

*Ciclo dos supercontinentes e reflexos morfoestruturais no
Noroeste do Ceará/Brasil*

*The Cycle of supercontinents and morphostructural reflexes
in Northwest Ceará /Brazil*

*Ciclo de los supercontinentes y reflejos morfoestructurales
en el Noroeste de Ceará/Brasil*

Francisco Leandro de Almeida Santos
Geografia pela Universidade Federal do Ceará.
leogeofisico@gmail.com

Flávio Rodrigues do Nascimento
Universidade Federal do Ceara.
flaviorm@yahoo.com.br

Vanda de Claudino-Sales
Universidade Estadual Vale do Acaraú.
vcs@ufc.br

Resumo

A história geológica registra a ocorrência de quatro supercontinentes (Columbia, Rodínia, Panotia/Gondwana e Pangea). Vestígios desses eventos são reconhecidos no Noroeste do Ceará através dos seguintes episódios: (1) Orogênese Transamazônica/Atlântida (massas continentais do Columbia), gerando o Complexo Granja (2,0 Ga); (2) divisão do Columbia, gerando klippe (1,7 Ga); (3) rifteamento do Rodínia (800-750 Ma), com a deposição de sequências supracrustais neoproterozoicas; (4) aglutinação do Panotia/Gondwana (Orogênese Brasileira, 665-590 Ma), criando a Cadeia Brasileira; (5) colapso de orógenos e formação das bacias do Jaibas e Parnaíba, a partir da divisão do Panotia (530-515 Ma); (6) deposição do Grupo Serra Grande na Bacia do Parnaíba (440 Ma), associado com a deriva do Gondwana; (7) rifteamento intracontinental (145-120 Ma) gerando soerguimento da Bacia do Parnaíba e exumação de granitos, seguido da abertura do Atlântico, a partir da fissão do Pangea/Gondwana (120-100 Ma); 8) soerguimento flexural do interior do continente (a partir de 65 Ma), reativação crustal no Maciço da Meruoca e circunsdenudação na Bacia do Parnaíba, gerando o Glint da Ibiapaba.

Palavras-chave: supercontinentes; tectônica de placas; megageomorfologia.

Abstract

Geological history records the occurrence of four supercontinents (Columbia, Rodinia, Panotia/Gondwana and Pangea). Traces of these events are recognized in the Northwest of Ceará through the following episodes: (1) Transamazonian/Atlantida Orogenesis (continental Columbia masses), generating the Granja Complex (2.0 Ga); (2) Columbia division generating klippe (1.7 Ga); (3) rifting of Rodinia (800-750 Ma), with deposition of neoproterozoic supracrustal sequences; (4) agglutination of Panotia/Gondwana (Orogenesis Brasileira, 665-590 Ma), creating the Brasileira Chain; (5) collapse of orogens and formation of the Jaibaras and Parnaíba basins, from the division of Panotia (530-515 Ma); (6) deposition of the Serra Grande Group in the Parnaíba Basin (440 Ma), associated with the drift of Gondwana; (7) intracontinental rifting (145-120 Ma) generating uplifting of the Parnaíba Basin and exhumation of granites, followed by the opening of the Atlantic, from the fission of Pangea/Gondwana (120-100 Ma); (8) flexural uplifting of the interior of the continent (from 65 Ma), with exhumation of massifs, crustal reactivation in the Meruoca Massif and denuding in the Parnaíba Basin, generating the Ibiapaba Glint.

Keywords: supercontinents; plate tectonics; megageomorphology.

Resumen

La historia geológica registra la ocurrencia de cuatro supercontinentes (Columbia, Rodinia, Panotia / Gondwana y Pangea). Los vestigios de estos eventos se reconocen en el Noroeste de Ceará a través de los siguientes episodios: (1) Orogénesis Transamazónica/ Atlantis (masas continentales de Columbia), generando el Complejo Granja (2.0 Ga); (2) división de Columbia, generando klippe (1.7 Ga); (3) Rodinia rifting (800-750 Ma), con el depósito de secuencias supracrustales neoproterozoicas; (4) aglutinación de Panotia / Gondwana (Orogénesis Brasileira, 665-590 Ma), creando la Cadena Brasileira; (5) colapso de orógenos y formación de las cuencas Jaibaras y Parnaíba, de la división Panotia (530-515 Ma); (6) deposición del Grupo Serra Grande en la cuenca de Parnaíba (440 Ma), asociada con la deriva de Gondwana; (7) ruptura intracontinental (145-120 Ma) que genera elevación de la cuenca de Parnaíba y exhumación de granitos, seguida de la apertura del Atlántico, desde la fisión de Pangea / Gondwana (120-100 Ma); (8) elevación flexural del interior del continente (a partir de 65 Ma), reactivación de la corteza en el Macizo de Meruoca y circumsdeudación en la Cuenca de Parnaíba, generando el *Glint* de Ibiapaba.

Palabras clave: supercontinentes; placas tectónicas; megageomorfología.

Introdução

O advento da Teoria Tectônica de Placas durante a segunda metade do século XX representa um importante marco no contexto interdisciplinar das geociências, possibilitando uma mudança de paradigma na interpretação evolutiva do planeta. Essa teoria indica que a movimentação de blocos rígidos da crosta ocorre tendo como fonte de energia primordial o calor endógeno da Terra. Nas últimas duas décadas, dados de ampla variedade de fontes compreendem que uma série de supercontinentes pontuaram a história da Terra (e.g. MURPHY & NANCE, 2003, 2013; SANTOSH & ZHAO, 2009; CONDIE, 2011; YOSHIDA & SANTOSH, 2011a; HUSTON et al., 2012; MITCHELL et al., 2012, NANCE et. al 2018, PASTOR-GALAN et. al 2018, LIU et. al 2019). Importante contribuição à compreensão desse processo foi o trabalho de Wilson (1966), que propôs

um ciclo (“Ciclo de Wilson”) à ocorrência de fragmentação continental, abertura e fechamento de bacias oceânicas e aglutinação de continentes.

De acordo com o Ciclo de Wilson, o calor se acumula sob um supercontinente porque as rochas da crosta continental são más condutoras de calor. Quando o calor alcança uma temperatura muito elevada, a base da litosfera é consumida, uma abóboda se eleva sob o supercontinente e ele se fratura. Assim, o magma basáltico se eleva da parte inferior preenchendo as fraturas, o que resulta na dispersão das massas continentais a partir da abertura de um novo oceano (WICANDER & MONROE 2009).

Com efeito, os continentes e oceanos sofrem mudanças constantes, alterando em permanência suas configurações, assim modelando a superfície da Terra. Nesse processo, oceanos se abrem formando dorsais, subduções ocorrem consumindo placas oceânicas, continentes sujeitam-se ao magmatismo, acreções, fragmentações e aglutinações geram cadeias montanhosas, as quais sofrem erosão e originam as coberturas sedimentares. Esses processos, que são decorrentes da Tectônica de Placas, condicionam a evolução dos supercontinentes (HASUI, 2012a).

Esse artigo tem por objetivo apresentar as etapas associadas ao Ciclo dos Supercontinentes no Nordeste brasileiro, traduzindo os principais eventos e suas repercussões estruturais em uma perspectiva que seja compreensível e utilizável pela Geomorfologia. Em particular, detalha-se a situação morfoestrutural resultante desses processos no noroeste do Estado do Ceará.

Materiais e Métodos

Este texto resulta de pesquisa científica realizada a partir de trabalhos de gabinete, laboratório e campo. O trabalho de gabinete implicou em revisão bibliográfica profunda da evolução geológica do Nordeste brasileiro. A revisão de literatura compilou dados geocronológicos e estratigráficos com objetivo de promover uma reconstrução paleogeográfica dos continentes e mensurar os reflexos geológico-geomorfológicos sobre o Nordeste, em particular, no Noroeste do Estado do Ceará.

