

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO – TCC

CORRELAÇÕES ESTRUTURAIS ENTRE ROCHAS DO CRÁTON SÃO LUÍS (MINA AURIZONA) E OESTE AFRICANO

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:
JOSÉ MARIA DOS SANTOS RODRIGUES NETO

Orientador: Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro (IG/UFPA)

BELÉM – PA
2018



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA

CORRELAÇÕES ESTRUTURAIS ENTRE ROCHAS DO CRÁTON SÃO LUÍS (MINA AURIZONA) E OESTE AFRICANO

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:
JOSÉ MARIA DOS SANTOS RODRIGUES NETO

Orientador: Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro (IG/UFPA)

BELÉM – PA
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada Automaticamente pelo módulo Ficat, mediante dados fornecidos pelo(a) autor(a)

R696c Rodrigues Neto, José Maria dos Santos
Correlações estruturais entre rochas de Cráton São Luís (Mina Aurizona) e Oeste Africano/José Maria dos Santos Rodrigues Neto. - 2018
xi, 47f. : il.color; 30 cm.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2018.
Orientação: Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro

1. Geologia Estrutural. 2. Cráton Oeste Africano. 3. Cráton São Luís. 4. Mina de Ouro Aurizona. I. Pinheiro, Roberto Vizeu Lima, *orient.* II. Título

CDD 551.8



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA

CORRELAÇÕES ESTRUTURAIS ENTRE ROCHAS DO CRÁTON SÃO LUÍS (MINA AURIZONA) E OESTE AFRICANO

Trabalho de conclusão de curso apresentado por:
JOSÉ MARIA DOS SANTOS RODRIGUES NETO

Como requisito para à obtenção do Grau de Bacharel em Geologia

Data da Aprovação: / /2018
Banca Examinadora:

Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro
(Orientador – FAGEO UFPA)

Prof. Dr. Maurício da Silva Borges
(Avaliador Interno - FAGEO UFPA)

Geol. Msc. Lívio Wagner Chaves Corrêa
(Avaliador Externo - CPRM Serviço Geológico do Brasil)

"*Half of what I say is meaningless*
But I say it just to reach you [...]"

(John Lennon)

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço especialmente aos meus pais, José Maria e Ana Inês, por me darem auxílio, apoio, dedicação e amor durante toda a minha vida, e por serem sem dúvida o pilar mais importante para formar a minha pessoa; e à minha irmã Manuella por – além, claro, de oferecer apoio e carinho – ter sido a pessoa a me dar a ideia inicial de seguir este caminho acadêmico.

Ao extraordinário Prof. Dr. Carlos Alberto Dias, por ser a inspiração para a minha dedicação à geologia e pelas inestimáveis e edificantes contribuições que o mesmo fez a esta área da ciência no Brasil e no mundo.

Ao Grupo de Geologia Estrutural da UFPA (GES), em especial ao meu orientador Prof. Dr. Roberto Vizeu Pinheiro, por ter prestado excelente orientação e importantes ensinamentos ao longo deste trabalho, e por ser para mim um grande exemplo acadêmico, profissional e pessoal. Também expresso minha gratidão à Prof. Ma. Iara dos Santos, pelo inestimável suporte neste trabalho e ao longo do curso.

Minha profunda gratidão à empresa Mineração Aurizona S.A. e todos os seus funcionários pelas valiosas discussões geológicas, compartilhamento de bibliografia, apoio impecável e amizade acolhedora durante a visita à Vila Aurizona, em especial a Luís Daniel Castro Alencar, Luís Cláudio Lima, Carlos Roberto Paranhos Ferreira Júnior, Otacildo Pires Ribeiro, e Murray Jones.

A todos os professores que participaram da minha formação, em especial ao Prof. Dr. Vladmir Távora, por acreditar no meu potencial; Prof. Dr. Fábio Rodrigues, por despertar meu interesse na geologia estrutural; Prof. Dr. Arnaldo Queiroz, pelas oportunidades e orientações; Prof. Dr. José Bandeira, pela diligência em resolver assuntos administrativos da entrega deste TCC, dada a urgência da situação.

Ao Prof. Dr. Netra Bhandary, Sr. Keiji Hamada, Sra. Rosa Kamada e ao MEXT por me dar esperança com uma preciosíssima oportunidade de pós-graduação na Universidade de Ehime, no Japão. (私の愛媛大学大学院における研究に際し、バンダリネトラ教授、浜田圭司氏、鎌田ローザ氏、文部科学省には多大なる御支援と御協力を賜りました。心より感謝申し上げます。)

Às demais pessoas que me deram paz, felicidade, plenitude e vontade de seguir adiante quando eu precisava, minha infinita gratidão: os eternos amigos do RPGG, valiosos companheiros de todos os dias; a Beatriz Cruz, uma grande amiga e parceira de fossa; e claro, a Yui, Hachikuji, Kuma e Megumin, as melhores *waifus*.

RESUMO

A correlação entre os crátons São Luís (Brasil) e Oeste Africano (África) tem sido discutida com base em critérios majoritariamente petrológicos, geocronológicos e geoquímicos, indicando a provável relação genética entre as rochas dos dois continentes. A análise estrutural de ambos contextos realizada neste trabalho buscou corroboração desta interpretação sob o aspecto da Geologia Estrutural. As rochas do Cráton São Luís são compostas por rochas metavulcanossedimentares supracrustais do período Rhyaciano (Grupo Aurizona) intrudidas por granitoides (Suíte Intrusiva Tromaí). O cráton é limitado a sul pelo Cinturão Gurupi, interpretado como formado por um sistema de colisão oblíqua com transporte de massa de SW para NE durante o Neoproterozoico. As rochas do Grupo Aurizona apresentam *trend* regional na direção ENE-WSW, marcado por zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis muitas vezes hospedeiras de depósitos de ouro hidrotermal, a exemplo da Mina de Ouro Aurizona (analisada em detalhe neste trabalho). Também se observa um segundo *trend* de estruturas oblíquas sinistrais de direção NE-SW, cortando o *trend* regional principal. Paleogeograficamente, a região do Grupo Aurizona é correlacionada com o Domínio Baoulé-Mossi, no Cráton Oeste Africano. O domínio é composto por *greenstone belts* rhyacianos com *trend* regional NE-SW, delimitado por zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis formadas durante a Orogenia Eburneana. Observa-se também um segundo *trend* de direção N-S, marcado por zonas de cisalhamento posteriores, geralmente com cinemática sinistral. Estas estruturações são o principal controle para colocação de depósitos de ouro hidrotermal na região. Os arranjos estruturais dos dois crátons são compatíveis, à exceção das direções de *trend* atuais, que diferem em aproximadamente 25°. No entanto, este desvio pode ser explicado pela rotação no sentido horário de ângulo semelhante do continente sul americano após a sua separação do continente africano, na fragmentação do Gondwana. O resultado plausível desta correlação estrutural indica que o Cráton São Luís é de fato um fragmento cratônico do Cráton Oeste Africano, e que ambos possuem uma origem compartilhada de formação durante o período Rhyaciano e deformação durante a Orogenia Eburneana. Além disso, evidencia-se a possível caracterização do Grupo Aurizona como um terreno de *greenstone belts*.

Palavras-chave: Geologia Estrutural. Cráton Oeste Africano. Cráton São Luís. Mina de Ouro Aurizona.

ABSTRACT

The correlation between the São Luís Craton and the West African Craton has been discussed based mostly om petrological, geochronological and geochemical criteria, which indicate a possible genetic connection between the rocks of the two continents. Structural analysis of both contexts performed in this work sought to corroborate that interpretation under the aspect of Strucutral Geology. The rocks of São Luís Craton are composed by supracrustal metavulcanossdimentary rocks of the Rhyacian period (Aurizona Group) intruded by granitoids (Tromaí Intrusive Suite). The craton is limited to the south by the Gurupi Belt, which is assumed to have been formed through an oblique collision system with mass transport from SW to NE during the Neoproterozoic. The rocks of Aurizona Group display ENE-WSW regional trend, as demonstrated by ductile-brittle shear zones frequently associated to hydrothermal gold deposits, exemplified by Aurizona Gold Mine (analysed in detail on this work). A second NE-SW trend of sinistral structures is exhibited crosscutting the main trend. In paleogeographic terms, Aurizona Group is correlated to Baoulé-Mossi Domain in the West African Craton. The domain is composed by rhyacian greenstone belts with NE-SW regional trend, as exhibited by NE-SW ductile-brittle shear zones formed during the Eburnean Orogeny. A second and later N-S trend is also noted, usually marked by sinistral shear zones. These structures are the main control for hydrothermal gold deposits in the region. The structural arrangement of the two cratons are compatible, except for the current trend which differ in approximately 25º. However, this deviation may be explained through the clockwise rotation of the south american continent of similar angle after its separation from the African Continent in the Gondwana break-up. The correlation's plausible results indicate that São Luís Craton is actually a cratonic fragment of the West African Craton, and that both share an origin in the Rhyacian period as, well as deformation during the Eburnean Orogeny. Moreover, it is indicated that Aurizona Group may in fact be characterized as a greenstone belt terrain.

Keywords: Strucutural Geology. West African Craton. São Luís Craton. Aurizona Gold Mine.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Mapa de localização da área estudada neste trabalho, região da Mina Aurizona, no município de Godofredo Viana - MA. Fonte: Google Maps...2

Figura 2 – Bloco diagrama esquemático de uma sequência tipo *greenstone belt*. Simplificado. Escala aproximada. 7

Figura 3 – Mapa geológico do Cráton São Luís e Cinturão Gurupi, incluindo o Grupo Aurizona, Suite Intrusiva Tromaí e demais rochas subordinadas. 9

Figura 4 – Mapa geológico simplificado do Cráton São Luís, com a localização dos principais depósitos auríferos do Cinturão Gurupi e da Zona de Cisalhamento Tentugal.. 19

Figura 5 – Mapa geológico da Mina Aurizona, localizada no Grupo Aurizona do Cráton São Luís. 22

Figura 6 – Painel em mapa de um afloramento de piso localizado na porção nordeste (aba norte) da Mina Aurizona e estereogramas associados. Interpreta-se que o *trend* de veios hidrotermais WSW se trata de uma porção reorientada do *trend* ENE regional, em função das falhas sinistrais NNE.....23

Figura 7 – Geologia simplificada do Cráton Oeste Africano, destacando-se a distribuição dos blocos Reguibalt (norte) e Man-Léo (sul), bem como suas separações arqueanas-paleoproterozoicas a oeste e leste, além dos cinturões Pan-Africanos e Vasriscanos limitantes. 25

Figura 8 – Mapa geológico simplificado do Bloco Man-Léo, com o *trend* principal dos ‘corredores estruturais’ eburneanos de direção NE. 29

Figura 9 – Depósitos de ouro no sul da Gana, em *greenstone* Birimianos paleoproterozoicos. Dá-se destaque para os depósitos localizados sobre a estrutura Ashanti - Konongo, Obuasi, Ayanfuri, Bogoso e Prestea. 31

Figura 10 – Mapa geológico da região do cinturão Ashanti, Gana. Observa-se a presença de um *trend* regional NE, marcado no mapa por falhas e pela orientação de unidades litoestratigráficas compondo o cinturão. O *trend* regional NE é cortado por falhas sinistrais de direção NNW.....35

Figura 11 – (A) Mapa litoestrutural de detalhe na região do Depósito Yamfo, na Província Ganense (Gana). Nota-se a presença de um *trend* NE marcado por zonas de cisalhamento predominantemente destrais, cortado por um *trend* N-S de zonas de cisalhamento sinistrais formando feições de arrasto no *trend* anterior. Este arranjo estrutural é ilustrado no (B) bloco diagrama esquemático, demonstrando o deslocamento e arrasto sofrido pelas estruturas NE iniciais em função do cisalhamento N-S sinistral. Escala aproximada. 36

Figura 12 – Mapa litoestrutural da Mina Agbahou, Costa do Marfim. Observa-se a presença de um *trend* regional principal NE deslocado por zonas de cisalhamento NNE. 37

Figura 13 – Mapa geológico simplificado do bloco Man-Léo, correspondente ao sul do Cráton Oeste Africano. Observa-se a presença de um *trend* regional anastomótico de direção NE cortado por um *trend* N-S, evidenciando em escala regional o arranjo estrutural discutido.. 37

Figura 14 – Reconstrução dos continentes sul-americano e africano antes da fragmentação do Gondwana, há aproximadamente 133 Ma. Destaca-se a localização do Grupo Aurizona em relação ao Domínio Baoulé-Mossi. 39

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....iv
AGRADECIMENTOS.....v
RESUMO.....vi
ABSTRACT.....vii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....viii
1 INTRODUÇÃO.....1
1.1 APRESENTAÇÃO.....1
1.2 LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA.....1
1.3 OBJETIVOS.....3
1.4 ATIVIDADES E MÉTODOS.....3
2 REVISÃO CONCEITUAL.....5
2.1 CRÁTONS.....5
2.2 CINTURÕES ORGÊNICOS/FAIXAS MÓVEIS.....5
2.3 GREENSTONE BELTS.....7
3 GEOLOGIA DO CRÁTON SÃO LUÍS.....10
3.1 LITOESTRATIGRAFIA.....11
3.1.1 Cráton São Luís.....11
3.1.2 Grupo Aurizona.....11
3.1.3 Suíte Intrusiva Tromaí.....12
3.2 TECTÔNICA.....13
3.3 METALOGÊNESE.....15
4 GEOLOGIA DO CINTURÃO GURUPI.....16
4.1 LITOESTRATIGRAFIA.....16
4.1.2 Complexo Itapeva.....16
4.1.3 Grupo Gurupi.....16
4.1.4 Quartzito (Kinzigito) Marajupema.....17
4.1.4 Granitoides.....17
4.2 TECTÔNICA.....18
4.3 METALOGÊNESE.....19
5 DADOS DE CAMPO.....21
6 GEOLOGIA DO CRÁTON OESTE AFRICANO.....24
6.1 LITOESTRATIGRAFIA.....24
6.1.2 Bloco Man-Léo.....25

6.2 TECTÔNICA 27
6.3 METALOGÊNESE 29
7 DISCUSSÕES 32
8 CONCLUSÕES 40
REFERÊNCIAS 42

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Conhecida desde o século XVII, a ocorrência de ouro do Cráton São Luís é um importante foco de exploração mineral na região em diferentes escalas, compondo a chamada "Província Aurífera do Gurupi" com ocorrências primárias, aluvionares e supergênicas. Inicialmente a extração ocorreu exclusivamente de forma artesanal em depósitos secundários por garimpos, em especial na região do Cinturão Gurupi, na forma de depósitos aluvionares e supergênicos. No entanto, recentemente a exploração mineral tomou escalas industriais com a abertura da chamada Mina Aurizona pela Mineração Aurizona S.A. no depósito de ouro primário de Piaba em 2010, sendo este o primeiro empreendimento mineral industrial do Estado do Maranhão (Freitas & Klein 2013).

A Mina Aurizona se encontra no contexto das rochas do Grupo Aurizona e da Suite Intrusiva Tromaí, inseridas no Cráton São Luís. Com base principalmente em dados geocronológicos, o cráton, por vezes chamado de Fragmento Cratônico (Klein *et al*. 2015), é considerado como uma pequena parcela Sul-Americana do Cráton Oeste Africano, de idade rhyaciana. (Klein & Moura 2001, Freitas & Klein 2013). Nas rochas do cráton na África existem centenas de volumosos depósitos auríferos explorados pela humanidade ao longo de milênios, amplamente estudados e prospectados até hoje.

Este trabalho pretende correlacionar e comparar as rochas (em especial suas estruturas) do Cráton São Luís - com foco nas expostas na Mina Aurizona - e aquelas encontrados do Cráton Oeste Africano, sob uma abordagem voltada para Geologia Estrutural.

1.2 LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA

A área da Mina Aurizona se encontra próxima à vila Aurizona, cerca de 14 km a norte do centro da municipalidade de Godofredo Viana, no noroeste do estado do Maranhão, e a aproximadamente 320 km da capital São Luís (Figura 1).

O acesso à vila Aurizona a partir do centro de Godofredo Viana pode ser feito seguindo-se cerca de 3,5 km na direção noroeste pela rodovia BR-308, e em seguida

acessando a estrada na margem norte da rodovia, até chegar à vila após aproximadamente 15 km.

