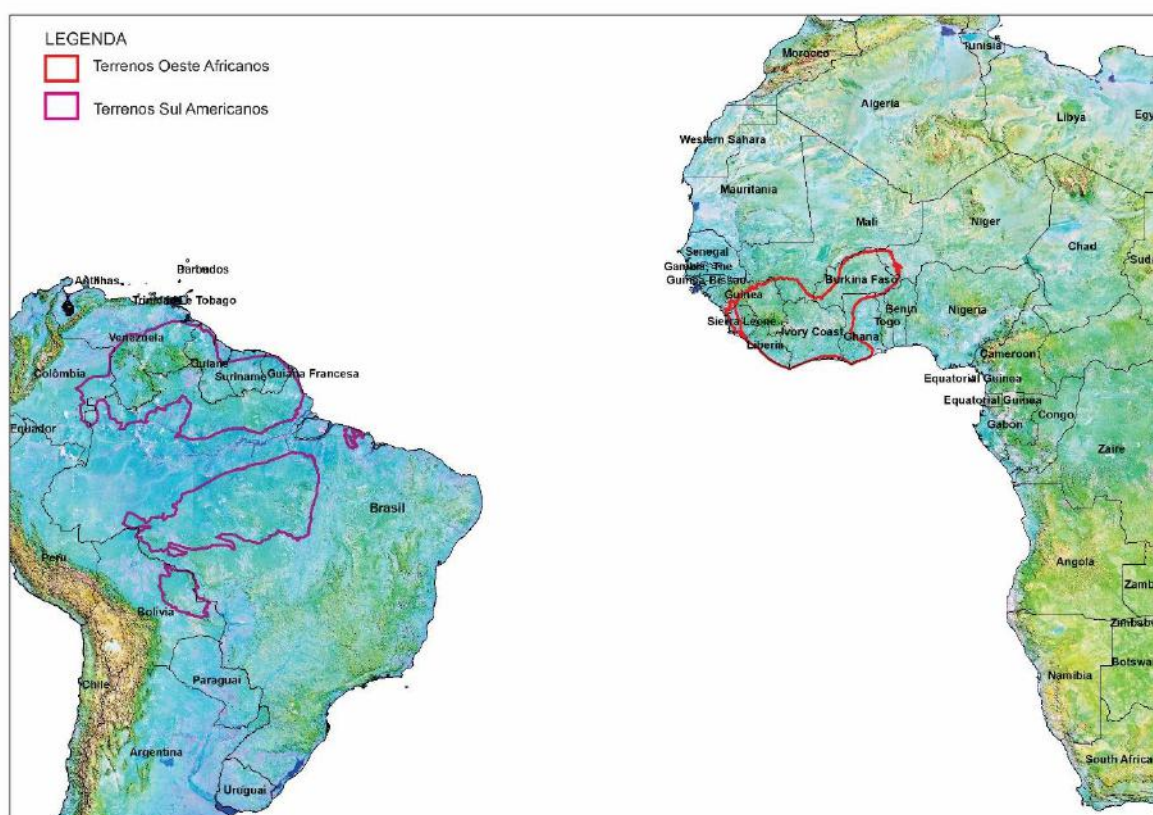


Figura 2. Fusão entre as imagens ETM +/LANDSAT – 7 e SRTM mostrando os terrenos a ser estudados.

1.3 – Metodologia

A metodologia envolveu as seguintes etapas:

(1) Revisão bibliográfica da geologia regional dos domínios tectônicos em foco e ainda dos modelos de reconstrução pré-existentes, através de artigos, teses, maps e relatórios;

- (2) Definição dos terrenos geológicos a serem analisados, a partir da delimitação dos terrenos definidos na literatura e suas características geológicas distintas;
- (3) Compilação dos dados dos diferentes terrenos africanos e sul-americanos e síntese desses dados para inserir na tabela;
- (4) Confeção de uma tabela com os atributos geológicos para comparar os terrenos;
- (5) Confeção de monografia.

CAPITULO II – GEOLOGIA DOS TERRENOS

2.1 Definição básica dos domínios geológicos

A crosta continental é formada por domínios geológicos distintos que podem ser classificados por inúmeras formas. Neste trabalho, adotou-se os termos craton, faixas móveis e bacias sedimentares como termos geotectônicos básicos, para um determinado tempo. Ao longo do tempo geológico, domínios que eram faixas móveis (ou cinturões orogênicos) são “cratonizados”. Assim um craton pode crescer em área e volume com o tempo. Bacias sedimentares estabelecidas em porções continentais são deformadas e metamorfasadas tornando-se faixas móveis.

Assim, neste trabalho os domínios geológicos foram primeiramente classificados como unidades geotectônicas, com relação a evolução do Gondwana. Portanto os cratons (Amazônico, São Luís e Oeste Africano) eram áreas estáveis continentais durante a formação do Gondwana, em outras palavras, seriam os paleocontinentes do Neoproterozóico (Schmitt *et al.*, 2018). As faixas móveis (Gurupi, Araguaia, Rokelides) eram as unidades geotectônicas que se formavam entre esses paleocontinentes, podendo incluir crosta oceânica também, que foram deformadas, metamorfasadas e amalgamadas durante os eventos colisionais que geraram o Gondwana (Schmitt *et al.*, 2018).

Dentro dessas unidades geotectônicas, podem ser reconhecidos terrenos. Dentre várias definições para terrenos geológicos, adotou-se aqui o conceito de Terreno tectonoestratigráfico (ou simplesmente terreno) de Brito Neves (2019), baseada principalmente em Howell (1985). Os terrenos representam um pacote de rochas (um contexto litoestratigráfico) limitado por falhas, com uma estratigrafia própria e distinta dos contextos/terrenos adjacentes. Ou seja, são considerados os pontos de vista tectônico (inserção por falhas) e estratigráfico (uma história geológica própria). A conceituação deixa muito claro que os terrenos são entidades de diferentes histórias litoestratigráfica e deformacional, e distintas daquelas dos terrenos adjacentes, e estão geralmente refletindo a acresção (ou docagem) de fragmentos continentais rompidos previamente (*disrupted*), e fragmentos de tratos oceânicos,

como ilhas, platôs, cristas (que não se submetem à subdução). Os limites dos terrenos (falhas de diferentes tipos possíveis) podem, eventualmente, estar alocando contextos ofiolíticos, mostrando assim a possibilidade de que bacias oceânicas dantes estiveram a separar os blocos.

Os domínios geológicos aqui estudados possuem diversas classificações, intrínsecas dos trabalhos realizados, que incluem ainda termos como blocos, províncias, e muitos outros. Procurou-se adotar as denominações da literatura de cada unidade geotectônica, todavia sempre no intuito de reconhecer que esses termos específicos representam terrenos tectonoestratigráficos simples ou combinados.

2.2 Delimitação dos terrenos analisados

De acordo com o novo mapa do Gondwana, o encaixe dos continentes na região do Oceano Atlântico equatorial, ocorre a partir de duas grandes placas, Amazonas ao sul e Oeste Africa ao norte (Moulin *et al.*, 2010; Richetti *et al.*, 2018 - Fig. 3). Este encaixe foi estabelecido principalmente com as feições *offshore* tais como o plateau da Guinéa e de Demerara, que servem de *piercing points* no domínio oceânico (Fig. 3).

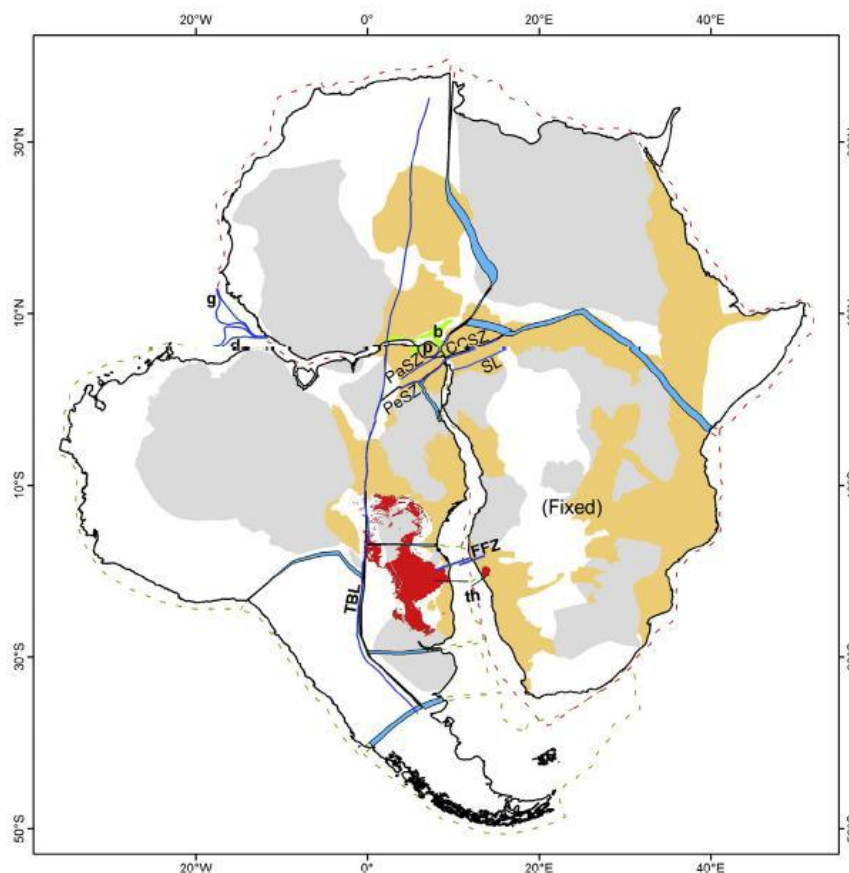


Figura 3. Reconstrução de Gondwana Ocidental em 140 Ma, antes da fragmentação. A placa sul-americana está dividida em 8 blocos. A placa africana é dividida em 4 blocos KL – Lineamento Kandi;

TBL – Lineamento Transbrasiliano; SL – Lineamento Sanaga; CCSZ – Zona de Cisalhamento das Camarões; PaSZ – Zona de Cisalhamento Patos; PeSZ – Zona de Cisalhamento Pernambuco; p – Bacia Potiguar; b – Bacia Benue; g – Platô da Guiné; d – Platô do Demerara; FFZ – Zona de fractura Florianópolis; th – sinclinal de Torres e bacia de Huab. Cinza - crátons, laranja - Faixas móvies, vermelha - magmatismo. Fonte: Moulin *et al.*, 2010 *apud* Richetti *et al.*, 2018.

Nas duas placas continentais, podemos elencar as seguintes unidades geotectônicas a serem correlacionados (Fig. 4). O Cráton Amazônico, norte e sul, com foco na Província Transamazônia, às vezes chamado de Província de Maroni-Itacaiúnas por alguns autores. Esta tem sido considerada uma possível correlação com o Domínio Baoulé-Mossi no sul do Cráton Oeste Africano (Swapp & Onstott 1989; Tassinari . 2004; Grenholm, 2014). Assim, o sul do Cráton Oeste Africano também será examinado com foco nas partes sul. O Cráton São Luis, no lado brasileiro, também mostra um encaixe com do Cráton Oeste Africano, considerado por alguns autores como um remanescente do Cráton Oeste Africano deixado para trás após do rifteamento do paleocontinente Gondwana (Fig. 5). Portanto três cratons serão revisados: São Luis na totalidade, Amazônico na porção NE e Cráton Oeste Africa na porção SW (Fig. 5).

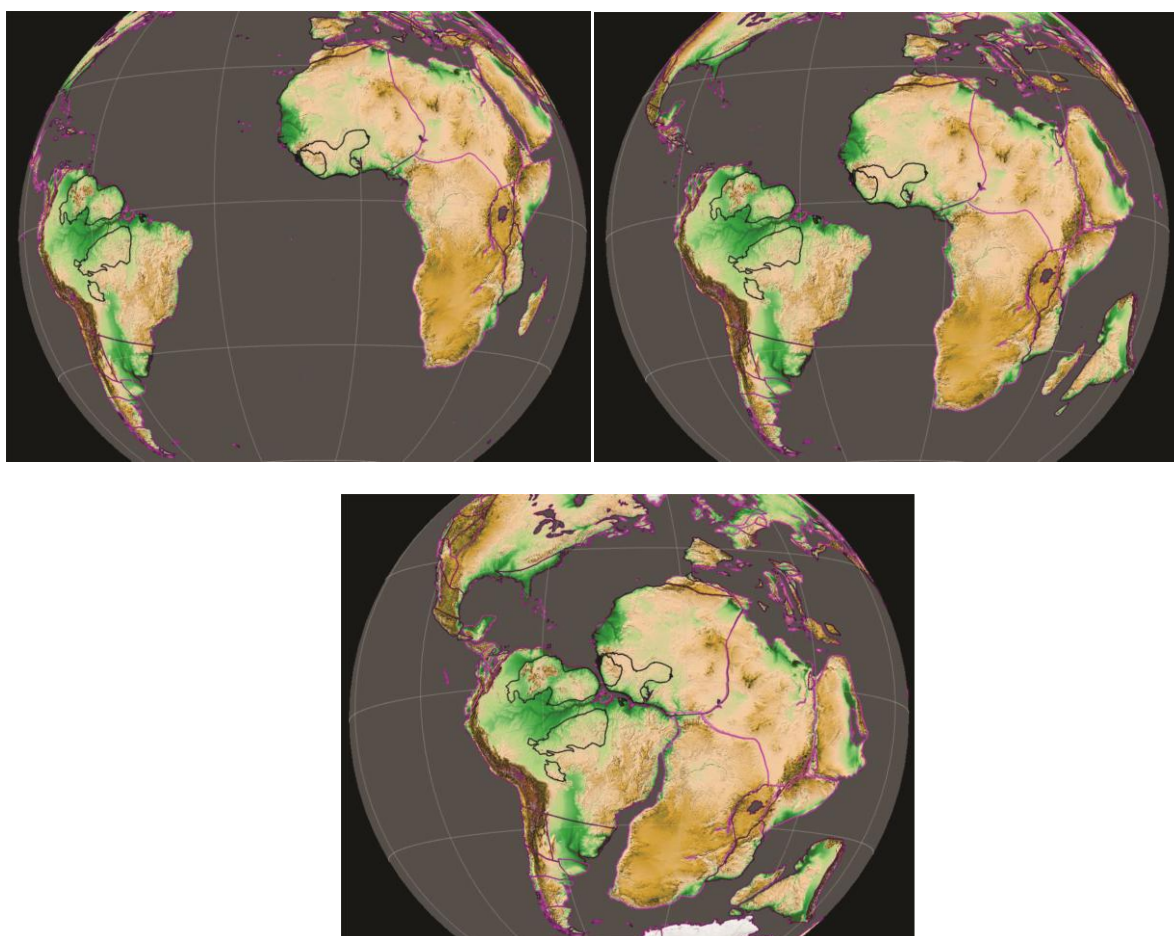


Figura 4. Reconstrução de Gondwana Ocidental em 0 Ma, 80 Ma e 130 Ma de acordo com os parâmetros de rotação e com a base SRTM do software GPLates. As unidades geotectônicas da área deste estudo estão em destaque.

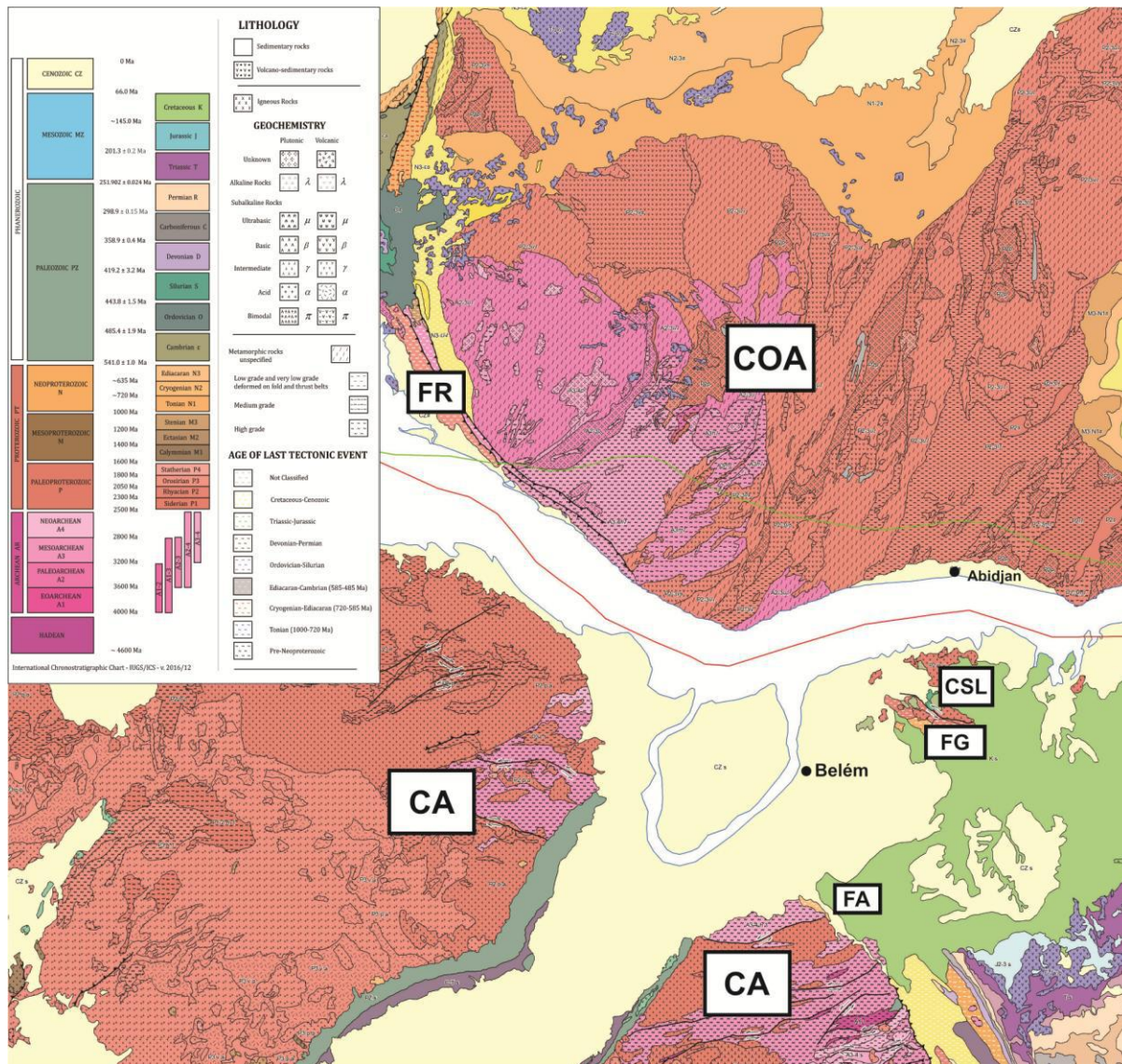


Figura 5. Mapa Geológico do Gondwana destacando as unidades geotectônicas analisadas (banco de dados do Centro Digital de Geoprocessamento do Gondwana – UFRJ). CA - Cráton Amazônico; CSL - Cráton São Luís; COA - Cráton Oeste Africano; FR - Faixa Rokelides; FG - Faixa Gurupi; FA - Faixa Araguaia.

As faixas móveis aqui abordadas estão em grande parte encobertas por rochas sedimentares das bacias fanerozóicas do Parnaíba, Amazonas e São Luís (Fig. 5) e pelos sedimentos cenzóicos. Elas são: Gurupi e Araguaia norte (Brasil) e Rokelides (Africa). As Faixas Gurupi e Rokelides serão revisadas como um todo, mas a Faixa Araguaia será analisada apenas em Tucuruí do estado do Pará.

Cada uma dessas unidades geotectônicas será detalhada a seguir com base na compilação a literatura geológica.

2.3 Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico localizada no norte do continente Sul Americano (Fig. 5) é uma das principais unidades tectônicas da Plataforma Sul-Americana, cobrindo uma grande área que inclui a parte norte do Brasil, Guiana Francesa, Guiana, Suriname, Venezuela, Colômbia e Bolívia (Vasquez *et al.*, 2008). De acordo com Brito Neves e Cordani (1991) o cráton representa uma grande placa litosférica continental que é composta por várias províncias crustais desde o Arqueano até o Mesoproterozoico.

O cráton estabilizou tectonicamente em torno de 1,0 Ga, tendo se comportado como uma placa estável no Neoproterozóico, durante o desenvolvimento das faixas orogênicas marginais brasileiras (Brito Neves e Cordani, 1991).

De acordo com Santos (2003) o cráton pode ser dividido em sete províncias tectônicas ou geocronológicas; Carajás (3000 – 2500 Ma), Transamazonas (2260 – 1990 Ma), Tapajós – Parima (2030 – 1860 Ma), Amazônia – Central (1900 – 1860 Ma), Rondônia – Juruena (1850 – 1540 Ma), Rio Negro (1820 – 1520 Ma) e Sunsás (1450 – 1000 Ma).

A Província Transamazonas (2260 – 1990 Ma) foi selecionada neste trabalho para a comparação e correlação com a África (Fig. 6).

2.3.1 Província Transamazonas

A Província Transamazonas representa um orógeno paleoproterozóico, com uma evolução relacionada ao Ciclo Transamazônico (2,26 – 1,95 Ga), e tem uma extensão na porção oriental do Cráton Amazônico, desde o nordeste do Escudo Brasil Central, e recobrimdo porções do Escudo das Guianas, Guiana Francesa, Suriname, Guiana e leste da Venezuela (Santos, 2003 - Fig. 6).

A Província Transamazonas consiste de grandes domínios de crosta juvenil e áreas arqueanas retrabalhadas durante o Transamazônico no sudoeste do estado do Amapá (Rosière *et al.*, 2018). De acordo com Vasquez *et al.*, (2008) as divisões da Província Transamazonas no Brasil incluem; Bloco Amapá, Domínio Paru, Domínio Carecuru, Domínio Bacajá e Santa do Araguaia (Fig. 6).

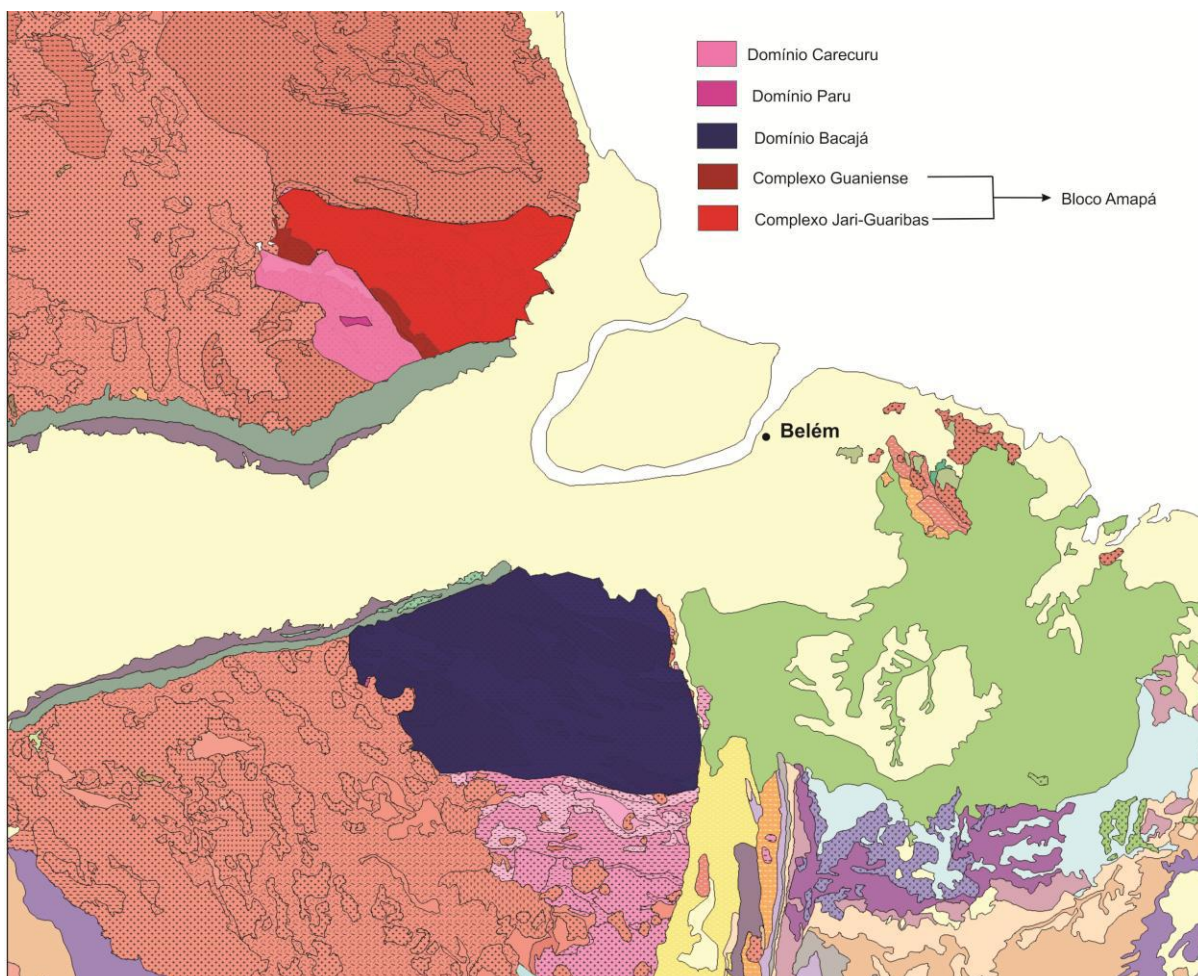


Figura 6. Mapa geológico 1: com os domínios da Província Transamazônicas em destaque, modificada da figura 5.