Os trabalhos de laboratório foram associados com geoprocessamento em ambiente SIG. Foram elaborados mapas hipsométrico e de localização, e mapa geológico. O mapa Hipsométrico/Localização foi elaborado no software QGIS 3.4 a partir da base de dados raster do radar SRTM (SHUTTLE RADAR TOPOGRAPHY MISSION) com resolução espacial de 30 m. A imagem foi sobreposta à base cartográfica da Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais - CPRM (2003) (Mapa geológico), para extração das zonas de cisalhamento (Lineamento Transbrasiliano e Falha Café-Ipueiras). O mapeamento temático foi realizado pelo QGIS 3.4 na escala de trabalho 1/100.000.

O mapa geológico foi elaborado a partir da base cartográfica da CPRM (2003) na escala de trabalho de 1/100.000 através do software Q GIS 3.4. Foi elaborado um mapa da geologia simplificada a partir do agrupamento de unidades geológicas crono-correlatas que estão vinculadas de forma análoga aos eventos de natureza tectônico-estrutural-

deposicional. A imagem SRTM com resolução espacial de 30 m foi utilizada para gerar um sombreamento de relevo sobreposto às unidades geológicas do Noroeste do Ceará.

Os trabalhos de campo (entre 2018 e 2019) subsidiaram o reconhecimento da realidade terrestre, permitindo melhor interpretação do condicionamento morfoestrutural da área-teste, contribuindo de maneira fundamental na compreensão dos processos apreendidos durante a etapa de revisão bibliográfica.

O ciclo dos supercontinentes e a separação do Gondwana/Pangea

Rogers (1996) sugere que os primeiros episódios de aglutinação continental ocorreram em torno de três continentes; 1) Ur, formado por acreção aleatória de pequenos crátons e blocos continentais em torno de 3,0 Ga, reunindo núcleos do Sul da África, Índia, Austrália e Antártica; 2) Ártica, cuja origem estaria associada com orogêneses e subducções ocorridas há cerca de 2,5 Ga, sendo constituído por setores da América do Norte, Sibéria e Groelândia, Norte da Austrália e da China; 3) Atlântida, formado por volta de 2,25-2,05 Ga, abrangendo porções da América do Sul e da África. (Figura 01).

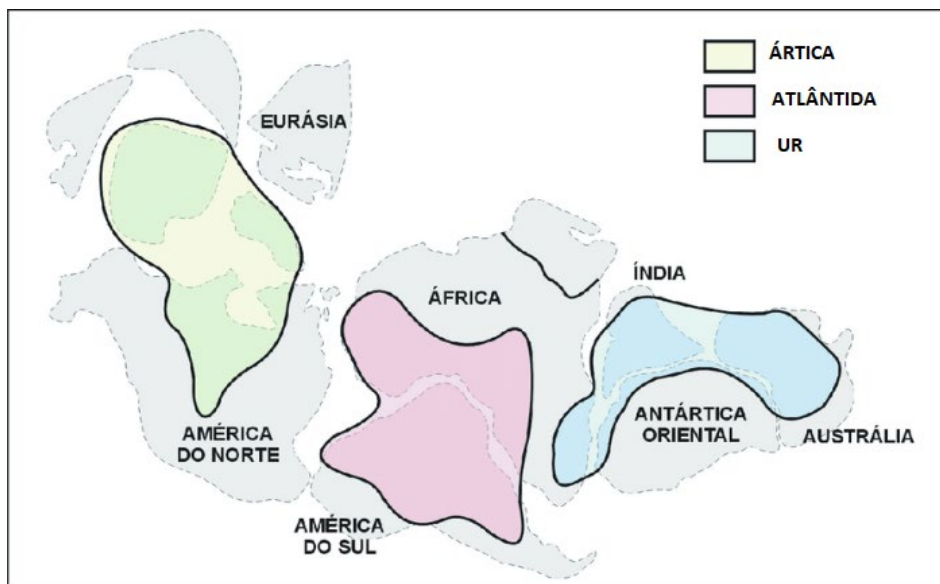


Figura 01: Distribuição espacial dos continentes Ur, Atlântida e Ártica. Fonte: Schobbenhaus & Brito Neves (2003). Adaptado de Rogers (1996).

Esses eventos de colisão ocorreram no início do Proterozoico, como parte da Orogênese Transamazônica (Atlântida) na América do Sul e da Orogenia Eburniana na África Ocidental, que correspondem à orogênese do Atlântida: com efeito, no seio do embasamento sul-americano, cerca de 54% dos terrenos datam dessa aglutinação,

enquanto 35% dos terrenos são arqueanos (portanto, de idade pré-aglutinação do Atlântida) (SATO & SIGA JR; 2000, TEXEIRA. et. al 2007; CLAUDINO-SALES, 2016). A amalgamação do continente Atlântida, ocorreu em torno de 2,2 Ga. Esse ciclo orogênico corresponde a um conjunto de colisões continente-continente (PASTOR-GALAN et al. 2018).

Rogers & Santosh (2002) advogam a ocorrência de um evento de colisão continental entre Ur, Atlântida e Ártica durante no final do Paleoproterozoico e início do Mesoproterozoico, em torno de 1,9 Ga. Essa aglutinação de massas continentais promoveu a formação do continente Columbia em uma margem de orogênese ativa demarcada por uma cadeia de montanhas intracontinental e uma margem de rifteamento cujo rompimento da Índia desenvolveu fissuras que culminaram com a fragmentação generalizada e extensão de blocos continentais a partir de 1,6 a 1,4 Ga (NANCE & MURPHY, 2018). A Figura 02 expõe as massas continentais do Columbia.

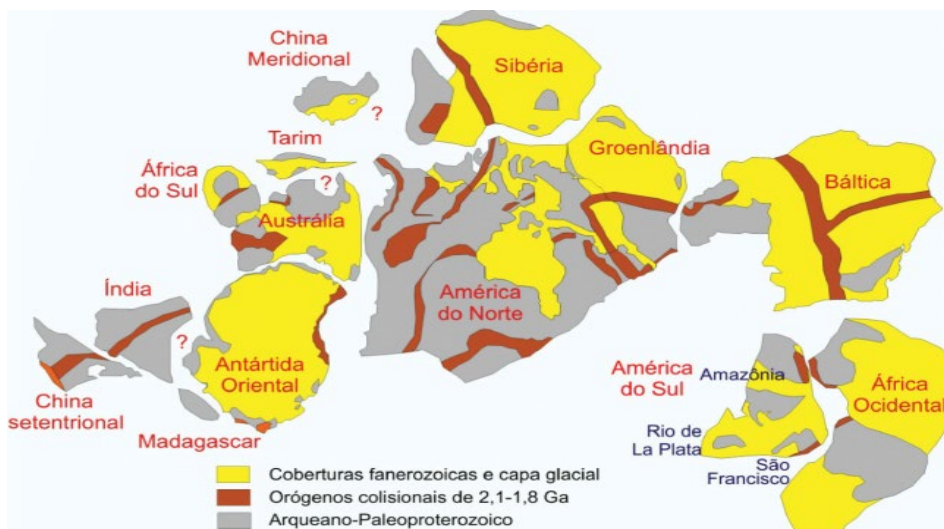


Figura 02: Supercontinente Columbia.
Fonte: Hasui (2012a) adaptado de Zhao et. al (2004).