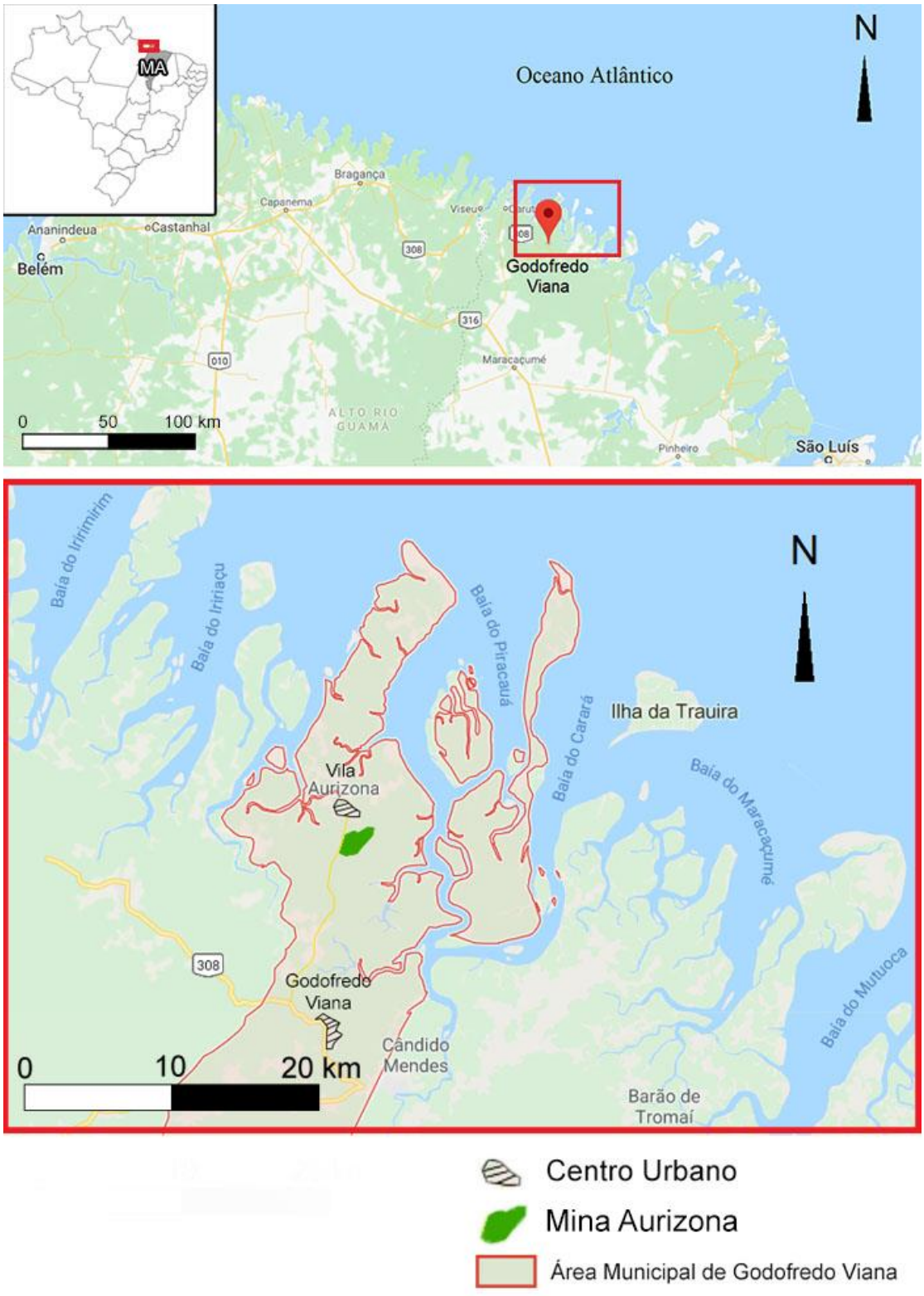


Figura 1 – Mapa de localização da área estudada neste trabalho, região da Mina Aurizona, no município de Godofredo Viana - MA.
Fonte: Google Maps (2017).

1.3 OBJETIVOS

O presente trabalho pretende correlacionar a geotectônica das rochas encontradas no Cráton São Luís (expostas na Mina Aurizona) e no Cráton Oeste Africano, de forma a investigar a correspondência e possível gênese correlata entre as rochas das duas regiões sob o ponto de vista da Geologia Estrutural, analisando arranjo estrutural e dados como tipo, *trend* e idade.

Em seguida, comparar as informações coletadas com as de rochas análogas no Cráton Oeste Africano, em especial aquelas na porção sudeste deste, nos países de Gana e Costa do Marfim (Domínio Baoulé-Mossi), região mais paleogeograficamente ajustada com a área de estudo (Depósito Piaba).

1.4 ATIVIDADES E MÉTODOS

A etapa inicial do trabalho se baseou num extensivo levantamento de dados bibliográficos e cartográficos da área de estudo, em especial do continente africano. Foi utilizada também a base de dados referente à Mina Aurizona, coletados do acervo cartográfico e geológico disponível. A pesquisa serviu para formar base de conhecimento e entendimento prévio das rochas a serem analisadas, além de suprir uma base de dados para a correlação desenvolvida ao longo do trabalho.

A etapa de campo foi realizada na Mina Aurizona, com apoio da Mineração Aurizona S.A., entre os dias 14 e 19 de dezembro de 2017. Foram estudados 41 pontos ao longo da mina usando aparelho GPS de precisão métrica.

As atividades consistiram em descrição individual geológica de afloramentos, com coleta de dados em estruturas rúpteis e dúcteis – foliações, planos de falhas, fraturas, veios, dobras, lineações e estrias – incluindo informações como atitudes, indicações cinemáticas e relações espaciais, de acordo com o proposto, por exemplo, por Fossen (2012) e Coe *et al*. (2010).

O acervo de furos de sondagem disponibilizado pela Mineração Aurizona S.A. foi consultado durante a visita para checagem de dados litológicos ao longo de quatro furos, sem petrografia detalhada.

As medidas estruturais de planos foram denotadas no formato *dip/dip direction.* Foram também confeccionadas diversas figuras esquemáticas em escala de afloramento a fim de elucidar o arranjo estrutural de rochas analisadas, incluindo seções e croquis. O painel de 108 m² ilustrando um afloramento de piso da mina foi elaborado em campo com base em uma malha de 12 quadrículas de 9x9m.

Os dados obtidos em campo foram processados e organizados para apresentação em escritório com auxílio dos *softwares* ArcGis 10.2, Paint Tool SAI, Corel Draw e Open Stereo.

2 REVISÃO CONCEITUAL

2.1 CRÁTONS

Crátons são regiões formadas por rochas estáveis da crosta continental, isostaticamente positivos e estabilizados desde o início do Neoproterozoico (Neves 2008). Estas se caracterizam por terem sido pouco afetas por processos tectônicos de separação ou amalgamação de continentes, mas intensa ação erosiva, resultando assim geralmente em relevos de planaltos baixos, planícies ou até depressões. Os crátons têm sua origem em geral ligada à orógenos antigos isostaticamente positivos (Condie 2002). Os mesmos podem ser subdivididos em dois elementos constituintes: 1) escudos e 2) plataformas.

Escudos são porções do embasamento pré-cambriano estáveis (Neves 2008) cujas idades variam entre 3.5 e 0.5 Ga, com pouca ou nenhuma cobertura sedimentar (Condie 2002) onde rochas cristalinas (geralmente plutônicas) metamorfizadas afloram na superfície. Por vezes as rochas de escudos também são vulcânicas ou sedimentares (Neves 2008).

As plataformas são porções cratônicas recobertas por bacias sedimentares posteriores, geralmente pré-cambrianas com sedimentos originários de formações orogênicas adjacentes. As plataformas apresentam espessuras de 1 a 3 km (Neves 2008), ou 5 a 7 km em bacias intracratônicas (Pluijm & Marshak 2004).

2.2 CINTURÕES ORGÊNICOS/FAIXAS MÓVEIS

Os crátons são delimitados espacialmente por faixas adjacentes instáveis alongadas ou curvilíneas onde ocorre orogênese. Em alguns casos, no entanto, o esforço compressivo não é o suficiente para produzir uma elevação significativa no relevo, ou esta pode desaparecer em orógenos mais antigos por conta de erosão (Neves 2008). Estas porções são chamadas de Cinturões Orogênicos ou Faixas Móveis. Os constantes movimentos e tectonismo presentes nestas áreas ocorrentes em resposta à convergência entre crátons resultam em processos de deformação contracional, falhamentos, dobramentos e metamorfismo regional, além de plutonismo e vulcanismo (Condie 2002, Neves 2008).

Rochas comumente encontradas em cinturões orogênicos são os ofiolitos, fragmentos de litosfera oceânica colocados sobre rochas continentais. A sequência ofiolítica típica consiste, da base para o topo, em: rochas ultramáficas; gabros, enxames de diques básicos rochas básicas extrusivas e uma cobertura de sedimentos oceânicos pelágicos (Neves 2008). O metamorfismo típico de cinturões orogênicos ocorrem nas fácies xisto azul, eclogito, e subordinadamente granulito (Brown 2007).

O processo de orogênese pode ocorrer, tipicamente, entre algumas dezenas de milhões até uma centena de milhão de anos. em diversos episódios deformacionais (polifásica) ou em um único evento produzido em deformação progressiva (Neves 2008).

Neves (2008) classifica orógenos em três tipos: (1) relacionados a subducção, em que os esforços compressivos são mais significamente transmitidos para a placa superior; (2) produzidos por colisão continental, em que ocorre o choque de dois continentes anteriormente separados por um oceano ou entre um arco de ilha e um continente, sendo portanto subsequentes ao consumo de litosfera oceânica em uma zona de subducção; e (3) resultantes de deformação intracontinental, em que não ocorre consumo significativo de litosfera oceânica, associados a metamorfismo de pressão ultra-alta.

Alternativamente, Condie (2002) classifica que a orogênese pode ser **colisional** ou **acrescionária**. A orogênese colisional envolve a colisão ortogonal de dois ou mais blocos de crosta continental com subducção de um deles, causando espessamento crustal, metamorfismo de ambas as placas. e fusão parcial de crosta, com pouca produção ou retrabalhamento de crosta juvenil. Já a colisão acrescionária envolve a colisão e sutura de crosta continental com blocos crustais juvenis, como ofiolitos, arcos de ilha ou platôs submarinos, com pouco retrabalhamento de crosta antiga (Condie 2002, Cawood & Buchan 2007). A associação de litologias específicas a cada um destes dois tipos de orógenos é difícil, já que estas assembléias variam com o tempo e espaço conforme a colisão progride, além de depender majoritariamente dos protólitos.

No entanto, Brown (2007) aponta fácies metamórficas indicativas de orógenos específicos de determinados períodos na história da Terra. Esta diferenciação é possível devido à variações nas condições físicas do planeta ao longo do tempo, majoritariamente diminuição de temperatura do manto e espessamento da crosta. Segundo o autor, eclogitos de derivação crustal e granulitos de alta pressão associados

são reconhecidos a partir do Neoarqueano, ocorrendo com frequência também no Proterozoico e Paleozoico; xisto azul ocorre a partir do Neoproterozoico, tornado-se comum ao longo do Fanerozoico, geralmente associados a processos de subducção.

2.3 GREENSTONE BELTS

Greenstone belts (cinturões de rochas verdes) são sucessões supracrustais dominadas por rochas metavulcanossedimentares que ocorrem entre terrenos graníticos-gnaissicos em regiões cratônicas (Figura 2). Estes são estruturas geralmente lineares com dimensões de 20 a 100 km em largura e centenas de quilômetros de comprimento (Condie 2002). No entanto, existem exemplos de *greenstones* com formatos mais irregulares, fazendo assim o termo "cinturão" não tão aplicável invariavelmente (Brito Neves 2012). A litologia de *greenstones* é comumente dominada por rochas vulcânicas máficas, geralmente toleítos, a ultramáficas, tipicamente komatiítos, no caso de *greenstones* arqueanos. De acordo com Winge (2017), Komatiitos são rochas vulcânicas ultramáficas ricas em magnésio de origem mantélica, típicas de derrames fluidos arqueanos. Associadas a estas ocorrem sequências sedimentares de origem predominantemente vulcânica, incluindo cherts e formações ferríferas bandadas (Brito Neves 2012).

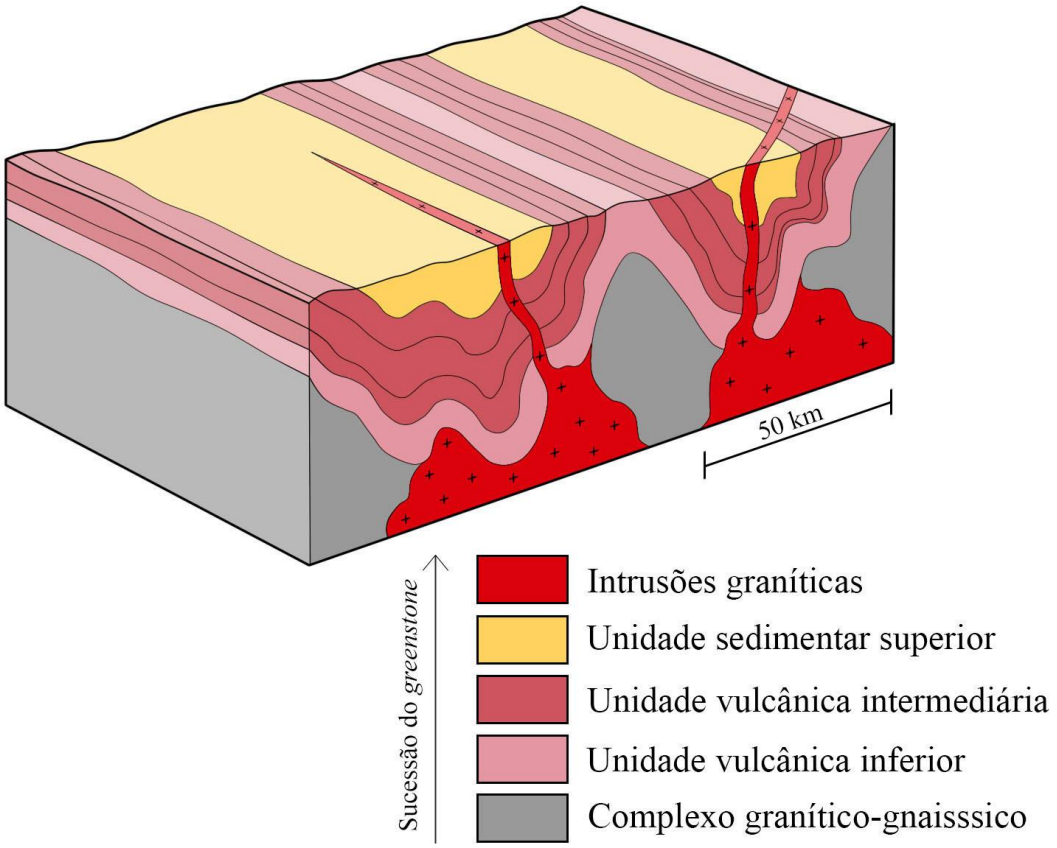


Figura 2 – Bloco diagrama esquemático de uma sequência tipo *greenstone belt*. Escala aproximada.
Fonte: Simplificado de Tvelia (2017).

Geralmente, os *greenstones* têm o formato de calhas longas compostas por sequências metavulcanossedimentares inseridas entre os domos granito-gnáissicos arqueanos adjacentes. Inicialmente se interpretava que todos as sequências deste tipo eram explicadas por meio de tectônica vertical. Os domos graníticos teriam ascendido por entre as sequências vulcanossedimentares mais densas em decorrência da diferença de densidade entre os dois grupos de rocha, processo chamado de *sagducção*. O caráter tectônico arqueano, com temperaturas muito mais elevadas diferente do mais recente, seria indispensável para esta dinâmica e a consequente formação dos *greenstone belts*, o que é também evidenciado pela presença de komatiítos.

De acordo com Shackleton (1995), a deformação de *greenstones* é separada em pré-diapírica, diapírica e pós-diapírica. A primeira fase de deformação é caracterizada por cavalgamentos, a segunda por compressão sem encurtamento crustal, e a terceira por compressão com encurtamento crustal. Em geral, a primeira fase e segunda fase são relacionadas a subducção, enquanto que a última é associada a

esforços acrescionários ou colisionais. O resultado das deformações é o formato por vezes linear encontrado em terrenos *greenstone*.

O metamorfismo em *greenstones* é caracterizado nas fácies xisto verde ou anfibolito. Geralmente ocorrem intrusões graníticas variadas nos terrenos *greenstone*, porém também existem casos destes repousando em rochas plutônicas metamorfizadas pretéritas (Brito Neves 2012).

Greenstone belts são mais tipicamente associados ao Arqueano, mas estudos mais recentes mostram que rochas komatiíticas e *greenstone belts* mais jovens têm sido encontrados entre o Proterozoico e o Fanerozoico, revelando assim que estes não se originam necessariamente em um contexto tectônico tão diferente da tectônica de placas atual, podendo se formar em ambientes como arcos de ilha, riftes continentais, bacias marginais, bacias back-arc ou ambientes oceânicos com hot spots, todos relacionados a vulcanismo submarino (Anhaeusser 2014).

As rochas de *greenstones* frequentemente encontram-se mineralizadas por alterações hidrotermais. As mais comuns são silicificação, carbonatização, perda de sílica, entre outros. Existem depósitos de ouro, prata, chumbo, cobre, níquel, cromo e zinco associados a *greenstone belts*.

3 GEOLOGIA DO CRÁTON SÃO LUÍS

O Cráton São Luís se localiza no norte do estado do Maranhão e extremo nordeste do estado do Pará, estendendo-se por aproximadamente 400 km no sentido leste-oeste e 120 km no sentido norte-sul, é limitado a sul pela Faixa Móvel Gurupi, na Zona de Cisalhamento Tentugal (Klein *et al.* 2009). A unidade foi definida por Almeida (1977) como uma porção de crosta continental Pré-Cambriana composta por suites granitoides e sucessões metavulcanossedimentares (Figura 3).