2.3.1.1 Bloco Amapá

O Bloco Amapá (Fig. 6) representa um segmento de crosta continental neoarqueana e paleoproterozóica individualizado na Província Transamazônica, com uma extensão que vai desde a porção leste do estado do Amapá na região do rio Tartarugal Grande e adentrando a região noroeste do Pará, com cerca de 350 km no comprimento, e largura que varia entre cerca de 100 e 240 km (Rosa-Costa *et al.*, 2006). Tem uma forma alongada segundo o *trend* regional NW-SE. Dados geocronológicos obtidos principalmente pelos métodos de evaporação de Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total retratam sua longa história evolutiva, marcada por estágios de acreção e retrabalhamento crustal, iniciada no final do Paleoarqueano e se estendeu até o Paleoproterozóico, com atividade magmática ocorrendo principalmente na transição Meso-Neoarqueano e durante o Neoarqueano (Vasquez *et al.*, 2008).

O arcabouço estrutural do Bloco Amapá na porção ocidental que fica no estado do Pará é caracterizado por lineamentos estruturais na direção NW-SE com centenas de quilômetros de extensão, isso representando zonas de cavalgamento ou zonas transcorrentes. Essas zonas tectônicas entre as diversas unidades ocorrem como faixas alongadas, ou corpos com formas sigmoidais ou lenticulares. Estes lineamentos são destacados em imagens de sensores remotos e imagens aerogeofísicas magnetométricas, onde são marcados por grandes anomalias magnéticas lineares (Ricci *et al.*, 2001, Rosa-Costa, 2006).

Pelo objetivo desta pesquisa, focaremos em dois complexos arqueanos do bloco Amapá: a associação granulítica arqueana do complexo Jari Guaribas e Associação Granito-gnáissico-migmatítica arqueana do complexo Guaniense.

2.3.1.1 Complexo Jari Guaribas

O Complexo Jari-Guaribas representa a maior parte do bloco Amapá (Fig. 6) e é composto predominantemente por gnaisses granulíticos ortoderivados, cujos protólitos magmáticos têm aproximadamente 2,80 Ga (Fig. 7). As idades modelo T_{DM} variam entre 3,26 e 3,19 Ga, com valores de ϵNd entre - 3,97 e - 2,91, esses resultados sugerem que a os protólitos dos granulitos são produtos de retrabalhamento de crosta paleoarqueana (Rosa-Costa *et al.*, 2006 *apud* Vasquez *et al.*, 2008). O metamorfismo de fácies granulito é datado entre 2,10 e 2,09 Ga e está relacionado ao estágio colisional do ciclo Transamazônico (Vasquez *et al.*, 2008). No complexo Jari Guaribas, existe a Suíte Intrusiva Noucouru, um conjunto de plutons charnockíticos, alongados segundo a direção NW-SE, com estruturas que indicam deformação fraca a forte. Idades de cristalização são entre 2656 ± 4 e 2605 ± 6 Ma enquanto idades Nd T_{DM} variam entre 3,04 e 2,99 Ga, com ϵNd de -2,31 e -1,86, indicando a gênese do magmatismo charnockítico neoarqueano, isso aponta no retrabalhamento de crosta mesoarqueana (Rosa-Costa *et al.*, 2006).



Figura 7. Complexo Jari Guaribas: (A) Bandamento composicional em gnaisse granulito, (B) Leitões rompidos de granulito máfico. Fonte: Vasquez *et al.*, 2008

2.3.1.1.2 Complexo Guianense

Primeiramente foi definido por Lima *et al.*, (1974) como uma unidade de embasamento que se distribuía em varias regiões do estado do Amapá e extremo noroeste do Pará, composto por gnaisses, para e ortoderivados, migmatitos, metagranitóides e granulitos (Fig. 8).

Nesta unidade predominam ortognaisses com composição tonalítica a granodiorítica, com variações quartzo-dioríticas, trondhjemiticas e graníticas subordinadas, além de ocasionais gnaisses graníticos peraluminosos. Tem colorações cinza escuros a esbranquiçados, e geralmente granulação média.

Esta unidade é de fácies anfibolito, fraca a fortemente migmatizados. A foliação dúctil tem direção geral NW-SE, bandamento composicional bem definido. As amostras datadas apresentaram idades de 2652 ± 4 Ma e 2628 ± 2 Ma (Vasquez *et al.*, 2008) e Neto *et al.*, (2017) obtiveram 2653 ± 24 Ma. Isótopos de Nd forneceram idades modelo entre 2,99 e 2,83 Ga com valores de ϵNd negativos variando entre $-1,95$ e $-0,17$. Esses dados isotópicos sugerem que os precursores magmáticos dos gnaisses têm evolução preferencialmente relacionada a retrabalhamento de crosta mesoarqueana (Rosa-Costa *et al.*, 2006).

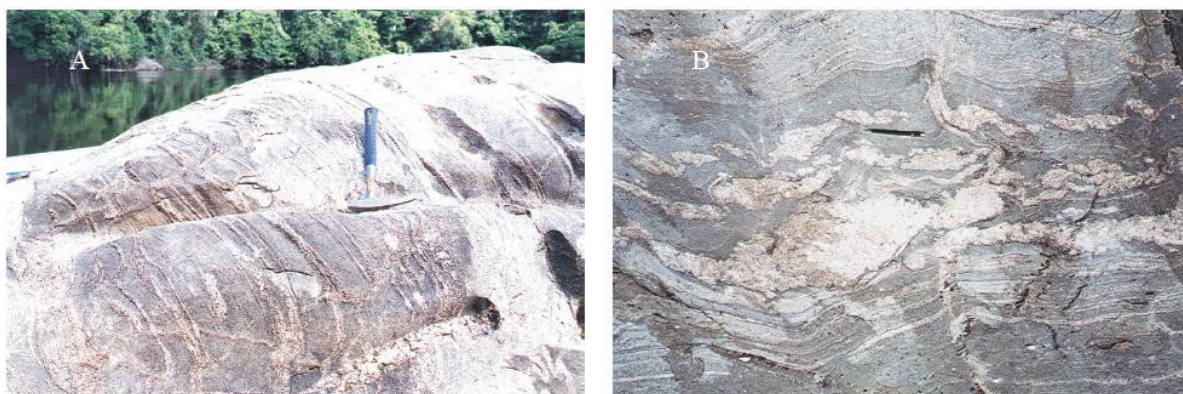


Figura 8. Complexo Guianense: (A) Bandamento regular ressaltado por leito de leucossoma quartzo-feldspático (B) Gnaisse migmatizado. Fonte: Vasquez *et al.*, 2008

2.3.1.2 Domínio Carecuru

O Domínio Carecuru, composto basicamente por rochas cálcio-alcálicas e seqüências metavulcano-sedimentares, tem uma evolução relacionada ao Evento Transamazônico (Ricci *et al.*, 2001; Rosa-Costa *et al.*, 2003, 2006). O domínio tem estruturação regional NW-SE, apresentando em torno de 300 km de extensão no comprimento maior, com uma largura de aproximadamente 120 km, fazendo contato com Bloco Amapá a leste (Fig. 6). As unidades orogênicas são representadas principalmente por granitóides e gnaisses cálcioalcalinos da Suíte Intrusiva

Carecuru (Fig. 9), e faixas de rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Ipitinga (Fig. 10), seqüências Fazendinha, Treze de Maio e Serra Cuiapocu, que definem uma associação do tipo granito-greenstone, com uma evolução relacionada ao ambiente de arco magmático (Vasquez *et al.*, 2008).

Dados geocronológicos e isotópicos obtidos pelos métodos de evaporação de Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total indicam idades entre 2,27 e 2,10 Ga. De acordo com Rosa-Costa *et al.* (2003, 2006) a origem dessas rochas envolve acreção crustal juvenil e/ou retrabalhamento de crosta arqueana no Riacciano. Existem corpos plutônicos sin a tardi - colisionais com idade de 2098 ± 2 Ma, idade modelo Nd T_{DM} de 2,83Ga e ϵNd de $-6,61$, que indicam um retrabalhamento de crosta arqueana. Este magmatismo granítico marca no Domínio Carecuru o estágio colisional transamazônica, que ocorreu entre 2,10 e 2,08 Ga, bem caracterizado na borda sudoeste do Bloco Amapá na forma de desenvolvimento de um sistema de cavalgamento oblíquo e metamorfismo de alto grau nas unidades do embasamento arqueano (Vasquez *et al.*, 2008).

Os limites do Domínio Carecuru com o Bloco Amapá coincidem com grandes estruturas tectônicas com direção NW-SE, que na sua vez, controlam extensos cinturões das rochas metavulcanosedimentares. Os grupos Ipitinga e Vila Nova fazem parte do Domínio Carecuru e Bloco Amapá respectivamente e delineiam as bordas meridional e setentrional do domínio com o Bloco Amapá. A Zona de Cisalhamento Ipitinga representa o mais expressivo lineamento estrutural, concordante ao *trend* regional NW-SE, observe-se foliação milonítica com alto ângulo de mergulho.



Figura 9. Suíte Intrusiva Carecuru: Enclaves máficos não deformados percolados por injeções granitóides. Fonte: Vasquez *et al.*, 2008

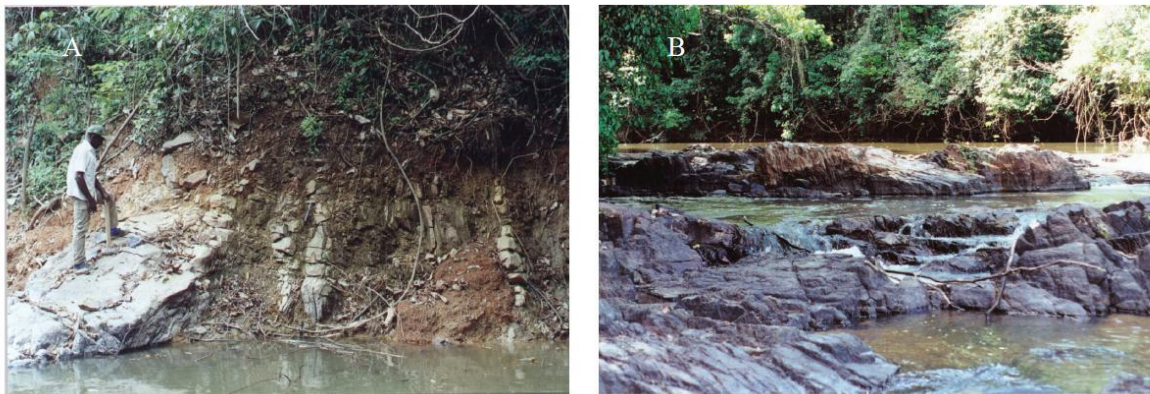


Figura 10. Grupo Ipitinga: (A) Xistos máficos com foliação verticalizada da Formação do Igarapé do Inferno; (B) Formações ferríferas dobradas da Formação Igarapé dos Patos. Fonte: Vasquez *et al.*, 2008.

2.3.1.3 Domínio Paru

O Domínio Paru tem uma forma aproximadamente elíptica, em torno de 100 km de comprimento, na direção WNW-ESE, representado por apenas duas unidades litoestratigráficas (Fig. 11 e 12): o Complexo Ananaí, uma unidade de embasamento arqueana, e a Suíte Intrusiva Igarapé Urucu, uma unidade paleoproterozóica (Vasquez *et al.*, 2008). Uma idade de 2597 ± 4 Ma foi obtida no Complexo Ananaí para um protólito magmático com uma idade Nd T_{DM} de 2,83 Ga com ϵNd de $-1,16$. A unidade é definida como granulitos ortoderivados neoarqueanos, hospedeiros dos plutons charnockíticos paleoproterozóicos da Suíte Intrusiva Igarapé Urucu, datada em 2074 ± 5 Ma, com idades modelo entre 2,68 e 2,61 Ga, e valores de ϵNd entre $-5,89$ e $-4,80$, que indica a participação de componentes crustais arqueanos na origem do magma charnockítico (Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006).



Figura 11. Complexo Ananaí: (A) Bandamento composicional de gnaiss. Fonte: Vasquez *et al.*, 2008.



Figura 12. Suíte Intrusiva Igarapé Urucu: (B) Contato interlobados entre charnockitos e rochas máficas indicando mistura magmática. Fonte: Vasquez *et al.*, 2008.

2.3.1.4 Domínio Bacajá

Em termos gerais, o Domínio Bacajá (Fig. 6) é composto por associações tectônicas representando fragmentos arqueanos e siderianos que foram retrabalhadas durante o Ciclo Transamazônico. Ocorrem ainda granitóides de arcos magmáticos riacianos, granitóides e charnockitos relacionados ao estágios posteriores da colisão continental riaciana. Uma notável *trend* tectônica transcorrente são as extensas zonas de cisalhamento NW-SE e WNW-ESE. Uma idade metamórfica de 2064 ± 4 Ma foi encontrado no Granulito Novolândia (Fig. 13), da parte oriental do Domínio Bacajá. Os granulitos ortoderivados do Complexo Cajazeiras (Fig. 14) forneceram idades para os protólitos entre 3009 ± 27 Ma e 2606 ± 6 Ma, e idades metamórficas em torno de 2,07 Ga (Macambira *et al.*, 2007). Dados de isótopos de Nd obtidos no Domínio Bacajá mostram fonte juvenil de idade neoarqueana (T_{DM} de 2,67 Ga e ϵNd de +2,7) e crustal mesoarqueana (ϵNd de -10,80 e T_{DM} de 3,10 Ga), no Ortognaisse Pacajá e Metatonalito Rio Bacajá respectivamente (Macambira *et al.*, 2004; Monteiro, 2006).

Na porção oriental do Domínio Bacajá existem enxames de diques máficos com orientação NE-SW e N-S, os quais têm uma notável expressão em imagens aero magnéticas. São corpos de diabásio, provavelmente relacionados ao magmatismo toleítico jurássico (diabásios Penatecaua e Cururu) ocorrido durante a reativação mesozóica da Bacia do Amazonas. Ao leste, ocorrem o cavalgamentos da Faixa Araguaia que marcam o limite tectônico entre esses domínios adjacentes.

Os granitóides tardi a pós-colisionais das suítes intrusivas Arapari e João Jorge, as quais reúnem charnockitos e granitos fortemente controlados pelas zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NW - SE e WNW-ESE, com idades entre 2086 ± 5 a 2069 ± 6 Ma. Isótopos de Nd indicam que suas fontes são crustais, e que a componente de crosta arqueana é mais significativa nos granitos com ϵ_{Nd} 2,08 Ga de -4,12 a -6,49 e T_{DM} de 2,57 e 2,73 Ga que nos charnockitos com ϵ_{Nd} 2,08 Ga de -2,40 e -3,12 e T_{DM} de 2,46 e 2,47 Ga. (Vasquez *et al.*, 2008)

Macambira *et al.* (2014) estabelecem uma cinemática dextral para os sistemas transcorrentes do Domínio Bacajá, que o difere dos demais terrenos cratônicos adjacentes (domínios Carajás e Tapajós)



Figura 13. (A) Kinzigito do Granulito Novalândia com cristais de granada (B) Metatonalito Rio Bacajá. Fonte: Vasquez *et al.*, 2008

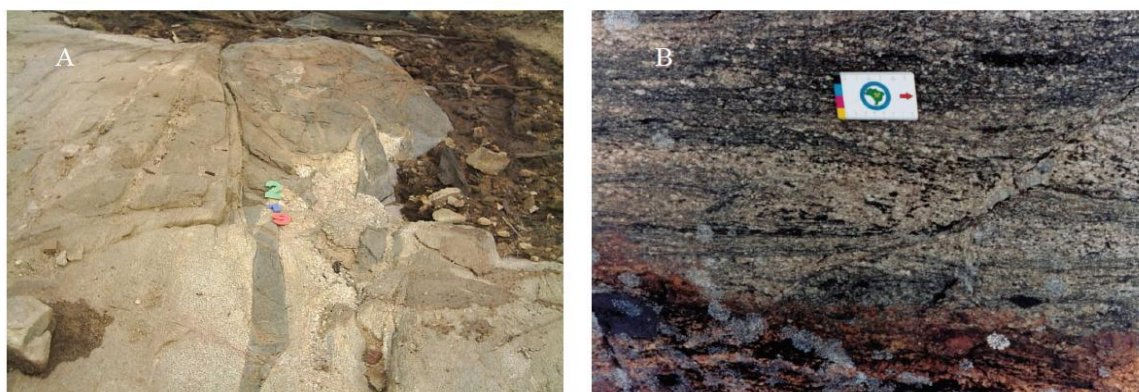


Figura 14. Complexo Cajazeiras: (A) Bandamento em ortognaisses com corpos de granulitos máficos concordantes; (B) Leucosoma concordante ao bandamento de gnaiss granulítico Fonte: Vasquez *et al.*, 2008

2.3.2 Metalogênese e recursos Minerais na Província Transamazonas

Em geral, o Cráton Amazônico é caracterizado por conter muitos depósitos e minas de classe mundial, especialmente no Domínio de Carajás, no entanto, as áreas estudadas neste trabalho não tem grandes depósitos nem minas. A maioria são

pequenas minas ou ocorrências registradas, mas não exploradas além de garimpos. No Domínio Carecuru, existem ocorrências de ouro, e estão concentradas no Distrito Aurífero de Ipitinga. Esses depósitos tendem a associar-se a uma assembléia *greenstone*-granitóide. Descrito por Rosa-Costa *et al.* (2003) como ouro orogênico e com uma idade de mineralização de 2030 ± 2 Ma. Enquanto os jazimentos auríferos do Domínio Bacajá estão associados à Seqüência Três Palmeiras e tem uma orientação subparalela de N70W. De acordo com Agnerian (2005), a mineralização aurífera está associada granitóides de idade 2160 ± 3 Ma. Ainda no Domínio Bacajá, Souza e Kotschoubey (2005) acharam uma idade 2069 ± 6 Ma para granito associado ao ouro do garimpo Manelão, a mineralização se posiciona na Zona de Cisalhamento Bacajá que corta seqüência supracrustal também na direção N70W.

Outros recursos minerais na área incluem Estanho, Platina, Titânio, Cobre, Manganês, Níquel e gemas.

2.4 Cráton São Luís

O Cráton São Luís está localizado na região costeira da parte norte do Brasil (Fig. 5), nos estados Pará e Maranhão, e é constituído por unidades litológicas do Paleoproterozóico (Fig. 15). Se estende por aproximadamente 400 km na direção leste-oeste e no sentido norte-sul por cerca 120 km (Klein *et al.*, 2005). Suas unidades litológicas afloram em locais limitados pela cobertura sedimentar do Fanerozóico (Fig. 15). Na parte mais ocidental, estão expostos isoladamente os granitóides da Suíte Intrusiva Tracuateua (Fig. 15). O limite do cráton ao sul é considerado como sendo a zona de cisalhamento NNW-SSE Tentugal (Hasui *et al.*, 1984), a zona é visível nas imagens geofísicas (Fig. 16 - Lesquer *et al.*, 1984; Abreu e Lesquer, 1985; Ribeiro, 2002).

Almaraz e Cordani (1969), a partir de dados geocronológicos Rb-Sr e K-Ar, afirmaram que as rochas do Cráton São Luís não foram afetadas por eventos geológicos depois de ca. 1900 Ma. O cráton São Luís pode ser dividido em 3 unidades geológicas (Tabela 1): o Grupo Aurizona, a Suíte Intrusiva Tromaí e o Granito Tracuateua. Essas três unidades pré-cambrianas são recobertas por sedimentos Ediacaranos-Cambrianos fracamente metamorfisados (Klein *et al.*, 2009).

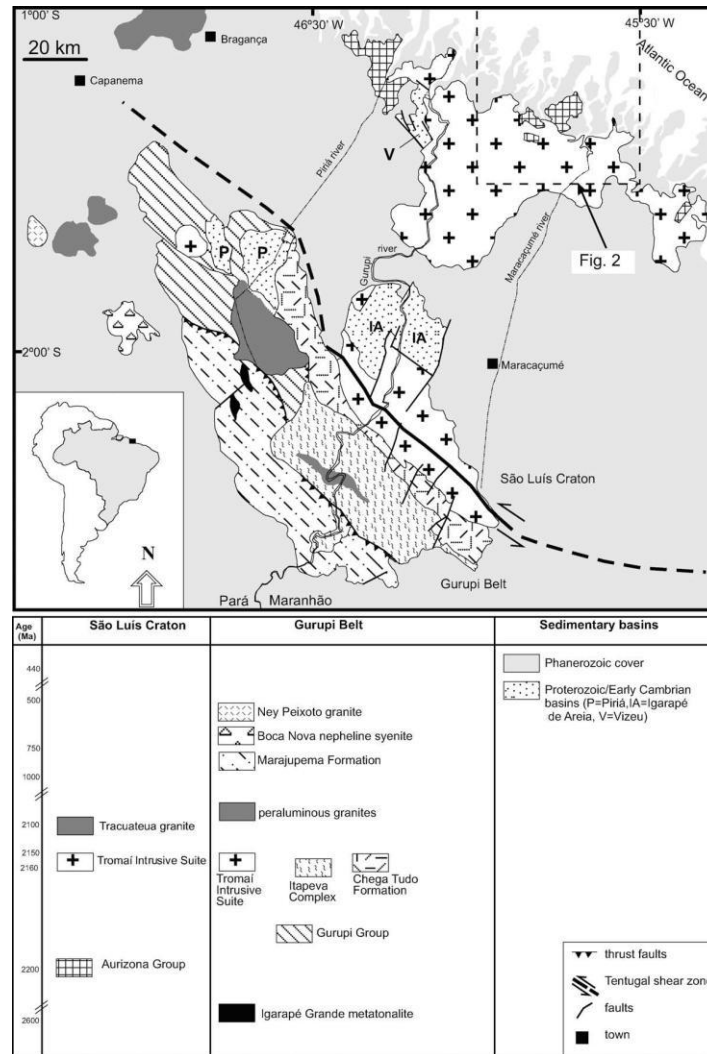


Figura 15. Mapa geológico do Crátón São Luís e a Faixa Gurupi. Fonte: Klein *et al.*, 2009.