Não obstante, durante a colagem do Columbia o Atlântida já passava por divisão entre 1,8 a 1,6 Ga em novos blocos continentais e assoalhos oceânicos. Na continuidade do Ciclo de Wilson, houve a divisão do Columbia. Após a fissão do Columbia, a história geológica indica a ocorrência de uma segunda mega-aglutinação continental, responsável pela formação do supercontinente Rodínia entre 1,1 e 1,0 Ga. Desta forma, o Rodínia (Figura 03) teria sido originado em grande parte pelo acréscimo do Atlântida como resultante das duas fases de convergência e pela expansão do Ur durante o evento Grenville (TOLLO, 2005, RIVERS, 2009, HASUI, 2012a, NANCE & MURPHY, 2018).

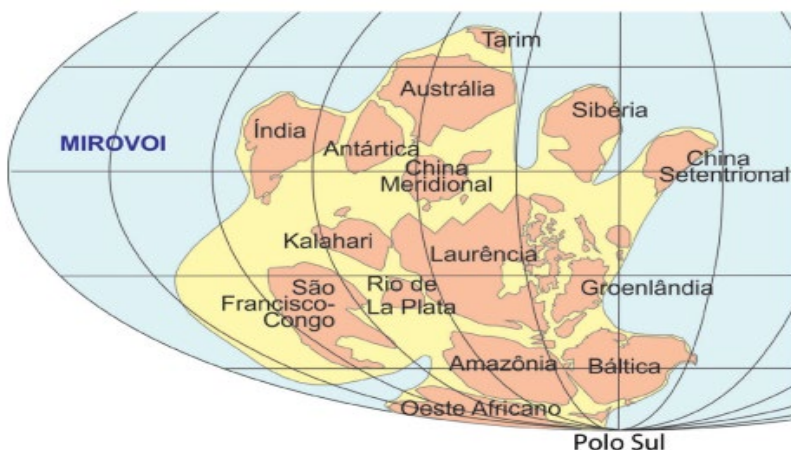


Figura 03: Supercontinente Rodínia. Fonte: Hasui (2012a), adaptado de Li et. al (2008).

O Rodínia se manteve íntegro até cerca de 850 Ma, quando começou a se fragmentar, a dispersão máxima acontecendo há 750-700 Ma. A divisão do Rodínia foi feita em blocos continentais denominados de Gondwana Leste, Gondwana Oeste, Laurência (LI et. al 2008, ERNST, 2009, LIU et. al, 2019). As massas continentais do Brasil oriundas da fragmentação do Rodínia são os: Crátons Amazônico e São Luís (que se conecta com o Oeste Africano), São Francisco (que se conecta com Cráton Congolês) e Paraná-Rio da Prata-Paranapanema (HASUI, 2010, 2012a).

Na sequência, ocorre a fusão do Continente Gondwana que demarca os eventos da Orogênese Brasileira no Nordeste brasileiro. A Orogênese Brasileira corresponde ao 3º episódio de aglutinação continental do Ciclo de Wilson, tendo sido responsável pela estruturação do arcabouço geológico-tectônico da Província Borborema. (BRITO NEVES & CORDANI, 1991, BRITO NEVES, 1999, CORDANI et. al 2013).

De acordo com Arthaud et. al (2015), a Orogênese Brasileira/Pan Africana resultou da colisão entre os crátos São Luís/Oeste da África e São Francisco/Congo, onde o ápice dos processos de deformação e metamorfização ocorreram em torno de 600 Ma. Essa colagem neoproterozoica implicou na formação de uma cadeia de montanhas no seio da Província Borborema – a chamada Cadeia Brasileira (BRITO NEVES, 1999).

A Zona de colisão brasileira é bem demarcada no embasamento da Plataforma Sul-Americana e da Província Borborema através de uma expressiva zona de cisalhamento de direção SW-NE. O Lineamento Transbrasiliiano corresponde umas das principais zonas de suturas que registra ao processo de amalgamação do Gondwana Ocidental. Dispõe-se sobre o Noroeste da Província Borborema e suas extensões de margem continental possuem continuidade na crosta da África Ocidental através das zonas de cisalhamento

Kandi entre o cinturão Dahomey e o cráton Transaharan (BRITO NEVES & CORDANI, 1991; BRITO NEVES, 1999, CORDANI et. al 2013).

A existência de um corredor tectônico formado por zonas de cisalhamento dúcteis paralelas sugere que as falhas brasileiras foram geradas a partir de uma orogenia continental como resultante da deformação nas margens dos antigos crátons. Esse fato indica que o Lineamento Transbrasiliano começou a se formar quando as antigas massas continentais já haviam colidido durante a Orogênese Brasileira (FUCK et. al, 2013).

Os segmentos oriental e ocidental do Gondwana aglutinam-se com Laurêntia e Báltica, em uma colisão continental localizada no Hemisfério Sul, para formar o Megacontinente Panótia (Figura 04) em torno de 545 Ma (STUMP, 1987, POWELL et. al., 1995, BRITO NEVES, 1999, TEXEIRA et. al 2007). Essa colisão ainda é objeto de muita controvérsia, porém grande número de autores considera a existência de um megacontinente nesse período geológico (NANCE & MURPHY, 2018).

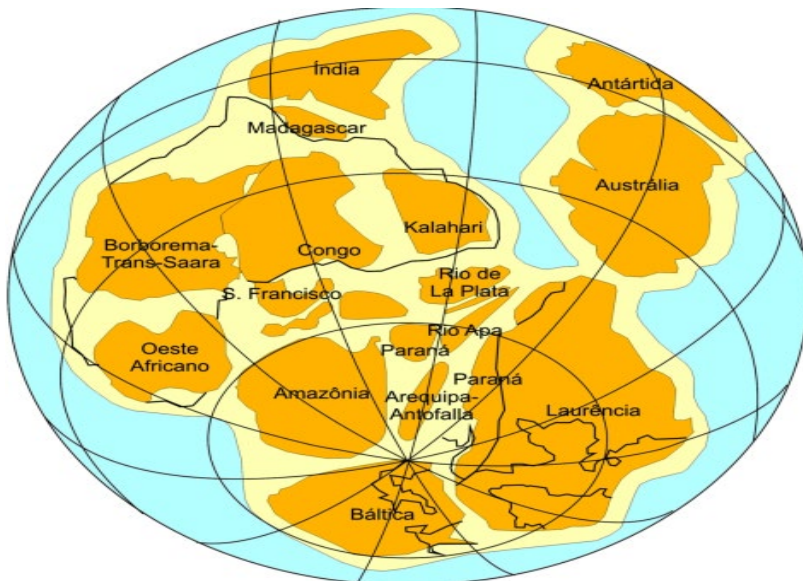


Figura 04: Megacontinente Panótia.

Fonte: Hasui (2010). Modificado de Cordani et al (2009).

O Megacontinente Panótia permanece amalgado por curto intervalo de tempo (com duração em torno de 30 Ma), fragmentando-se há aproximadamente 515 Ma em quatro massas continentais, que são a Laurêntia, Báltica, Sibéria, Sudeste Asiático e Gondwana. O Gondwana se mantém individualizado como um supercontinente a parte, corroborando para que na Província Borborema ocorra um longo período de estabilidade geológica (BRITO NEVES, 1999; HASUI, 2010, CLAUDINO SALES, 2016).

Durante o Paleozoico o Gondwana divagou até a aglutinação com o continente Laurássia, ao mesmo tempo em que ocorreu a colisão entre a América do Norte e Noroeste da África (NANCE et al., 2014). A sequência desses eventos originou o supercontinente Pangea, o qual, circundado pelo oceano Pantalassa, se formou no Carbonífero em torno de 320 Ma (ROGERS & SANTOSH, 2004, HASUI 2012a) (Figura 05). O Pangea não teve longa duração, de forma que, na sequência evolutiva do Ciclo de Wilson, ele começa a passar por divisão entre o final do Triássico e início do Jurássico.