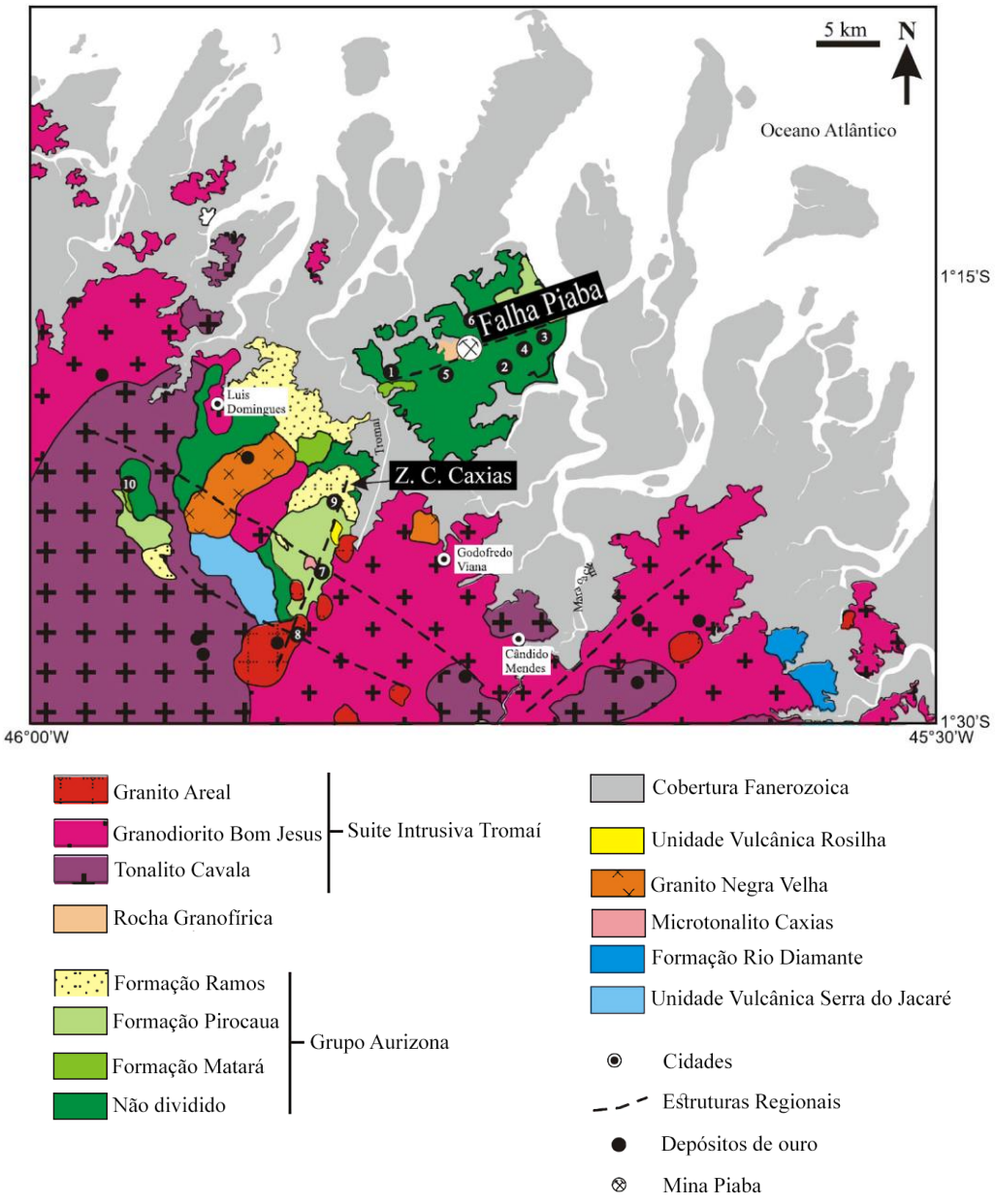


Figura 3 – Mapa geológico do Cráton São Luís, incluindo o Grupo Aurizona, Suite Intrusiva Tromaí e demais rochas subordinadas
Fonte: (Klein *et al.* 2015).

3.1 LITOESTRATIGRAFIA

A seguir será feita uma descrição geral das rochas do Cráton São Luís incluindo dados litológicos e geocronológicos, com foco nas unidades mais exploradas no presente trabalho.

3.1.1 Cráton São Luís

O Cráton São Luís possui rochas de idades do Rhyaciano, entre 2240 e 2050 Ma (Klein *et al*. 2008a), e é composto por uma sequência de rochas metavulcanosedimentares supracrustais intermediadas por dois conjuntos de granitoides mais recentes, intrudidos nesta. A sequência metavulcanossedimentar se trata do Grupo Aurizona, sendo a mais antiga do fragmento cratônico, e os granitos são representados pela Suíte Intrusiva Tromaí e a Suíte Intrusiva Tracuateua. Os granitoides do Cráton São Luís passaram por metamorfismo de baixo grau e hidrotermal até 1900 Ma, dando origem a foliações metamórficas nestes; no entanto as estruturas ígneas primárias dos protólitos foram preservadas (Klein *et al.* 2009).

3.1.2 Grupo Aurizona

A denominação das rochas supracrustais encontradas no Cráton São Luís como Grupo Aurizona foi proposta por Pastana (1995) para delimitar a sequência vulcanossedimentar anteriormente incluída no Grupo Gurupi, unidade que congregava as rochas supracrustais pré-cambrianas do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi. A individualização foi feita pelo autor pois entende-se que as rochas do Grupo Gurupi tiveram evolução e talvez origem diferentes. O Grupo Aurizona tem idade 2240 +- 5 Ma (Klein & Moura 2001), do período Rhyaciano, e é composto por rochas supracrustais metavulcanossedimentares, metamorfizadas na fácies xisto verde e localmente anfibolito inferior, composta por xistos, rochas metavulcânicas ácidas a básicas, filito, quartzito e metachert (Pastana 1995, Freitas & Klein 2013).

O Grupo Aurizona ocorre com orientação ENE-WSW de forma descontínua por conta da ocorrência de granitoides intrusivos e coberturas sedimentares fanerozoicas. Klein *et al.* (2008a) subdividem o grupo em três formações: (1) Matará, (2) Pirocaua e (3) Ramos, descritas a seguir.

A Formação Matará é composta por rochas metavulcânicas básicas e ultrabásicas, e os tipos petrográficos incluem anfibolito, metabasalto, tremolita xisto e talco-tremolita xisto. Apresentam coloração cinza escura a preta com tons esverdeados e granulação fina. Ocorre metamorfismo de baixo a médio grau, nas fácies xisto verde a epidoto-anfibolito. Estruturalmente as rochas são caracterizadas por foliação do tipo xistosidade.

A Formação Pirocaua é constituída por rochas piroclásticas e vulcânicas ácidas metamorfizadas, incluindo os tipos petrográficos metatufo félsico/riolítico, tufo cinerítico, aglomerado vulcânico, riolito e dacito. As rochas apresentam coloração acinzentada com tons rosados, granulação variando de muito fina a grossa e foliação bem desenvolvida.

A Formação Ramos é composta por rochas metassedimentares de variados tipos. São identificados quartzitos (puro, ferruginoso ou manganesífero), xistos com quartzo e/ou muscovita e/ou clorita, filito, filito grafitoso, metachert puro ou ferruginoso ou grafitoso, metarenito e grauvaca lítica. Os xistos e filitos são caracterizados por coloração ocre a esverdeada, granulação fina a média e foliação definida por minerais micáceos. Os quartzitos e metarenitos são rochas esbranquiçadas a cinza escuro de granulação média a fina com estruturação marcante. Os metacherts são rochas laminadas a finamente bandadas.

De acordo com Klein *et al*. (2008a), as relações espaciais entre as três unidades não são bem definidas, por falta de informações de campo ou pela ocorrência de alternâncias de camadas pouco espessas de tipos litológicos distintos.

Klein *et al.* (2009) interpretam que as rochas metavulcanossedimentares do Grupo Aurizona foram formadas em ambiente de subdudcção intraoceânica relacionada a arcos, com idade de 2240 Ma (Klein & Moura 2001).

3.1.3 Suíte Intrusiva Tromaí

A Suíte Intrusiva Tromaí é composta por granitoides cálcio-alcalinos que teriam intrudido as rochas supracrustais do Grupo Aurizona entre as idades de 2165 e 2149 Ma (Klein & Moura 2001). A definição original da suíte foi dada por Costa *et al.* (1977) para se referir a um conjunto vulcano-plutônico constituído por tonalitos, trondhjemitos, granodioritos, granitos, quartzo-andesitos, riolitos e dacitos.

Klein *et al.* (2008a) subdividem a suíde em três unidades, denominadas pelos autores como Tonalito Cavala, Granodiorito Igarapé Bom Jesus, e Granito Areal, descritos brevemente a seguir, de acordo com os autores.

O Tonalito Cavala é composto por tonalitos e quartzo-dioritos de coloração escura com tons cinza e esverdeados, com granulação média a grossa, raramente porfiríticos. Em geral são maciços, mas por vezes apresentando foliação magmática e eventualmente foliação milonítica quando afetadas por zonas de cisalhamento de pequeno porte.

O Granodiorito Igarapé Bom Jesus é constituído por granodioritos de coloração cinza escuro com pontuações pretas e brancas, com granulação dominantemente média equigranular a ou porfirítica. As rochas são em geral maciças, porém eventualmente apresentam foliação magmática ou tectônica localizada.

O Granito Areal constitui pequenos corpos intrusivos de monzogranitos, sienogranitos e quartzo-sienitos equigranulares e inequigranulares finos de coloração rosa. São rochas em geral sem foliação, porém eventualmente apresentam milonitização quando afetadas por discretas zonas de cisalhamento, como nos garimpos Areal e Ouricuri, onde também apresentam forte alteração hidrotermal.

Os granitoides do cráton São Luís passaram por metamorfismo de baixo grau e hidrotermal até 1900 Ma, dando origem a foliações nas rochas; no entanto as estruturas ígneas primárias dos protólitos foram preservadas (Klein *et al.* 2009).

3.2 TECTÔNICA

Duas das Províncias Estruturais Brasileiras classificadas por Almeida *et al.* (1977) estão inseridas na região meio-norte do Brasil: (1) a Provínica Costeira e (2) a Província Parnaíba.

A Província Parnaíba é principalmente constituída pela Bacia do Parnaíba, do Paleozoico, e secundariamente por porções menores de embasamento da Plataforma Sul-Americana localizadas em afloramentos próximos ao litoral.

A Província Costeira é a mais recente das Provínicas Estruturais Brasileiras, tratando-se de bacias sedimentares mesocenozoicas localizadas na costa brasileira, bem como as suas extensões submersas na margem continental. Na região de estudo esta é representada pelos grabéns São Luís no Maranhão e Bragança-Viseu no Pará.

Desta forma, a região de estudo apresenta três principais compartimentos litológicos, de acordo com Pastana (1995): Terreno Granito "Greenstone" do Noroeste do Maranhão; Cinturão de Cisalhamento Tentugal; e Bacias Sedimentares.

De acordo com este autor, o Terreno Granito "Greenstone" do Noroeste do Maranhão, relacionado ao Cráton São Luís, é caracterizado por faixas de rochas metavulcano-sedimentares supracrustais de idades entre o Arqueano e o Proterozoico Inferior, limitadas por granitoides proterozoicos.

O Grupo Aurizona, incluído nesta sequência, é interpretado a partir de dados geoquímicos e isotópicos por Klein *et al*. (2009) como relacionada a um arco de ilha e/ou bacia de *back-arc*, que teria passado por uma fase acrescionária entre 2240 e 2140 Ma. O grupo foi também intrudido pelos granitoides da Suite Intrusiva Tromaí.

O Cinturão de Cisalhamento Tentugal é constituído por um conjunto de rochas de variados graus metamórficos do arqueano ao proterozoico inferior que passaram por intensa deformação, de forma a caracterizá-las com marcante foliação milonítica de orientação geral NW-SE. O Cinturão de Cisalhamento Tentugal é associado ao Cinturão Gurupi, e será descrito mais à frente.

As rochas sedimentares expostas na região são de idade mesoproterozoica a neoproterozoica, fazendo parte da uma bacia paleozoica relacionada à bacia do Parnaíba e geneticamente ligada à evolução do oceano Iapetus, além de rochas sedimentares mesocenozoicas das bacias São Luís e Bragança-Viseu (separadas pelo Alto Estrutural do Gurupi, de direção NNE-SSW). As sedimentações mesocenozoicas são relacionadas a grábens com distensão de direção NW-SE, mecanicamente ligados à abertura do Atlântico Equatorial durante o Evento Sul-Atlântico (Schobbenhaus *et al.* 1989 *apud* Pastana 1995). Esta dinâmica é evidenciada por falhas normais planares empinadas orientadas em NW-SE e falhas normais lístricas com mergulhos baixos para SW seccicionadas por falhas transcorrentes NE-SW (Aranha *et al.* 1990 *apud* Pastana 1995). A análise deste arcabouço tectônico das bacias mesocenozoicas revela similaridades com as estruturações pré-cambrianas, evidenciando mecanismos de reativação.

Quanto à área específica da Mina Aurizona, localizada no Grupo Aurizona, o arranjo estrutural é marcado por estruturação regional de direção ENE-SSW. O depósito é associado à Falha Piaba (Figura 3), com direção aproximada N70ºE e mergulho subvertical variante para NW e SE (Klein *et al*. 2008a). A Falha Piaba

possui caráter rúptil, sinistral, seccionada por estruturas rúpteis menores de direção NNW-SSE (Mineração Aurizona S/A 1995 *apud* Klein *et al*. 2008a).

3.3 METALOGÊNESE

A Mina Aurizona se encontra localizada no contexto da Província Aurífera do Gurupi, associada à sequência metavulcanossedimentar do Grupo Aurizona. As mineralizações ocorrem em veios em *stockwork.* São epigenéticas, mesotermais sulfetadas e típicas daquelas encaixadas em corredores estruturais, no caso associadas à Falha Piaba, subvertical com direção N70ºE (Klein *et al*. 2008a, Freitas & Klein 2013). A mineralização se hospeda mais fortemente em zonas de cisalhamento de orientação WNW-ESE, algumas com movimento destral (Mineração Aurizona S/A, 1995 *apud* Klein *et al*. 2008a). Acredita-se que a direção quase oblíqua destas estruturas em relação à Falha Piaba possa ser explicada a partir do modelo estrutural de Riedel (Klein *et al*. 2008a).

As ocorrências são filoneanas ou disseminadas acompanhadas por forte alteração hidrotermal em rochas encaixantes (Ribeiro 2002). De acordo com a classificação proposta por Groves (1996), as ocorrências se enquadram no tipo de depósitos de ouro orogênicos primários (*orogenic lode gold deposit*).

A alteração hidrotermal nas rochas hospedeiras dos depósitos é dominada por carbonatos, clorita, sericita, pirita, quartzo e grafita, ocorrendo turmalina e ilmenita ocasionalmente (Klein *et al*. 2008a).

As rochas encaixantes dos depósitos são em geral metavulcânicas e metapelitos do Grupo Aurizona, rochas metaintrusivas máficas em fácies variando de xisto verde baixo a anfibolito baixo (Klein *et al*. 2001, Ribeiro 2002). Estas rochas se encontram alteradas por fluidos hidrotermais e lateritização (Freitas & Klein 2013).

4 GEOLOGIA DO CINTURÃO GURUPI

4.1 LITOESTRATIGRAFIA

O Cinturão Gurupi limita o Cráton São Francisco ao Sul, no contato com a Zona de Cisalhamento Tentugal, definida por Hasui *et al.* (1984). Os demais limites são encobertos por sedimentação fanerozoica. O cinturão aflora longitudinalmente ao longo de 160 km na direção NW/SE, com largura de até 50 km (Klein 2004). É composto por rochas metassedimentares e metavulcânicas fortemente deformadas, alternadas com gnaisses e granitoides irregularemente deformados (Pastana 1995, Klein *et al*. 2002).

O cinturão é considerado neoproteroizoico, com rochas originalmente do Arqueano, Paleoproterozoico e Neoproterozoico. A maioria das suas rochas formadoras são do período Rhyaciano (Klein *et al.* 2012), algumas delas se tratando de porções retrabalhadas do Cráton São Francisco. Estas incluem porções deformadas da Suíte Intrusiva Tromaí, além de sequências metavulcanosedimentares relacionadas a ambiente de arco e gnaisses (Klein & Lopes 2011). Além disso, ocorrem granitos peraluminosos e granitóides potássicos a shoshoníticos.

4.1.2 Complexo Itapeva

Originalmente definido por Costa *et al* (1977 *apud* Klein 2004) como Complexo Maracaçumé. Klein (2004) define Complexo Itapeva como composto por ortognaisses tonalíticos com termos trondhjemíticos e granodioríticos subordinados afetadas por migmatização parcial atingindo condições metamórifcas de fácies anfibolito médio a alto e retrometamorfismo na fácies xisto verde. O complexo é posicionado geocronologicamente no Arqueano por Pastana (1995) e outros autores. Dados de Rb-Sr em rocha total de Hurley *et al.* (1967 *apud* Klein 2004) acusam idades de 530 Ma e 800 Ma para as rochas do complexo.

4.1.3 Grupo Gurupi

A definição atual do Grupo Gurupi foi dada por Pastana (1995) e Costa *et al*. (1996 *apud* Klein 2004), dividido nas Formações Rio Piritoró, Jaritequara e Vila

Cristal, respectivamente posicionadas de NE para SW e de base para topo. A Formação Piritoró, mais próxima do cráton, é composta principalmente por filitos quartzosos e carbonosos, quartzitos sericíticos, submetidas a condições anquimetamórficas na fácies xisto verde baixo. A Formação Jeritequara é composta por mica xistos pelíticos e quartzosos submetidos à fácies xisto verde alto. Já a Formação Vila Cristal é formada por mica xistos feldspáticos grossos e bandadados submetidos a metamorfismo na fácies epidoto-anfibolito a anfibolito (Klein 2004). De acordo com Pastana (1995), o Grupo Gurupi é posicionado no intervalo Arqueano-Paleoproterozoico.

4.1.4 Quartzito (Kinzigito) Marajupema

O quartzito Marajupema foi individualizado por Pastana (1995) como corpos de quartzitos feldspáticos associados a muscovita-quartzitos, submetidos a metamorfismo granulítico localizados próximos ao contato entre o Grupo Gurupi e o Complexo Itapeva. O autor interpreta esta unidade como de idade arqueana.

4.1.4 Granitoides

Existe uma variedade de corpos graníticos intrudidos no Cinturão Gurupi. São estes: (1) Granito Cantão, composto por biotita-monzogranito de granulação grossa (Borges 1988 *apud* Klein 2004) de idade paleoproterozoica de 2159+-13 Ma (Palheta 2001); (2) Granito Japiim, composto pelas fácies monzogranítica a sienograníticas e granodiorítica, com idade paleoproterozoica de 2084+-5 Ma (Palheta 2001); (3) Granito Jonasa, sendo um corpo granodiorítico deformado com bolsões de granitos e pegmatitos, com idade neoproterozoica de 2061+-8 Ma (Palheta 2001); (4) Granito Ourém, monzogranítico deformado de idade neoproterozoica semelhante ao Granito Jonasa (Palheta 2001); Granito Maria Suprema, se tratando de um corpo alongado de muscovita granito intensamente deformado, com porções milonitizadas, xistosas e gnaissica, com idade Paleoproterozoica (Pastana, 1995); (5) Nefelina Sienito Gnaisse Boca Nova, sendo uma intrusão de nefelina sienito metamorfizada em fácies anfibolito com estrutura gnaissica e migmatização restrita (Klein 2004) com idade de migmatização de 580+-10 Ma (Jorge-João 1980 *apud* Klein 2004); e (6) Granito Ney Peixoto, composto por sieno e monzogranitos com duas micas de granulação média foliados com idade de intrusão 649+- 4 Ma (Palheta 2001).