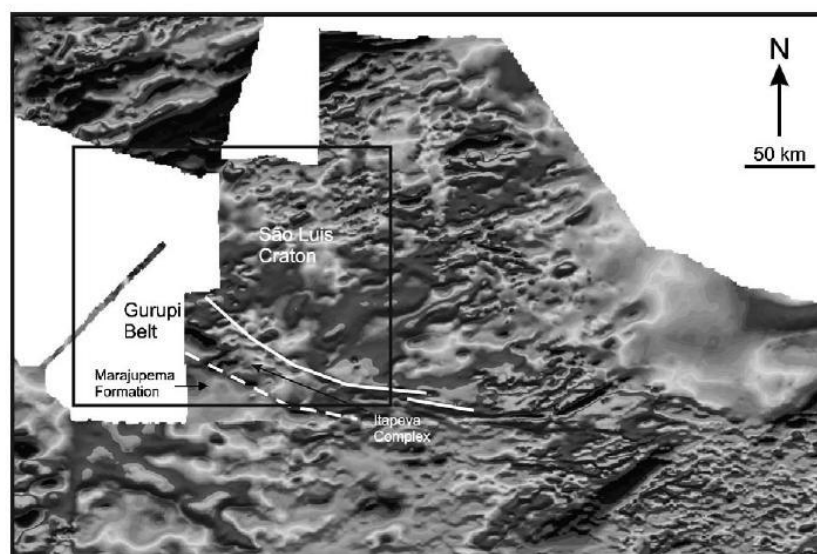


Figura 16. Mapa de Campo Magnético Total da região do Crátón São Luís e a Faixa Gurupi. Fonte: Klein *et al.*, 2005b.

2.4.1 Grupo Aurizona

Formado por xistos de composições diversas, quartzitos, metavulcânicas, metavulcanoclásticas e anfibolitos. As rochas são afetadas por metamorfismo de baixo grau chegando ao médio, e apresentam se de formação. Foram identificadas 3 conjuntos vulcânicos de idades e ambientes tectônicos distintos (Klein *et al.*, 2009): (i) Formação Pirocaua (ii) Formação Matatá (iii) Formação Ramos. A Formação Pirocaua, constituída por rochas cálcio-alcálicas relacionadas aos arcos, são rochas piroclásticas félsicas metamorfoseadas e rochas vulcânicas, variando de muito finos a grossa, de cor geralmente cinza e foliações bem desenvolvidas. Compreendem tufo de composição riolítica, tufo cinerítico, aglomerado vulcânico, riolito e dacito. A Formação Matará compõe a maior parte das rochas básicas e ultrabásicas do Grupo Aurizona, sendo composta de minerais de granulação muito fina com xistosidade, com cores geralmente cinza a cinza escuro. São metabasaltos, talco-tremolita xistos e anfibolitos. A Formação Ramos é composta por rochas metassedimentares, Quartzitos, puros e ferruginosos com cores de cinza clara a escuro, granulação fina a média. Xistos e filitos com granulação fina a média e cores variadas de marrom a verde.

No Grupo Aurizona, são rochas paleoproterozóicas com idade de aproximadamente 2240 Ma \pm 5Ma (Klein & Moura, 2001) determinada pela datação das amostras pelo método de evaporação de Pb em zircão. Klein *et al.* (2005a) determinaram uma idade modelo de Nd T_{DM} de 2,48 Ma e $\epsilon Nd(t)$ de + 0,8 nas amostras de dacitos metamorfizados e foliados. Um quartzo mica xisto forneceu a idade modelo de Nd T_{DM} de 2,21 Ma com $\epsilon Nd(t)$ de +3,5. Segundo esses autores, a evolução está relacionada ao contexto intraoceânico, arco insular e margem ativa que foi afetado por metamorfismo de baixo ao médio grau. De acordo com dados aerogeofísicos da porção norte-nordeste do Distrito de Aurizona mostram domínios magnéticos orientados segundo ENE-WSW.

2.4.2 Suíte Tromai

É a maior unidade do cráton, sendo constituída por gnaisses granodioríticos, trondjemíticos, tonalíticos, monzograníticos, quartzo-dioríticos (Klein e Moura, 2001 - Fig. 17) com aspectos texturais e estruturais variáveis constituindo uma associação TTG a cálcio-alcálica. As rochas possuem textura porfiríticas, equigranulares e foliadas ou maciças. Elas mostram uma mineralogia primária (ígnea) bem preservada e texturas, como plagioclásio zonado e granular textura hipidiomórfica, apesar da hidrotermal/metamorfismo tardio. Os granitóides contêm lentes na escala centimétrica à métrica, foliadas ou não, enclaves microgranulares de composição máficas à predominantemente intermediária (Klein & Moura, 2001).

Também inclui diques de riolito e dacitos. As rochas da Suíte são metaluminosas com teor de K_2O baixo a moderado. A análise dos elementos terras raras (REE) e outros elementos traços indicam uma assinatura cálcico-alcálica. As idades modelos de Nd T_{DM} de 2,1 Ga com $\epsilon Nd(t)$ + 2,5 e idades em cristais de zircão analisadas

pelo método Pb-Pb de evaporação fornecem as idades 2149 ± 3 Ma e 2165 ± 2 Ma (Klein & Moura, 2001).



Figura 17. Afloramento da Suíte Intrusiva Tromai (segundo Klein & Lopes, 2011). (A) Tonalito equigranular cloritizado e saussuritizado. (B) Monzogranito inequigranular rosa. (C) Granodiorito cinza foliado, com veios e bolsões de sienogranito. (D) Tonalito com dique sin-plutônico de sienogranito.

2.4.3 Granito Tracuateua

Localizado na parte mais oeste do cráton, o Granito Tracuateua aflora perto da área Bragança (Fig. 15). O granito contém enclaves de rochas migmatíticas e supracrustais (Costa, 2000). As características petrográficas e geoquímicas apontam para granitóides fortemente peraluminosos do tipo S, derivados de fusão parcial das rochas crustais (Lowell, 1985; Costa, 2000). Palheta (2001) apresentou as idades de 2086 ± 10 Ma e 2091 ± 5 Ma pelo método de evaporação de Pb no zircão e as Idades modelo de Nd T_{DM} variando entre 2,31 e 2,50 Ga, com valores de $\epsilon Nd(t)$ variando de -1,33 a + 1,15.

2.4.4 Formação Viseu e Igarapé de Areia

Essas três unidades pré-1.9 Ga, apresentadas acima, são cobertas pelas formações Viseu e Igarapé de Areia, que são constituídas por: conglomerados, arenitos arcoseanos, grauvacas e pelitos. Sua formação e evolução estão ligadas a acumulação de sedimentos numa bacia de antepaís no final dos eventos do Brasileiro. Os ambientes deposicionais são mal definidos ainda, sendo descritos como de leques aluviais, fluvial, lacustre e marinho sob clima semi-árido. A época do

fechamento das bacias Vizeu e Igarapé de Areia ainda é incerta, podendo tratar-se de um ou mais períodos de sedimentação (Klein & Moura, 2003). A datação de zircões detríticos (Pinheiro *et al.*, 2003) mostrou idades entre 2170 Ma e 1950 Ma com um pico definido por volta de 2100 Ma para a área-fonte da Formação Vizeu. Para a Formação Igarapé de Areia, Pinheiro *et al.* (2003) caracterizaram duas populações: uma com idades entre 2160 e 2100 Ma; e um outra população com idades entre 700 e 500 Ma e um pico definido em 650-600 Ma (Klein *et al.*, 2005).

As rochas são fracamente metamorfizadas (condições sub xisto verde) com dobras abertas a suaves, e ainda apresentam as estruturas sedimentares bem preservadas. Nas rochas da Formação Vizeu a foliação está na direção NW-SE e NE-SW, seguindo o padrão geral das rochas cratônicas. Nas rochas da Formação Igarapé de Areia, a foliação tem direção NW-SE (Abreu, 1990), seguindo o padrão estrutural do Cinturão Gurupi. A formação Igarapé de Areia ocorre tanto no Cráton São Luís como na Faixa Gurupi, na Faixa Gurupi a formação tem uma associação com a Formação Chega Tudo, e podem ser associados à bacia de Tarkwa no Sul do Cráton Oeste Africano.

2.4.5 Metalogênese e Recursos Minerais no Cráton São Luís

No cráton São Luís, o ouro é o minério mais importante. As informações sobre o ouro, como a maioria dos depósitos conhecidos no cráton vem do detalhamento geológico e de trabalhos exploratórios nas áreas primeiramente descobertas por garimpagem (Klein, 2014). Os recursos minerais primários e oxidados do Distrito Aurífero de Aurizona tem em total um volume de 62,3 t de ouro, das quais 52,63 t são do depósito Piaba, com reserva medida de 15,52 t, e 3,77 t do depósito Tatajuba (Mineração Aurizona S/A 2000; Porto, 2006; Mach & Clarke, 2008). Reservas aluvionares recuperáveis de pelo menos 3t foram dimensionadas (Mineração Aurizona S/A 2000). Depósitos supergênicos de fosfato no Cráton São Luís foram descobertos em 1914, quando o primeiro depósito de bauxita fosforosa foi delimitado na Serra de Pirocaua por (Porto, 2006). São conhecidos pelo menos 12 jazimentos que se distribuem na região costeira do noroeste do Maranhão e do nordeste do Pará, as reservas não oficiais são estimadas em torno de 36 e 45 Mt, com teores variados de P_2O_5 entre 0,8 e 29%.

2.5 Sul do Cráton Oeste Africano

O Cráton Oeste Africano se estende por 14 países na África Ocidental e é dividido em duas partes, os blocos Regubat e Man-Leo, respectivamente no noroeste e sudoeste (Fig. 18). O cráton é composto de uma série de domínios paleoproterozóicos de *greenstone belts*, unidades sedimentares, regiões extensas de plutões granitoides -TTG e com zonas de cisalhamento, que são cobertas por bacias sedimentares neoproterozóicas e bacias sedimentares mais jovens (Jessell & Liégeois, 2015). As duas porções arqueanas dos blocos Regubat e Man-Leo têm

idades de formação crustal e história tectônica semelhantes. Ambas foram afetadas por pelo menos três grandes eventos tectonotérmicos: (1) a Orogenia Leoneana 3.5-2.9 Ga (Morel, 1979); (2) a Orogenia Liberiana de 2,9-2,8 Ga (Egal *et al.*, 2002) e (3) a Orogenia Eburniana de 2,15-1,8 Ga (Feybesse *et al.*, 2006; Markwitz *et al.*, 2016). Apesar disso, alguns autores propõem que os blocos são separados por causa da presença de *inliers* de Kedougou-Kéniéba e Kayes entre eles, que possuem só rochas paleoproterozóicas juvenis (Grenholm, 2014).

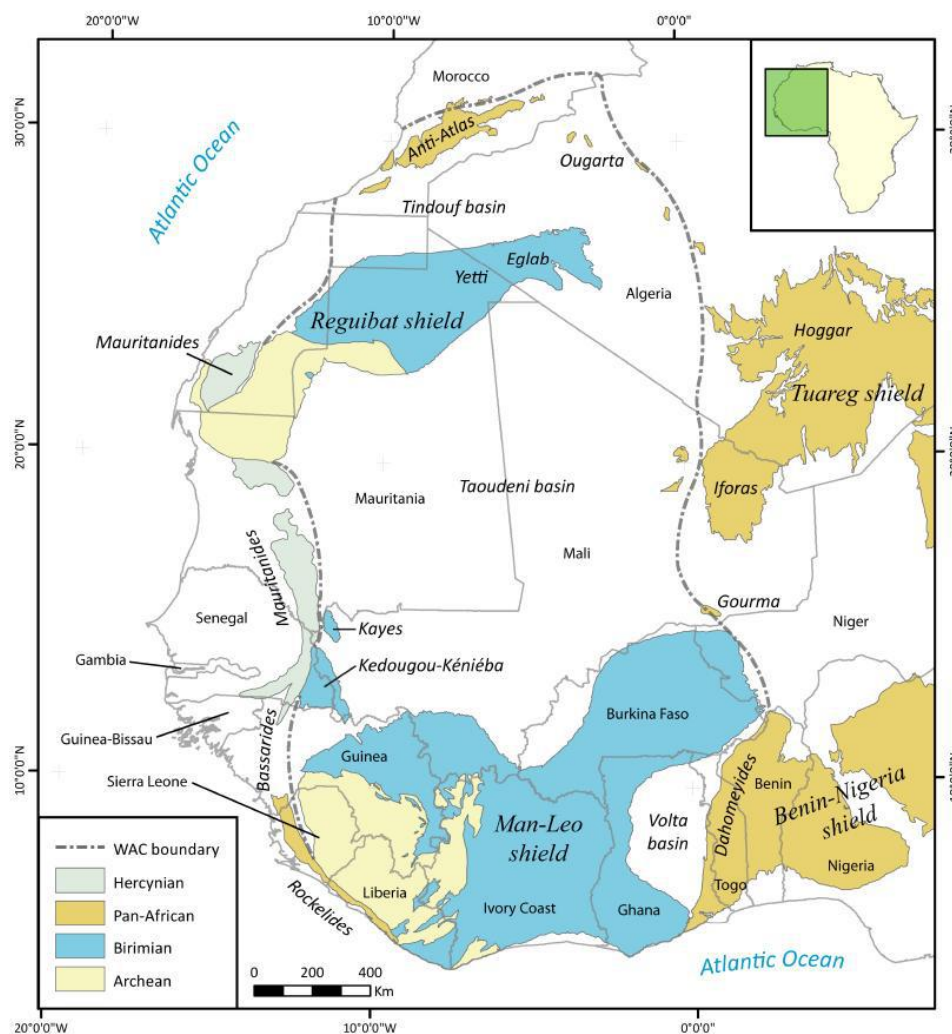


Figura 18: Mapa tectônico simplificado do Cráton Oeste Africano e faixas adjacentes, indicando as idades das províncias tectônicas. Fonte: Grenholm (2014).

Na parte sul do Cráton Oeste Africano, o Bloco Man-Leo é dividido em (i) domínio arqueano Kénema-Man, que se estende por Serra Leoa e Libéria, além de partes na Guiné e Costa do Marfim, enquanto as rochas Paleoproterozóico do (ii) domínio Baoulé-Mossi abrangem uma vasta área de cerca de 350.000 km², cobrindo partes da Guiné, Senegal, Mali, Benin, Togo, Gana e a maior parte da Costa do Marfim e Burkina Faso (Fig. 18 e 19 - Robertson e Peters, 2016) .

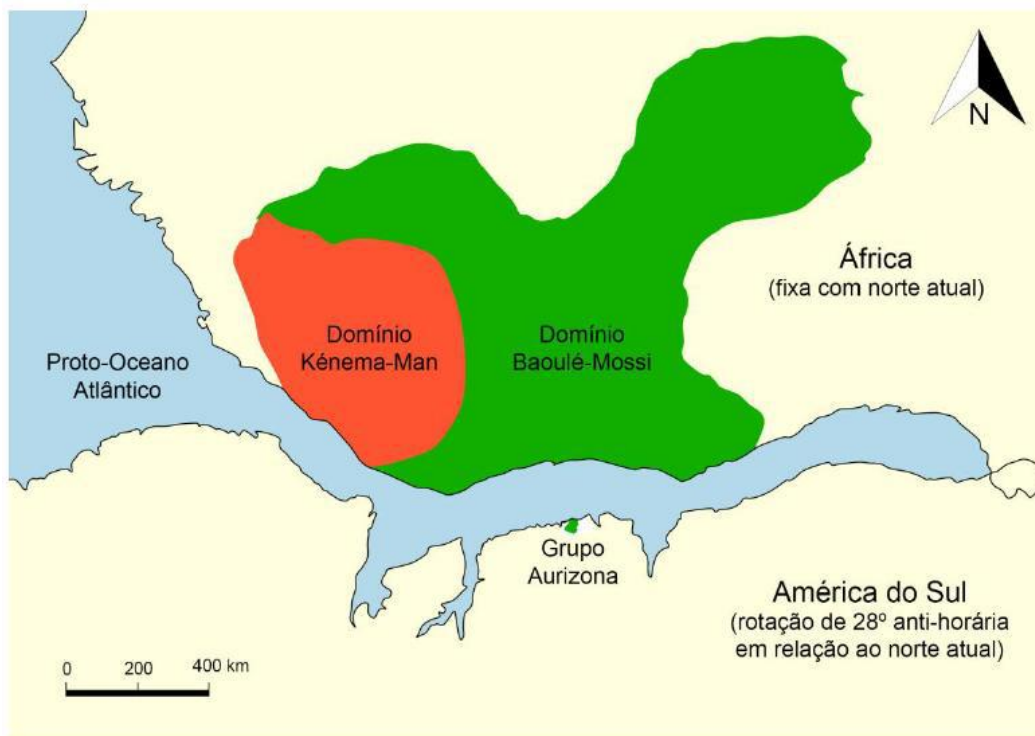


Figura 19: Mapa destacando-se a divisão do Bloco Man-Leão em o Domínio Baoulé-Mossi e Kénema-Man. Fonte: Rodrigues Neto (2018).

Os limites do Cráton Oeste Africano (COA) são definidos principalmente por uma combinação de geologia da superfície e assinaturas gravimétricas (Burke & Whiteman, 1973; Roussel & Lesquer, 1991; Ennih & Liegeois, 2008a, b; Jessell *et al.*, 2015b).

2.5.1 Domínio Arqueano Kénema-Man

O domínio Arqueano Kénema-Man está localizado na Serra Leoa, Libéria, Guiné meridional e Costa do Marfim, suas rochas são típicas de terrenos de *granite-greenstone belts* como aqueles encontrados em outros crátons arqueanos, compostos de gnaiss tonalita-trondhjemita-granodiorito (TTG) (Rollison, 2016). Barth *et al.* (2002) encontraram idades tão altas quanto 3,44 Ga para este domínio em gnaiss TTG usando zircão pelo método U-Pb, enquanto Rollinson (2016) encontrou idades de 3,6-3,5 Ga em gnaiss TTG também usando zircão pelo método U-Pb e determinado como a idade da cristalização. As rochas desse domínio foram deformadas e retrabalhadas durante as orogenias Leoniana (3,5–2,9 Ga) e Liberiana (2,9–2,8 Ga) além de serem intrudidas por suítes ígneas máficas consistindo das sequências vulcânicas de *greenstone* bem como deposição de formação ferríferas bandadas (BIFs) (Beckinsale *et al.*, 1980). Depois da orogenia Leoniana, as rochas arqueanas do domínio Kénema-Man foram cratonizadas, exceto na parte oriental onde as margens das sequências de *greenstone* são

intrudidos por granitos de 2,73-2,78 Ga (geocronologia de zircão pelo método U-Pb) e intrusões ígneas máficas (Kouamelan *et al.*, 1997; Robertson & Peters, 2016).

Há poucos dados geoquímicos dos gnaisses TTG de 3,5 Ga, duas análises de Thieblemont *et al.* (2001) deram composição de elementos traços que é enriquecida em REE leve e esgotada em REE pesados, Ti, Nb e Ta. Segundo Halla *et al.* (2009) pode indicar que os *melts* evoluíram em equilíbrio com um resíduo eclogítico.

O *trend* estrutural regional varia de NE-SW a NW-SE, tem deformação dominada por duas fases, produzindo eixos subverticais a acentuados NW (Cope *et al.*, 2005). As rochas arqueanas do Cráton Oeste Africano estão principalmente restritas ao domínio Kénema-Man, mas também existem algumas ocorrências dentro do domínio Baoulé Mossi, uma delas está no domínio SASCA (nomeado pelo rios Sassandra e Cavally que delimitam esta área), ao sul da Costa do Marfim (Fig. 18), foi discutida pela primeira vez por Bard & Lemoine (1976) e desde então foi incluída em mapas geológicos de muitos outros autores. Recentemente muitos autores decidiram a classificar área como pós-paleoproterozóica (Hervé *et al.*, 2020; Feng *et al.*, 2018).

2.5.1.1 Metalogênese e recursos Minerais no Domínio Arqueano Kénema-Man

A mineralização de ouro no domínio Kénema-Man, formada durante a Orogenia Liberiana (2,9 - 2,5 Ga), é classificada como depósito de ouro do tipo orogênico em virtude de forte controle estrutural e está associada aos veios de quartzo em zonas de cisalhamento desenvolvidas em cinturões de *greenstone belts* mal definidos (Markwitz *et al.*, 2016; Groves *et al.*, 1998). De acordo com o banco de dados de depósitos minerais do oeste africano (WAMDD), também há ocorrência de ouro do tipo paleoplacer nesse domínio.

O minério de ferro ocorre como *Banded Iron Formations* (BIF) em vários cinturões supracrustais, idade paleoproterozóica (2,5 - 2,0 Ga). Os diamantes dos kimberlitos (período jurássico) que intrudiram os gnaisses félsicos arqueanos são encontrados extensivamente como depósitos de placer (Fig. 20). Uma única ocorrência de diamante aluvionar do Sewa River com idade de cerca 1.0 Ga é encontrada também. Níquel, cobre e manganês são outros depósitos minerais conhecidos na área (Markwitz *et al.*, 2016).

Birimiano, e (iii) as bacias sedimentares (Grenholm, 2019). Este domínio paleoproterozóico é caracterizado pelas assembleias de granitóides-greenstone, que consistem principalmente de sequências vulcânicas, vulcanosedimentares e sedimentares, separadas por extensas províncias de tonalita-trondhjemita-granodiorito (TTG) e granito, ou também por bacias sedimentares um pouco mais jovens, cujo embasamento não está exposto. Os cinturões de *greenstone* lineares, geralmente com *trend* NE-SW se estendem por centenas de quilômetros. A maioria das rochas vulcânicas e sedimentares passaram por um metamorfismo de fácies xisto verde de baixo a alto grau, e em alguns lugares fácies anfibólitos de baixo grau. (Béziat *et al.*, 2000; Feybesse *et al.*, 2006; Ganne *et al.*, 2012; Kříbek *et al.*, 2008; Vidal *et al.*, 2009). John *et al.* (1999) e Galipp *et al.* (2003) descreveram as condições regionais de Pressão Max / Temperatura Max (500 - 600 ° C, 5-6 kbar).

2.5.2.1 Terreno Birimiano

As rochas vulcânicas e volcano-sedimentar pertencem ao Supergrupo Birimiano, que foram formadas no contexto de arcos vulcânicos e Ilhas oceânicas (Abouchami *et al.*, 1990; Béziat *et al.*, 2000; Pouclet *et al.*, 1996 - Fig. 21). A arquitetura estrutural desse supergrupo é diversificada e é reconhecida no domínio Baoulé-Mossi. Os cinturões de *greenstone* são lineares na forma e metamorfoseados para fácies xisto verde inferior a anfibólito, dependendo da distância das intrusões granitóides. De acordo com Hirdes *et al.* (1992), os granitóides eburneanos foram colocados em 2178-2176 Ma (U-Pb em zircão) no Cinturão Ashanti de Gana. Os granitóides são tipicamente ovoides em forma ou batólitos e constituem cerca de 70% do terreno Birimiano (Fig. 21, Markwitz *et al.*, 2016). O Birimiano é nomeado pelo rio Birim em Gana, onde as rochas foram descritas pela primeira vez por Kitson (1918).