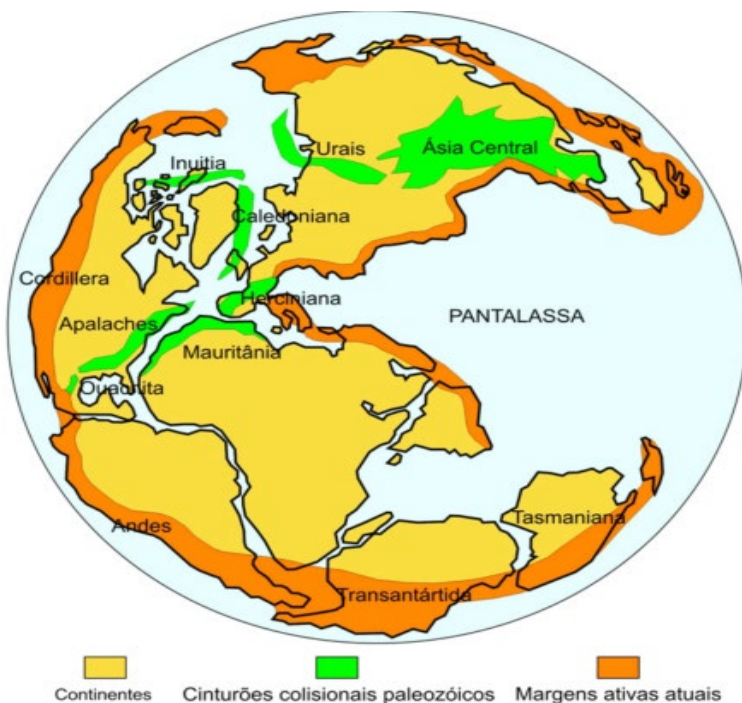


Figura 05: Megacontinente Pangea.
Fonte: Hasui (2010).

Conforme Carneiro et. al (2012), a separação do Pangea ocorre a partir da sucessão de três estágios, cada qual atuando em áreas distintas: 1) O Estágio de Rifteamentos I (Neotriássico-Eocretáceo) afetou predominantemente o norte da América do Sul com a abertura do Atlântico Norte (afastamento da América do Sul/África da América do Norte); 2) O Estágio de Rifteamentos II (Eocretáceo-Pré-Aptiano) ocorreu predominantemente no sul da América do Sul e representa a abertura do Atlântico Sul (início da separação América do Sul da África); 3) O Estágio de Rifteamento III (Neoptiano-Cenomaniano) marca a separação definitiva entre América do Sul e África por volta de 100 Ma na margem equatorial delimitada pelos lineamentos Patos e Pernambuco.

As figuras 6, 7 e 8 expõem uma reconstrução paleogeográfica das diferentes etapas de divisão do continente Pangea durante o Mesozoico com base no trabalho de Scotese e Golonka (1997), adaptadas em um modelo 3D através do programa “Ancient Earth (2015): Breakup of Pangea”, desenvolvido por Ian Webster:

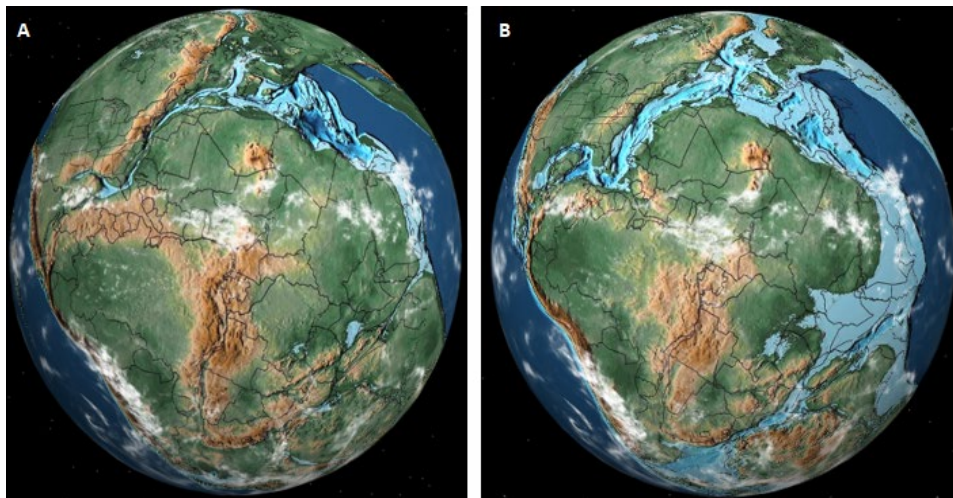


Figura 06: A) Abertura do Atlântico Norte entre o final do Triássico e início do Jurássico. B) Abertura do Atlântico Norte durante o Jurássico Médio.
Fonte: Ancient Earth (2015), adaptado de Scotese e Golonka (1997).

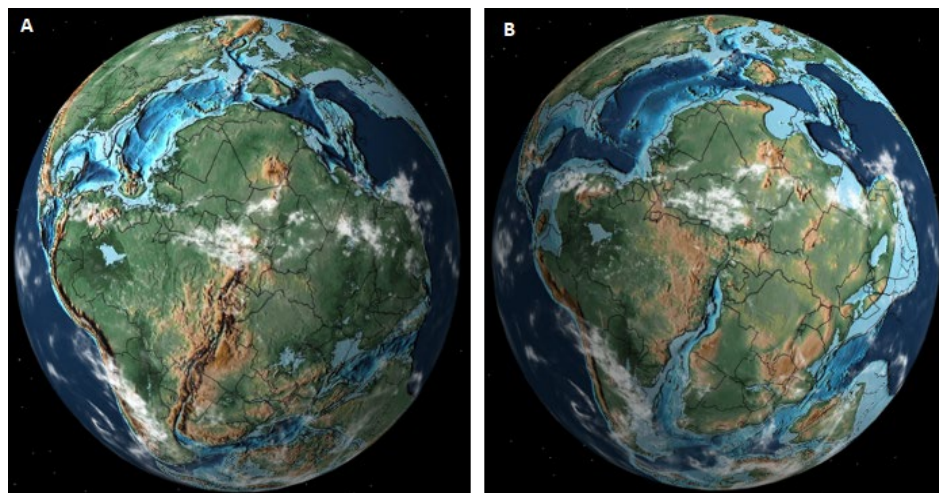


Figura 07: A) Individualização dos continentes Laurásia ao Norte e Gondwana ao Sul no Jurássico Superior. B) Abertura do Atlântico Sul durante o Aptiano.
Fonte: Ancient Earth (2015), adaptado de Scotese e Golonka (1997).

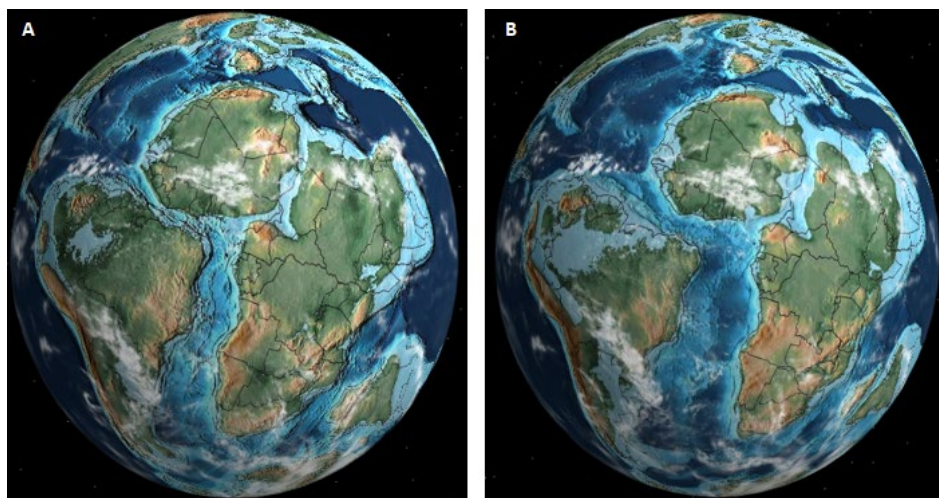


Figura 08: A) Abertura da Margem Equatorial Atlântica com a separação final entre América do Sul e África na transição Albiano/Cenomaniano B) Individualização da Plataforma Sul Americana a partir do Cenomaniano. Fonte: Ancient Earth (2015), adaptado de Scotese e Golonka (1997).