Ribeiro (2002) aponta a presença de rochas plutônicas básicas e ultrabásicas em subsuperfície localizadas na região próxima ao contato do Cinturão Gurupi com o Cráton São Luís, tratando-se de dioritos, gabros e wherlitos metamorfizadas em fácies xisto verde com dimensões de até uma centena de metros. O autor sugere que estas rochas podem representar possíveis fragmentos de crosta oceânica.

4.2 TECTÔNICA

O cinturão apresenta-se estruturado na direção NW-SE, marcado principalmente por foliações metamórficas e miloníticas mergulhando variadamente para sudeste (Klein 2004). Também são encontradas lineações de estiramento mineral com orientações e mergulhos variáveis, além de situações de cavalgamento, transcorrência e obliquidade (Borges *et al.* 1984, Pastana 1995). Nota-se que a intensidade da deformação é mais forte nas porções central e sudeste, caracterizando partição da deformação (Klein 2004).

Como citado anteriormente, o cinturão é delimitado de forma difusa a nordeste pela Zona de Cisalhamento Tentugal, definida inicialmente por Hasui *et al*. (1984) como uma feição estrutural polifásica marcando a passagem da Faixa de Dobramentos Gurupi (aqui denominada Cinturão Gurupi) e o Cráton São Luís. A zona tem caráter dúctil-rúptil desenvolvido em condições de fácies xisto verde (Klein *et al*. 2008b). De acordo com Ribeiro (2002), a direção principal da zona é N40ºW, e esta tem gênese associada a deformação heterogênea. No caso, metapelitos e rochas metavulcânicas se tratam da porção menos resistente e mais deformada, e os tonalitos grossos da Suíte Intrusiva Tromaí, e xistos a norte, são a porção mais competente à deformação. Costa *et al*. (1988) denominam que a zona tem geometria interna definida por frações lenticulares de rochas do Grupo Gurupi e do Complexo Maracaçumé (aqui denominado Complexo Itapeva) envolvidas em um feixe de zonas de cisalhamento de movimentação predominantemente sinistral. Klein *et al*. (2008a) interpreta que a formação da Zona de Cisalhamento Tentugal é resultante da reativação de estruturas mais antigas relacionadas à evolução Paleoproterozoica do Cráton São Luís.

Interpreta-se que o Cinturão Gurupi e a Zona de Cisalhamento Tentugal são marcados pela atuação de um sistema de colisão oblíqua com transporte de massa de SW pra NE em direção ao Cráton São Luís, com componente transcorrente sinistral,

em consequência do cavalgamento do Bloco Belém sobre o Bloco São Luís (Costa *et al.* 1988, Borges *et al*. 1984, Pastana 1995).

O sistema imbricado da colisão é caracterizado por foliação milonítia NW-SE com mergulhos entre 30º e 50º para SW, com lineação de estiramento com caimento de 20º a 45º para SSW, evidenciando sistema de cavalgamento em regime compressivo oblíquo, alçando rochas da crosta inferior até níveis crustais mais rasos (Pastana 1995, Ribeiro 2002).

Já o sistema transcorrente é marcado por movimentação sinistral no domínio móvel Gurupi coincidente com a Faixa de Cisalhamento Tentugal, apresentando foliação milonítica pervasiva com direção NW-SE e altos mergulhos predominantemente para SW com lineação de estiramento horizontal e subhorizontal mergulhando para SW e NE (Pastana 1995, Ribeiro 2002).

Klein & Moura (2003) interpretam a partir de dados geocronológicos que as rochas formadoras do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi ambas possuem origem comum Paleoproterozoica durante um período de intensa atividade magmática, metamórfica e tectônica entre 2,2 e 2,0 Ga, onde ocorreram processos acrescionários e colisionais de microcontinentes arqueanos, arcos magmáticos, bacias e pequenos cinturões colisionais. No Neoproterozoico, a atividade tectônica transcorrente da colagem orogênica brasiliana (marcada em regiões vizinhas como a Provínica Borborema e Faixa Araguaia, e associada a cinturões Pan-Africanos) afetou os conjuntos rochosos paleoproterozoicos e reativou estruturações antigas, levando à configuração atual do Cinturão Gurupi.

4.3 METALOGÊNESE

O Cinturão Gurupi possui diversos depósitos de ouro, se tratando da primeira área a ser explorada para o recurso no contexto da Província Aurífera do Gurupi. Alguns dos depósitos da região, enumerados por Klein *et al*. (2008b), são os de Cachoeira, Roxo, Firmino, Chega Tudo, Cipoeiro, Serrinha, Montes Áureos, Cedral e Caxias (Figura 4).

A maioria destes depósitos na região do Cinturão Gurupi são hospedados em estruturas associadas à Zona de Cisalhamento Tentugal, de direção N40ºW (Ribeiro 2002). As rochas hospedeiras destes depósitos são em geral vulcanossedimentares metamorfizadas, como xistos, dacitos, entre outros (Klein *et al*. 2008b).

O ouro ocorre em veios de quartzo sulfetados de diferentes tamanhos ou disseminado em xistos e rochas piroclásticas foliadas, associado a zonas de cisalhamento secundárias com direções variadas, tais como a de Caxias (NE). O ouro é classificado como orogênico, e teria se depositado nestas rochas em um período contemporâneo a tardio no desenvolvimento de tais zonas, provavelmente transportado até as estruturas neoproterozoicas do Cinturão Gurupi a partir da sua origem primária em rochas vizinhas, como as do Grupo Aurizona (Klein *et al.* 2008a).

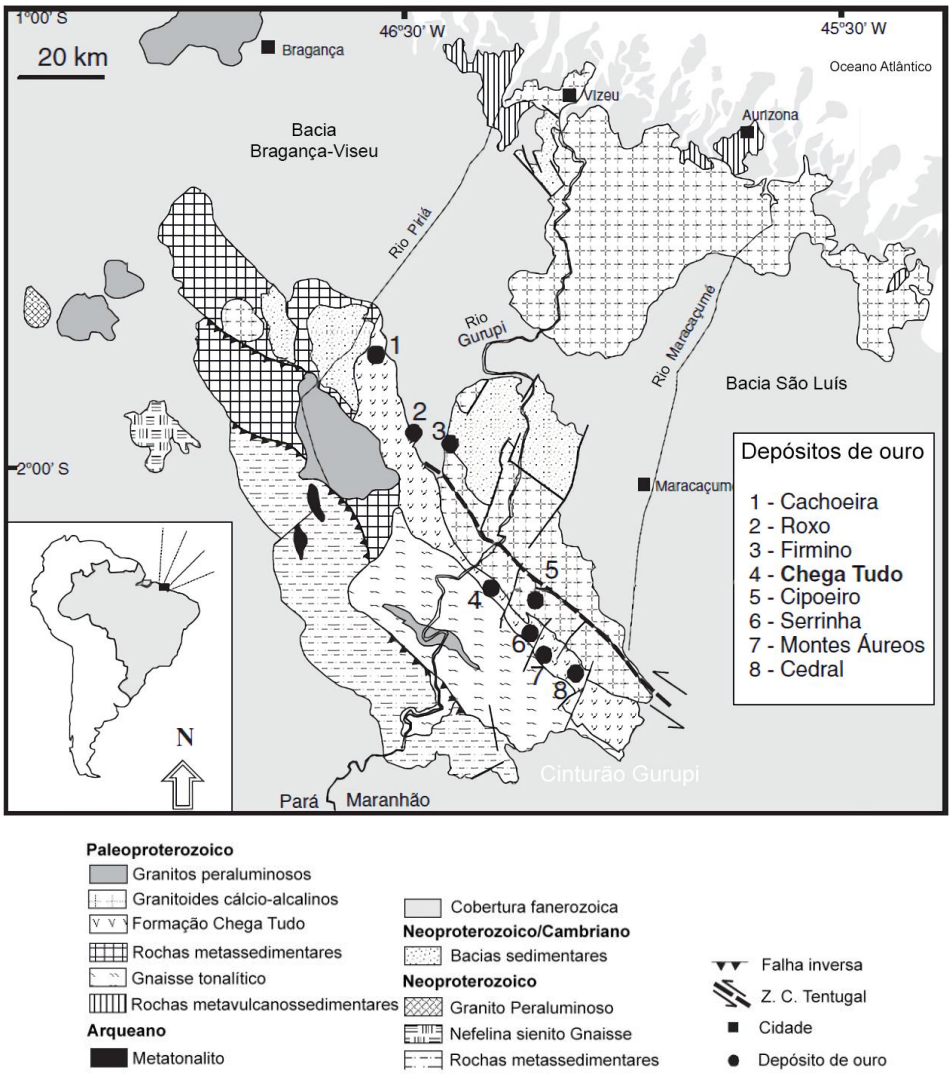


Figura 4 – Mapa geológico simplificado do Cráton São Luís e Cinturão Gurupi, com a localização dos principais depósitos auríferos do Cinturão Gurupi e da Zona de Cisalhamento Tentugal.
Fonte: Modificado de Klein *et al*. (2008b).

5 DADOS DE CAMPO

Os dados coletados em campo e reunidos do acervo cartográfico e geológico disponível referente à Mina Aurizona permitiram a confecção do mapa geológico da cava da mina, apresentado na Figura 5.

As rochas atualmente expostas na mina são compostas por uma sequência, da base para o topo, de metapelitos ultracarbonáticos, quartzo diorito, diorito, rochas ultramáficas, e novamente metapelitos carbonáticos. Estas apresentam forte alteração por fluidos hidrotermais, em especial na zona mineralizada, que ocupa a parte central da mina.

Os contatos entre as rochas se encontram orientados de acordo com o *trend* principal ENE com mergulhos em torno de 60-70° para NW, representado em escala regional pela Falha Piaba e zonas de cisalhamento, e em escala de afloramento por foliação milonítica e laminação (no caso dos metapelitos). A foliação milonítica apresenta direção de aproximada N70ºE e mergulhos médios a altos para NW.

Localmente, observa-se que a foliação encontra-se cortada por zonas de cisalhamento rúpteis-dúcteis normais oblíquas sinistrais, de direção geral NNE, com direção de aproximada N20ºE e mergulhos altos para NW. Estas falhas originam feições de arrasto e reorientação local na foliação milonítica que marca o *trend* regional ENE.

São observadas também três famílias principais de foliação cataclástica: SE, encontrada na porção oeste da cava da mina com mergulhos médios a altos para SW; E-W, encontrada na porção central da mina com mergulhos médios a altos para S, e ESE, encontrada com mergulhos subverticais na porção leste da mina. Localmente foi encontrada uma família de foliação cataclástica com direção NNE subvertical, ilustrada no painel da Figura 6.

As rochas na mina se encontram invariavelmente cortadas por veios hidrotermais de quartzo. Estes apresentam direções em geral NW-SE a NE-SW anostomóticos em padrão de *stockwork*.

A Figura 6 apresenta um painel em mapa ilustrando o arranjo estrutural das rochas localizadas na porção nordeste da mina, aba norte. Observa-se um aparente *trend* estrutural WNW, marcado por veios hidrotermais anastomóticos. Interpreta-se que provavelmente esta feição se trata de uma porção reorientada da trama ENE regional, deslocada por falhas sinistrais NNE também identificadas no painel.

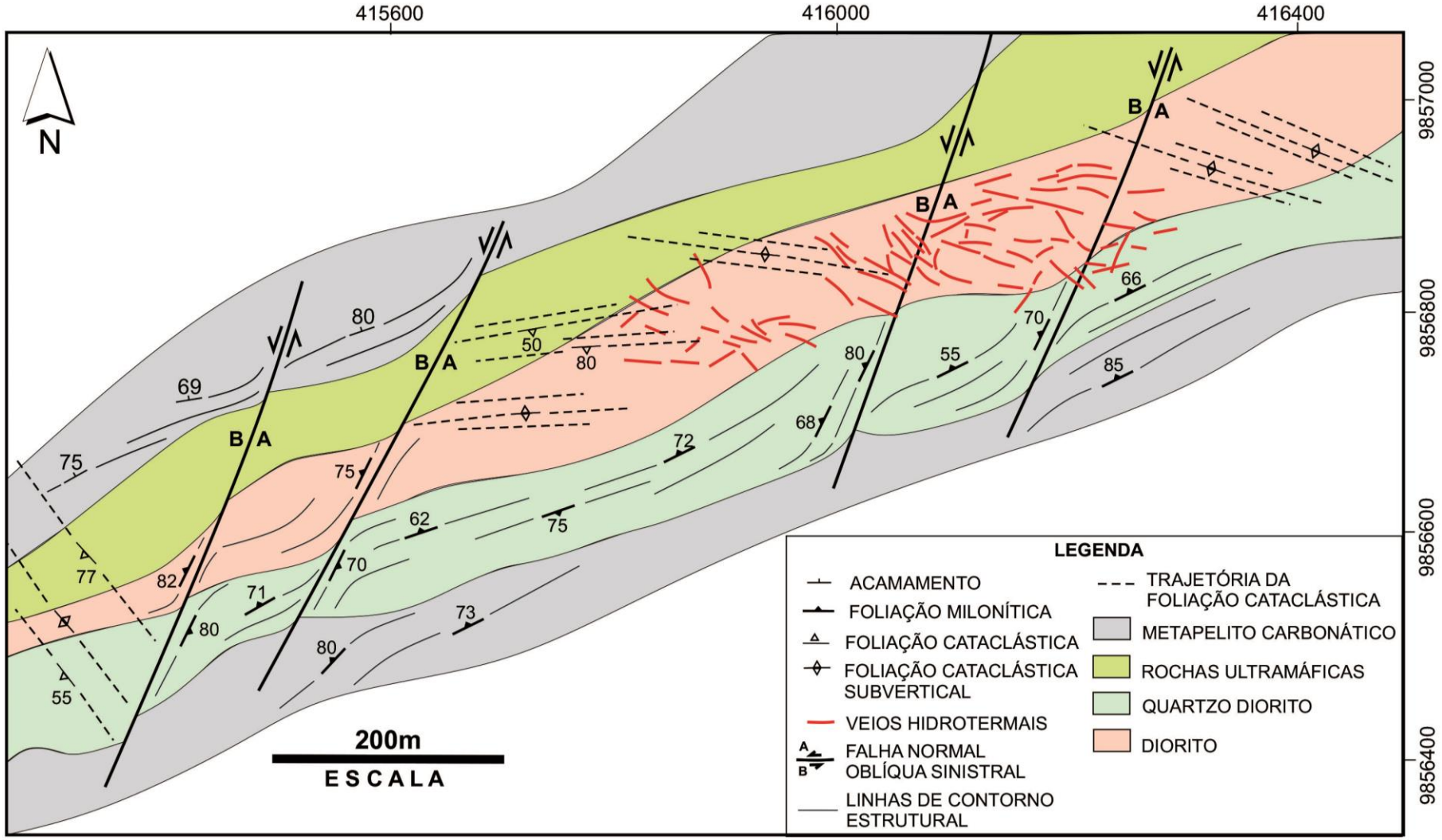


Figura 5 – Mapa geológico da Mina Aurizona, localizada no Grupo Aurizona do Cráton São Luís.

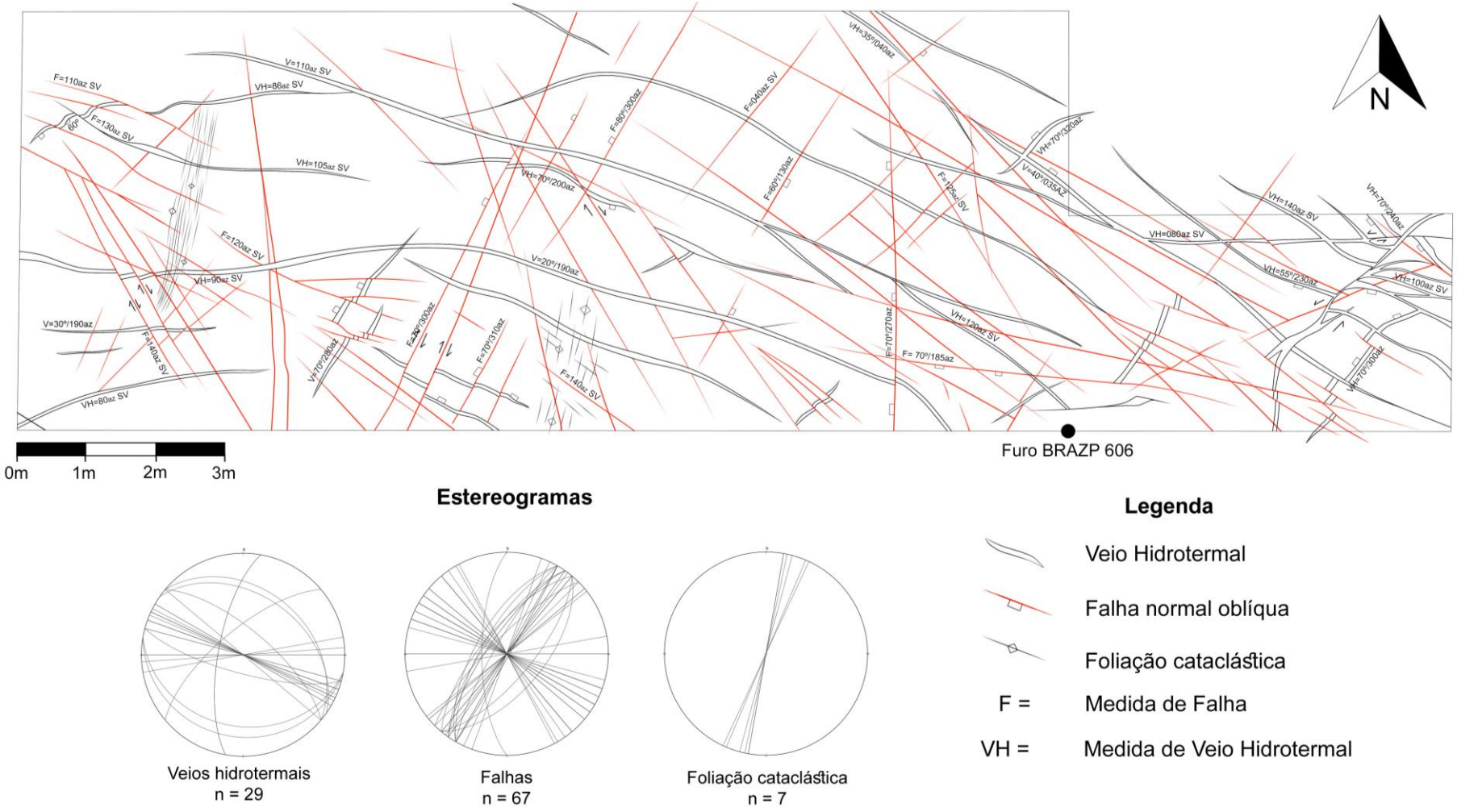


Figura 6 – Painel em mapa de um afloramento de piso localizado na porção nordeste (aba norte) da Mina Aurizona e estereogramas associados. Interpreta-se que o *trend* de veios hidrotermais WSW se trata de uma porção reorientada do *trend* ENE regional, em função das falhas sinistrais NNE.