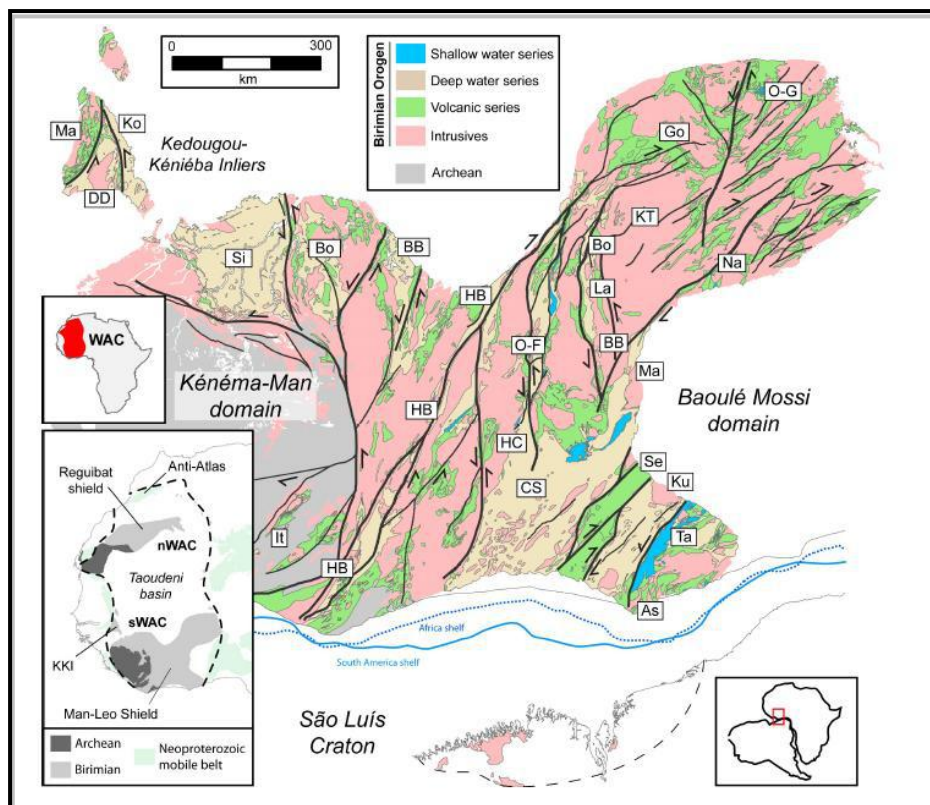


Figura 21: Mapa geológico do escudo Man-Leo mostrando o terreno Birimiano e a sequência sedimentar Tarkwa no Domínio Baoulé-Mossi. Ta - Tarkwa As - Ashanti Fonte: Grenholm (2019).

Em geral, os granoides são de idades eburneanas e estimam-se que tenham 2,2 - 2,07 Ga (Agyei Duodu *et al.*, 2009; Gasquet *et al.*, 2003; Baratoux *et al.*, 2011; Perrouty *et al.*, 2012). De acordo com o Grenholm (2019) os granitóides foram colocados mais cedo no lado oriental do cráton ca. 2160-2130 Ma e, posteriormente, na parte sudoeste e oeste do cráton ca 2120 - 2070 Ma.

Com idades em torno de de 2,35 - 2,05 Ga (Grenholm, 2014) os cinturões de *greenstone* são predominantemente sequências vulcânicas birimianas metamorizadas e variam em composição de basaltos toleíticos e calcio-alcinos a riolitos e em um menor grau sequências vulcanoclásticas secundárias, grauvacas e sedimentos químicos (McFarlane, 2018). A evolução geoquímica geral dos granitóides é descrita como calcio-alcina, rico em Na (Boher *et al.*, 1992), embora também ocorram mais granitos ricos em potássio (K) (Grenholm, 2014). Sakyi *et al.*, (2020) descobriram granitóides ricos em potássio (K) do tipo I calcio-alcino com alto fracionamento. Os resultados geoquímicos e isotópicos são consistentes com uma configuração tectônica de arco de ilhas decorrente de processos de subducção - acreção, que são típicos dos terrenos paleoproterozóicos do birimiano. Os granitóides que intrudem os cinturões vulcânicos são metaluminosos e ricos em sódio (Na), enquanto as bacias sedimentares são invadidas por granitóides peraluminosos, cálcio-alcinos e ferroanos (Sakyi *et al.*, 2020; Pearce, 2008).

2.5.2.2 Sequência sedimentares

As bacias sedimentares do domínio Baoulé - Mossi podem a ser subdivididas em (i) bacias de águas profundas (tipo *flysch*) (Milési *et al.*, 1989; Feybesse *et al.*, 2006) dominado por sedimentos siliciclásticos, variando de xistos, argilitos, grauvacas, siltitos, vulcanoclásticos e arenitos, com idade máxima de deposição variando de 2160 a 2140 Ma e idade mínima de deposição entre 2120 - 2108 Ma (Fig. 21 - Grenholm, 2019); (ii) As bacias de águas rasas (tipo molasse) e frequentemente referido como bacias Tipo Tarkwaiana no contexto do domínio Baoulé-Mossi, constituindo sucessões de conglomerado, arenito, siltito, quartzito e sedimentos imaturos, definido pela primeira vez pelas sequências expostas no Cinturão Ashanti no sul de Gana (Junner, 1935; Perrouty *et al.*, 2012), As bacias de águas profundas e águas rasas foram classificados de acordo com o ambiente de deposição dos sedimentos, de baixa ou alta energia. Pigois *et al.* (2003) definiram uma idade máxima de deposição de 2133 ± 4 usando SHRIMP II (U - Pb), e idade mínima de deposição entre 2100 e 2080 Ma (Taylor *et al.*, 1988; Abouchami *et al.*, 1990; Leube *et al.*, 1990; Liégeois *et al.*, 1991; Hirdes *et al.*, 1992; Pigois *et al.*, 2003). As idades das bacias sedimentares sugerem que a sedimentação e o vulcanismo regional foram em termos gerais contemporâneos.

2.5.2.2.1 Bacia de Tarkwa

Localizada no Cinturão Ashanti, no sul de Gana (Fig. 21), a bacia de Tarkwa é constituída por arenitos, argilitos, wackes, conglomerados polimítico e filitos (Grenholm, 2014; Perrouty *et al.*, 2012) e hospeda grandes depósitos de ouro de classe mundial mineralizados entre 2,1 - 2,0 Ga (Pigois *et al.*, 2003). O tempo de deposição foi originalmente restringido por zircões detríticos obtidos nas unidades basais da formação, produzindo idades U-Pb e Pb-Pb entre ca. 2150 e 2143 Ma (Davis *et al.*, 1994; Hirdes & Nunoo, 1994). No entanto, a idade máxima de deposição foi posteriormente revisada como 2133 ± 4 Ma pelo Pigois *et al.* (2003) fornecida por 71 de 111 dados de zircões detríticos em rochas clásticas do Tarkwa de Damang e Bippo Bin, a nordeste de Tarkwa usando (SHRIMP II, U – Pb). A bacia tem intrusões de granito K-feldspático porfirítico pós-colisional (Oberthür *et al.* 1998) e gabro de soleiras (Pigois *et al.*, 2003; Adadey *et al.*, 2009), ambos datados de ca. 2,10 Ga e que serve como uma idade mínima da bacia. O Grupo tarkwa está limitado por falhas NW-SE e NE-SW, semelhante a Formação Igarapé de Areia, a possível conexão do dois será discutido mais para frente.

2.5.2.3 Metalogênese e recursos Minerais no Domínio Paleoproterozóico Baoulé-Mossi

Depósitos de ouro orogênico ocorrem extensivamente em todo o domínio Baoulé-Mossi, sendo a maioria dos depósitos de ouro no Cráton Oeste Africano, e estão hospedados em rochas paleoproterozóicas do Supergrupo Birimiano (Markwitz *et al.*, 2016). Estão relacionados espacialmente e temporalmente com estruturas formadas durante a Orogenia Eburneana entre 2200 Ma e 2088 Ma. Essas estruturas em geral podem ser descritas como veios de quartzo contendo ouro por substituição, acompanhada de sulfetos menores e localizada por estruturas quebradiças a dúcteis em vários tipos de rochas hospedeiras (Robertson & Peters, 2016). O ouro ocorre como ouro nativo e/ou associado a sulfetos, sendo a pirita e a arsenopirita os mais comumente vistos. Outros metais como cobre e níquel podem ocorrer em quantidades econômicas. A mineralização de ouro Paleoplacer é um tipo genético importante no domínio Baoulé - Mossi e contribui para as vastas reservas de ouro na África Ocidental, especialmente em Gana, no distrito de Tarkwa (Kesse, 1985 *apud* Markwitz *et al.*, 2016). O ouro do Tarkwa foi datado em $2,107-2,102 \pm 13$ Ga (Adadey *et al.*, 2009; Perrouy *et al.*, 2012).

O depósito de Damang é do tipo hidrotermal e que se sobrepõe ao ouro paleoplacer dentro da Formação Tarkwaiana (Marston *et al.*, 1992; Pigois *et al.*, 2003). A mineralização foi datada pelo método de U-Pb com idade de 2060 ± 90 Ma (Pigois *et al.*, 2003). Uma outra possível idade foi sugerida por White *et al.* (2014) como idades de metamorfismo, fluxo de fluido e mineralização de ouro variando de 2030 Ma a 1980 Ma. Outros depósitos minerais importantes são diamantes, fosfato, manganês, bauxita, chumbo-zinco e minério de ferro (Markwitz *et al.*, 2016 - Fig. 20).

2.6 Faixa Gurupi

A Faixa Gurupi está localizada no norte do Brasil, nos estados do Pará e do Maranhão. Delimitado na margem sul do Cráton de São Luís pela Zona de Cisalhamento Tentugal (Hasui *et al.*, 1984 - Fig. 22). A faixa apresenta um *trend* regional na direção NNW-SSE, com uma dimensão de aproximadamente 160km na direção W-E e largura de 50km na direção N-S (Fig. 23). Essa faixa é dominada por rochas com idade de metamorfismo Neoproterozóico e idade de protólito do Arqueano ao Neoproterozóico (Klein, 2011).

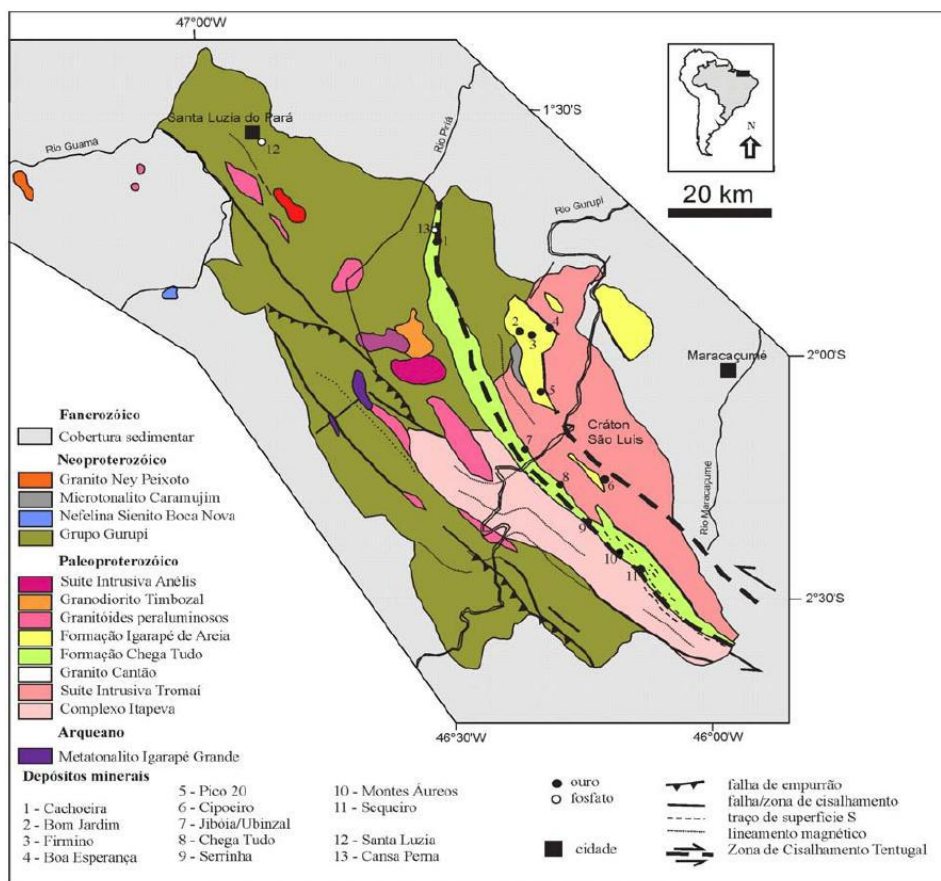


Figura 22: Mapa geológico simplificado da Faixa Gurupi. Fonte: Klein, 2014

Litologicamente, é composta por sequências metassedimentares e metavulcanossedimentares, gnaisses e diversas gerações de rochas plutônicas. A maioria das sequências da Faixa Gurupi formam corpos paralelos à maior dimensão da faixa, isto é, NW-SE (Fig. 23). O mapa esquemático do Fig. 23 foi construído utilizando informações geofísicas e estruturais, além de informações petrográficas e geocronológicas obtidas de furos de sondagem que atingiram as rochas do embasamento da cobertura Fanerozóica (redesenhadas de Brito Neves *et al.*, 1984; Cunha, 1986; Nunes, 1993) Observam-se estruturas planares como clivagem incipiente, xistosidade penetrante, trama S/C, foliação milonítica e bandamento gnaissico (Klein *et al.*, 2005b).

A faixa é compartimentada em cinco unidades litoestratigráficas (i) Complexo Itapeva (ii) Granitóides que incluem a Suíte Intrusiva Tromai que também intrude o domínio do Cráton São Luís. (iii) Formação Chega Tudo (iv) Grupo Gurupi (v) Formação Igarapé de Areia que já foi apresentada no item do Cráton São Luís.

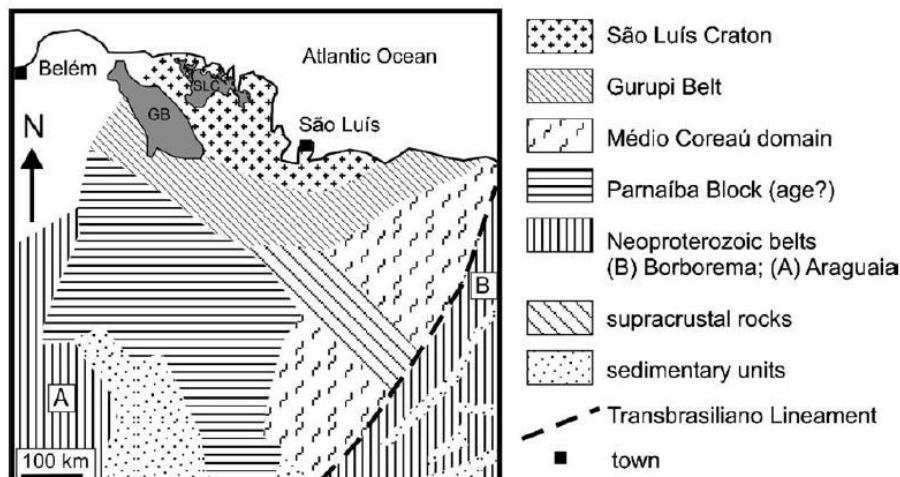


Figura 23: Mapa esquemático mostrando as áreas atual da faixa Gurupi (GB) e Crátão de São Luís (SLC) que estão aflorando em relação às áreas interpretadas do embasamento da cobertura Fanerozóica. Fonte: Klein *et al.*, 2005b

As relações no campo entre as unidades diferentes são apenas raramente observadas, dificultando um melhor estabelecimento da estratigrafia relativa entre elas.

2.6.1 Complexo Itapeva

Essa unidade foi definida por Klein *et al.* (2005b) como ortognaisses foliados e bandados, localmente dobrados e que sofreram metamorfismo na fácies anfibolito e também migmatização local (Fig. 24). São tonalitos e granodioritos, com minerais máficos predominantemente cristais de anfibólio com biotita, enquanto a muscovita indica efeitos retrógrados. De acordo com Hurley *et al.* (1967, 1968), as idades estão na faixa de 530 a 800 Ma, usando o método de Rb-Sr. Klein *et al.* (2005b) obtiveram idades de 2158 ± 8 Ma e 2167 ± 2 Ma, utilizando o método da evaporação de Pb em zircão, e idades modelo Nd T_{DM} 2,22-2,31 Ga com valores de $\epsilon Nd(t)$ entre +1,4 e +2,6 numa amostra de gnaiss tonalítico. Essa idade foi interpretada como uma idade mínima para a colocação do protólito ígneo do gnaiss.

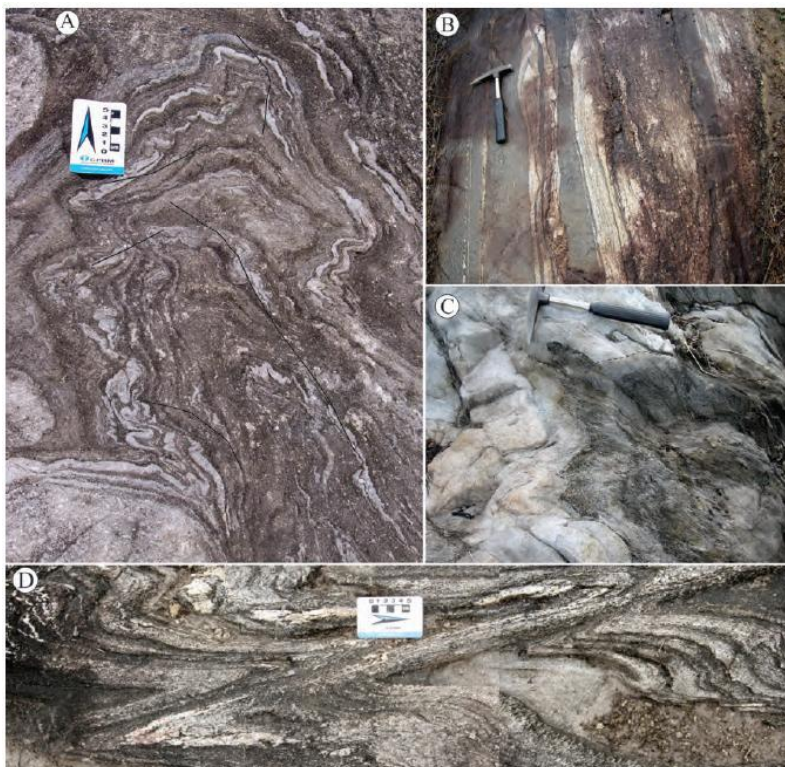


Figura 24: Aspectos do Complexo Itapeva em afloramento. (A) Gnaiss dobrado e levemente migmatizado (B) Gnaiss com bandas máficas e félsicas dobradas isoclinalmente. (C) Provável relação de intrusão entre metatonalito com granada e biotita xisto. (D) Gnaiss bandado e dobrado, com zona de cisalhamento desenvolvida junto aos flancos das dobras, gerando dobras sem raízes.

Fonte: Klein *et al.* (2017).

2.6.2 Os Granitoides

Na Faixa Gurupi, tem varias intrusões de corpos graníticos (Fig. 22).

(i) Granito Cantão (Klein *et al.*, 2005b): ocorre como dois corpos circunscrita por rochas metassedimentares do Grupo Gurupi. A textura varia de fina a grossa. Quimicamente o granito é cálcio-alcálico de alto K, e fracamente a moderadamente peraluminoso. Uma idade de 2163 ± 4 Ma foi determinado por Palheta *et al.* (2009) pelo método de evaporação de Pb em zircão. Idade modelo de Nd T_{DM} variam de 2,21 a 2,92Ga e valores de ϵNd que variam de +2,7 a -7,1, isso indica a participação de fontes com idades distintas, paleoproterozoicas e arqueanas (Klein & Lopes, 2011).

(ii) Granito Japiim: suíte intrusiva fortemente peraluminoso formando vários plutons ao longo da Faixa Gurupi. Apresenta fácies monzogranítica a sienograníticas e granodiorítica, com idade paleoproterozoica de 2084 ± 5 Ma (Palheta, 2001).

(iii) Quartzo Sienito Anelis: um corpo com geometria irregular, intrusivo no Grupo Gurupi. Descrito por Klein *et al.* (2015b) como rochas rosadas, inequigranulares de

granulação média a grossa. Ocasionalmente deformadas até com milonitos localmente. Dados geoquímicos apontam assinatura fracamente metaluminosas e peralcalinas, de alto K, compatível com características de alcalinas geradas em ambientes tardi-orogênicos e pós-colisionais (Klein *et al.*, 2015b). Uma análise de U-Pb em zircão por LA-ICP-MS apresentou uma idade riaciana de 2100 ± 21 Ma, idades modelos Nd T_{DM} 2,27 Ga e 2,46 Ga com valores de ϵNd de +1,2 e -1,4, os valores sugerem participação de protolitos de idades e/ou proporções distintas.

(iv) Granito Timbozal (Klein *et al.*, 2015b): um corpo granítico que tem contato intrusivo com corpo de Granito Japiim. Tem coloração de cinza, textura porfírico definido pela presença de fenocristais de feldspato potássico. É comum a presença de diques sinplutônicos de monzogranito (Klein *et al.*, 2017). Biotita monzogranito é o tipo petrográfico predominante enquanto quartzo monzonito e granodiorito são subordinados. A idade de cristalização do Granito Timbozal (Palheta *et al.*, 2009) foi de 2084 ± 5 Ma, determinada por evaporação de Pb em zircão. Os autores também reportaram a existência de zircão herdado, com 2351 ± 12 Ma. As idades modelos Nd T_{DM} de 2,27 Ga e 2,58 Ga e valores de ϵNd (t) de +1,1 e -2,8, respectivamente foram reveladas pelo Klein e Souza (2012) através de dados de isótopos de Sm-Nd. Quimicamente o Granito Timbozal se caracteriza por rochas cálcico-alcalinas de alto K e fracamente peraluminosas.

(v) Nefelina Sienito Gnaiss Boca Nova: intrusão metamorfizada em fácies anfíbolito com estrutura gnaissica e migmatização, com idade de migmatização de 580 ± 10 Ma (Jorge-João, 1980 *apud* Klein, 2004) mas Klein *et al.* (2005b) acharam uma idade de 732 ± 7 através do método de zircão em U-Pb (LAM-ICP-MS).

(vi) Granito Ney Peixoto: monzogranitos com duas micas de granulação média, foliados com idade de intrusão 649 ± 4 Ma (Villas e Sousa 2007; Palheta, 2001).

2.6.3 Formação Chega Tudo

A Formação Chega Tudo é uma sequência metavulcanossedimentar, localizada nos limites entre a Faixa Gurupi e o Fragmento Cratônico São Luís (Fig. 22). A unidade compreende uma faixa estreita, alongada, com uma orientação geral NW-SE (Klein *et al.*, 2017). Inclui metariolito, metadacito, metandesito, metabasalto, clorita xisto, talco xisto, tremolita xisto, tufo ácido (de lapilli, de cinzas e clásticos), quartzo-muscovita (ou sericita) xisto (Fig. 25), xisto carbonoso/grafitoso, filito e silexito. Na porção vulcânica, predominam largamente os metadacitos e metandesitos (Klein *et al.*, 2017).

As rochas apresentam xistosidade e em algumas áreas, foliação milonítica. Idades de 2148 ± 1 e 2160 ± 3 Ma foram obtidas pelo Klein *et al.* (2005b) em metadacitos da área tipo da formação, pelo método da evaporação de Pb em zircão. De acordo com a interpretação do Klein & Moura (2001), essas idades são as idades do

vulcanismo e de deposição da formação. Isótopos de Nd forneceram idades modelo T_{DM} de 2,20 a 2,28 Ga para as rochas vulcânicas e de 2,34 para um xisto carbonoso intercalado nas mesmas, com valores de $\epsilon Nd(t)$ de +1,1 a +2,7 (Klein *et al.*, 2005b).



Figura 25: Mica Xisto com dobras de crenulação, Formação Chega Tudo Fonte: Klein *et al.* (2017).

2.6.4 Grupo Gurupi

De acordo com Klein *et al.* (2017) o Grupo Gurupi é constituído por três formações. De topo para a base: (i) Rio Piritoró (ii) Vila Cristal (iii) Marajupema, que são descritas a seguir.