A divisão do Pangea na Província Borborema: formação da Margem Equatorial Atlântica

A margem equatorial brasileira inclui toda a plataforma continental norte do Brasil e sua porção emersa adjacente, estendendo-se por cerca de 1900 Km. Abrange as bacias marginais Potiguar, Ceará, São Luís/Bragança-Vizeu/Ilha Nova, Barreirinhas, Pará-Maranhão, Marajó e Caciporé/Foz do Amazonas. Compreende um segmento de direção aproximada WNW, que pode ser subdividida em setores menores E-W e NW-SE (ANTUNES, 2004) (Figura 09).

A Margem Equatorial Atlântica corresponde a uma margem tectônica transformante que se desenvolveu ao longo de um processo complexo, multifásico, de ruptura e distensão litosférica, envolvendo a criação de bacias multicíclicas, desde riftes clássicos (distensão ortogonal) precedidos por magmatismo básico (Jurássico, Cretáceo), às bacias amagmáticas acompanhadas de ativação de falhas transformantes em regime transtensional (Aptiano-Albiano, no Cretáceo) (ZALÁN 2012).

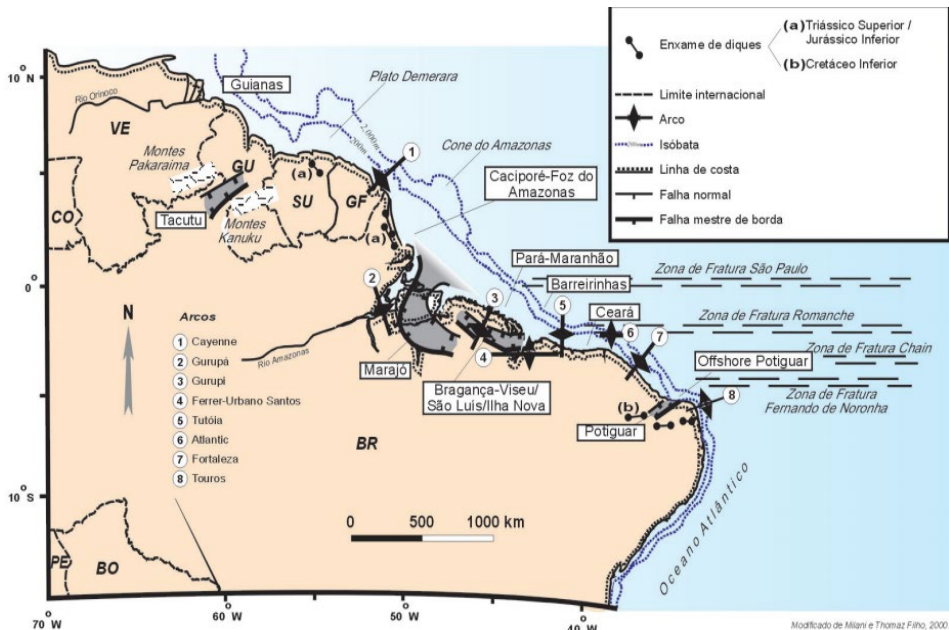


Figura 09: Margem Equatorial Atlântica.

Fonte: Morriam (2003), modificado de Milani e Thomaz Filho (2000).

No segmento Nordeste Setentrional, a Margem Equatorial Atlântica é parte integrante da Província Borborema (PEULVAST & CLAUDINO-SALES, 2004), A abertura de riftes intracontinentais, que formaram o eixo estrutural Cariri-Potiguar, e como documentado por Matos (2000), ocorreu em torno de 145-120 Ma, seguindo os trends estruturais das zonas de cisalhamento brasileiras NE-SW e E-W.

O abortamento dos riftes ocorreu no Barremiano entre 120-115 Ma com a formação das bacias Potiguar, Araripe, Iguatu, Icó/Lima Campos e Rio do Peixe. Os depocentros para sedimentação mesozoica foram originados em condições transtensionais a partir da reativação das zonas de cisalhamento Senador Pompeu, Orós/Jaguaribe, Portalegre e Patos (SHOBBENHAUS & BRITO NEVES 2003).

As zonas de cisalhamento Patos e Senador Pompeu possuem continuidade na África através das zonas de cisalhamento Garoua e Ile Ife, respectivamente. Além disso, há uma conexão entre Noroeste da Província Borborema (CE) e o oeste africano através do Lineamento Transbrasiliano/Kandi. (Figura 10) (CASTRO, et. al 2012).

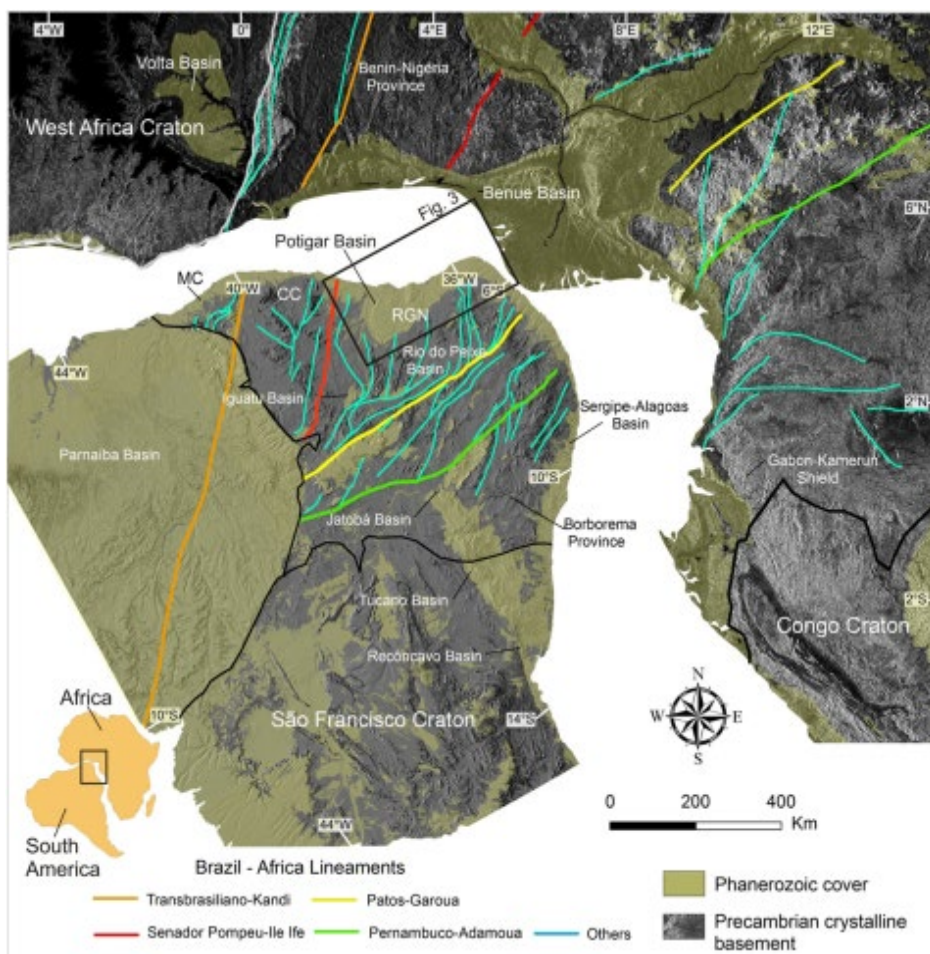


Figura 10: Continuidade das zonas de cisalhamento brasileiras da Província Borborema no Oeste africano. Fonte: Castro et. al (2012).