6 GEOLOGIA DO CRÁTON OESTE AFRICANO

6.1 LITOESTRATIGRAFIA

O Cráton Oeste Africano se localiza na porção oeste-noroeste do Continente Africano recobrindo 15 países, com aproximadamente 3.000 km no sentido norte-sul e 1.500 km no sentido leste-oeste. O cráton ocupa porções na litosfera com espessuras entre 150 e 200 km, sendo composto por rochas arqueanas e paleoproterozoicas no núcleo, rodeado por faixas mesoproterozoicas (Figura 7).

O cráton é composto por dois blocos, o Bloco Reguibalt (descrito pela primeira vez por Menchikoff, em 1949) ao norte; e o Bloco Man-Léo, ao sul, separados pela Bacia Taoudeni. Em ambos os blocos, a parte mais ocidental é composta por rochas arqueanas, separadas de rochas paleoproterozoicas a leste por zonas de cisalhamento.

Como mostrado na Figura 7, os dois domínios arqueanos dos blocos são o Domínio Arqueano Oeste, no Bloco Reguibalt a norte, e o Domínio Kénema-Man, no Bloco Man-Léo a sul. Já as porções paleoproterozoicas são os subdomínios Yetti e Eglab, no Bloco Reguibalt a norte, e Domínio Baoulé-Mossi, no Bloco Man-Léo a sul (Markwitz *et al.* 2016).

O cráton é limitado por cinturões orogênicos do Pan-Africano (660-550 Ma) e Variscano (~330 Ma), e rodeados por bacias costeiras relacionadas à abertura do Atlântico iniciada entre o Mesozoico e o Cenozoico (Markwitz *et al*. 2016).

Os dois blocos têm idades similares de formação, e foram afetados por três grandes eventos tectônicos: 1) a Orogênia Leoneana, entre 3,5-2,9 Ga; a Orogenia Liberiana, entre 2,9 – 2,8 Ga, e (3) a Orogenia Eburneana, entre 2,15 – 1,8 Ga, esta última associada frequentemente com mineralização de ouro em *greenstone belts* do Supergrupo Birimiano. A porção sul do cráton passou por duas glaciações datadas do Pré-Cambriano e Ordoviciano. A tectônica extensional com a separação do continente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico, no Cretáceo Inferior, causaram a colocação de corpos magmáticos na porção sul do cráton, como enxames de diques de dolerito e *sills* durante a colocação do Complexo Magmático do Atlântico Central, muitos destes sobrepostos pela Bacia Taoudeni (Markwitz *et al*. 2016).

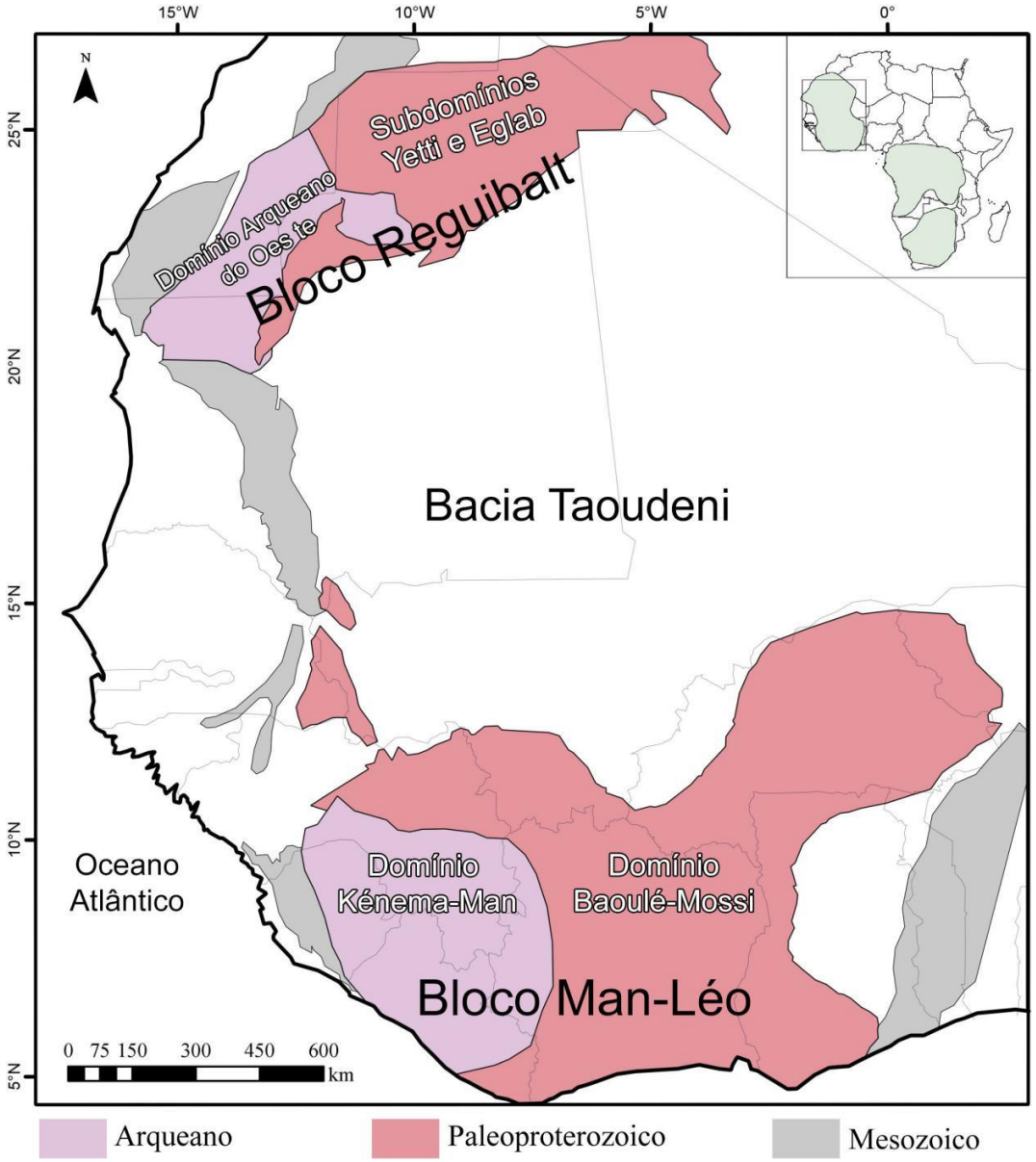


Figura 7 – Geologia simplificada do Cráton Oeste Africano, destacando-se a distribuição dos blocos Reguibalt (norte) e Man-Léo (sul), bem como suas separações arqueanas-paleoproterozoicas a oeste e leste, além dos cinturões Pan-Africanos e Vasriscanos limitantes.
Fonte: Modificado de Markwitz *et al.* (2016).

6.1.2 Bloco Man-Léo

A expressão sul de porção cratônica do Cráton Oeste Africano é aqui chamada de Bloco Man-Léo, denominação proposta por Trompete (1994 *apud* Ribeiro 2002). O bloco também é conhecido como 'Núcleo Serra Leoa Costa do Marfim' (Clifford 1970 *apud* Rollinson 2015); 'Província de Idade Liberiana' (Hurley *et al. 2001 apud* Rollinson 2016); 'Leo Rise' e Escudo Leo-Man (Waele *et al*. 2015 *apud* Rollinson 2016).

Este bloco é considerado de maior interesse para este trabalho por corresponder à provável extensão crustal de pré-deriva do Cráton São Luís, e será melhor detalhado a seguir.

De acordo com Markwitz *et al.* (2016), o Bloco Man-Léo é compartimentado em duas sequências principais: O Domínio Kénema-Man (sequência arqueana) e o Domínio Baoulé-Mossi (sequência paleoproterozoica).

a) Domínio Kénema-Man

O Domínio Arqueano Kénema-Man recobre porções de Serra Leoa, Libéria, Guiné e Costa do Marfim. É composto por granito-gnaisses, granulitos, lentes de paragnaisses associados com xistos e anfibolitos, metamorifizados nas fácies anfibolito e granulito (Ribeiro 2002), sendo caracterizado como um típico terreno granito-greenstone. O domínio tem idade de aproximadamente 3,44 Ga (Barth *et al*. 2002), consistindo em gnaisses TTG acamadados e rochas supracrustais contendo sequências *greenstone* interpretadas como partes de um núcleo continental antigo similar à porção arqueana do Bloco Reguibalt, a norte (Markwitz *et al*. 2016). Granitos com idades entre 2,73-2,78 Ga e rochas máficas a ultramáficas intrudiram as margens das sequências greenstone (Barth *et al*. 2002).

b) Domínio Baoulé-Mossi

O Domínio Paleoproterozoico Baoulé-Mossi recobre porções de Costa do Marfim, Gana, Burkina Faso, Libéria, Mali, Guiné, Togo e Níger. A crosta paleoproterozoica do domínio é basicamente composta por bacias sedimentares estreitas e cinturões retos ou arqueados de rochas vulcânicas ou vulcanoclásticas intrudidas por diversas gerações de rochas graníticas, caracterizando *greenstone belts* (Markwitz *et al.* 2016). Esta associação é representada pelo Supergrupo Birimiano e o Grupo Tarkwaiano.

O termo “Terreno Birimiano” foi proposto inicialmente por Kitson (1918 *apud* Parra-Avila 2017) para terrenos *greenstone* paleoproterozoicos no Cráton Oeste Africano. A estratigrafia Birimiana é definida da base para o topo por: (1) uma sequência espessa de basaltos e gabros de afinidade toleítica intercaladas com rochas sedimentares e carbonatos; (2) uma sequência vulcanossedimentar dominada por turbiditos, argilitos e carbonatos intercalados com rochas vulcânicas e

vulcanoclásticas cálcio-alcalinas; e (3) uma sequência sedimentar clástica grossa de turbiditos (Hirdes *et al*. 1996; Parra-Avila 2017). Oberthür *et al*. (1995) data o Supergrupo Birimiano em 2,2 a 2,1 Ga, durante o período Rhyaciano. Inserido entre os terrenos Birimianos encontra-se o Grupo Tarkwaiano, composto por sedimentos clásticos depositados entre 2132 e 2116 Ma (Davis *et al*. 1994).

6.2 TECTÔNICA

A revisão tectônica a seguir será focada na porção sul do Cráton Oeste Africano, representada pelo Bloco Man Léo, considerando o mesmo como mais relevante para o trabalho.

Os terrenos *greenstones* do Domínio Arqueano Kénema-Man, no oeste do Bloco Man-Léo, foram retrabalhados e sofreram intrusões máficas ígneas nas orogenias Leoneana (3,5-2,9 Ga) e Liberiana (2,9-2,8 Ga), além de terem suas bordas intrudidas por granitos entre 2,73 e 2,78 Ga. Depois disto, as rochas do Domínio Kénema-Man foram cratonizadas, exceto na porção leste, onde sofreram intrusão de granitóides de idade eburneana (Markwitz *et al*. 2016).

Já em relação à porção leste mais nova do bloco, os *greenstones* Birimianos paleoproterozoicos do Domínio Baoulé-Mossi foram acrescidos ao Domínio Arqueano Kénema-Man entre 2165 Ma e 2085 Ma, concomitantemente à Orogenia Eburneana (Hein *et al*. 2004). A deformação progressiva durante a orogenia causou espessamento crustal e resultou no desenvolvimento de um arranjo complexo de estruturas, em especial zonas de cisalhamento, com *trend* principal NE, variando para NNE e N em porções de Burkina Faso e Costa do Marfim. O mergulho das zonas varia de médio a alto para SE ou NW (Hein *et al*. 2004, Griffis 2008, Markwitz *et al*. 2016, Fougerouse *et al*. 2013).

Estes ‘corredores estruturais’ com *trend* NE desenvolvidos durante os eventos de dobramento e falhamento da orogenia Eburneana são marcados por concentração de deformação, possivelmente causada por contraste na competência entre sedimentos de bacia e cinturões vulcânicos adjacentes, a exemplo do Lineamento Ashanti, no contato entre o Supergrupo Birimiano e o Grupo Tarkwaiano. Durante a orogenia Eburneana, as rochas Birimianas e Tarkwaianas foram conjuntamente dobradas e metamorfizadas sob a fácies xisto verde em deformação progressiva de encurtamento

crustal NW-SE (Oberthür *et al*. 1995). A cinemática das zonas de cisalhamento nos corredores estruturais variam de acordo com local.

Os corredores estruturais NE apresentam natureza tanto rúptil quanto dúctil, sendo as de natureza rúptil mais novas. Estes foram reativados em vários períodos com mudanças nos regimes de estresse local, dando origem a uma variedade de estruturas de cisalhamento e tração como falhas, cataclasitos e brechas (Griffis 2008).

De acordo com Parra-Avila (2017), o metamorfismo na porção paleoproterozoica no Bloco Man-Léo pode ser dividido em duas fases, a fase Eoburneana ou Tangaeana, entre 2266 e 2150 Ma, e a fase Eburneana, entre 2130 e 1980 Ma.

A fase Eoburneana é dominada por vulcanismo máfico e félsico com colocações graníticas e dobramentos como resultado de um evento colisional e espessamento crustal (Baratoux *et al.* 2011, Parra-Avila 2017).

Quanto à fase Eburneana, Baratoux *et al*. (2011), Kock *et al*. (2011), Block *et al.* (2015) e Salvi *et al*. (2016a) destacam a presença de múltiplas fases de deformação em terrenos Birimianos.

A primeira fase de deformação ocorreu em 2137+-8 Ma (Block *et al*. 2015) e é caracterizada por intensa atividade plutônica localmente associada a vulcanismo e sedimentação, falhas alóctones, dobramentos e desenvolvimento de textura metamórfica pentetrativa (entre xisto verde e anfibolito), resultando em espessamento crustal em causa de esforço na direção N-S (Block *et al*. 2015, Salvi *et al*. 2016a).

A segunda fase de deformação ocorreu entre 2130 e 2110 Ma, caraceterizada por falhamentos transcorrentes de escala regional e zonas de cisalhamento, sinistrais na direção N-S e destrais na direção NE, sendo este último *trend* mais dominante na escala do cráton como um todo (Hein 2009, Augustin *et al*. 2016). Estas estruturas da segunda fase Eburneana se tratam das zonas de cisalhamento de *trend* principal NE recorrentemente associadas a significantes mineralizações de ouro em *greenstone belts* paleoproterozoicos (Salvi *et al*. 2016a, Markwitz *et al*. 2016).

Estruturalmente, os terrenos Birimianos com rochas paleoproterozoicas no Bloco Man-Léo são compostos por uma série de cinturões (Figura 8). No país de Gana, são os cinturões Ashanti, Sefwi e Bui (NE). Em Burkina-Faso são estes os cinturões Bouroum (NNW), Goren (NW), Boromo, Hounde e Banfora (N-S), todos intrudidos por corpos graníticos N-S e com zonas de cisalhamento entre NNW e NE. Em Mali, encontram-se os cinturões vulcanossedimentares de direção N-S Bagoe, Morila e Yanfolila (Parra-Avila 2017).

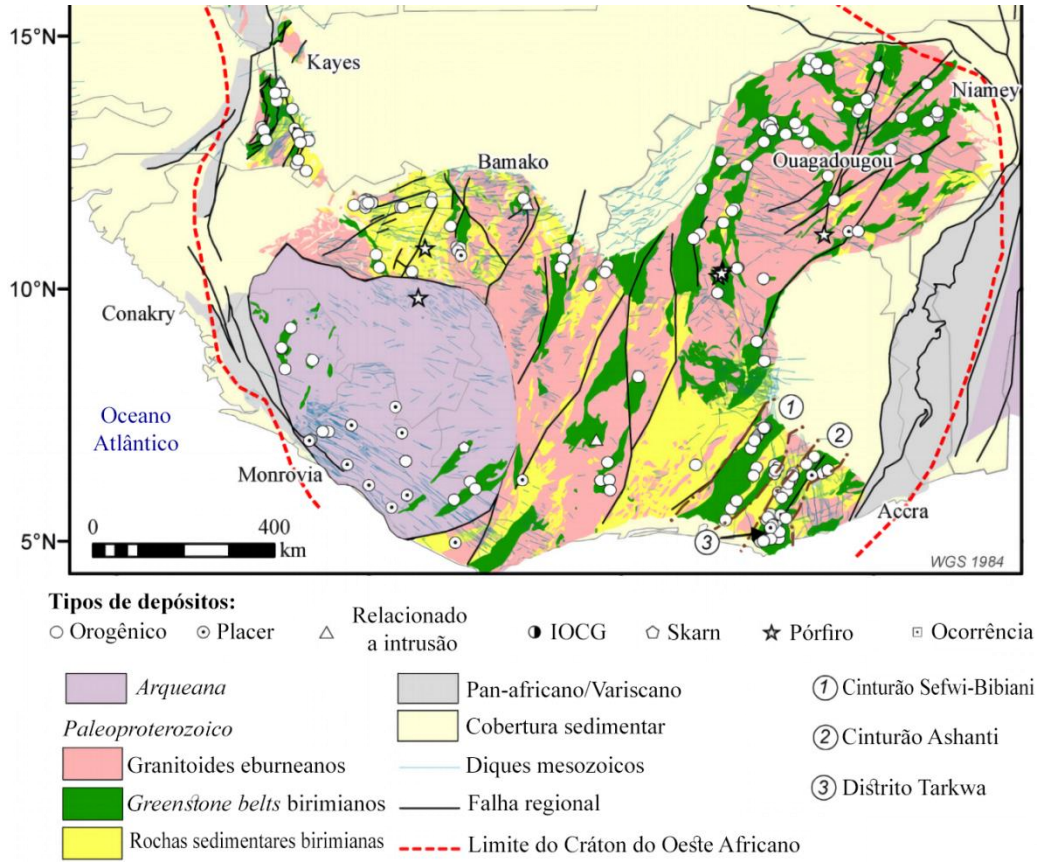


Figura 8 – Mapa geológico simplificado do Bloco Man-Léo, com o *trend* principal dos 'corredores estruturais' eburneanos de direção NE.
Fonte: Modificado de Markwitz *et al*. (2016).