(i) **Rio Piritoró:** constituem filitos carbonosos, sericita filito/xistos (Fig. 26), quartzo-mica xistos e subordinadamente ardósia, quartzito feldspático com mica e rochas vulcânicas ultramáficas. As variações litológicas indicam metamorfismo variado, desde grau muito baixo (ardósia, filito) até xisto verde (biotita xisto). Dados geocronológicos de U-Pb, obtidos por Klein *et al.* (2015b) em zircão detrítico, forneceu idades entre 2040 e 2240 Ma. Segundo Klein e Lopes (2011) a idade máxima de sedimentação do Grupo Gurupi seria de 1140 Ma, com base em correlação com a Formação Marajupema. Idades modelo Nd em xistos deram 1,14 Ga (Soares, 2009) e 1,32 Ga (Klein *et al.*, 2017).

(ii) **Vila Cristal:** Originalmente definida por Costa *et al.* (1996), essa unidade é composta de quartzo-mica xistos podendo ser feldspáticos ou não, e subordinados xistos argilosos, filito e chert ferruginoso. Os litotipos apresentam forte xistosidade (Fig. 26) e com mergulho moderado a íngreme para SW a WSW. Datação pelo método de U-Pb em zircão detrítico forneceu idades para área fonte entre 1090 Ma e 2800 Ma com picos principais em 2803, 2166, 1880 e 1090 Ma. A idade máxima para sedimentação foi em torno de 1090 Ma.

(iii) **Marajupema:** A unidade definida por Pastana (1995) como Kinzigito Marajupema e redefinida como Formação Marajupema por Klein *et al.* (2005b), e finalmente foi incluída no Grupo Gurupi por Klein *et al.* (2017). Cristais analisados pelo método de evaporação de Pb forneceram idades entre 1102 ± 42 Ma e $2140 \pm$

17 Ma, e idade modelo de Nd (T_{DM}) de 1,41 Ga, com o Toniano sendo considerado como a idade máxima de sedimentação. O corpo principal está alongado na direção NW-SE e faz contato com o Complexo Itapeva e com a Formação Vila Cristal por falha transpressional (Klein *et al.*, 2017). A foliação principal NW-SE tem mergulhos moderados (45- 60°) para sudoeste, mesma orientação do caimento das lineações de estiramento, isso sugere transporte de massa de sudoeste para nordeste.

A sequência é composta por quartzitos (Fig. 26), quartzitos feldspáticos ricos em muscovita, biotita e plagioclásio, e por muscovita-quartzitos.

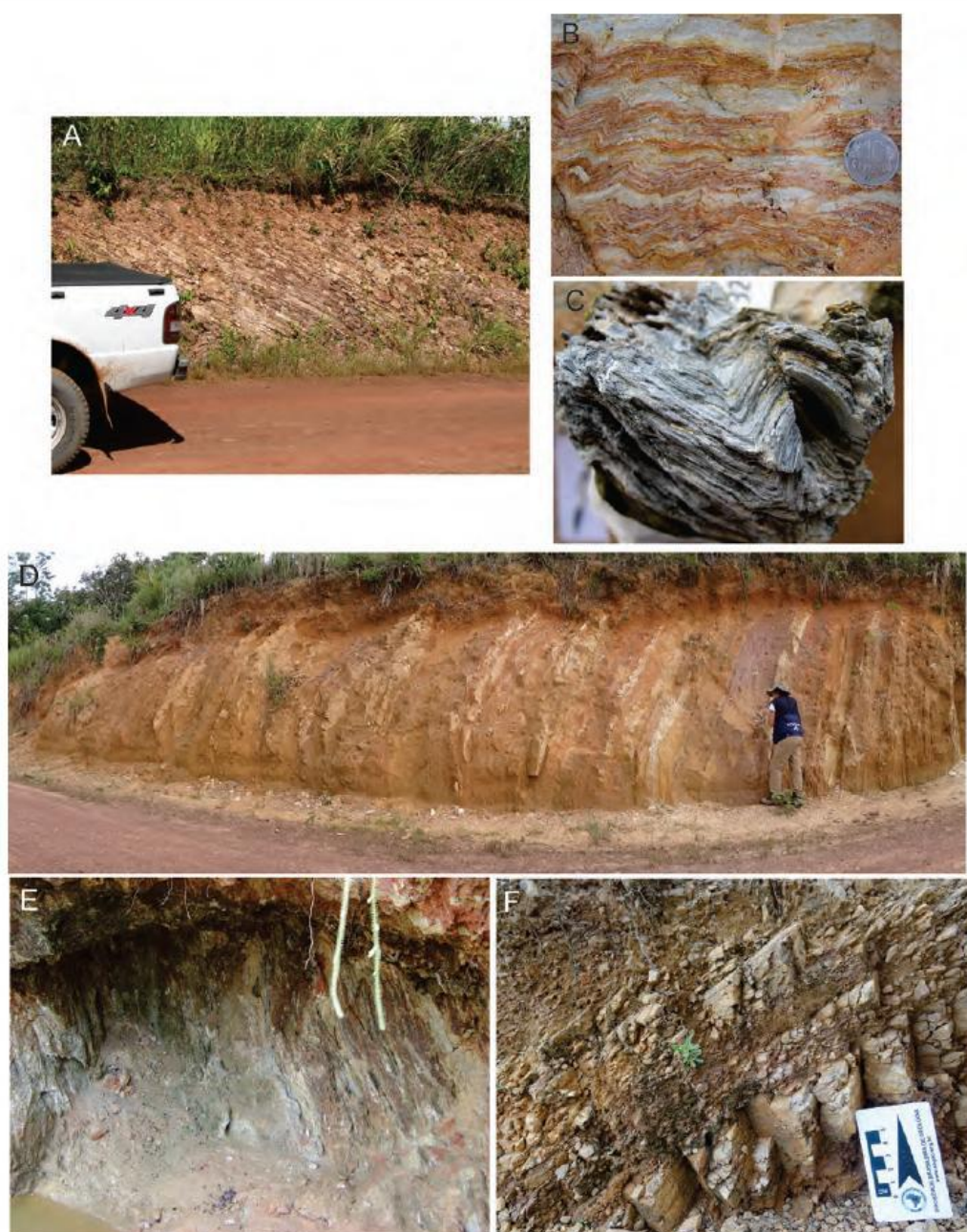


Figura 26: Aspectos de afloramento de rochas do Grupo Gurupi. (A) Filito da Formação Rio Piritoró com foliação de médio ângulo. (B) Filito crenulado da Formação Rio Piritoró. (C) Filito grafitoso dobrado da Formação Rio Piritoró. (D) Alternância de camadas argilosas (rosas) e quartzosas

(brancas) em filitos da Formação Vila Cristal. (E) Xisto da Formação Vila Cristal. (F) Quartzito da Formação Marajupema. Fonte: Klein *et al.* (2017).

2.6.5 Metalogênese e recursos Minerais na Faixa Gurupi

Como no Cráton São Luís a Faixa Gurupi também possui depósitos auríferos e fosfato aluminoso. O ouro orogênico dessa faixa se concentra na Zona de Cisalhamento Tentugal com orientação NW-SE, ocorrendo na zona limítrofe entre a Faixa Gurupi e o Cráton São Luís, o que é relativamente bem observado nas imagens aerogeofísicas e com idade de encaixante de 2160 Ma (Klein, 2014). A maioria dos depósitos estão associados à Formação Chega Tudo: Cachoeira, Chega Tudo, Serrinha e Montes Áureos. As rochas encaixantes principais são dacitos, basaltos e xistos grafitosos enquanto riolitos, andesitos, rochas vulcanoclásticas e xistos pelíticos ocorrem em menor quantidade.

Os corpos mineralizados tendem a ficar paralelos à estruturação das rochas encaixantes supracrustais (Fig. 27). São descontínuos, subverticais, estirados e com formas cilíndricas ou lenticulares.

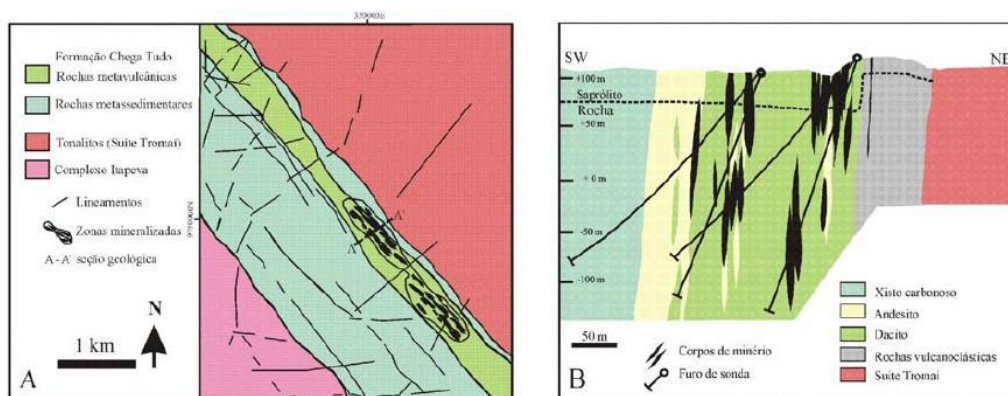


Figura 27: (A) Mapa geológico e (B) seção geológica do depósito aurífero Chega Tudo Fonte: Klein, 2014.

Uma outra fonte de ouro na região é o paleoplacer, conhecido desde o final da década 1990 por mineradoras. A maioria dos depósitos paleoplacer estão contidos em arenito grosso e mal selecionado (Azevedo, 2003), e como ouro detrítico contido em conglomerado monomítico nas áreas Pico 20 e Boa Esperança (Klein & Lopes, 2009). Essas rochas hospedeiras são atribuídas à Formação Igarapé de Areia (Klein & Lopes, 2009).

Têm dois depósitos de fosfatos aluminosos lateríticos com características, gênese e idade similares aos descritos para o Cratôn São Luís na Faixa Gurupi, depósito Cansa Perna e Sapucaia. E também depósitos de fosfato de origem sedimentar/hidrotermal.

2.7 Faixa Araguaia

A Faixa Araguaia aflora no Brasil e tem uma orientação geral N–S, com cerca 1200 km de comprimento e mais de 100 km de largura (Fig. 4). No Leste, a faixa é coberta pelas sucessores sedimentares e vulcânicas da bacia fanerozoica do Parnaíba. A oeste, grada para as rochas anchimetamórficas a não-metamórficas, em contato discordante com as rochas do Cráton Amazônico. A Faixa Araguaia é composta por sedimentos psamíticos e pelíticos metamorfisados, com contribuições menores de rochas carbonáticas, rochas máficas e ultramáficas e corpos graníticos (Almeida *et al.*, 1976). O metamorfismo regional que afeta as rochas da Faixa Araguaia aumenta gradualmente de W para E, sendo o metamorfismo do tipo Barroviano. Com orientação geral por N-S, em geral a foliação das rochas metamórficas mergulha pro leste (Alvarenga *et al.*, 2000). Abreu *et al.* (1994) sugeriram uma inversão dos terrenos metamórficos vendo que as rochas de graus metamórficos mais altos ficam topograficamente em cima das rochas de grau mais baixo. Sugerimos que isso poderia fornecer uma resposta para o desvio de *trend* de metamorfismo com a Faixa Rokelides na África, que apresenta um aumento no grau de metamorfismo de E para W.

Com base em diferentes tramas estruturais e grau de metamorfismo, três compartimentos tectono-estruturais, submeridianos, foram reconhecidos no Cinturão Araguaia (Macambira & Ricci, 2014). A parte mais ocidental, é constituído por rochas sedimentares com acamamento preservado, da Formação Tucuruí, não apresentam metamorfismo regional perceptível ao microscópio ótico e nem perturbações de atitudes das camadas. Enquanto no leste, o contato é de forma tectônica com uma faixa de metamorfismo de muito baixo grau a anchimetamórfico, da Formação Couto Magalhães, cujos mergulhos não ultrapassam 25°E. Ambas fazem parte da cinturão de antepaís, subdividido em faixas autóctones (zona de antepaís inativa) e para-autóctones (zona de antepaís ativa), com direção geral N-S a NNW-SSE. A última faixa que fica no limite oriental é a mais estreita e constitui um cinturão mais interno de xistos cloríticos, geralmente esverdeados e que estão representados pela Formação Pequizeiro, cujos ângulos de mergulho (30°- 60°E) são os mais elevados (Macambira & Ricci, 2014).

Na área desse estudo, a Faixa Araguaia tem duas subdivisões: (i) Grupo Baixo Araguaia e (ii) Formação Tucuruí.

2.7.1 Grupo Baixo Araguaia

Das quatro subdivisões propostas para esse Grupo Baixo Araguaia, só duas que afloram na área de estudo: Formação Pequizeiro e Formação Couto Magalhães. As outras são: Formação Morro do Campo com idades 1,75-1,85 Ga (Moura *et al.*, 2005) e Formação Xambioá com idades K-Ar de 533 ± 16 Ma (Macambira, 1983), uma possível idade de metamorfismo da Faixa Araguaia.

A Formação Pequizeiro tem uma orientação geral de N-S ou NNW, com condições de metamorfismo na fácies xisto-verde (Silva, 1980; Gorayeb, 1981). Constituída por clorita xistos, quartzo-muscovita xistos, clorita-muscovita-quartzo xistos e biotita-clorita-quartzo-muscovita xistos, com intercalações subordinadas de magnetita-muscovita filitos, quartzitos, talco xistos e calcoxistos. Mica xistos são os litotipos dominantes e têm granulação fina e localmente grossa, coloração verde escuro a cinza esverdeada com tonalidades mais claras, apresentando microtexturas lepidoblásticas (Gorayeb, 1981 *apud* Vasquez *et al.*, 2008). Os xistos dessa formação em seção delgada costumam exibir alternância de faixas filoníticas (micas e quartzo cominuídos), xistosas, quartzosas, culminando em tipos com incipiente bandamento (Fig. 28).

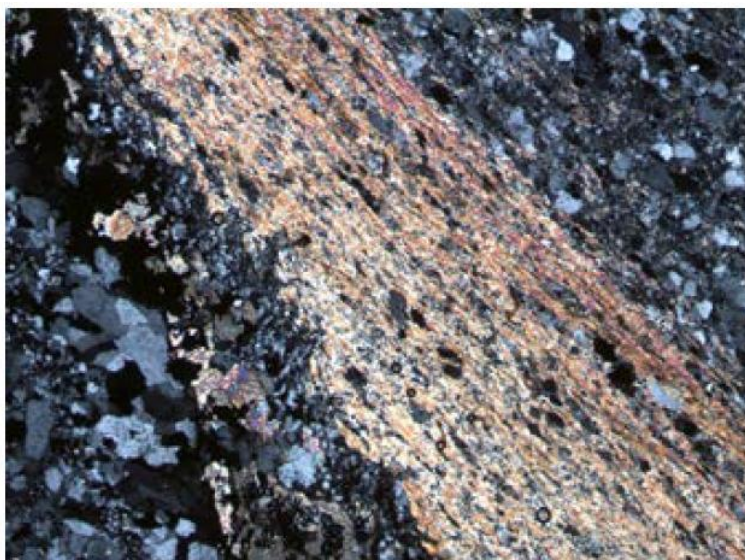


Figura 28. Mica-xisto feldspático bandado da Formação Pequizeiro. Aumento 40X. Fonte: Macambira & Ricci, 2014.

A Formação Couto Magalhães é constituída essencialmente por um conjunto de rochas de baixo grau metamórfico representada por filitos pelíticos e filitos grafitosos, metassiltitos e lentes de quartzitos (Fig. 29). Estruturas tectônicas reconhecidas nas rochas da Formação Couto Magalhães incluem a xistosidade, ou clivagem ardosiana (Fig. 29) e uma clivagem de crenulação, ou clivagem de fratura (Vasquez *et al.*, 2008).



Figura 29. (A) Seção delgada de Ardósia da Formação Couto Magalhães com textura lepidoblástica. 200X (B) Mergulho de baixo ângulo das rochas anquimetamórficas da Formação Couto Magalhães. Fonte: Macambira & Ricci, 2014

Datação de diques básicos alojados nos metapelitos do Grupo Baixo Araguaia pelo método K-Ar, fornecem idade de 1006 ± 15 Ma, indicando que a deposição do Grupo é superior a 1.0 Ga (Araújo & Olivatti, 1994).

2.7.2 Formação Tucuruí

A Formação Tucuruí representa um conjunto de metabasaltos e rochas metassedimentares clásticas. De acordo com Trouw *et al.* (1976), esta formação é definida por um pacote inferior constituído essencialmente por um conjunto de derrames basálticos, com espessura em cerca de 300 e 500 m, que é subjacente a um pacote sedimentar, com espessura entre 150 a 250 m, composto principalmente por metagrauvacas. Vasquez *et al.* (2008) observaram ainda metarenitos finos e metassiltitos no pacote sedimentar superior. Os metabasaltos apresentam feições maciças, afaníticos, de coloração cinza escura a esverdeada, e na base e topo dos derrames basálticos individuais, também são registradas brechas, com seixos de basalto. Além de metabasaltos amigdaloidais, as rochas metassedimentares nessa formação apresentam coloração avermelhada a esverdeada, nas quais consegue ver estruturas primárias preservadas, como laminação plano paralela (Fig. 30).

A formação é neoproterozóica com evolução ligada a fases tardias dos eventos tectônicos do Brasiliano. Uma idade K-Ar em rocha total de 510 ± 15 Ma foi obtida num metabasalto por Teixeira (1978). Moura *et al.* (2008) dataram zircões detríticos por abrasão a laser (U-Pb LA/ICP-MS) e determinaram um intervalo de 530 a 590 Ma, no entanto, no mesmo estudo duas amostras de subarcósios forneceram idades modelo de Nd T_{DM} de 859 Ma e 1142 Ma. O grupo tem uma orientação submeridiana portanto concordante à orientação geral do Cinturão Araguaia e contato de empurrão com o domínio Bacajá do Cráton Amazônico ao oeste (Macambira & Ricci, 2014).

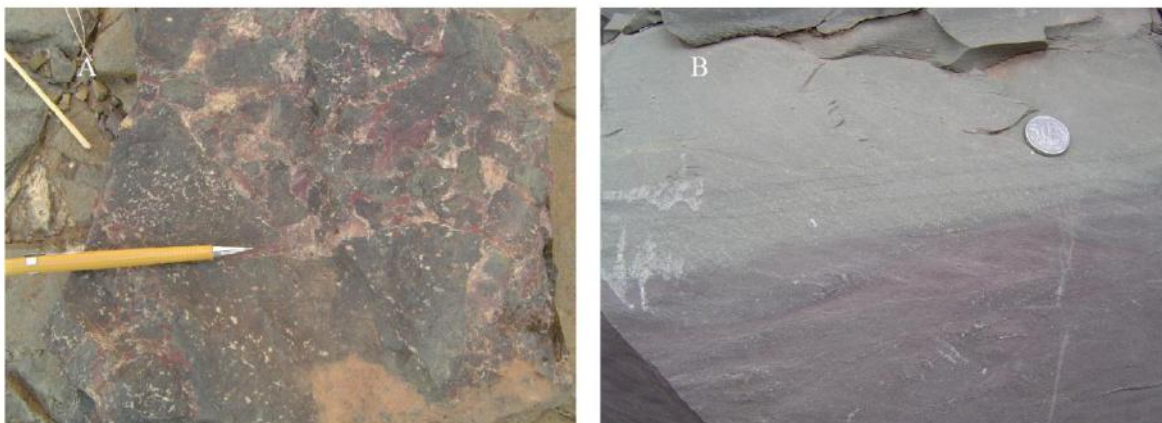


Figura 30. Grupo Tucuruí: (A) Brecha com fragmentos de metabasalto amigdaloidal em matriz arenosa; (B) Metassiltitos avermelhados na base, gradando para arenitos finos esverdeados, com laminação plano-paralela. Fonte: Vasquez *et al.*, 2008.

2.7.3 Metalogênese e Recursos Minerais na Faixa Araguaia

Em termos gerais, minerais de recursos presentes na Faixa Araguaia incluem; cromo no Complexo Quatipuru, quartzo, níquel em depósitos de níquel laterítico, cobre, chumbo, zinco, estanho e gemas, mas na área de estudo tem ferro, alumínio, calcário e mármore (Vasquez *et al.*, 2008). A Serra do Trucará que pertence ao domínio da Formação Tucuruí, apresenta um espesso perfil laterítico com crosta ferruginosa em torno de 8m e teores de Fe_2O_3 de 52%. Ainda na Serra do Trucará, ocorre um horizonte bauxítico, com 2m a 4 m de espessura e teores de até 54,60% de Al_2O_3 .

2.8 Faixa Rokelides

A Faixa Rokelides, às vezes referida como cinturão Rokel-Kasila (Fig. 31), é considerada uma faixa neoproterozóica que se desenvolveu entre 560 e 540 Ma (Villeneuve *et al.*, 2010) e se estende da Guiné à Serra Leoa até Libéria (Allen, 1967; Allen *et al.*, 1967 - Fig. 18). São distinguidas 4 unidades, de oeste para leste: (i) A unidade Kasila é considerada arqueana (Williams, 1988), mas apresenta muitas idades radiométricas do Panafricano II (550 a 500 Ma - Allen *et al.*, 1967), considerado idade metamórfica das rochas; (ii) A unidade Kenema (Bering *et al.*, 1988) (iii) o Grupo Marampa (iv) A unidade do Rokel River (Culver & Williams, 1979).

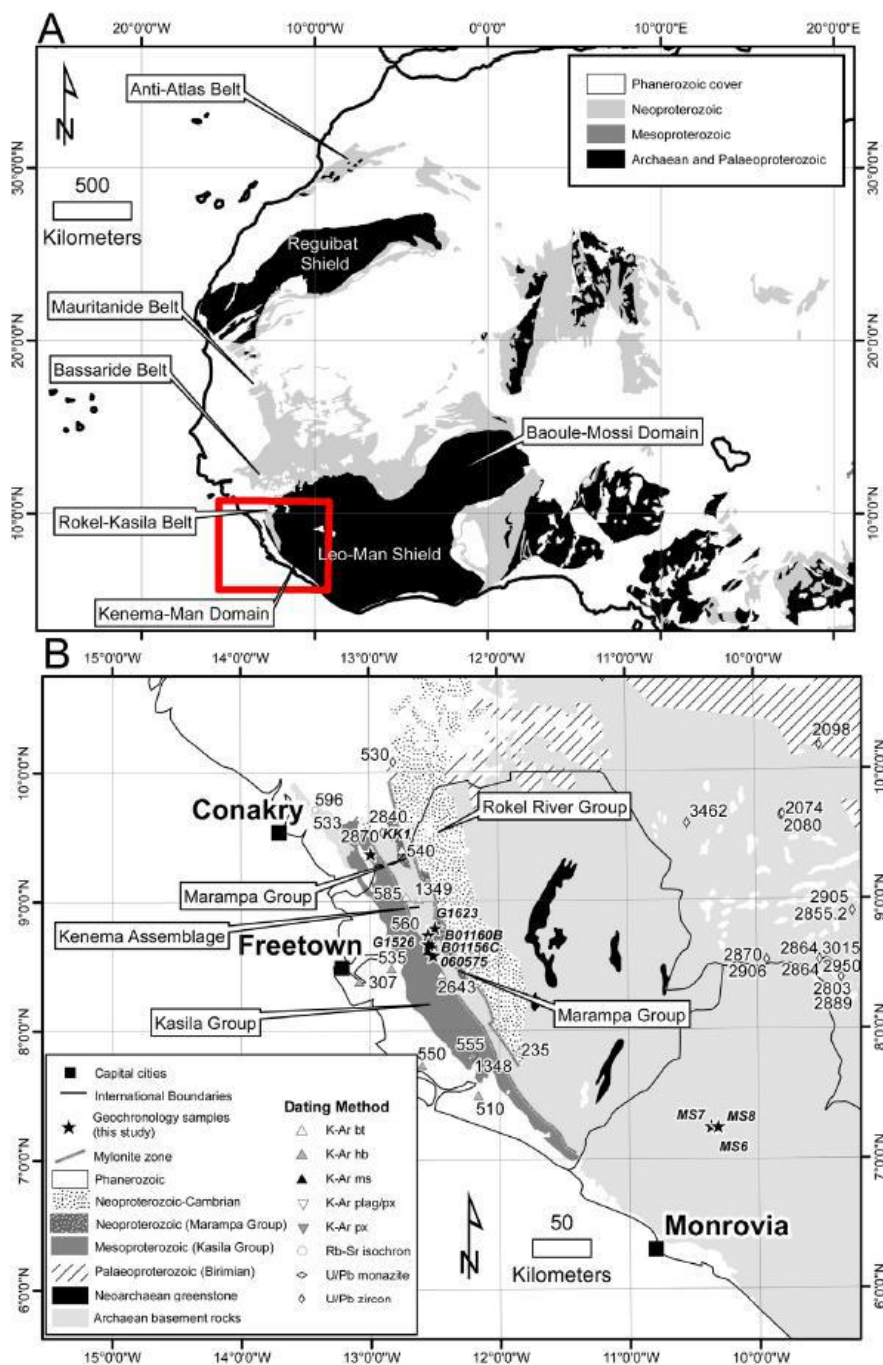


Figura 31: (A) Visão geral regional mostrando a composição geológica da África Ocidental, mostrando a localização das principais unidades tectônicas da Faixa Rokolides (B) Mapa geológico simplificado da Faixa Rokolides mostrando as unidades discutidas no texto e idades. Fonte: De Waele *et al.*, 2015.