A abertura dos riftes intracontinentais do eixo estrutural Potiguar-Cariri formou ombros de riftes a leste (Maciço da Borborema) e a oeste (Maciços Estruturais do Domínio Ceará Central), justificando a ausência de ombros de riftes e a inexistência de relevos do tipo “Serra do Mar” na zona costeira do Nordeste Setentrional (CLAUDINO SALES, 2016).

No Albiano, 20 milhões de anos após o rifteamento intracontinental, o polo da rotação horária da América do Sul em relação à África deslocou-se para oeste até próximo ao Oiapoque, de modo que o rifteamento propagou-se em um padrão do tipo *backstepping*, resultando na abertura do Atlântico Equatorial (SZATMAR et.al 1987; MATOS, 2000;

TRODSTORF JUNIOR et. al 2007). A deriva inicialmente foi contida, pela continuidade que havia entre o Nordeste Setentrional e o Oeste da África, sendo este o último segmento do Gondwana a ser dividido (CLAUDINO SALES 2016).

Em torno de 100 Ma a separação foi concluída através de falhas transformantes com distensão NE-SW e cisalhamento E-W (MATOS 2000). Em outras palavras, com o rompimento do Gondwana, o Oceano Atlântico foi formado, a partir de um cisalhamento lateral dextral com direção E-W, evoluindo a região da Província Borborema deformada por essa divisão posteriormente para uma margem tectônica passiva (SZATMAR et.al 1987, MATOS, 2000, CASTRO et. al 2012, BASILE, 2015).

Condicionantes morfoestruturais do ciclo dos Supercontinentes no segmento Noroeste do Ceará

O Noroeste do Estado do Ceará apresenta, objeto de análise em detalhe desse artigo (Figura 11), elevada complexidade geológica e morfoestrutural. As unidades geológicas na área são constituídas por: embasamento paleo-proterozoico (Complexo Granja e Unidade Vulcânica Saquinho), sequências supracrustais neoproterozoicas (Complexo Ceará, grupos Martinópole e Ubajara), Suíte Granítica Tamboril-Santa Quitéria, Suítes Graníticas tardi-pós orogênicas (Plúton Anil, suítes Mucambo e Meruoca) Bacia do Jaibaras, Bacia do Parnaíba e depósitos sedimentares cenozoicos (Figura 12).

Em termos morfoestruturais, oito marcantes eventos atuaram sobre a evolução do relevo na área de estudo, entre a borda oriental da Bacia Sedimentar do Parnaíba e os domínios Ceará Central e Médio Coreaú (Noroeste da Província Borborema):

1) Orogênese Transamazônica (Atlântida) com a formação do Complexo Granja, constituído por rochas intrusivas sin-metamórficas como gnaisses de diferentes composições, migmatitos, granulitos e anfibolitos. As idades de 2,0 Ga obtidas em zircões a partir do método U-Pb (SANTOS, et. al 2001) sugerem que a evolução da assembleia granulítica primária resulta de um metamorfismo pré-Brasiliano. O embasamento paleoproterozoico é cortado por grandes zonas de cisalhamento transcorrentes NE-SW e de cavalgamentos para NW, além de um posicionamento lateral de rochas de diferentes idades e grau metamórfico, expressos através de retroempurrões na direção SE. (VAUCHEZ et. al 1995);

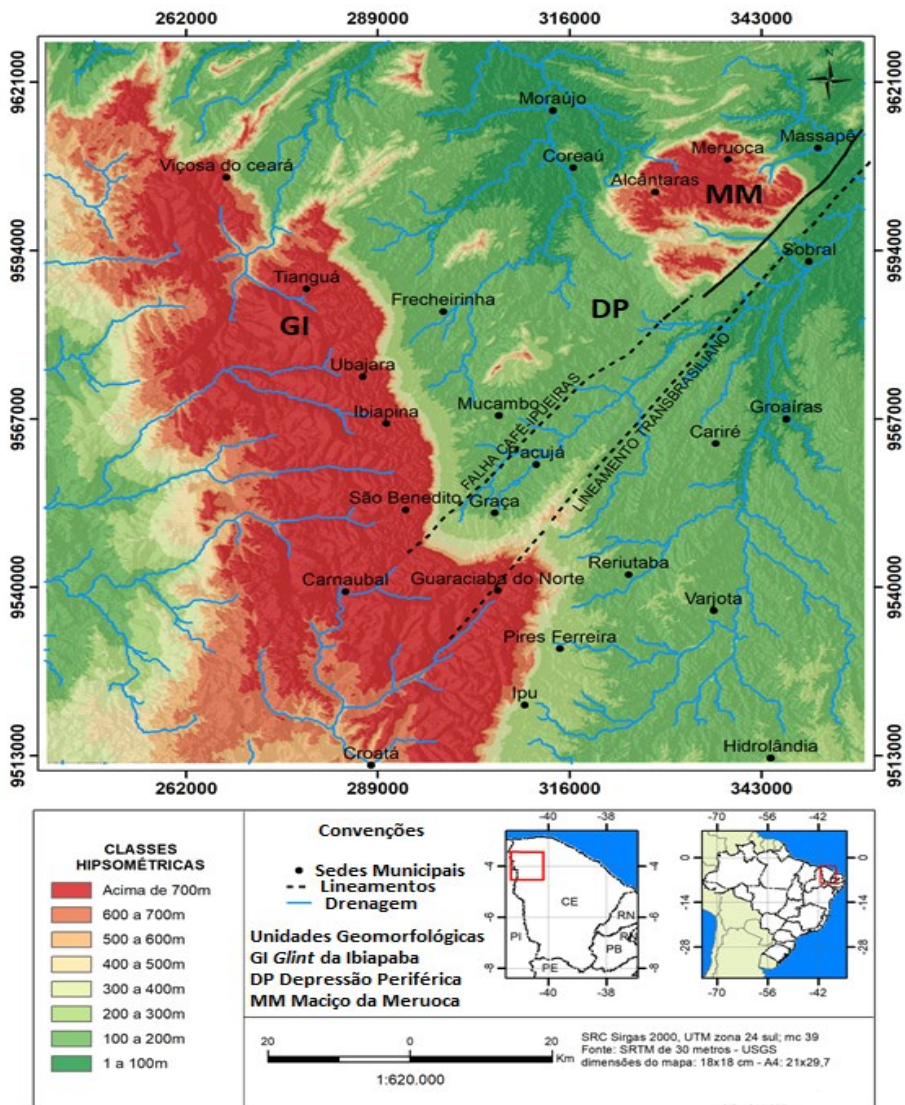


Figura 11: Relevo e Hipsometria da área de estudo. Elaborado pelos autores.

2) Período pós- Orogênese Transamazônica (Atlântida), durante o qual ocorrem eventos extensionais associados com a divisão do Atlântida/Columbia no embasamento paleoproterozoico do Domínio Médio Coreaú como parte do vulcanismo Saquinho (1,79 Ga U-Pb), responsável pela ocorrência de um intenso magmatismo e rifteamento ensialico. (SANTOS, et. al 2002, 2008). Tal contexto corresponde a uma pequena *klippe*

individualizada, em meio às sequências supracrustais neoproterozoicas do Grupo Ubajara, sendo composta por traquiandesitos, riolitos, vulcanoclastitos, arenitos ferruginosos, metariolitos e metabasaltos. (HASUI, 2012b; CPRM, 2003).