6.3 METALOGÊNESE

Desde os últimos dois milênios, o oeste do continente africano, no contexto do Cráton Oeste Africano, foi um significante produtor de ouro por ser um local geologicamente favorável para depósitos deste metal. De acordo com Goldfarb *et al*. (2017), estes depósitos estão quase em sua totalidade localizados em rochas paleoproterozoicas do Domínio Baoulé-Mossi. Griffis (2008) classifica as ocorrências de ouro registradas na região como: (1) depósitos de ouro hospedados em turbiditos turmanilizados; (2) depósitos sulfídicos de ouro disseminado, (3) paleoplacers Tarkwaianos; (4) mineralização em veios de quartzo e arsenopirita auríferos mesotermal; e (5) depósitos de veios de quartzo e ouro mesotermais, sendo este último o tipo de ocorrência mais comum.

As ocorrências de depósitos em veios de quartzo e ouro mesotermais, por vezes chamadas de 'ocorrências tipo Ashanti' são caracterizadas por sistemas de veios simples a complexos com mineralização mesotermal sulfetada de ouro livre

epigenético, com controle estrutural muito importante. Indica-se que estes veios se formaram no fim do ciclo orogênico Eburneano, em ambiente de deformação rúptil-dúctil, com estruturas de controle por vezes cortando as feições estruturais anteriores (Griffis 2008).

Os sistemas de veio são invariavelmente relacionados aos corredores estruturais regionais eburneanos (anteriormente citados) com *trend* NNE a NE, complexos quanto aos tipos de estruturas (tanto dúcteis quanto rúpteis), tipicamente concentrados nas margens de *greenstone belts* Birimianos e bacias metassedimentares adjacentes. A estes "corredores estruturais" de *trend* principal NE é quase unanimemente atribuída importância fundamental à mineralização de ouro no Cráton Oeste Africano (Griffis 2008, Lindsay *et al*. 2013, Fougerouse *et al*. 2013).

Em diferentes momentos, os sistemas de fraturas nestes corredores foram extremamente efetivos para implantação de grandes volumes de fluidos hidrotermais, dando origem a diversos eventos de remobilização de ouro. Isto é mostrado pelo fato de existirem evidências tanto de que o ouro foi depositados em estágios primários, quanto indicações de ouro concentrado em eventos tardios, pós-metamorfismo (Griffis 2008).

Metassedimentos são o tipo mais comum de rochas hospedeiras, mas os depósitos ocorrem também em rochas vulcânicas, vulcanoclásticas e intrusões máficas intermediárias. No entanto, O protólito das rochas ao longo das áreas mineralizadas por vezes é difícil de ser identificado em razão de intensa alteração hidrotermal, a exemplo dos depósitos de Chirano, em Gana (Afloe 2014).

Sempre foi extensivamente reconhecido que estruturação é o principal fator controlador para depósitos de ouro no sul do Cráton Oeste Africano (Griffis 2008). Uma área particularmente interessante é a margem noroeste do Cinturão Ashanti, em Gana, no contato entre *greenstone belts* vulcânicos e sedimentos vulcanoclásticos. O corredor estrutural de direção NE é abundante em depósitos auríferos correlacionáveis com o Depósito Piaba, tais como os de Konongo, Obuasi Ayanfuri, Bogoso, Chirano e Prestea (Figura 9).

Apesar de os corredores estruturais N a NE serem de importância primária para os depósitos de ouro, são encontradas evidências de grandes depósitos em estruturas transversais cortando as estruturas maiores NE de *trend* regional. Cozens (1991 *apud* Owusu *et al*. 2006) aponta que todos os maiores depósitos do tipo Birimiano e Tarkwaiano se encontram localizados nestas interseções.

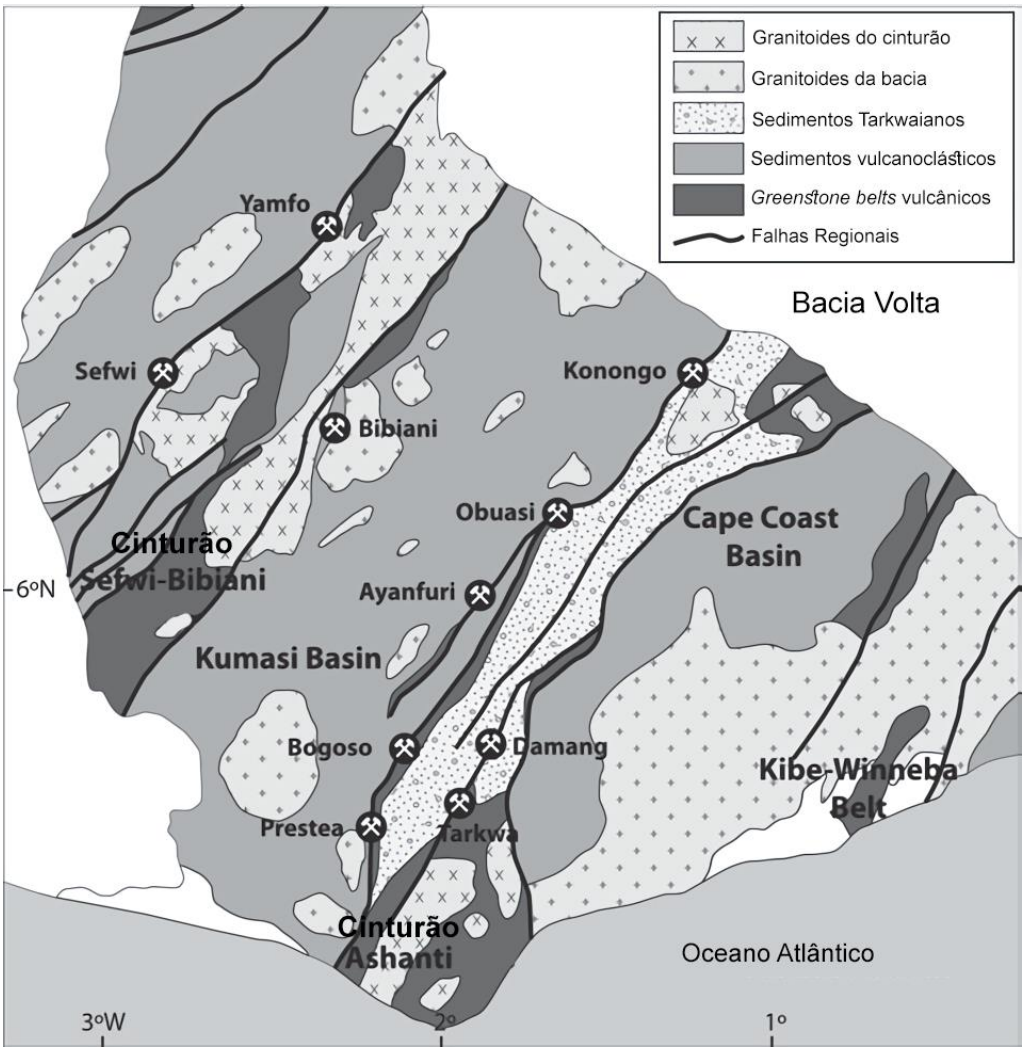


Figura 9 – Depósitos de ouro no sul e Gana, em *greenstone* Birimianos paleoproterozoicos. Dá-se destaque para os depósitos localizados sobre a estrutura Ashanti - Konongo, Obuasi, Ayanfuri, Bogoso e Prestea.
Fonte: Fougerouse *et al.* (2013).

7 DISCUSSÕES

As rochas metavulcanossedimentares (caracterizadas de acordo com o modelo de *greenstone belt*) do Depósito Piaba, no Cráton São Luís, são caracterizadas por *trend* regional principal ENE, cortado e localmente reorientado por zonas de cisalhamento rúpteis-dúcteis a dúcteris-rúpteis sinistrais NNE. O *trend* regional ENE é representado na área de estudo da Mina Aurizona pelos contatos litológicos e pela zona mineralizada, sobre a qual se encontra orientada a cava da mina (Figura 5). De idade eburneana, o *trend* ENE é marcado por zonas de cisalhamento destrais dúcteis-rúpteis. Este arranjo estrutural é associado a mineralização de ouro hidrotermal em rochas da região.

A correlação aqui discutida entre as rochas do Cráton São Luís e do Cráton Oeste Africano foi feita com base nas situações de arranjo estrutural em rochas do Cráton Oeste Africano, tendo em mente o desvio de aproximadamente 28º causado pela rotação do continente sul-americano em relação ao continente africano após a separação destes na fragmentação do Gondwana. A análise foi realizada voltada para a perspectiva da Geotectônica e da Geologia Estrutural, dando atenção maior para informações das rochas como *trend*, cinemática, idade e arranjo de estruturas. Uma síntese de dados coletados da bibliografia referente ao Cráton Oeste Afriano é apresentada na Tabela 1 e as situações de arranjo estrutural mais interessantes para correlação serão discutidos a seguir.

Perrouty *et al*. (2012, 2015), em estudos realizados no Cinturão Ashanti e Depósito Wassa (Gana), descrevem rochas metavulcânicas e metassedimentares paleoproterozoicas deformadas e intrudidas por granitoides durante a Orogenia Eburneana. Quanto ao arranjo estrutural, os autores destacam um *trend* principal NE, marcado por zonas de cisalhamento e dobras regionais com eixos mergulhando para SW. Observa-se também a presença de falhas NNW de formação posterior ao *trend* NE (Figura 10). Os autores interpretam que ambos os *trends* estruturais foram formados durante a Orogenia Eburneana, o primeiro correspondente ao *trend* NE no início da orogenia, mais tarde sendo reativado e deslocado pelas falhas sinistrais NNW.

Tabela 1 – Síntese de dados coletados em bibliografias referentes ao Cráton Oeste Africano.

(continua)

Autor	Local	Ambiente Tectônico	Metamorfismo	Estruturas Principais	Estruturas Secundárias	Mineralização	Idade
Augustin *et al*., 2016	Depósito Wona-Kona, Burkina Faso	*Greenstone Belt*	Xisto verde a anfibolito	Zona de Cisalhamento destral ENE de mergulho alto	Zona de cisalhamento N-S; Malhas NNE-SSW e NE-SW; clivagem subvertical E-W; dobramentos; veios	Ouro em veios hidrotermais de quartzo-carbonato paralelos à Z.C.	2110-2160 Ma (evento de deformação D2)
Kock *et al*., 2011	Região de Wa-Bolé, Gana	*Greenstone Belts*	Xisto verde a anfibolito	Cinturões e bacias de orientação NE	Falhas N-S	Ouro hidrotermal em veios de quartzo	2195-2118 Ma (cristalização)
Diene *et al*., 2012	Cinturão Mako, Senegal	Sequências metavulcanos-sedimentares	Xisto verde a anfibolito	Cinturões e zonas de cisalhamento transcorrente NE	Zonas de cisalhamento sinistrais N-S, dobras de eixo NE.	-	2100-2200 Ma (cristalização, Pb-Pb em zircão)
Perrouty *et al*., 2012	Cinturão Ashanti, Gana	*Greenstone Belt*	Xisto verde	Zona de Cisalhamento sinistral compressional NE	Falhas sinistrais N-S, dobras isoclinais, falhas e veios de quartzo de *trends* diversos	Ouro hidrotermal em veios de quartzo associados à Z.C.	2200-2088 Ma (orogenia)
Perrouty *et al*., 2015	Depósito Wassa, Gana	*Greenstone Belt*	-	Dobra de escala regional com eixo mergulhando para SW	Falhas e veios de *trends* diversos	Ouro hidrotermal em veios de quartzo de três direções	2162+-2 Ma (metamorfismo, U-Pb em zircão)
Pigois *et al*., 2003	Distrito Tarkwa-Damang, Gana	*Greenstone Belts*	Xisto verde	Foliação penetrativa NE	Falhas de direção NW e veios de *trends* diversos	Ouro em paleoplacers e hidrotermal em veios de quartzo *stockwork*	aprox. 2135 Ma (início de sedimentação)
Salvi *et al*., 2016a	Depósito Julie, Gana	Granitoides TTG metamorfizados	Xisto verde	Zona de cisalhamento destral rúptil-dúctil E-W, mergulhando 30-60º N	Falhamento sinistral NE, Veios conjugados N-S a NE-SW, dobras isoclinais e falhas rúpteis NE-SW	Ouro em veios de quartzo, comumente paralelos à Z.C.	2139 Ma (netamorfismo, U-Pb em zircão)
Hein *et al*., 2004	Segmento Goren, Burkina Faso	*Greenstone Belts*	Xisto verde	Zonas de cisalhamento NE	Dobramentos e falhas normais NW	Ouro hidrotermal em veios *stockwork* de quartzo	2185-2150 Ma (evento de deformação D2)
Hein, 2016	Depósito Bagassi, Burkina Faso	*Greenstone Belt*	Xisto verde	Zonas de cisalhamento sinistrais com *trend* NE	Zonas de cisalhamento estreitas sinistrais com *trend* NNW, dobras de pequena escala, falhas NE	Ouro hidrotermal em veios *stockwork* de quartzo e Z.C. estreitas	2113-2097 Ma (mineralização de ouro)
Tshibubudze & Hein, 2013	Cinturão Oudalan-Goroul, Burkina Faso	Sequências metavulcanos-sedimentares	Xisto verde a anfibolito	Zonas de cisalhamento destrais inversas NNE	Zonas de cisalhamento sinistrais reversas N; falhas NW	Ouro hidrotermal em veios nos corredores estruturais NE	2170-2130 Ma (evento de deformação D1)
Turner *et al*., 1993	Cinturão Boundiali-Bagoé, Costa do Marfim	Sequências metavulcanos-sedimentares	Xisto verde	Cinturão de direção NNE	Zonas de cisalhamento sinistrais NNW a NE.	-	aprox. 2,1 Ga (orogenia)
Ganade *et al*., 2016	Cinturão Dahomey	Gnaisses, xistos e granitoides	Xisto verde a eclogito	Zona de Cisalhamento destral de direção NNE	Cavalgamentos de direção NNE e mergulho para ESE	-	2091 - 2057 Ma (metamorfismo)

(conclusão)

Autor	Local	Ambiente Tectônico	Metamorfismo	Estruturas Principais	Estruturas Secundárias	Mineralização	Idade
Masurel *et al*., 2017	Depósito Sadiola-Yatela, Mali	*Greenstone Belt*	Xisto verde a anfibolito	Zonas de cisalhamento destrais NNE a NE	Zonas de cisalhamento rúpteis-dúcteis N a NNE	Ouro hidrotermal em zonas de cisalhamento	2200-2050 Ma (deformação)
Salvi *et al*., 2016b	Depósito Kalana, Mali	*Greenstone Belt*	Xisto verde	Xistosidade NNW com mergulho alto para leste	Fraturas e veios com mergulhos baixos variantes ou subverticais para NE	Ouro hidrotermal na família de veios de quartzo com mergulho baixo	Paleoproterozoi-co (orogenia)
Feybesse *et al*., 2006	Província Ganense, Gana	Sequências metavulcanos-Sedimentares	Xisto verde a anfibolito	Zonas de cisalhamento destrais NE	Falhas de cavalgamento, transcorrentes e normais de direções variadas, dobras	Ouro hidrotermal em veios *stockwork* instalados em Z.C. NE	2,13 Ga (orogenia)
Tunks *et al*., 2004	Mina Damang, Gana	Sequências metavulcanos-Sedimentares	Xisto verde a anfibolito	Zonas de cisalhamento sinistrais NE	Zonas de cisalhamento sinistrais NW; dobras com eixo de direção NE, cavalgamentos de direção NE	Ouro *stratabound* em conglomerados, hidrotermal em veios de quartzo subhorizontais	2200-2150 Ma (mineralização de ouro)
Buchholz *et al*., 2007	Distrito Kwekwe, Zimbabwe	*Greenstone Belts*	Zeólita a xisto verde	Zonas de cisalhamento NW a N	Diques e falhas de direções variadas, cavalgamentos de direção N-S	Ouro hidrotermal em veios polimetálicos em *stockwork*	Paleoproterozoi-co (orogenia)
Afloe, 2014	Depósito Paboase, Gana	*Greenstone Belts*	Xisto verde	Zonas de cisalhamento NE delimitadas por foliação penetrativa	Zonas de falha, fraturas, veios de direções variadas	Ouro hidrotermal em veios de quartzo encaixados nas Z.C.	Paleoproterozoi-co (orogenia)
Kenworthy *et al*., 2009	Depósito Chirano, Gana	*Greenstone Belts*	Xisto verde	Zona de Cisalhamento sinistral NE	Cavalgamento, dobramento e falhas transcorrentes	Ouro hidrotermal em brechas, veios e foliação associados à Z.C.	2140-2100 Ma (sedimentação)
Haslinger, 2006	Depósito Esaase, Gana	*Greenstone Belts*	Xisto verde	Zonas de cisalhamento NE	Falhas NW, Dobras com eixo mergulhando para NE	Ouro disseminado em metassedimentos e hidrotermal em veios de quartzo *stockwork*	2180-2150 Ma (orogenia)
Houssou *et al*., 2017	Depósito Agbahou, Costa do Marfim	*Greenstone Belt*	Xisto verde a anfibolito	Zonas de Cisalhamento dúcteis-rúpteis NE marcados por xistosidade	Zonas de cisalhamento NNE marcadas por xistosidade, falhas normais NW, veios extenstionais	Ouro disseminado em rochas hospedeiras e hidrotermal em veios de quartzo NE, ENE ou NW	Paleoproterozoi-co (orogenia)
Sylla *et al*., 2016	Depósito Sabodala, Senegal	Sequências metavulcanos-Sedimentares	Xisto verde	Zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis N a NE	Falhas de cavalgamento NW com mergulho para NE, dobras de eixo de mergulho N	Ouro hidrotermal em veios de quartzo *stockwork* associados a falhas NW	aprox. 2,1 Ga (metamorfismo)
Yao & Robb, 2000	Depósitos de Obuasi, Gana	Granitoides dioríticos a granodioríticos	Xisto verde a anfibolito	Zonas de cisalhamento NE	Falhas NE, E e N, dobras de strike NE	Ouro hidrotermal em veios de quartzo em *stockwork*	2136-2179 Ma (metamorfismo, U-Pb em zircão)