2.8.1 Grupo Kasila

O Grupo Kasila, denominado “Grupo Forécariah” na Guiné (Bouféev *et al.*, 1968, 1969), é constituído por uma sucessão de rochas metassedimentares/metavulcânicas de alto grau nas fácies granulito e anfibólito

superior, incluindo granada (com ou sem magnetita) anfíbolio, granulito máfico (dois piroxênios), gnaiss quartzo-feldspático e gnaiss aluminoso (cianita, silimanita e/ou hiperesteno) (Boufée *et al.*, 1968,1969). Tem um aumento na deformação e no grau metamórfico em direção ao leste (De Waele *et al.*, 2015), igualmente visto na formação Igarapé de Areia e Chega Tudo da Faixa Gurupi. Esta unidade entra em contato de empurrão com a unidade Assembléia Kenema em uma zona milonítica com mergulho na direção oeste de vários quilômetros de largura (Milonito Kasila). Os indicadores de cisalhamento sugerem convergência de topo para o leste. O Orógeno Rokelide quase completamente carece de rochas ígneas plutônicas (MacFarlane *et al.*, 1981), exceto em norte da Serra Leoa, onde quartzo-diorito (Williams & Williams, 1976) e trondhjemite (Hurley *et al.*, 1971) invadiram o Grupo Kasila em cerca de 500 Ma (Culver *et al.*, 1991). De Waele *et al.* (2015), dataram uma amostra desse grupo, que era um gnaiss com magnetita silicificada que deu uma idade de cristalização de 1941 ± 4 Ma. Muitos outros autores consideraram o grupo Kasila como sucessões supracrustais arqueanas retrabalhadas durante os períodos neoproterozóicos, com alguns datando de 2,7 Ga a 2,2 Ga.

2.8.2 Assembléia Kenema

A unidade Kenema é uma faixa de rochas cristalinas arqueanas ocorrendo a leste do “Kasila Mylonite” que marca o limite leste do Grupo Kasila discutido acima, a unidade Kenema faz contato com o Grupo Rokel River (Fig. 31) a leste e possui um *trend* com orientação NW-SE. A assembleia Kenema é composta de uma variedade de gnaisses, incluindo biotita-gnaiss, gnaiss quartzo-feldspático, gnaiss tonalítico, gnaiss biotita-hornblenda, gnaiss hornblenda e (magnetita) anfíbolita gnaiss. Os gnaisses são fracos a fortemente deformados e são intrudidos localmente por rochas granitoides fracamente deformadas (granito de biotita e sienito - De Waele *et al.*, 2015; Culver *et al.*, 1991). McFarlane *et al.* (1981) obtiveram uma idade de 540 ± 20 Ma como uma idade de metamorfismo usando K-Ar em biotita.

De acordo com De Waele *et al.* (2015), essa unidade representa uma janela tectônica expondo o embasamento Man-Leo dentro da Faixa Rokelides. De Waele *et al.* (2015) analisaram amostras de rochas da Assembleia Kenema e descobriram idades de cristalização neoarqueana de ca. 2903 ± 16 Ma e 2854 ± 13 Ma pelo método U-Pb SHRIMP. Idades semelhantes foram obtidas para rochas granitoides da Assembleia Kenema na Guiné, 2840 ± 8 Ma e 2870 ± 3 Ma (Bering *et al.*, 1998). Estas se sobrepõem às idades típicas do escudo Man-Leo que é entre 3,5 Ga à 2,5 Ga.

2.8.3 Grupo Marampa

O Grupo Marampa está em contato falhadas com a Assembléia Kenema ao oeste e com o Grupo Rokel River a leste (Lytwyn *et al.*, 2006). O Grupo Marampa basicamente consiste em rochas sedimentares e vulcânicas, dobradas e

metamorfizadas nas fácies de xisto verde (albita – epídoto) e anfibolito (Allen, 1969). Se divide em duas formações por Macfarlane *et al.* (1981): a Formação Matoto inferior, compreendendo unidades máficas e ultramáficas como serpentinita, talco-serpentina xistos e anfibolitos contendo magnetita, e a Formação Rokotolon superior, dominada por rochas metassedimentares pelíticas composto por xistos pelíticos, quartzitos e xistos feldspáticos quartzosos (Allen, 1969). De Waele *et al.* (2015) observam que, em certos lugares, estruturas de *pillow lavas* foram identificadas nas rochas vulcânicas máficas, indicando deposição subaquática (Latiff, 1993; Latiff *et al.*, 1997).

A idade, a história deposicional e tectônica das rochas do Grupo Marampa já foram vigorosamente debatidas por pesquisadores anteriores. Hurley *et al.* (1971) encontraram evidências de idades paleoproterozóicas de 2200 Ma para xistos de Marampa, isso é frequentemente considerado suspeito por outros pesquisadores. Allen (1969) considerou os xistos de Marampa como os equivalentes metamórficos do grupo River Rokel e assim também com a idade neoproterozóica. Kennedy (1964, 1965) obteve idades K-Ar de cerca de 550 Ma para mica e xistos de Marampa e concluiu que as unidades foram afetadas pelo evento termo-tectônico pan-africano. A datação U-Pb SHRIMP realizada por De Waele *et al.* (2015) mostrou populações de zircão desde o Orosiriano ao Esteniano (2,0-1,0 Ga) no Marampa, concluindo com uma idade de deposição máxima de 1030 ± 40 Ma e idade metamórfica de 575 Ma.

2.8.4 Grupo Rokel River

O Grupo Rokel River ocorre no lado oriental da Faixa Rokelide. Ao leste, essa unidade repousa de forma discordante sobre o embasamento pré-cambriano Man-Leo (Fig. 31). O contato ocidental é com a Assembléia Kenema e, em alguns lugares, com o Grupo Marampa. Esses contatos ocidentais miloníticos são controlados por falhas reversas mergulhando para oeste (Latiff *et al.*, 1997) ou leste (Culver *et al.*, 1991; Culver & Williams, 1979, De Waele *et al.*, 2015). Embora não haja dados geocronológicos diretos para o Grupo do Rokel River, sua idade é considerada neoproterozóica (Villeneuve *et al.*, 2008; 2010).

O Grupo Rokel River (Allen, 1969) é composto por conglomerados alojados ou massivos, arenitos, arcóseos, xisto cinza, andesita, basalto e dacito andesítico rico em magnetita. Os depósitos de sedimentos glaciais basais podem ser correlacionados com estratos semelhantes em Senegal e Mauritânia, que são geralmente aceitos como rochas proterozóicas (Deynoux *et al.*, 1985). Determinações de razões isotópicas de Rb-Sr em argilas por Clauer & Deynoux (1987) forneceram idades num intervalo restrito de 630 a 595 Ma, interpretado como idade de deposição (Culver *et al.*, 1991).

O Grupo Rokel River, como o resto da Faixa Rokelides, mostra evidências de metamorfismo, com uma diminuição no grau em direção ao leste, até baixo grau e

nas fácies do xisto verde (Allen, 1969; Williams, 1978). As rochas apresentam xistosidade fraca, mas ainda com sericita, clorita e em alguns casos, biotita (De Waele *et al.*, 2015). As rochas no contato ocidental possuem uma xistosidade definida por flocos/laminas de clorita e sericita e são dobradas localmente.

2.8.5 Metalogênese e recursos Minerais da Faixa Rokelides

Nenhuma mineralização orogênica do ouro é conhecida no Grupo Kasila, embora existe uma intensa mineração artesanal de ouro de tipo placers. Nos lugares onde o Grupo Kasila sofre erosão, uma significativa deposição secundária de minerais de titânio (rutilo e zircão) foi formada e o intemperismo deste grupo também depositou bauxita (Jalloh *et al.*, 2012).

No Cinturão Rokelide, de Serra Leoa, aflora uma associação de laterita ferruginosa com os depósitos de minério de ferro hospedados por BIF e são minério de alto a médio grau. Depósitos de minério de ferro e manganês ocorrem em xistos de quartzo-mica do Grupo Marampa e horizontes mineralizados de quartzo-hematita medem até 65 m de espessura (Markwizt *et al.*, 2016). Há ocorrências isoladas de níquel cobalto na faixa, no complexo ígneo do Cretáceo Kaloum é mineralizado com Ni – Co – Cu – primário (PGE). O complexo está localizado na parte norte do Cinturão Rokelide e contém sequências espessas de peridotito e gabro. O *Freetown layered Complex* de 230-180 Ma com 7 km de espessura (Chalokwu, 2001) foi colocado no embasamento arqueano e Grupo Neoproterozóico Kasila durante a ruptura do Gondwana e formação do Oceano Atlântico. Este hospeda mineralização de grupo de platina in situ ou como depósitos de placer. Outros recursos minerais na faixa incluem manganês e minerais pesados (Markwizt *et al.*, 2016).

2.9 Tabela de compilação dos dados

Após de compilação da geologia dos terrenos analisados, duas tabelas foram produzidas, ambas apresentam a síntese de dados coletados na pesquisa bibliográfica. A Tabela 1 resume os cratons e a Tabela 2, as faixas móvies. Assim com as tabelas, os atributos compartilhados entre cada um dos terrenos pudessem ser comparados de forma quantitativa, mais didática e clara.

Os atributos usados nas tabelas como parâmetros comparativos entre os terrenos estudados são os seguintes: (i) idade, podendo ser representada por; proveniência de minerais detríticos ou/e idade das intrusões, (ii) idade modelo de Nd (T_{DM}) (iii) idade do metamorfismo, (iv) litotipo, (v) geoquímica e (vi) metalogenia.

| Cráton São Luís | | | | | (Cráton Amazonas) Província Transamazônica | | | | | Sul do Cráton Oeste Africano | | | | | | | | |
|--------------------------|--|--|--|--|--|---|------------------------------|---|---|---|---|--|---|---|---|--|--|--|
| Terrenos | Cobertura de Cambriano Inferior | | Granito Tracuateua | Suíte Intrusiva Tromai | Grupo Aurizona | | | Bloco Amapá | | Domínio Carecuru | Domínio Paru | Domínio Bacajá | Kénema-Man | Domínio Paleoproterozóico Baoulé-Mossi | | | | |
| Subdivisões | Igarapé de Areia | Vizeu | | | Fm. Matará | Fm. Pirocaua | Fm. Ramos | Complexo Jari Guaribas | Complexo Guianense | | | | | Granitóides Eburneans | Greenstone Birimiano | Bacias de águas profundas | Bacia de Tarkwa | |
| Idade | 600-650 Ma U-Pb Zircões Detriticos 2110 a 2170 Ma zircões Detriticos | 1950 a 2170 Ma Pb - Pb zircões Detriticos | 2086 e 2091 ± 5 Ma Pb - Pb Evaporação | 2168 e 2149 ± 3 Ma Pb - Pb Evaporação | | 2240 Ma ± 5 Ma Evaporação de Pb em zircão | | 2,80 Ga Pb - Pb Evaporação | 2652 ± 4 Ma Pb - Pb em zircão | 2,27 Ga Sm-Nd em rocha total e Evaporação de Pb em zircão | 2597 ± 4 Ma Pb - Pb em zircão | 2606 ± 6 Ma Pb - Pb em zircão | 3,6 - 2,6 Ga zircão U-Pb | 2,2 - 2,07 Ga zircão U-Pb e Pb-Pb | 2,35 - 2,05 Ga zircão U-Pb e Pb-Pb | Max 2160 Ma Min 2108 Ma zircão U-Pb e Pb-Pb | Max 2133 ± 4 Ma SHRIMP II (U - Pb) Min 2,10 Ga SHRIMP | |
| Idade de Metamorfismo | | | | | 2,1 Ga | | | 2,09 Ga U-Th-Pb em monazita | 2038 ± 6 Ma U-Th-Pb em monazita | | | 2072 ± 3 Ma Pb - Pb em zircão | 2800 ± 20 Ma zircão U-Pb | | | | 2150-2105 Ma | |
| Idade (T _{DM}) | | | 2,50 Ga | 2,1 Ga | | 2,48 Ga | | 3,19 Ga | 2,83 Ga | 2,37 Ga | 2,61 Ga | 2,67 Ga | 3,3 - 3,4 Ga | 2,25 - 2,45 Ga | 2,40 - 2,65 Ga | | | |
| cNd (t) | | | -1,33 a + 1,15 | +2,5 | | + 0,8 | | -2,91 | -0,17 | +2,4 | -4,80 | +2,7 | | | | | | |
| Geoquímica | | | Peraluminosos do tipo S | Cálcico-alcalina | Toleítico, Alto K | Cálcico-alcalina | | | Moderadamente Peraluminoso | Cálcico-alcalin | | Geoquímico transicional entre toleíticos de arco de ilha e de fundo oceânico | Toleítico | Cálcico-alcalin | Toleítico a Cálcico-alcalin | | | |
| Litotipo | conglomerados, arenitos arcoseanos, grauvacas, pelitos | conglomerados, arenitos arcoseanos, grauvacas, pelitos | Granitos duas micas | Tonalita, trondhjemita, granodiorito e granito | Basalto, Anfibolito, xistos máficos, tremolita-xisto e talco-tremolita-xisto | Metatufo félsico / riolítico, tufo cinerítico, aglomerado vulcânico, riolito, dacito e felsitos | Quartzitos, Xistos e filitos | Ortognaisses granulíticos ortoderivados de gnaisses bimodais e bandadas | Gnaisses, para e ortoderivados, migmatitos, metagranitóides, TTG e granulitos | Granitóides e gnaisses cálcioalcalinos | Granulitos ortoderivados hospedeiros dos plutons charnockíticos | Granitóides, charnockitos, ortognaisses e metavulcano-sedimentares | Gnaisse tonalita-trondhjemita-granodiorito (TTG) | Diorito, tonalito-trondhjemita-granodiorito (TTG), granito de alto K, e leucogranito. | Basalto, riolito | Xisto, argilita, grauvaca, siltito, vulcanoclásticos e arenito | Arenitos, girts, argilitos, wackes, conglomerados polimítico e filito | |
| Metalogenia | mineralização de paleoplacer 2075 Ma | | | Ouro no Granito negra Velha de 2056 a 2076 Ma | | Ouro na Piaba e Tatabuba de idade de 2214 ± 3 Ma | | | | Ouro orogênico 2030 ± 2 Ma | | Ouro orogênico 2160 ± 3 Ma; 2069 ± 6 Ma | Ouro orogênico 2,9 - 2,5 Ga, BIF 2,5 - 2,0 Ga, Diamante dos kimberlitos jurássica | | Ouro orogênico 2,2 - 2,1 Ga Eburneana, Diamante paleoplacer | | Ouro paleoplacer 2,107-2,102 ± 13 Ga, Ouro hidrotérmal (U - Pb) 2060 ± 90 Ma, Diamante paleoplacer | |
| Fontes | Klein <i>et al.</i> , 2009 Pinheiro <i>et al.</i> , 2003 | | Lowell, 1985; Costa, 2000; Palheta, 2001 | Klein & Moura, 2001 | Klein & Moura, 2001; Klein <i>et al.</i> , 2005; Klein <i>et al.</i> , 2009 | | | Vasquez <i>et al.</i> , 2008 | | Vasquez <i>et al.</i> , 2008; Rosa-Costa <i>et al.</i> , 2003, 2006 | | Macambira <i>et al.</i> , 2004; Monteiro 2006; Vasquez <i>et al.</i> , 2008 | Rollison, 2016; Markwitz <i>et al.</i> , 2016 | Adadey <i>et al.</i> , 2009; Markwitz <i>et al.</i> , 2016; McFarlane, 2018; Grenholm, 2019 | | Pigois <i>et al.</i> , 2003; Markwitz <i>et al.</i> , 2016 | | |

Tabela 1 – Síntese de dados coletados na pesquisa bibliográfica dos crátons estudados, em destaque nas mesmas cores são terrenos correlacionados; Igarapé de Areia/Bacia de Tarkwa – Azul; Bloco Amapá/Domínio Bacajá/Kénema-Man - Amarelo

| Faixa Gurupi | | | | | Faixa Araguaia | | | | | Faixa Rokelides | | | | | | | | |
|--------------------------|--|---|--|---|-----------------------------------|-------------------------------------|---|--|---|--|--|---|---|---|---|--|--|--|
| Terrenos | Grupo Gurupi | | | Formação Chega Tudo | Os Granitóides | | | | | Complexo Itapeva | Grupo Baixo Araguaia | | Formação Tucuruí | Grupo Kasila | Assembléia Kenema | Grupo Marampa | Grupo Rokel River | |
| Subdivisões | Rio Pitoró | Vila Cristal | Marajupema | | Granito Ney Peixoto | Nefelina Sienito Gnaisse Boca Nova | Granito Timbozal | Quartzo Sienito Anelis | Granito Japiim | Granito Cantão | | Formação Pequizeiro | Formação Coulo Magalhães | | | | | |
| Idade | 2040 Ma Zirões Detriticos | 1090 Ma U-Pb em zircão detritico | 1102 ± 42 Ma Pb - Pb Evaporação | 2160 ± 3 Evaporação de Pb em zircão | 649 ± 4 Ma | 732 ± 4 Ma zircão U-Pb (LAM-ICP-MS) | 2084 ± 5 Ma | 2100 ± 21 Ma U-Pb em zircão por LA-ICP-MS | 2084 ± 5 Ma | 2163 ± 4 Ma Evaporação de Pb em zircão | 2167 ± 2 Ma Evaporação de Pb em zircão | > 1006 ± 15 Ma Ga K-Ar Min 817 ± 5 Ma | 530-590 Ma (UPb LA/ICP-MS) | 1941 ± 4 Ma SHRIMP (U - Pb) | 2854 ± 13 Ma SHRIMP (U - Pb) | Max 1030 ± 40 Ma 1030 ± 40 Ma | 630 a 595 Ma Rb - Sr | |
| Idade de Metamorfismo | | | | 580 Ma Rb-Sr | | | | | | | | 533±16 Ma e 553±16 K-Ar | 510 ± 15 Ma K-Ar | | 540 ± 20 Ma K - Ar | 550 Ma K - Ar | | |
| Idade (T _{DM}) | 1,32 Ga | | 1,41 Ga | 2,28 Ga | | 1,24 Ga | 2,58 Ga | 2,7 Ga | 2,42 Ga | 2,21 Ga | 2,22 Ga | | 859 Ma e 1142 Ma | | | | | |
| cNd (t) | - 14,4 | | +1,27 | +2,7 | | -2,92 | -2,8 | +0,1 | -0,8 | +2,7 | +1,4 | | | | | | | |
| Geoquímica | | | | Cálcico-alcalina | Peraluminosos | Alcalino sienítico | Cálcico-alcalin de alto K e fracamente peraluminosas | Fracamente metaluminosas e peralcalinas, de alto K | Fortemente peraluminoso | Cálcico-alcalin de alto K, e fracamente a moderadamente Peraluminoso | | | | | | | Toleítico de baixo K; MORB | Toleítico |
| Litotipo | Filitos carbonosos, sericita filito/xistos e quartzo-mica xistos | Quartzo - mica xistos (feldspáticos ou não), xistos argilosos, filito e chert ferruginoso | Quartzitos, quartzitos feldspáticos ricos em muscovita, biotita e plagioclásio, e muscovita-quartzitos | Metariolito, metadacito, metandesito, metabasalto, Clorita xisto, talco xisto, tremolita xisto, tufos ácidos (de lapilli, de cinzas e clásticos), quartzomuscovita (ou sericita) xisto, xisto carbonoso/grafítico e filito. | Monzogranitos com duas micas | Nefelina sienito metamorfizada | Biotita monzogranito é predominante, quartzo monzonito e granodiorito | Quartzo Sienito e Augita Sienogranito | Monzogranito e Sienogranito | Biotita monzogranito e granodiorito | Ortognaisses foliados e bandados, tonalitos granodioritos e biotita gnaisse | Clorita xistos, quartzo-muscovita xistos, mica xistos, com intercalações subordinadas de magnetita-muscovita filitos, quartzitos, talco xistos e calcixistos. | Metafilitos, metapelitos, filitos grafíticos, metassilitos e lentes de quartzitos | Metabasaltos e rochas metasedimentares clásticas e metarenitos finos e metassilitos | Granada anfibolito, granulito máfico (dois piroxênios), gnaisse quartzo-feldspático e gnaisse aluminoso | Gnaisse, gnaisse quartzo-feldspático, gnaisse tonalítico, anfibolita gnaisse | Serpentinita, talco-serpentina xistos, anfibolitos. Xistos pelíticos, quartzitos e feldspáticos, pillow lava | Conglomerados, arenitos, arcóseos, xisto cinza, andesita, basalto, e dacito andesítico |
| Metalogenia | | | | Ouro em veios e disseminações, de duas épocas metalogenéticas, Paleoproterozóico, Neoproterozóico. Fosfato aluminoso laterítico e hidrotermal | | | | | | | | 720-440 Ma Pb em pirita (Lima 2004, Lima <i>et al.</i> 2005) | | Ni - Co - Cu - primário (PGE) de cretáceo. | | | | |
| Fontes | Lopes <i>et al.</i> , 2017 | Costa <i>et al.</i> , 1996; Lopes <i>et al.</i> , 2017 | Klein, 2014 | Klein <i>et al.</i> , 2017; Klein, 2014 | Villas & Sousa 2007; Palheta 2001 | Jorge-João 1980 apud Klein 2004 | Lopes <i>et al.</i> , 2017; Palheta, Abreu e Moura, 2009 | Lopes <i>et al.</i> , 2017 | Lopes <i>et al.</i> , 2017; Klein <i>et al.</i> , 2005b | Klein <i>et al.</i> , 2005a | Macambira & Ricci, 2014; Macambira, 1983; Macambira <i>et al.</i> , 2004; Vasquez <i>et al.</i> , 2008; Silva, 1980, Gorayeb, 1981 | Trouw <i>et al.</i> , 1976; Teixeira, 1978. Moura <i>et al.</i> , 2009 | De Waele <i>et al.</i> , 2015; Culver <i>et al.</i> , 1991 | | | Lytwyn <i>et al.</i> , 2006; De Waele <i>et al.</i> , 2015; | Villeneuve <i>et al.</i> , 2008; 2010; Clauer e Deynoux, 1987 | |

Tabela 2 – Síntese de dados coletados na pesquisa bibliográfica das faixas móveis estudadas, em destaque estão terrenos correlacionados: Grupo Gurupi/Grupo Baixo Araguaia/Grupo Marampa – Verde; Formação Tucuruí/Grupo Rokel River - Rosa

CAPITULO III – DISCUSSÃO: Correlação dos Terrenos

Os terrenos compilados e sumarizados nas tabelas são aqui avaliados, correlacionados para servirem ou não como *piercing points*.