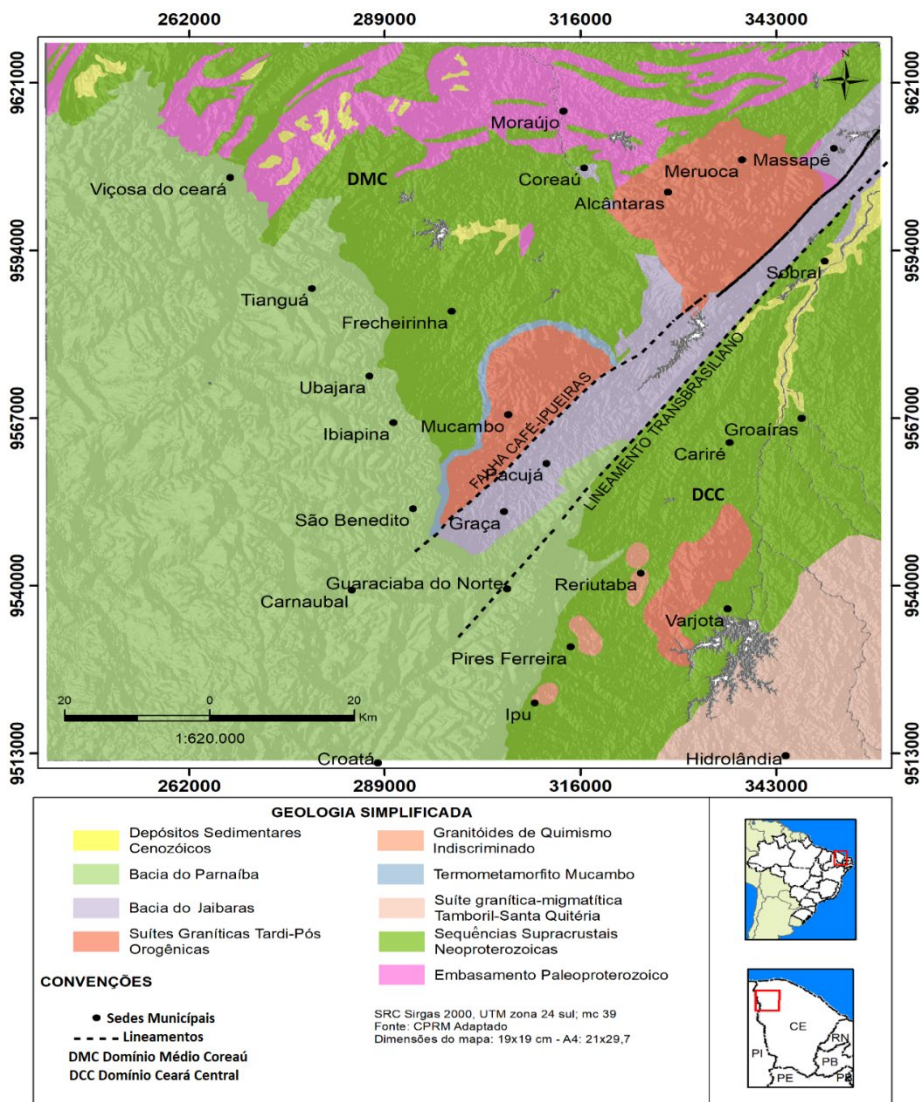


Figura 12: Unidades de mapeamento geológicas simplificada do Noroeste do Ceará. Base Cartográfica.: CPRM (2003), organizado pelos autores.

3) Divisão do Cráton Oeste Africano-São Luís partir da abertura de uma bacia oceânica entre os domínios Ceará Central e Médio Coreá. Esse evento demarca o rifteamento do continente Rodínia na Província Borborema entre 800-750 Ma. No Domínio Ceará Central ocorreu a deposição de seqüências supracrustais neoproterozoicas, pertencentes as unidades Independência e Canindé. Correspondem a rochas metamorfizadas em alto grau e comumente migmatizadas. São compostas por paragneisses, quartzitos, micaxistos, anfíbolitos e metacalcários. No extremo Noroeste do Domínio Médio Coreá foram depositadas as seqüências vulcano-sedimentares de back-arc do Grupo Martinópole sob ambientes de baixa energia. As formações são compostas principalmente por quartzitos, micaxistos, mármore e metarriolitos. (FETTER, 1997, 2003 et. al, CPRM, 2003, ARTHAUD 2007, HASUI, 2012b).

4) Orogênese Brasileira (665-590), com a formação do arco magmático Tamboril-Santa Quitéria, resultando no espessamento crustal por empilhamento de nappes resultantes de uma orogênese do tipo Himalayana (criando a Cadeia de Montanhas Brasileira), a partir do fechamento de pequenas bacias oceânicas durante a colagem do Gondwana Ocidental. Há aproximadamente 590 Ma os campos de tensões foram invertidos para uma colisão oblíqua criando zonas de cisalhamento dextrais de direção NNE-SSW, a exemplo do Lineamento Transbrasiliano, que demarca a zona de sutura dessa colisão na Província Borborema. Ocorre ainda a deposição das seqüências supracrustais do Grupo Ubajara apresentando estruturas contracionais e transcorrentes com rochas de baixo grau metamórfico, vinculadas à Orogênese Brasileira (BRTTO NEVES, 1999, FUCK et. al, 2013 ARTHAUD et. al 2015, SOUZA, 2018).

5) Período tardi-pós Brasileiro, simultaneamente episódios pós-tectônicos do tipo extensional ocorreram repetidamente ao longo do corredor tectônico Transbrasiliano-Kandi (CORDANI et. al 2013), com a intrusão de granitos tardios (570-530 Ma) a partir do colapso tectônico da Cadeia Brasileira e formação da bacia de antepaís do Jaibaras. A implantação da Sinéclise do Parnaíba (Neoproterozoico-Paleozoico) ocorre a partir do rifteamento paleozoico (CASTRO et al., 2014), associado com a divisão do megacontinente Panótia (CLAUDINO-SALES, 2016), que produziu subsidência de ampla área no Nordeste Setentrional e Norte Oriental (CLAUDINO-SALES, 2018). A intrusão dos granitóides formou as suítes graníticas Anil, a sudeste do Lineamento Transbrasiliano (Domínio Ceará Central), Meruoca e Mucambo (Domínio Médio Coreá). As duas últimas suítes estão alinhadas a nordeste pela falha Café-Ipueiras, demonstrando o controle das zonas de cisalhamento no alojamento de magmas graníticos pós-orogênicos. Esses eventos representam o estágio de transição entre a fase tectônica principal e a subsequente fase de estabilização da crosta continental (OLIVEIRA, 2001, SANTOS et. al 2008, PEDROSA JR et. al 2016).

6) Estabilização da Plataforma Sul-Americana com a deposição dos arenitos da Formação Serra Grande durante a primeira incursão marinha da Bacia do Parnaíba. Corresponde ao período de divagação do supercontinente Gondwana, que não se dividiu na divisão do Panótia. O Grupo Serra Grande pode ser subdividido a partir da base pelas formações Ipú, Tianguá e Jaicós. (VAZ et. al, 2007). Esse evento está correlacionado à Glaciação Hirnantiana, um episódio global de cerca de 2 Ma, durante a transição

Ordoviciano-Siluriano, bem documentada em outras bacias do Gondwana na África. (ASSIS et. al 2019). A Formação Ipu foi depositada em torno de 440 Ma sob condições de natureza glacial proximal e glacio-fluvial e de leques aluviais ou frentes deltáticas. A Formação Tianguá foi depositada em ambiente marinho raso durante a fase máxima de extensão de transgressão glacio-eustática mundial; seguindo-se da fusão do gelo no norte da África. A Formação Jaicós foi depositada por sistemas fluviais entrelaçados, deltáticos, plataformais em ambiente continental, transicional e marinho raso durante o Neossiluriano e Eodevoniano. No geral, prevalecem arenitos, conglomerados, folhelhos e siltitos arenosos (OLIVEIRA & MORIAK, 2003, GOES & FEIJÓ, 1994, VAZ. et. al 2007).