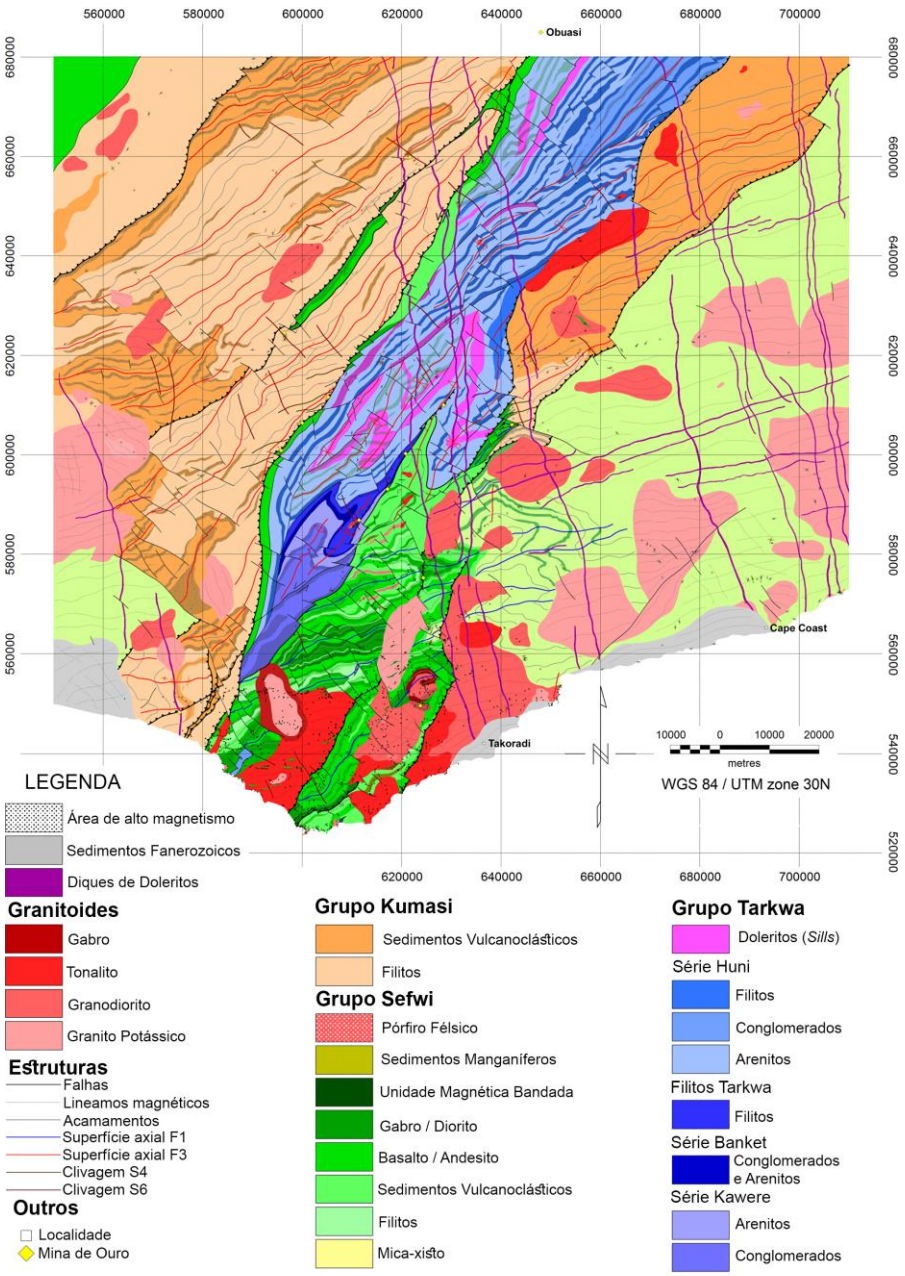


Figura 10 – Mapa geológico da região do cinturão Ashanti, Gana. Observa-se a presença de um *trend* regional NE, marcado no mapa por falhas e pela orientação de unidades litoestratigráficas compondo o cinturão. O *trend* regional NE é cortado por falhas sinistrais de direção NNW.
Fonte: Perrouty *et al.* (2012).

Feybesse *et al*. (2006), em estudos na Província Ganense (Gana), identificam sequências metavulcanossedimentares caracterizando *greenstone belts* do período Rhyaciano. As rochas são marcadas por zonas de cisalhamento rúpteis-dúcteis destrais de direção NE, associadas a um evento de cavalgamento com espessamento crustal no início da Orogenia Eburneana. Estas estruturas foram em seguida cortadas por cisalhamentos sinistrais inversos de direção N-S, formando feições de arrasto no *trend* destral anterior (Figura 11).

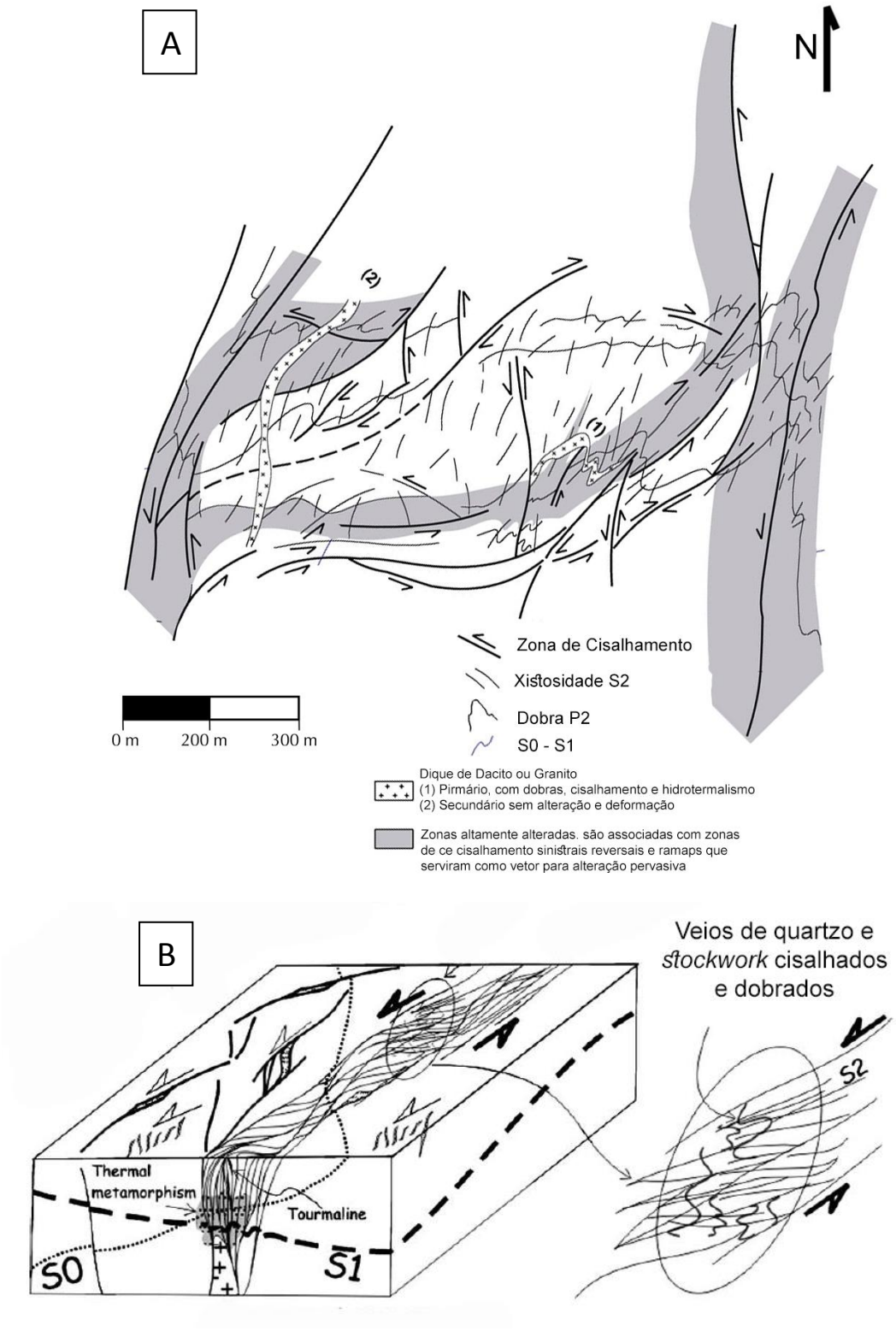


Figura 11 – (A) Mapa litoestrutural de detalhe na região do Depósito Yamfo, na Província Ganense (Gana). Nota-se a presença de um *trend* NE marcado por zonas de cisalhamento predominantemente destrais, cortado por um *trend* N-S de zonas de cisalhamento sinistrais formando feições de arrasto no *trend* anterior. Este arranjo estrutural é ilustrado no (B) bloco diagrama esquemático, demonstrando o deslocamento e arrasto sofrido pelas estruturas NE iniciais em função do cisalhamento N-S sinistral. S1 se trata de foliação de clivagem de um estágio de deformação inicial, e S2 se trata da foliação causada por transpressão na Orogenia Eburneana. Escala aproximada.
Fonte: Modificado de Feybesse *et al*. (2006).

Houssou *et al*. (2017), em estudos na Mina Aghabou (Costa do Marfim) descrevem *greenstone belts* paleoproterozoicos controlados regionalmente por zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis de direção NE. Estas são marcadas em escala de afloramento por xistosidade e brechas tectônicas intensamente alteradas. Os autores destacam a presença de uma segunda direção de xistosidade NNE posterior, localmente reorientando a xistosidade regional primária (Figura 12).

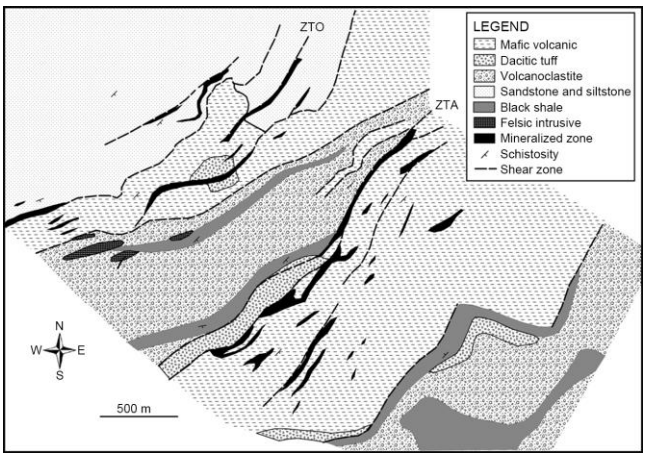


Figura 12 – Mapa litoestrutural da Mina Agbahou, Costa do Marfim. Observa-se a presença de um *trend* regional principal NE deslocado por zonas de cisalhamento NNE.
Fonte: Houssou *et al*. (2017).

O arranjo estrutural de zonas de cisalhamento NE cortadas por zonas de cisalhamento sinistrais posteriores N-S é citada por outros autores no Cráton Oeste Africano, com descrições e interpretações semelhantes. Estes trabalhos e respectivos dados estão listados na Tabela 1. O arranjo tem expressão regional na escala do cráton, como observado no mapa do cráton na Figura 13.

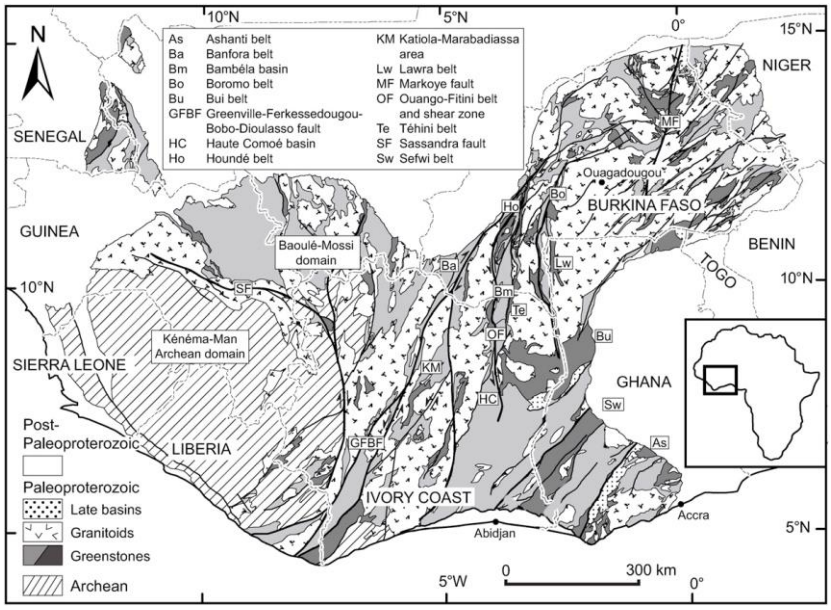


Figura 13 – Mapa geológico simplificado do bloco Man-Léo, correspondente ao sul do Cráton Oeste Africano. Observa-se a presença de um *trend* regional anastomótico de direção NE cortado por um *trend* N-S, evidenciando em escala regional o arranjo estrutural discutido. Fonte: Jessell *et al*. (2012).

Em escala regional, percebe-se que estas feições estruturais apresentam caráter anostomótico, como ilustrado nos mapas do Cráton Oeste Africano nas Figuras 8, 9 e 13. Em decorrência deste padrão e das dimensões continentais do cráton, o *trend* dos corredores varia frequente e grandemente de acordo com o local onde estes se encontram.

No Depósito Julie, Gana (por exemplo), as zonas de cisalhamento que definem o *trend* regional dos depósitos se encontram alinhadas em E-W, com mergulho médio para N (Salvi *et al*. 2016a). Esta variação é também observada no Depósito de Wona Kona (Burkina Faso), contido em corredores estruturais ENE (Augustin *et al*. 2016). Já depósitos como os de Kwekwe (Zimbabwe), Kalana (Mali) e Sabodala (Senegal) apresentam *trends* regionais principais orientados entre N e NNW (Buchholz *et al*. 2007, Salvi *et al*. 2016b, Sylla *et al*. 2016), configurando a variação dos corredores em relação à direção média geral NE.

No caso das estruturas NE africanas, a cinemática das zonas de cisalhamento não é solidamente estabelecida nas rochas. Quando determinada, é encontrada tanto cinemática destral quanto sinistral, variando de acordo com a área de estudo. São identificadas diversas reativações nesta estrutura (em função das zonas de cisalhamento sinistrais posteriores N-S) que poderiam explicar a sua indefinição cinemática (Perrouty *et al*. 2012, Masurel *et al*. 2017, Feybesse *et al*. 2006, Tshibubudze & Hein 2013).

Apesar do *trend* variante da estruturação, um fator comum e extensivamente discutido em boa parte da bibliografia consultada é o controle estrutural de mineralização de ouro hidrotermal. Assim como apontado por Griffis (2008), os depósitos do tipo em *greenstone belts* paleoproterozoicos do Cráton Oeste Africano são quase que invariavelmente associados a corredores estruturais de direção NNE-NE, caracterizados por zonas de cisalhamento rúpteis-dúcteis formadas durante a Orogenia Eburneana.

Este arranjo estrutural – representado por zonas de cisalhamento NE cortadas por zonas de cisalhamento sinistrais N-S – é semelhante ao arranjo encontrado no Grupo Aurizona (Cráton São Luís), compensando a rotação horária de aproximadamente 28° do continente sul-americano: os corredores estruturais de *trend* principal NE do Cráton Oeste Africano são correlacionáveis com o *trend* regional ENE do Cráton São

Luís; as falhas sinistrais N-S do Cráton Oeste Africano são correlacionáveis com as falhas sinistrais NNE do Cráton São Luís.

A rotação horária de aproximadamente 28º do continente sul-americano em relação ao continente africano é indicada por Moulin *et al*. (2010), ocorrida após a separação dos dois continentes quando da fragmentação do Gondwana no início do período Cretáceo, há aproximadamente 130 Ma. A reconstituição do supercontinente proposta pelos autores também indica a correlação paleogeográfica da região do Cráton São Luís com o Domínio Baoulé-Mossi (Figura 14).



Figura 14 – Reconstrução dos continentes sul-americano e africano antes da fragmentação do Gondwana, há aproximadamente 130 Ma, Destaca-se a localização do Grupo Aurizona em relação ao Domínio Baoulé-Mossi.
Fonte: Segundo Moulin *et al*. (2010).