As estruturas destes terrenos (foliação, falhas, etc) são aqui referidas de acordo com a orientação geográfica já aplicada a rotação da América do Sul para o encaixe com a África, essa última já está na posição atual no modelo de reconstrução (Fig. 4). Portanto as atitudes das estruturas dos terrenos africanos serão as mesmas medidas hoje (pois a placa africana está fixa) e as orientações dos terrenos no lado sul americano tem aplicada uma rotação de aproximadamente 28°, no sentido anti-horário, por conta do encaixe de acordo com o modelo de Moulin *et al.* (2010) e Richetti *et al.* (2018).

3.1 Cráton São Luís e Cráton Oeste Africano

Os domínios paleoproterozóicos do Cráton São Luís, no nordeste do Brasil, e do Baoulé-Mossi, Cráton Oeste Africano, possuem muitas similaridades (Fig. 5). Os dois domínios têm idades semelhantes de ca. 2,0 - 2,2 Ga e as idades modelo de Nd (TDM) na mesma faixa de 2,1 - 2,5 Ga (Tabela 1). Ambos domínios têm grandes corpos intrusivos em torno de 2108 - 2070 Ma, sendo denominados granitóides eburneanos, no lado africano, e o Granito Tracuateua e Suíte intrusiva Tromai, no lado brasileiro (Fig. 5; Fig 15 e Fig. 21). Além dos dados geocronológicos, ambos domínios têm corpos intrusivos cujos dados geoquímicos mostram assinaturas cálcio-alcálicas a toleíticas. Litotipos semelhantes dos dois terrenos incluem conglomerados, arenitos, pelitos, granito, basaltos, anfíbolitos e xisto. Finalmente, os depósitos de ouro em ambos estão no mesmo intervalo de 2,07 - 2,2 Ga (Markwizt *et al.*, 2016; Vasquez *et al.*, 2008; Grenholm, 2019; Klein *et al.*, 2017).

Dentro desses 2 domínios, foram selecionadas as sequências sedimentares da Bacia de Tarkwa, na parte sul de Gana (Domínio Baoulé-Mossi) e a Formação Igarapé de Areia, no Cráton São Luís, como possíveis *piercing points* (Fig. 5). As duas sequências têm idade máxima de deposição de 2,1 Ga determinada pela datação dos corpos intrusivos. Possuem exatamente os mesmos litótipos: conglomerado, arenitos, grauvaca e pelitos. A idade de mineralização do ouro paleoplacer também correspondem ao intervalo entre 2,1 - 2,07 Ga (Fig. 32). Ambos apresentam o mesmo grau de metamorfismo de baixo grau, fácies xisto verde, e preservam suas estruturas sedimentares. Finalmente, além das semelhanças genéticas, as duas bacias são limitadas por estruturas verticais que as tornam um provável *piercing point*. Falhas de direção NE-SW e NW-SE para a bacia de Tarkwa podem ser ligadas as falhas da Formação Igarapé de Areia. Nesta última, as falhas são NNE - SSW e NNW - SSE, considerando o desvio de aproximadamente 28° de rotação do continente sul-americano em relação ao continente africano após a

separação durante a fragmentação do Gondwana (Moulin *et al.*, 2010; Rodrigues Neto, 2018)

Igarapé de Areia

Bacia de Tarkwa

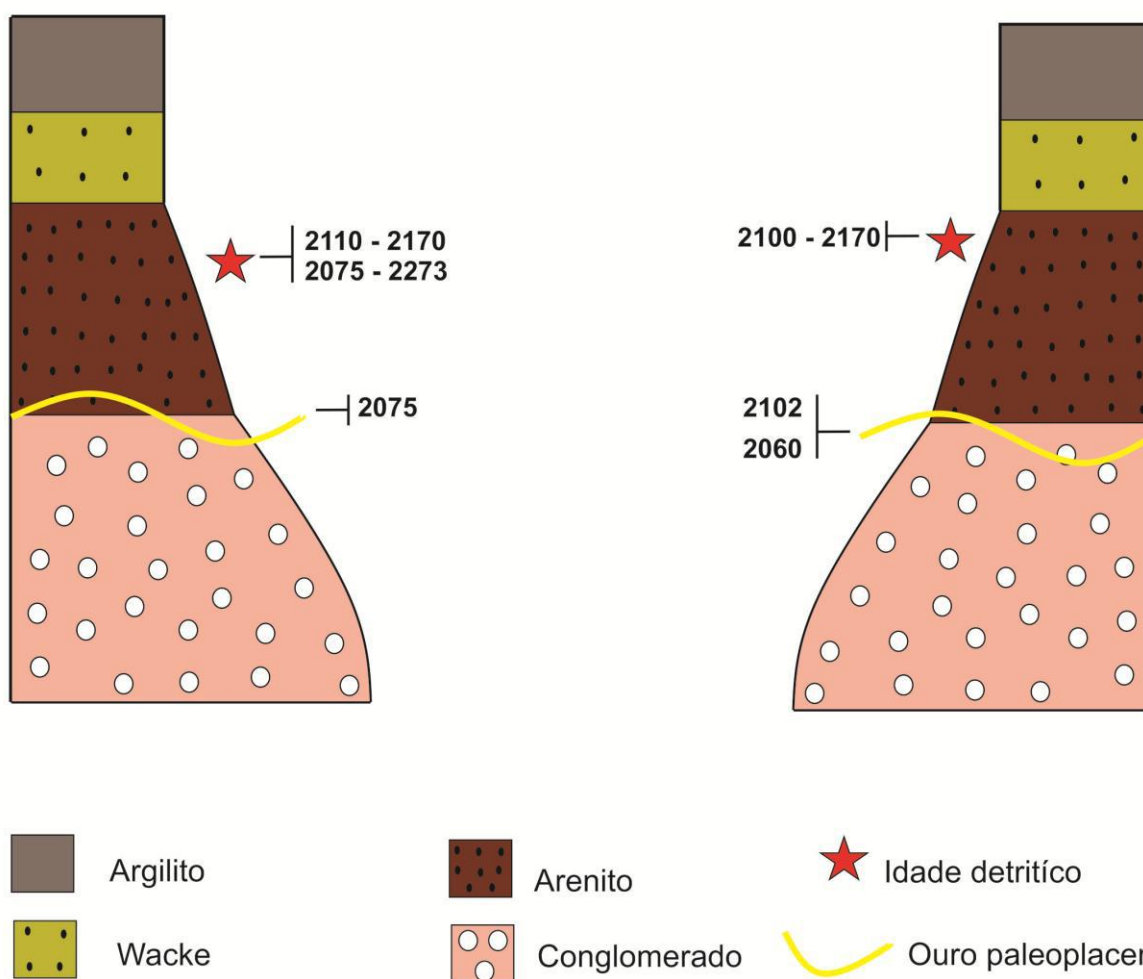


Figura 32: Desenho esquemático mostrando as semelhanças entre Bacia de Tarkwa e Igarapé de Areia, o possível *piercing point*.

3.2 Faixas Gurupi, Araguaia e Rokelides

Todos os três terrenos são cinturões neoproterozóicos que circundam hoje os crátons paleoproterozóicos ou mais velhos. A Faixa Gurupi tem um *trend* NW-SE, a Faixa Araguaia tem um *trend geral* de N-S e NNW-SSE na área de estudo, e finalmente a faixa Rokelides tem um *trend* NW-SE (Fig. 5; Fig. 22 e Fig. 31).

O grau de metamorfismo aumenta de leste para oeste na Faixa Rokelides, enquanto o oposto é verdade na faixa Araguaia e Gurupi, onde a tendência de aumento do metamorfismo é de oeste para leste (Fig. 15). Abreu *et al.*, (1994) sugerem uma inversão dos terrenos metamórficos na Faixa Araguaia, vendo que as rochas de graus metamórficos mais altos ficam topograficamente em cima das rochas de graus mais baixo e por esta razão sugerimos que isso poderia explicar o desvio observada com a Faixa Rokelides e assim se a inversão fosse desfeita teria a mesma *trend* observada em Rokelides.

A outra possibilidade é que a Faixa Rokelides preserva o domínio de baixo grau que transiciona para o Cráton do Oeste Africano. Esse domínio estaria encoberto pela Bacia do Parnaíba no lado brasileiro, onde a Faixa Araguaia transicionaria para o bloco cratônico inferido por baixo desta bacia fanerozoica (Fig.5 - Daly *et al.*, 2014).

Dentro desses três domínios, Grupo Marampa da Faixa Rokelides, o Grupo Baixo Araguaia da faixa homônima e as formações Vila Cristal e Marajupema, da Faixa Gurupi, podem ser correlacionadas como possíveis *piercing points* (Fig. 5). Os três têm idade de protolito semelhantes de ca. 1,0 - 1,1 Ga, idade de metamorfismo de 550 Ma para o Grupo Marampa, 553 Ma para o Grupo Baixo Araguaia e 550 e 580 Ma para as formações da Faixa Gurupi. Litotipos semelhantes nos três terrenos incluem: quartizitos, xistos pelíticos e filitos.

Um outro par para um *piercing point* é Grupo Rokel River, da Faixa Rokelides, e a Formação Tucuruí da Faixa Araguaia. As Idades dos protolitos são 630 - 595 Ma e 530 - 590 Ma respectivamente. O metamorfismo da Formação Tucuruí ocorreu há 510 ± 15 Ma, enquanto que no Grupo Rokel River seria ca. 550 Ma. Litotipos são xistos, quartizitos, basalto, dacito e metabasalto.

3.3 Cráton Amazônico e Cráton Oeste Africano

As rochas arqueanas do Cráton Amazônico, tanto o bloco Amapá quanto do domínio Bacajá (Província Transamazônica), são comparados com as rochas arqueanas no Cráton Oeste Africano, do domínio Kénema-Man. As rochas do domínio Bacajá têm 2,6 Ga com idade de metamorfismo em torno de 2,07 Ga. Semelhante registrado ocorre no bloco Amapá onde as idades são 2,6 - 2,8 Ga e idades de metamorfismo de 2,03 - 2,06 Ga. Enquanto no domínio Kénema-Man as idades são 3,5 Ga e a idade de metamorfismo de 2,8 Ga. Embora deva ser notado que as rochas dentro da faixa de idade 2,6 - 2,8 Ga são comumente encontradas no domínio Kénema-Man e da mesma forma algumas rochas no domínio Bacajá e complexo Jari-Guaribas têm idades mais velhas. O Complexo Jari-Guaribas possui zircões herdados entre 3245 ± 3 Ma e 3233 ± 6 Ma indicando a presença de crosta de paleoarqueanoa relíquia. Todos os três terrenos comparados têm *trend* estrutural regional semelhantes. O domínio Kénema-Man apresenta tendências variáveis, mas o NW-SE é o mais importante. No lado americano, o domínio Bacajá tem atitude NW-SE e WNW-ESE e o Bloco Amapá, NW-SE. Considerando a

rotação no sentido horário de aproximadamente 28° do continente sul americano após da separação, os trends dos terrenos sul americanos ficam ainda no mesmo quadrante com o terreno africano.

As rochas de Kénema-Man são gnaisses TTG correspondendo ao Complexo Guianense (do bloco Amapá) que é composto por gnaisses, para e ortoderivados, migmatitos, metagranitóides, TTG e granulitos. Adicionalmente o Domínio Bacajá e o Complexo Jari-Guaribas são constituídos por granitóides, ortognaisses e unidades metavulcano-sedimentares. O Bloco Amapá possui a Suíte Intrusiva Noucouru, plútons charnockita com gnaiss com uma orientação NW-SE e uma idade de 2656 ± 4 Ma. No Domínio Bacajá, existe a Suíte Intrusiva Arapari de 2086 ± 5 Ma, que é composta por charnokitos e granitos com orientação estrutural de NW-SE e WNW - ESE. Por outro lado, o domínio Kénema-Man, os granitóides que intrudem o gnaiss TTG em aproximadamente 2,8 Ga definem uma zona com *trend* de WNW-ESE no cráton. Embora os três domínios tenham idades de protólito e os litotipos semelhantes, os corpos intrusivos, idade de metamorfismo e mineralização não correspondem suficientemente para definir um *piercing point* aqui.

CONCLUSÕES

A integração de dados geológicos, geocronológicos e metalogenéticos entre outros, obtidos através de uma extensa pesquisa bibliográfica, foi realizada aqui com o objetivo de destacar terrenos correlacionáveis entre o nordeste da América do Sul e a parte sul do Cráton Oeste Africano, para avaliar a existência de *piercing points*, o que ajudaria na reconstrução do paleocontinente Gondwana.

Apresentamos aqui alguns terrenos correlacionáveis, possíveis *piercing points*: 1. Formação Igarapé de Areia do Cráton São Luís e sequência sedimentar da Bacia do Tarkwa do Cráton Oeste Africano; 2. Os domínios arqueanos do Bloco Amapá e domínio Bacajá, lado americano, com o domínio Kénema-Man; 3. As formações Vila Cristal e Marajupema do Grupo Gurupi da Faixa Gurupi e Grupo Baixo Araguaia com Grupo Marampa da Faixa Rokelides; 4. Formação Tucuruí e Grupo Rokel River.

Algumas das áreas estudadas neste trabalho possuem relativamente poucos dados, o que por sua vez reduz a quantidade dos atributos usados para correlacionar os terrenos. Com mais atividades de campo, estudos e investigações futuras podem ter mais dados para ser usado numa correlação ainda mais precisa e um melhor endendimento do paleocontinente.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abouchami, W., Boher, M., Michard, A., Albarede, F., 1990. A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: An early stage of crustal accretion. **Journal of Geophysical Research** 95, 17605-17629.
- Abreu, F.A.M., Gorayeb, P.S.S., Hasui, Y. Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. In: **Simpósio De Geologia Da Amazônia**, 4., 1994, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 1994. p. 1-4.
- Abreu, F. D. 1990. Evolução geotectônica do pré-cambriano da região Meio Norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Tese de Doutorado, 423p.
- Abreu, F.A.M., & Lesquer, A. 1985. Considerações sobre o Pré-Cambriano da região sudoeste do Cráton São Luís. **Simpósio de Geologia da Amazônia**, vol. 1, pp. 7–21.
- Adadey, K., Théveniaut, H., Clarke, B., Urien, P., Delor, C., Roig, R.J., Feybesse, J.L. 2009. Geological map explanation - map sheet 0503B (1:100000). CGS/BRGM/Geoman/GSD, 156 pp
- Agyei Duodu, J., Loh, G.K., Hirdes, W., Boamah, K.O., Baba, M., Anokwa, Y.M., Asare, C., Brakohiapa, E., Mensah, R.B., Okla, R., Toloczyki, M., Davis, D.W., Glück, S., 2009. Geological Map of Ghana 1:1000000. BGS/GGS, Accra, Ghana/Hannover, Germany.
- Allen P.M., 1967. The geology of part of an orogenic belt in Sierra Leone, Tese de Doutorado, University of Leeds, GB, 313 p.
- Allen, P.M., Snelling N.J., Rex, D.C, 1967. Age determinations from Sierra Leone, 15th annu. Rep. Dept. Geol.Geophys. Massachussets Institute of Technology, 23, 17-22.
- Allen, P.M., 1969. The geology of part of an orogenic belt in western Sierra Leone, West Africa. **Geologische Rundschau** 58, 588–620.
- Almaraz, J.S.U. & Cordani U.G. 1969. Delimitação entre as províncias geocronológicas pré-cambrianas ao longo do rio Gurupi. In: **SBG, Congresso Brasileiro de Geologia**, 23, Salvador, Boletim Especial, p. 89
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. The Upper Precambrian of South America. **Boletim Instituto de Geociências USP**, v. 7, p. 45-80, 1976. (Série Científica, 7).
- Alvarenga, C.J.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. In: U.G.Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Ed) **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro, 31st IGC. p. 183-193
- Araújo, V.A.; Olivatti, O. **Araguaína: folha SB.22- Z-D, Estado do Tocantins/Pará, escala 1.250.000**. Texto explicativo. Brasília: DNPM/CPRM, 1994. 103 p. Programa levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).

Azevedo L. 2003. Mapeamento geológico nos arredores da vila de Baixinhos, região do Gurupi, nordeste do Pará. Trabalho de Graduação. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 100 p.

Baratoux, L., Metelka, V., Naba, S., Jessell, M.W., Grégoire, M., Ganne, J., 2011. Juvenile Paleoproterozoic crust evolution during the Eburnean orogeny (2.2-2.0 Ga), western Burkina Faso. **Precambrian Research** 191, 18-45.

Bard, J.P., Lemoine, S., 1976. Phases tectoniques superposes dans les metasediments Precambriens du domaine cotier occidental de la Cote d'Ivoire. **Precambrian Research** 3, 209-229.

Barth, M. G., Rudnick, R. L., Carlson, R. W., Horn, I., McDonough, W. F. 2002. Re-Os and U-Pb geochronological constraints on the eclogite-tonalite connection in the Archean Man Shield, West Africa. **Precambrian Research**, 118(3-4), 267-283.

Beckinsale, R. D., Gale, N. H., Pankhurst, R. J., Macfarlane, A., Crow, M. J., Arthurs, J. W., Wilkinson, A. F., 1980. Discordant Rb-Sr and Pb-Pb whole rock isochron ages for the Archean basement of Sierra Leone. **Precambrian Research**. 13 (1), 63-76.

Bering, D., Brinckmann, J., Camara, N.D., Diawara, M., Gast, L., Keita, S., 1988. Evaluation de l'inventaire des ressources minérales de Guinée. Etude Institut Fédéral de Géosciences et Ressources Naturelles (BRG), Hanovre, 106 p.

Bessoles, B. 1977. Geologie De L'Afrique. Le Craton Ouest Africain. BRGM, Paris, p. 88.

Béziat, D., Bourges, F., Debat, P., Lompo, M., Martin, F., Tollon, F., 2000. A Paleoproterozoic ultramafic-mafic assemblage and associated volcanic rocks of the Boromo greenstone belt: fractionates originating from islandarc volcanic activity in the West African craton. **Precambrian Research** 101, 25-47.

Bouféev, Y.V., Kriatov, B.M., Mitiaev, A.G., Slédine, L.N., Prokophiev, S.S., Cherbakova, I.P., Altgaouzen, M.M., Nikoulchine, M., Romanko, M.M. 1969. Notice Explicative de la Carte Géologique de la République de Guinée, échelle 1:200, 000, Feuille C-28-XXIV et secteur Nord-Ouest de la feuille C-28-XXX., pp. p273.

Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Cordani, U.G., Thomaz Filho, A., 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: a case of tectonic heritage. *J. Geodyn.* 1, 495-510.

Brito Neves, B.B.; Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. **Precambrian Research**, v. 53, p. 23-40.

Brito Neves, B.B. 2019. Terrenos tectonoestratigráficos e/ou "Maciços". **Terrae Didactica**, 15, e019020-e019020.

Burke, K. C. & Whiteman, H. 1973. Uplift rifting and the breakup of Africa in: Implications of Continental Drift to the Earth Sciences, 2: 735-755.

Caby, R. 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil. *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens*, 230, 145.

- Chalokwu, C. I. 2001. Petrology of the freetown layered complex, Sierra Leone: part II. Magma evolution and crystallisation conditions. **Journal of African Earth Sciences**, Vol. 32, 519-540.
- Clauer, N. & Deynoux, M. 1987. New information on the probable isotopic age of the late Proterozoic glaciation in West Africa. **Precambrian Research** 37: 89-94
- Cope, I. L., Wilkinson, J. J., Herrington, R. J., Harris, C. J., 2005. Geology and Mineralogy of the Pic de Fon Iron Oxide Deposit, Simandou Range, Republic of Guinea, West Africa.
- Costa, J. L., Almeida, H. G., & Ricci, P. S. 1996. Metamorfismo e subdivisão tectono-estratigráfica do Grupo Gurupi no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão. **SBG/NO, Simpósio de Geologia da Amazônia**, 5, 110-112.
- Costa, J. L. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Programa Grande Carajás: Castanhal, Folha SA. 23-VC. Estado do Pará. Belém, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (on CD-ROM).
- Culver, S.J., Williams, H.R. 1979. The Late Precambrian and Phanerozoic geology of Sierra Leone. *J. Geol. Soc. Lond.* 136, 605–618.
- Culver, S.J., Williams, H.R., Venkatakrishnan, R., 1991. The Rokelide orogen. In: Dallmeyer, R.D., Lécorché, J.P. (Eds.), *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 123–150.
- Cunha, F. D. 1986. Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico. Tese de Mestrado. Universidade Federal Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brazil.
- Daly, M.C., Andrade, V., Barousse, C.A., Costa, R., McDowell, K., Piggott, N., Poole, A.J., 2014. Brasiliano crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: Results of a deep seismic reflection profile. **Tectonics** 33, 2102–2120.
- Davis, D.W., Hirdes, W., Schaltegger, U., Nunoo, E.A., 1994. U-Pb age constraints on deposition and provenance of Birimian and gold-bearing Tarkwaian sediments in Ghana, West Africa. **Precambrian Research** 67, 89-107.
- De Waele, B., Lacorde, M., Vergara, F., Chan, G. 2015. New insights on proterozoic tectonics and sedimentation along the peri-Gondwanan West African margin based on zircon U–Pb SHRIMP geochronology. **Precambrian Research**, 259, 156-175.
- Deynoux M, Sougy J, Trompette R. 1985. Lower Paleozoic rocks of West Africa and the western part of Central Africa. In: Holland CH (ed) *Lower Palaeozoic of north-western and west-central Africa*. Wiley, NY, pp 337-495
- Egal, E., Thieblemont, D., Lahondere, D., Guerrot, C., Costea, C.A., Iliescu, D., Delor, C., Goujou, J.C., Lafon, J.M., Tegye, M., Diaby, S., and Kolie, P. 2002. Late Eburnean granitization and tectonics along the western and northwestern margin of the Archean Kénéma-Man domain (Guinea, West Africa Craton). **Precambrian Research**, 117, 57–84.
- Ennih, N. & Liégeois, J. P. 2008. The Boundaries of the West African Craton (IGCP485). **Geological Society of London Special Publication**, 297, 534.

Ennih, N. & Liégeois, J. P. 2008. The boundaries of the West African craton, with special reference to the basement of the Moroccan metacratonic Anti-Atlas belt. **Geological Society, London, Special Publications**, 297(1), 1-17.

Feng, X., Wang, E., Ganne, J., Martin, R., & Jessell, M. W. 2018. 3D numerical modelling of the re-distribution of partially molten lower crust rocks in relay zones between faults during transtension: Implications for the Sefwi terrane, SW Ghana. **Solid Earth Discussions**, 1-33.

Feybesse, J.-L., Billa, M., Guerrot, C., Duguey, E., Lescuyer, J.L., Milési, J.P., and Bouchot, V. 2006. The Palaeoproterozoic Ghanaian province. Geodynamic model and ore controls, including regional stress modelling. **Precambrian Research**, 149, 149–196.

Galipp, K., Hirdes, W., Klemd, R., 2003. Metamorphism and geochemistry of the Paleoproterozoic Birimian Sefwi volcanic belt, Ghana, West Africa. **Geologisches Jahrbuch Reihe D** 111, 151-191.

Ganne, J., De Andrade, V., Weinberg, R.F., Vidal, O., Dubacq, B., Kagambega, N., Naba, S., Baratoux, L., Jessell, M., Allibon, J., 2012. Modern-style plate subduction preserved in the Palaeoproterozoic West African craton. **Nature Geoscience** 5, 60-65.

Gasperini, L., Bernoulli, D., Bonatti, E., Borsetti, A. M., Ligi, M., Negri, A., Sartori, R., von Salis K. 2001. Lower Cretaceous to Eocene sedimentary transverse ridge at the Romanche Fracture Zone and the opening of the equatorial Atlantic. **Marine Geology**, 176:101-119.

Gasquet, D., Barbey, P., Adou, M., Paquette, J.L., 2003. Structure, Sr-Nd isotope geochemistry and zircon U-Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area (Côte d'Ivoire): Evidence for a 2.3 Ga crustal growth event in the Palaeoproterozoic of West Africa. **Precambrian Research** 127, 329-354.