8 CONCLUSÕES

A análise de arranjo estrutural do Cráton São Luís realizada neste trabalho na Mina Aurizona (Depósito Piaba, Grupo Aurizona), aliada à pesquisa bibliográfica de dados estruturais correlacionáveis no Cráton Oeste Africano levou a discussões quanto à origem destas rochas e possível relação genética em comum destas, corroborando a interpretação de que o Cráton São Luís se trata de um fragmento cratônico do Cráton Oeste Africano. As conclusões alcançadas a partir destas discussões no presente trabalho são listadas a seguir:

✓ As rochas do Grupo Aurizona, no Cráton São Luís, são compostas por sequências metavulcanossedimentares supracrustais do período Rhyaciano (aproximadamente 2240 Ma), representadas na região da Mina Aurizona por metapelitos carbonáticos, dioritos, quartzo dioritos e rochas ultramáficas. As rochas foram deformadas em um evento de transpressão e encurtamento crustas na direção NW-SE;

✓ As rochas do Domínio Baoulé-Mossi, no Cráton Oeste Africano são compostas por *greenstone belts*, caracterizados por rochas vulcânicas ou vulcanoclásticas intrudidas por diversas gerações de rochas graníticas no período Rhyaciano. Estas foram deformadas durante a Orogenia Eburneana em um evento de encurtamento crustal NW-SE;

✓ O arranjo estrutural no Depósito Piaba (Cráton São Luís) é caracterizado por zonas de cisalhamento regionais rúpteis-dúcteis de direção principal ENE (exemplificados na Mina Aurizona pelos contatos litológicos e orientação da zona mineraliza) cortados por zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis sinistrais de direção NNE que cortam as zonas de cisalhamento anteriores, por vezes reorientando-as e formando feições de arrasto;

✓ O arranjo estrutural do Bloco Baoulé-Mossi (Cráton Oeste Africano) é caracterizado por corredores estruturais anastomóticos de direção principal NE, representados por zonas de cisalhamento rúpteis-dúcteis Eburneanas. Estes corredores regionais são cortados por zonas de cisalhamento e falhas sinistrais de *trend* geral N-S, reorientando as zonas de cisalhamento anteriores em escala local;

✓ Em ambos os crátons, a mineralização de ouro é majoritariamente formada por alteração hidrotermal, acumulada em veios *stockwork* de quartzo sulfetado encaixados ao longo dos corredores estruturais NE (ENE no caso do Depósito Piaba).

✓ A diferença de aproximadamente 28º entre o arranjo estrutural descrito no Cráton Oeste Africano e no Cráton São Luís é explicado pela rotação horária do continente sul-americano após a sua separação da África. Quando esta rotação é corrigida, os arranjos estruturais do Cráton São Luís e do Cráton Oeste Africano tornam-se compatíveis.

✓ Os entendimentos alcançadas reforçam a ideia – sob o ponto de vista da geologia estrutural – de que o Cráton São Luís se trata de um fragmento cratônico do Cráton Oeste Africano, separado deste na fragmentação do supercontinente Gondwana no Cretáceo.

✓ As correlações com terrenos Birimianos do Cráton Oeste Africano e a revisão litoestratigráfica realizada corroboram a caracterização do Grupo Aurizona como um terreno do tipo *greenstone belt*.

REFERÊNCIAS

Afloe A. B. 2014. *Geochemistry and alteration mapping of the paboase deposite at Chirano Gold Mines, Ghana*. Department of Earth Sciente, University of Ghana, Legon.

Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **7** (4): 349-364.

Almeida F.F. M., Hasui Y., Brito Neves B. B., Fuck R. A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. *In*: SBG, 8º Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande (Pb), *Atas do...* Campina Grande-Pb., p. 363-391.

Anhaeusser C.R. 2014. Archaean greenstone belts and associated granitic rocks – a review**.** *African Earth Sciences,* **100:** 684-732, Dec.

Augustin J., Gaboury D., Crevier M. 2016. The world-class Wona-Kona gold deposit, Burkina Faso. *Ore Geology Reviews*, **78**: 667-672.

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.

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 theArchean Man Shield, West Africa. *Precambrian Res.*, **118** (3-4): 267-283.

Block S., Ganne J., Baratoux L., Zeh A., Parra-Avila L. A., Jessel M., Ailleres L., Siebenaller L. 2015. Petrological and geochronological constraints on lower crust exhumation during Paleoproterozoic (Eburnean) orogeny, NW Ghana, West African Craton. *Journal of Metamorphic Geology*, **33**: 463-494.

Borges M.S., Costa J.B.S., Bemerguly R.L., Costa J.L., Maia R.G.N., Araújo O.J.B. 1994. O quadro litoestrutural da Folha SA.23-V-C (Castanhal). *In*: SBG, 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos*... v. 2, p. 113-114.

Brito Neves B. B. de. 2012. *Glossário de geotectônica.* São Paulo, Oficina de Textos.

Brown M. 2007. Metamorphic conditions in orogenic belts: a record of secular change. *International Geology Review,* **49** (3): 193-234.

Buchholz P., Oberthür T., Lüders, V., Wilkinson J. 2007. Multistage Au-As-Sb mineralization and crustal-scale fluid evolution in the Kwekwe District, Midlands Greenstone Belt, Zimbabwe: a combined geochemical, mineralogical, stable isotope, and fluid inclusion study. *Economic Geology*, **102** (3): 347-378.

Cawood P. A., Buchan C. 2007. Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. *Earth-Science Reviews* **82**: 217–256.

Coe A. L. (ed.). 2010. *Geological field techniques*. Milton Keynes, John Wiley & Sons.

Condie K. C. 2002 *Plate tectonics and crustal evolution*. 4 ed. Oxford, Butterworth Heinemann.

Costa J. L., Araújo A. A. F., Boas J. M. V., Faria C. A. S., Silva Neto C. S., Wanderley V. J. R. 1977. *Projeto Gurupi*. Belém, DNPM-CPRM. 258p.

Davis D. W., Hirdes W., Schaltegger E., Nunoo, E. A. 1994. U/Pb age constraints on deposition and provenance of Birimian and gold-bearing Tarkwaian sediments in Ghana, West Africa. *Precambr. Res*., **67**: 89-107.

Diene M., Gueye M., Diallo D. P., Dia A. 2012. Structural evolution of a Precambrian segment: example of the Paleoproterozoic formations of the Mako Belt (Eastern Senegal, West Africa). *International Journal of Geosciences,* **3**: 153-165.

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

Forgerouse D., Micklethwaite S., Miller J., McCuaig T. C., Ulrich S. 2013. Multistage mineralization of the giant Obuasi gold deposit, Ghana. *In:* Mineral Deposit Research for a High-Tech World. 12th SGA Biennial Meeting 2013. *Proceedings*, v. 3.

Fossen H. 2012. *Geologia estrutural*. São Paulo, Oficina de Textos.

Freitas S. C. F., Klein E. L. 2013. The mineralizing fluid in the Piaba deposit, São Luís cratonic fragment (NW-Maranhão, Brazil) based on fluid inclusion studies in quartz veins. *Brazilian Journal of Geology,* **43** (1): 70-84.

Ganade C. E., Cordani U. G., Agbossoumounde Y., Caby R., Basei M. A. S., Weinberg R. F., Sato K. Tightening-up NE Brazil and NW Africa connections: New U–Pb/Lu–Hf zircon data of a complete plate tectonic cycle in theDahomey belt of the West Gondwana Orogen in Togo and Benin. *Precambrian Research* **276**: 24-42.

Goldfarb R. J., André-Mayer A., Jowitt S. M., Mudd G. M. 2017. West Africa: the world's premier Paleoproterozoic gold province. *Economic Geology*, **112**: 123-143.

Google Maps. 2017. *Maranhão*. Disponível em: <https://maps.google.com/>. Acesso em: 21 de dezembro de 2017.

Griffis R. J. 2008. *Birimian gold deposits of Ghana.* Takorandi, Geology and Mineral Resources of Ghana.

Groves D. I. 1996. Geological concepts in exploration for large to giant late-orogenic (mesothermal) gold deposits. *In:* 2º Intern. Gold Symp., Lima, Peru. *Anais...* Comite Aurífero, Soc. de Miner. y Petrol., p. 347-379.

Haslinger R. J. 2006. *Esaase gold project*: exploration for bulk-mineable gold deposits in the Asankrangwa Gold Belt, Ghana. Vancouver, Keegan Resources Inc.

Hasui Y., Abreu F. A. M., Villas R. N. N. 1984. Província Parnaíba. *In*: Almeida F. F. M. de & Hasui, Y. (coord.). *O Pré-Cambriano no Brasil.* São Paulo, Edgard Blücher, p. 36-45.

Hein K. A. A., Morel V., Kagoné, O. Kiemde F., Mayes K. 2004. Birimian lithological succession and structural evolution in the Goren segment of the Boromo–Goren Greenstone Belt, Burkina Faso. *Journal of African Earth Science*s, **39**: 1-23.

Hein K. A. A. 2009. *Succession of structural events in the Goren greenstone belt (Burkina Faso)*: Implications for West African tectonics. Johannesburg, School of Geosciences.

Hein K. A. A. 2016. The Bagassi gold deposits on the eastern margin of the Houndé greenstone belt, Burkina Faso. *Ore Geology Reviews,* **78**: 660–666

Hirdes W., Davis D. W., Lüdtke G., Konan G. 1996. Two generations of Birimian (Paleoproterozoic) volcanic belts in northeastern Côte d'Ivoire (West Africa): consequences for the 'Birimian controversy'. *Precambrian Research*, **80**: 173-191

Houssou N. N., Allialy M. E., Kouadio F.J.-L.H., Gnanzou A. 2017. Structural control of auriferous mineralization in the Birimian: case of the Agbahou Deposit in the region of Divo, Côte d'Ivoire. *International Journal of Geosciences*, **8**: 189-204.

Jessel M. W., Amponsah P. O., Baratoux L., Asiedu D. K., Loh G. K., Ganne, J. 2012. Crustal-scale transcurrent shearing in the Paleoproterozoic Sefwi-Sunyani-Comoé region, West Africa. *Precambrian Research* **212–213**: 155–168.

Kenworthy S., Noormohamed K., Stuart H., Hodkiewicz P. 2009. Mapping and 3D modelling of structural controls in the Chirano gold deposits, Ghana: keys to better resource delineation and near-mine exploration targeting. *In*: 7º International Mining Geology Conference. *Proceedings...* The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Melbourne.

Klein E.L., Moura C.A.V. 2001. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luís craton and Gurupi belt, northern Brazil: implications for litostratigraphy and geological evolution. *Int. Geol. Rev*. **43**: 237-253.

Klein E. L., Koppe J. C., Moura C. A. V. 2002. Geology and geochemistry of the Caxias gold deposit, and geochronology of the gold-hosting Caxias Microtonalite, São Luís Craton, northern Brazil. *Permagon. Journal of South American Earth Sciences,* **14**: 837-849.

Klein E. L., Moura, C. A. V. 2003. Síntese geológica e geocronológica do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi na região do Rio Gurupi (NE-Pará / NW-Maranhão). *Revista do Instituto de Geociências - USP,* **3**: 97-112.

Klein E.L. 2004. *Evolução geológica Pré-cambriana e aspectos da metalogênese do ouro do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi, NE-Pará/NW-Maranhão, Brasil*. TS Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.

Klein E.L., Larizzatti J.H., Luzardo R., Marinho P. A. C., Rosa-Costa L.T., Faraco M.T.L. 2008a. *Geologia e recursos minerais da Folha Cândido Mendes, Estado do Maranhão, Escala 1:100.000*. Belém, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 146p.

Klein E. L., Ribeiro J. W. A., Harris C., Moura C. A. V., Giret A. 2008b. Geology and fluid characteristics of the Mina Velha and Mandiocal orebodies and implications for the genesis of the orogenic Chega Tudo gold deposit, Gurupi Belt, Brazil. *Economic Geology*, **103**: 957-980.

Klein E. L., Luzardo R., Moura C. A. V., Lobato D. C., Brito R. S. C., Armstrong R. A. 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**: 129-145.

Klein E. L., Rodrigues J. B., Lopes E. C. S., Soledade G. L. 2012. Diversity of Rhyacian granitoids in the basement of the Neoproterozoic-Early Cambrian Gurupi Belt, northern Brazil: Geochemistry, U–Pb zircon geochronology, and Nd isotope constraints on the Paleoproterozoic magmatic and crustal evolution. *Precambrian Research* **220-221**: 192-216.

Klein E.L.; Lopes E.C.S. 2011. *Geologia e recursos minerais da Folha Centro Novo do Maranhão – SA.23-Y-D-I, Estados do Maranhão e Pará, Escala 1:1.000.000.* Belém, CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

Klein E. L., Lucas F. R. A., Queiroz J. D. S., Freitas S. C. F., Renac, C., Galarza M. A., Jourdan F., Armstrong R. 2015. Metallogenesis of the Paleoproterozoic Piaba orogenic gold deposit, São Luís cratonic fragment, Brazil. *Ore Geology Reviews*, **65**: 1-25.

Kock G.S., Armstrong R.A., Siegfired H.P., Thomas E. 2011. Geochronology of the Birim Supergroup of the West African craton in the Wa-Bolé region of west-central Ghana: Implications for the stratigraphic framework. *Journal of African Earth Sciences*, **59**: 1-40.

Lindsay M. D., Perrouty S., Jessell M. W., Aillères L, 2013. Making the link between geological and geophysical uncertainity: geodiversity in the Ashanti Greenstone Belt. *Geophysical Journal International*, **195**: 903-922.

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

Masurel Q., Thébaund N., Miller J., Ulrich S. 2017. The tectono-magmatic framework to gold mineralisation in the Sadiola-Yatela gold camp and implications for the paleotectonic setting of the Kédougou-Kénieba inlier, West Africa. *Precambrian Research*, **292**: 35-36

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

Neves S. P. 2008. *Dinâmica do manto e deformação continental*: uma introdução à geotectônica. Recife, Ed. Universitária UFPE. 145p.

Oberthür T., Hirdes W., Höhndorf A., Schmidt Mumm A., Vetter U., Weiser T., Davis D. W., Blenkinsop T. G., Amanor J. A., Loh G. A review of gold mineralisation in the Ashanti belt of Ghana and its relation to the crustal evolution of the terrane. *Communs geol. Surv. Namibia*, **10**: 121-127.

Owusu E. A., Woldai T., Barritt S. D., Hale, D. 2006. Spatial association of gold deposits with remotely-sensed faults, South Ashanti belt, Ghana. *Conferência:* 6th AARSE international conference on earth observation and geoinformation sciences in support of Africa's development.

Palheta E. S. M. 2001. *Evolução geológica da região nordeste do Estado do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitóides*. DS Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 143p.

Parra-Avila L. A., Kemp Anthony I. S., Fiorentini M. L., Belousova E., Baratoux, L., Block S., Jessel M., Bruguier O., Begg G. C., Miller J., Davis J., McCuaig T. C. 2017. The geochronological evolution of the Paleoproterozoic Baoulé-Mossi domain of the southern West African Craton. *Precambrian Research*, **300**: 1-27.

Pastana J. M. N. 1995. *Turiaçu/Pinheiro, Folhas SA.23-V-D/SA.23-Y-B. Estados do Pará e Maranhão.* Brasília, CPRM. 205p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás).

Perrouty S., Aillères L., Jessel 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.

Perrouty S., Jessel M. W., Bourassa Y., Miller J., Apau D., Siebenaller L., Velásquez G., Baratoux L., Aillères L., Béziat D., Salvi S. 2015. The Wassa deposit: A poly-deformed orogenic gold system in southwest Ghana e Implications for regional exploration. *Journal of African Earth Sciences*, **112**: 536-547

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

Pluijm V. B. A., Marshak S. 2005. Earth structure. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **149**: 133-153.

Ribeiro J. W. A. 2002. *O Arcabouço estrutural da região de Chega-Tudo e Cedral, noroeste do Maranhão, com base em sensores geofísicos.* DS Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, vii, 157p.

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**: 1-12.

Salvi S., Amponsah P. O., Sebenaller L., Béziat D., Baratoux L., Jessel M. 2016a. Shear-related gold mineralization in Northwest Ghana: The Julie deposit. *Ore Geology Reviews,* **78**: 712-717.

Salvi S., Sangaré A., Driouch Y., Siebenaller L., Béziat D., Debat P., Femenias O. 2016b. The Kalana vein-hosted gold deposit, southern Mali. *Ore Geology Reviews*, **78**: 599-605.

Shackleton R. M. 1995. Tectonic evolution of greenstone belts. *Geological Society, London, Special Publications,* **95**: 53-65.

Sylla S., Gueye M., Ngom P. M., 2016. New approach of structural setting of gold deposits in Birimian volcanic belt in West African Craton: The example of the Sabodala gold deposit, SE Senegal. *International Journal of Geosciences,* **7**: 440-458.

Tshibubudze A., Hein K. A. A. 2013. Structural setting of gold deposits in the Oudalan-Gorouol volcanosedimentary belt east of the Markoye Shear Zone, West African Craton. *Journal of African Earth Sciences,* **80**: 31-47.

Tunks A. J., Selley D., Rogers, J. R., Brabham G. 2004. Vein mineralization at the Damang Gold Mine, Ghana: controls on mineralization. *Journal of Structural Geology,* **26**: 1257-1273.

Turner P., Hall R. P., Hughes D. J., Whalley J. S. 1993. The sediment-dominated Boundiali-Bago supracrustal belt and neighbouring granitic rocks, northern Côte d'Ivoire, West Africa: a Tarkwaian connection?. *Journal of African Earth Sciences*, **17** (1): 1-11.

Tvelia S. 2017. The first crust and the development of continents. *This Old Earth*. Disponível em: <http://www.thisoldearth.net/>. Acesso em: 7 de dezembro de 2017.

Winge M. 2017. *Glossário geológico ilustrado***.** Disponível em: <http://sigep.cprm.gov.br/glossario/>. Acesso em: 12 de dezembro de 2017.

Yao Y., Robb L. J. 2000. Gold mineralization in Palaeoproterozoic granitoids at Obuasi, Ashanti region, Ghana: ore geology, geochemistry and fluid characteristics. *South African Journal Of Geology*, **103** (3-4): 255-278.