Gorayeb, P.S.S. 1981. **Evolução geológica da região de Araguacema Pequizeiro-Goiás-Brasil**. 100 f. Dissertação (Mestrado) – Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, 1981.

Grenholm, M. 2019. **The geodynamic evolution of a Paleoproterozoic orogenic system- a local to global perspective on the ca. 2.27-1.96 Ga Birimian Orogen in the Baoule Mossi domain of West Africa**. Tese de Doutorado. The University of Western Australia.

Grenholm, M. 2014. **The Birimian event in the Baoulé Mossi domain (West African Craton) — regional and global context**. Tese de Mestrado. Lund University.

Groves, D. I., Goldfarb, R. J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S. G., Robert, F. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. **Ore geology reviews**, 13(1-5), 7-27.

Guiraud, R., ALIDOU, S. 1981. La Faille de Kandi (Benin), témoin du rejeu fini-cretace d'un accident majeur a echelle de la plaque africaine. **CRAcad. Sci. Paris** 293, 779–782.

Halla J., van Hunen, J., Heilimo, E., & Hölttä, P. 2009. Geochemical and numerical constraints on Neoproterozoic Plate tectonics. **Precambrian Research**, 174, 155-162.

Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., de Almeida, F. F. M., Bartorelli, A. (Eds.). 2012. **Geologia do Brasil** (p. 248). São Paulo: Beca.

Hasui, Y., Costa, J. B. S., Abreu, F. A. M. 1984. **O pré-cambriano do Brasil**. São Paulo, Blücher.

Hervé, K. F. J.-L., Nestor, H. N., Ephrem, A. M., Allou, G., & Chérubin, D. S. 2020. Petrographic and Geochemical Characteristics of the Metabasites of the SASCA Domain (Yonaké, Mani- Béréby and Dehié Sectors), South-West Côte d'Ivoire. **European Scientific Journal**, *ESJ*, 16(21), 247. <https://doi.org/10.19044/esj.2020.v16n21p247>

Hirdes, W., Davis, D.W., Eisenlohr, B.N., 1992. Reassessment of Proterozoic granitoid ages in Ghana on the basis of U/Pb zircon and monazite dating. **Precambrian Research** 56, 89-96.

Hirdes, W., & Nunoo, B. 1994. The Proterozoic paleoplacers at Tarkwa Gold Mine, SW Ghana: sedimentology, mineralogy, and precise age dating of the main reef and west reef, and bearing of the investigations on source area aspects. **Geologisches Jahrbuch D** 100, 247–311.

Howell, D. G., Jones, D. L., Schermer, E. R. 1985. Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region. **Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources**. p, 3-30.

Hurley, P.M., Almeida, F.F.M., Melcher, G.C., Cordani, U.G., Rand, J.R., Kawashita, K., Vadoros, P., Pinson, W.H., Fairbairn, H.W., 1967. Test of continental drift by comparison of radiometric ages. **Science** 157, 495–500

Hurley, P.M., Melcher, G.C., Pinson, W.H., Fairbairn, H.W., 1968. Some orogenic episodes in South America by K–Ar and wholerock Rb–Sr dating. **Can. J Earth Sci.** 5, 633–638.

Hurley, P.M., Leo, G.W., White, R.W., Fairbairn, H.W., 1971. Liberian age province (about 2700 m.y.) and adjacent provinces in Liberia and Sierra Leone. **Geological Society of America Bulletin** 82, 3483–3490.

Jalloh, A. B., Sasaki, K., Thomas, M. O., Jalloh, Y. 2013. The geology, mineral resources of Sierra Leone and how the resources can be used to develop the nation. **Procedia Earth and Planetary Science**, 6, 131-138.

Jessell, M. W., Begg, G. C., Miller, M. S. 2016. The geophysical signatures of the West African Craton. **Precambrian Research**, 274, 3-24.

Jessell, M. W., & Liégeois, J. P. 2015. 100 years of research on the West African Craton. **Journal of African Earth Sciences**, <http://dx.doi.org/10.1016/j.afrearsci.2015.10.008>.

John, T., Klemd, R., Hirdes, W., Loh, G., 1999. The metamorphic evolution of the Paleoproterozoic (Birimian) volcanic Ashanti belt (Ghana, West Africa). **Precambrian Research** 98, 11-30.

Jorge-Joao, X. S. 1980. O Litchfieldito Boca Nova no nordeste do Estado do Pará: aspectos petroquímicos e implicação econômica. Brasília, DNPM/CPRM.(Relatório Interno).

Junner, N. R., 1935. Gold in the Gold Coast. In: **Geology of the Gold Coast, Memoir 4**, pp. 76.

Kennedy, W.Q. 1964. The structural differentiation of Africa in the Pan African (500 m.y.) tectonic episode. 8th Ann. Rept. Res. Inst. African Geol., Univ. Leeds, pp. 48–49.

Kennedy, W.Q. 1965. The influence of basement structure on the evolution of coastal (Mesozoic and Tertiary) basins. In: Ion, D.C. (Ed.), *Salt Basins Around Africa*. London Institute of Petroleum, pp. 7–16.

Kitson, A. E., 1918. Annual Report for 1916/17. In: **Gold Coast Geological Survey**, Accra, Ghana.

Klein, E. L., & Moura, C. A. 2001. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luís Craton and Gurupi Belt, northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. *International Geology Review*, 43(3), 237-253.

Klein, E. L & Moura, C. A. V. 2003. Síntese geológica e geocronológica do Craton São Luís e do Cinturão Gurupi na região do rio Gurupi (NE-Para/NW-Maranhão). **Geologia USP. Série Científica**, 3, 97-112.

Klein, E. L. 2004. Evolução geológica pré-cambriana e aspectos da metalogênese do ouro do Craton São Luis e do Cinturão Gurupi, NE-Pará/NW-Maranhão, Brasil. Tese (Doutorado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2004.

Klein, E. L., Moura, C. A., Pinheiro, B. L. 2005. Paleoproterozoic crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil: evidence from zircon geochronology and Sm-Nd isotopes. *Gondwana Research*, 8(2), 177-186.

Klein, E. L., Moura, C. A., Krymsky, R. S., Griffin, W. L. 2005. The Gurupi Belt, northern Brazil: Lithostratigraphy, geochronology, and geodynamic evolution. *Precambrian Research*, 141(3-4), 83-105.

Klein, E. L., & Lopes, E. C. S. 2009. Formação Igarapé de Areia: Tarkwa no Cinturão Gurupi. **II Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, Abstracts,(CDROM)**.

Klein, E. L., Luzardo, R., Moura, C. A., Lobato, D. C., Brito, R. S., Armstrong, R. (2009). Geochronology, Nd isotopes and reconnaissance geochemistry of volcanic and metavolcanic rocks of the São Luís Craton, northern Brazil: implications for tectonic setting and crustal evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 27(2-3), 129-145.

Klein, E. 2011. Gold metallogeny in the Gurupi Belt, Brazil In: 11th SGA Biennial Meeting.

Klein, E. L., & Lopes, E. C. S. 2011. Geologia e Recursos Minerais da Folha Centro Novo do Maranhão - SA.23-Y--B-I, **Estados do Maranhão e Pará. Escala 1.100.000. Belém: CPRM**,. 131 p. Programa Geologia do Brasil – PGB.

Klein, E. L.; Sousa, C. S. (Org.) 2012. **Geologia e recursos minerais do Estado do Maranhão**: texto explicativo. Belém: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2012. 150 p. Escala 1:750.000. Sistema de Informações Geográficas - SIG; Mapas Geológicos Estaduais; Programa Geologia do Brasil - PGB.

Klein, E. L. 2014. Metalogênese do cráton São Luís e do cinturão Gurupi. Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras. Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Belo Horizonte, 195-214.

Klein, E. L., Lopes, E. C. S., Chaves, C. L. 2015. Geologia e Recursos Minerais da Folha Santa Luzia do Pará – SA.23-V-C-VI, Estado do Pará, Escala 1:100.000. Belém: CPRM, 2015. 1 CD-ROM. Programa Geologia do Brasil – PGB.

Klein, E. L., Lopes, E. C. S., Tavares, F. M., Campos, L. D., Souza-Gaia, S. M. D., Neves, M. P., Perrotta, M. M. 2017. **Áreas de relevante interesse mineral Cinturão Gurupi: estados do Pará e Maranhão.**

Kříbek, B., Sýkorová, I., Machovič, V., Laufek, F., 2008. Graphitization of organic matter and fluid-deposited graphite in Paleoproterozoic (Birimian) black shales of the Kaya-Boromo-Goren greenstone belt (Burkina Faso, West Africa). **Journal of Metamorphic Petrology** 26, 937-958.

Kouamelan, A. N., Delor, C., Peucat, J. J. 1997. Geochronological evidence for reworking of Archean terrains during the Early Proterozoic (2.1 Ga) in the western Cote d'Ivoire (Man Rise-West African Craton). **Precambrian Research**, 86 (3– 4), 177–199.

Latiff, R.S.A. 1993. Structural and Tectonic Evolution of the Marampa Group Fold Thrust Belt, Northwestern Sierra Leone, West Africa. Department of Geology, University of Southampton, Southampton, pp. p214.

Latiff, R.S.A., Andrews, J.R., Wright, L.I. 1997. Emplacement and reworking of the Marampa Group allochthon, northwestern Sierra Leone, West Africa. *J. Afr. EarthSci.* 25, 333–351.

Lesquer, A., Beltrao, J. F., Abreu, F. A. M. 1984. Proterozoic links between northeastern Brazil and West Africa: a plate tectonic model based on gravity data. **Tectonophysics**, 110(1-2), 9-26.

Leube, A., Hirdes, W., Mauer, R., Kesse, G.O. 1990: The early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization. **Precambrian Research** 46. 139-165.

Lima, M.I.C. *et al.* Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radam. **Folha NA/NB. 22-Macapá**: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1974. il. p. 1/3–1/120. (Levantamentos de recursos naturais, 6).

Lowell, G. R. 1985. Petrology of the Bragana batholith Sao Luis Craton, Brazil. In **The crust: the significance of granites gneisses in the lithosphere** (pp. 7-34).

Lytwyn, J., Burke, K., Culver, S. 2006. The nature and location of the suture zone in the Rokelide orogen, Sierra Leone: Geochemical evidence. **Journal of African Earth Sciences**, 46(5), 439-454.

Macambira, J.B. Geologia e ocorrências minerais do braquianticlinal do Lontra (GO), 1983. 108 f. Dissertação (Mestrado em Ciências/Geologia) - Curso de Pós Graduação em Ciências Geofísicas, Geológicas Universidade Federal do Pará, Belém.

Macambira, E.B, & Ricci, P. 2014. **Geologia e recursos minerais da Folha Tucuruí–SA. 22-ZC, Estado do Pará.**

Macambira, M. J. B., Silva, D. C. C., Vasquez, M. L., Barros, C. E. M. (2004). Investigação do limite arqueano-paleoproterozóico ao norte da Província de Carajás, Amazônia Oriental. In **Congresso Brasileiro de Geologia** (Vol. 42, p. 107e108).

Macambira, M. J. B., Pinheiro, R. V. L., Armstrong, R. A. 2007. A fronteira Arqueano-Paleoproterozóico no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica. **Simpósio de Geologia da Amazônia**, 10. Proceedings, 105-108.

Macfarlane, A., Crow, M.J., Arthurs, J.W., Wilkinson, A.F., Aucott, J.W. 1981. The geology and mineral resources of northern Sierra Leone. **Overseas Memoir**, p103.

Mach L. & Clarke P. 2008. NI 43-101 Technical Report Mineração Aurizona S.A. Piaba Project. Maranhão, Brazil. SRK Project Number: 176302. Disponível em <https://www.smv.gov.pe/ConsultasP8/temp/doc4.pdf> Acessado em 01/04/2020.

Markwitz, V., Hein, K. A., & Miller, J. 2016. Compilation of West African mineral deposits: Spatial distribution and mineral endowment. **Precambrian Research**, 274, 61-81.

Mcfarlane, H. (2018). *The geodynamic and tectonic evolution of the paleoproterozoic Sefwi Greenstone belt, West African Craton*. Tese de Doutorado. Université Paul Sabatier - Toulouse III.

Milési, J.P., Feybesse, J.L., Ledru, P., Dommange, A., Ouedraogo, M.F., Tegye, M., Calvez, J.Y., Lagny, P., 1989. Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest; leur evolution lithostructurale au Protérozoïque inférieur. *Chronique de la Recherche Minière* 497. 3-98.

Mineração Aurizona S/A. 2000. Projeto Aurizona. Depósito Piaba. Reavaliação de reservas. Portaria de Lavra nº 1.201/88. v.1 (relatório inédito).

Monteiro, P. C. 2006. **Investigação do limite entre domínios geocronológicos da região do médio rio Xingu, sudeste do Cráton Amazônico**. 2006. 104 f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

Morel, S.W. 1979. The geology and mineral resources of Sierra Leone. *Economic Geology*, 74, 1563–1576.

Moulin M., Aslanian D., Unternehr P. 2010. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. **Earth-Science Reviews**, 98, 1-37

Moura, C.A.V. et al., 2005. Sedimentary provenance and paleoenvironment of the Baixo-Araguaia Supergroup: constraints on paleogeographic evolution of the Araguaia Belt and assembly of the Gondwana. In: SYMPOSIUM WESTERN GONDWANA – THE TIES THAT BIND, 2005, Mendoza-Argentina. **Abstract...** Mendoza-Argentina, p. 260.

Moura, C. A. V., Pinheiro, B. L. S., Nogueira, A. C. R., Gorayeb, P. S. S., & Galarza, M. A. 2008. Sedimentary provenance and palaeoenvironment of the Baixo Araguaia Supergroup:

constraints on the palaeogeographical evolution of the Araguaia Belt and assembly of West Gondwana. **Geological Society, London, Special Publications**, 294(1), 173-196.

Neto, J. M. M., Lafon, J. M., Galarza, M. A., & Moura, C. A. V. 2017. U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas. In **Contribuições à Geologia da Amazônia** (Vol. 10, pp. 333-346).
Nunes, K. C. (1993). Interpretação integrada da Bacia do Parnaíba com ênfase nos dados aeromagnéticos. In Proc. **3rd International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, Brazil** (pp. 152-157).

Oberthür, T., Vetter, U., Davis, D.W., Amanor, J.A. 1998. Age constraints on gold mineralization and Paleoproterozoic crustal evolution in the Ashanti belt of southern Ghana. **Precambrian Research** **89**, 129-143.

Palheta, E. S. M. 2001. Evolução geológica da região nordeste do Estado do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitóides. 144 p (Doctoral dissertation, MSc Dissertation, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará).

Palheta, E. S. M., Abreu, F., Moura, C. A. V. 2009. Granitóides proterozóicos como marcadores da evolução geotectônica da região nordeste do Pará, Brasil.

Pastana, J. M. N. 1995. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Folha Turiaçu/Pinheiro (SA. 23-VD/SA. 23-YB), estados do Pará e Maranhão. **Brasília: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais**.

Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. **Lithos** 100, 14-48.

Perrouty, S., Aillères, L., Jessell, M.W., Baratoux, L., Bourassa, Y., Crawford, B., 2012. Revised Eburnean geodynamic evolution of the gold-rich southern Ashanti belt, Ghana, with new field and geophysical evidence of pre-Tarkwaian deformations. **Precambrian Research** 204-205, 12-39.

Pigois, J.P., Groves, D.I., Fletcher, I.R., McNaughton, N.J., Snee, L.W. 2003: Age constraints on Tark-waian paleoplacer and lode-gold formation in the Tarkwa-Damang district, SW Ghana. **Mineralium Deposita** **38**. 695-714.

Pinheiro, B. L. S., Moura, C. A. V., Klein, E. L. 2003. Estudo de proveniência em arenitos das formações Igarapé de Areia e Viseu, nordeste do Pará, com base em datação de monocristais de zircão por evaporação de chumbo. **Simpósio de Geologia da Amazônia**, **8**.

Porto B.L.G. 2006. Mineração Aurizona S.A. Relatório parcial de pesquisa. DNPM 806042/03.

Poucllet, A., Vidal, M., Delor, C., Simeon, Y., Alric, G. 1996. Le volcanisme birimien du nord-est de la Cote-d'Ivoire, mise en evidence de deux phases volcano-tectoniques distinctes dans l'evolution geodynamique du Paleoproterozoique. **Bulletin de la Société géologique de France**, 167(4), 529-541.

Ribeiro, J. W. A. 2002. O arcabouço estrutural da região de Chega Tudo e Cedral, NW do Maranhão, com base em sensores geofísicos. Universidade Federal do Pará, Belém, Brazil, 155.

Ricci, P. S. F., Carvalho, J. M. A., Rosa-Costa, L. T., Klein, E. L., Vasquez, M. L., Vale, A. G., Araújo, O. J. B. 2001. **Projeto Província Mineral da Renca e Distrito Mineral do Ipitinga Estados do Pará e Amapá**. Fase 1. Belém: CPRM, 2001. 68 p. il. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).

Richetti, P. C., Schmitt, R. S., Reeves, C. 2018. Dividing the South American continent to fit a Gondwana reconstruction: A model based on continental geology. **Tectonophysics**, 747, 79-98.

Robertson, M & Peters, L. 2016. West African Goldfields. Episodes. **Journal of International Geoscience** 39(39):155–176.

Rodrigues Neto, J. M. Santos. 2018. **Correlações estruturais entre rochas de Cráton São Luís (Mina Aurizona) e Oeste Africano**. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) - Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

Rollinson, H. 2016. Archaean crustal evolution in West Africa: A new synthesis of the Archaean geology in Sierra Leone, Liberia, Guinea and Ivory Coast. **Precambrian Research**, 281:1

Rosière, C. A., Heimann, A., Oyhantçabal, P., Santos, J. S. O. 2018. The Iron Formations of the South American Platform. In: Siegesmun, S. *et al.* (Eds.). **Geology of Southwest Gondwana**. 2018, cap. 18, p. 493-521.

Rosa-Costa, L. D., Ricci, P. F., Lafon, J. M., Vasquez, M. L., & Carvalho, J. A. 2003. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of southwestern Amapá and northwestern Pará, Brazil, southeastern Guiana shield. **Géologie de la France**, (2-3-4), 101-120.

Rosa-Costa, L. T. 2006. **Geocronologia 207Pb/206Pb, Sm- Nd, U-Th-Pb e 40Ar-39Ar do segmento sudeste do Escudo das Guianas: evolução crustal e termocronologia do evento Transamazônico**. 226 f. Tese (Doutorado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

Rosa-Costa, L. T., Lafon, J. M., Delor, C. 2006. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamical evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Amazonian Craton, Brazil. **Gondwana Research**, v. 10, n. 3/4, p. 277-300.

Roussel, J. & Lesquer, A. 1991. Geophysics and the crustal structure of West Africa. In **The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives** (pp. 9-28). Springer, Berlin, Heidelberg.

Sakyi, P. A., Addae, R. A., Su, B. X., Dampare, S. B., Abitty, E., Su, B. C., Asiedu, D. K. 2020. Petrology and geochemistry of TTG and K-rich Paleoproterozoic Birimian granitoids of

the West African Craton (Ghana): Petrogenesis and tectonic implications. **Precambrian Research**, 336, 105492.

Santos, M. D., Macambira, J. B., Kotschoubey, B. 1984. Uma proposta para a origem das braquianticlinais de Xambioá e Lontra ,(GO): possíveis domos gnáissicos. **Congresso Brasileiro de Geologia**, 33, 3400-3414.

Santos, J. O. S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L. A. et al., (Ed.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2003.p. 169-226, il.

Schmitt, R.S., Fragoso, R.A., Collins, A.S., 2018. Suturing Gondwana in the Cambrian: the orogenic events of the final amalgamation. In: Siegesmund, S., Basei, M., Oyhantçabal, P., Oriolo, S. (Eds.), **Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews. Springer**, Cham..

Silva, J. M. R. 1980. **Metamorfismo das rochas pelíticas da Faixa de dobramento Paraguai-Araguaia**. 1980. 48 f. Dissertação (Mestrado) – Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, 1980.

Soares, H. G. 2009. Proveniência e evolução crustal das rochas metassedimentares do Cinturão Gurupi com base em idade-modelo Sm-Nd. 47 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2009.

Souza, V & Kotschoubey, B. 2005. Geologia e mineralizações auríferas do garimpo do Manelão, região do médio rio Bacajá (PA). Contribuições à geologia da Amazônia. 4. 151-163.

Swapp, S.M. & Onstott, T.C., 1989: P-T-time characterization of the Transamazonian orogeny in the Imataca complex, Venezuela. **Precambrian Research** 42, 293-314.

Tassinari, C.C.G., Munhá, J.M.U., Teixeira, W., Palácios, T., Nutman, A.P., Sosa, S.C., Santos, A.P., Calado, B.O., 2004. The Imataca Complex, NW Amazonian Craton, Venezuela: Crustal evolution and integration of geochronological and petrological cooling histories. **Episodes** 27, 3–12.

Taylor, P. N., Moorbath, S., Leube, A., Hirdes, W. 1988. Geochronology and crustal evolution of early Proterozoic granite-greenstone terrains in Ghana/West Africa. In International Conference and Workshop on the Geology of Ghana with Special Emphasis on Gold, Programme and Abstracts, Accra, Ghana (pp. 43-45).

Thiéblemont, D., Delor, C., Cocherie, A., Lafon, J. M., Goujou, J. C., Baldé, A., Fanning, C. M. (2001). A 3.5 Ga granite–gneiss basement in Guinea: further evidence for early archean accretion within the West African Craton. **Precambrian Research**, 108(3-4), 179-194.

Trouw, R. A. J., Vaz, L. F., Slongo, T. T., Nakasato, N. 1976. Geologia da região de Tucuçuí, Baixo Tocantins, Pará. In *SBG, Congresso Brasileiro de Geologia* (Vol. 29, pp. 137-148).

Vasquez, M. L., Rosa-Costa, L. T. da (orgs.). Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado do Pará: escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 2008. 328 p. il. color. (Programa Geologia do Brasil).

Vasquez, M. L., Rosa-Costa, L.T., Silva C. M. G., Klein E. L. 2008. Compartimentação Tectônica. In: Vasquez, M.L., L.T. Rosa-Costa (orgs.). 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM. p. 39-112.

Vidal, M., Gumiaux, C., Cagnard, F., Pouclet, A., Ouattara, G., Pichon, M., 2009. Evolution of a Paleoproterozoic “weak type” orogeny in the West African Craton (Ivory Coast). **Tectonophysics** 477, 145-159.

Villas R. N. N. & Sousa F. D. S. 2007. O granito de duas micas Ney Peixoto, nordeste do Pará: aspectos petrológicos e significado tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**, 37:3-16.

Villeneuve, M. 2008. Review of the Orogenic Belts on the Western Side of the West African Craton: The Bassarides, Rokelides and Mauritanides, 297. Geological Society, London, pp. 169–201 (Special Publications).

Villeneuve, M., El Archi, A., Nzamba, J. 2010. Mobile belts on the western part of the West African Craton and geodynamic interpretations. **Comptes Rendus Geoscience**, 342(1), 1-10.

White, A., Burgess, R., Charnley, N., Selby, D., Whitehouse, M., Robb, L., Waters, D. 2014. Constraints on the timing of late-Eburnean metamorphism, gold mineralisation and regional exhumation at Damang mine, Ghana. **Precambrian Research**. 243, 18–38

Williams HR (1978) The Archaean geology of Sierra Leone. **Precambrian Research** 6: 251-268

Williams, H.R. 1988. The Archean Kasila group of western Sierra Leone: Geology and relations with adjacent granite–greenstone terrane. **Precamb. Research**. 38, 201–213.

Williams, H.R., Williams, R.A. 1976. The Kasila Group, Sierra Leone, an interpretation of new data. **Precambrian Research** 3, 505–508.