7) Rifting intracontinental (eixo Cariri-Potiguar), seguido da abertura do Atlântico Equatorial no Cretáceo, a partir da fissão do Pangea/Gondwana sob regime transformante/transcorrente condicionando a reativação zonas de cisalhamento brasileiras NE-SW. (MATOS, 2000, CASTRO et. al 2012). Ocorre o soerguimento solidário da borda oriental da Bacia do Parnaíba (gerando o Planalto da Ibiapaba) a partir da reativação do Lineamento Transbrasílico por tensões transpressionais (PEULVAST & CLAUDINO-SALES, 2004). A estruturação da rede de drenagem promoveu a dissecação do front da bacia, modelando um glint em virtude da maior resistência das rochas do Grupo Serra Grande em relação ao “embasamento cristalino” sotoposto: a menor resistência do embasamento produziu ampla remoção das rochas pré-cambrianas, deixando em resalto acentuado o Grupo Serra Grande (CLAUDINO-SALES, 2016, 2018). Ocorreu também reativação da Falha Café-Ipueiras e exumação das suítes graníticas tardi-pós orogênicas Mucambo e Meruoca, formando os maciços cristalinos “Serra do Carnutin” e “Serra da Meruoca”, respectivamente (PEULVAST & CLAUDINO SALES, 2006). A retomada erosiva promoveu a formação de facetas triangulares e festonamentos sobre escarpas herdadas de falha do Maciço da Meruoca.

8) Soerguimento flexural do interior do continente em resposta a sobrecarga de sedimentos na plataforma desde o Cretáceo Superior até o Cenozoico. Variações climáticas (Cenozoico), alternância entre climas úmidos e semiáridos (CLAUDINO SALES, 2018). O tectonismo intraplaca é responsável pelo soerguimento e a exumação de maciços estruturais (MAIA & BEZERRA, 2014). A neotectônica promoveu pulsos de reativação crustal nas escarpas norte-oriental do Maciço da Meruoca com rejeitos transcorrentes dextrais na Falha Café-Ipueiras (PEULVAST & CLAUDINO SALES, 2006). As condições de semiaridez promoveram a elaboração das superfícies de aplainamento sertanejas a partir do desmonte e recuo front do Planalto da Ibiapaba por circundesnudação desenvolvendo uma depressão periférica subsequente. (SOUZA 2000). Esse relevo configura-se em um glint, Glint da Ibiapaba, formado em função da menor resistência das rochas pré-cambrianas, deixando as rochas sedimentares paleozoicas em resalto. Posteriormente ocorreu sedimentação correlativa de natureza coluvial (Neógeno-Quaternário) e aluvial (Quaternário) (CLAUDINO SALES, 2016, CLAUDINO SALES & LIRA, 2011). A erosão remontante produziu festonamentos na escarpa do Planalto da Ibiapaba e morros testemunhos na área da depressão periférica, visto a condição dos rios anaclinais em seccionar a abertura dos vales no sentido inverso ao mergulho estratigráfico das camadas sedimentares. A ruptura topográfica está acima de 700 m, favorecendo a

ocorrência de chuvas orográficas com médias pluviométricas superiores às depressões sertanejas semiáridas, demonstrando o papel do planalto como principal centro de origem dos rios que drenam em direção as bacias hidrográficas do Coreaú e Acaraú, no noroeste do Ceará (SANTOS & NASCIMENTO, 2017). A exposição em sobressalto topográfico dos quartzitos das formações São Joaquim (Grupo Martinópolis) e Trapiá (Grupo Ubajara), refletem a maior resistência dessas litologias face ao trabalho seletivo da erosão diferencial sob condições preponderantemente semiáridas.

Na atualidade, o conjunto da área analisada evoluiu lentamente a partir da ação dominante de morfogênese física controlada pela existência de clima semiárido. Merece menção também as atividades sociais, que alteram, sobretudo, as regiões mais elevadas do Maciço da Meruoca e Glint da Ibiapaba, resultando em grande alteração das formações superficiais e modificações ambientais consideráveis, em particular da flora e do clima.

Considerações finais

As análises do Ciclo de Wilson realizadas em relação ao Noroeste do Estado do Ceará, indicam que praticamente todos os eventos tectônicos associados com as etapas de fusão e fissão dos quatro megacontinentes que a história geológica registra, tiveram reflexos no noroeste do Estado do Ceará.

Não obstante, os principais condicionantes morfoestruturais da paisagem geomorfológica da área de análise são (1) a orogênese do Atlântida (2,2 Ga), representada pelas rochas do embasamento paleoproterozoico; (2) a orogênese Brasileira, que definiu o Lineamento Transbrasiliano e as zonas de cisalhamento de direção NW-SE e E-W que controlam a rede de drenagem e a instalação dos granitos brasileiros que sustentam parcela dos relevos, e; (3) a divisão cretácea do Pangeia, que produziu o soerguimento da superfície regional e a exumação dos granitos brasileiros e tardi-brasilianos.

A organização morfoestrutural atual parece ter mudado pouco desde os episódios cretáceos de divisão do Gondwana, do qual ela é uma herança direta. No entanto, os dispositivos morfoestruturais foram remanejados, com frequência de forma localizada, por episódios tectônicos (flexura marginal), erosivos (associados com as mudanças climáticas e as variações do nível do mar e sedimentológicos, acumulação de sedimentos sobre as rochas pré-cambrianas).

Em tempos cenozoicos, a erosão diferencial comandada por climas secos (PEULVAST & CLAUDINO-SALES, 2004) representa fator importante. Visto que explorou os elementos da malha estrutural pré-existente, gerando ressaltos topográficos (como o *Glint* da Ibiapaba) e uma superfície de circundesnudação (a depressão periférica ao *glint*). Na atualidade, os climas secos continuam atuando, de forma a resultar em lento processo erosivo. O uso e ocupação da área estão promovendo alterações mais importantes que o processo erosivo de ordem natural.

A bibliografia relativa à megageomorfologia do Noroeste do Estado do Ceará é reduzida (e.g. CLAUDINO-SALES e LIRA, 2011), e praticamente nula em relação às

etapas da tectônica de placas e do ciclo dos supercontinentes na gênese e evolução dos relevos. Nos próximos ensaios, outros setores da Província Borborema serão analisados a partir das fusões e fissões continentais e elementos morfoestruturais resultantes.

Referências

ANCIENT EARTH. *Breakup of Pangea*. July 2015 By Ian Webster. Disponível em <https://dinosaurpictures.org/ancient-earth/#240>. Acesso 26/05/2020.

ANTUNES, A. F. *Evolução tectono-estrutural do Campo de Xaréu (Sub-bacia de Mundaú, Bacia do Ceará-NE do Brasil: abordagem multiescala e pluriferramental*. (Tese de Doutorado) Programa de Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. p. 384. Natal. 2004.

ARTHAUD, M. H. *Evolução neoproterozoica do Grupo Ceará (domínio Ceará Central, NE do Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira*. (Tese de Doutorado). Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. p.170. Brasília, 2007.

ARTHAUD, M. H; FUCK, R. A; DANTAS, E. L; SANTOS, T. J. S; CABY, R; ARMSTRONG, R. The Neoproterozoic Ceará Group Ceará Central Domain, NE Brazil: Depositional age and provenance of detrital material. New insights from U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*. 58.p. 223-237. 2015.

ASSIS, A. P; PORTO, A. L., SCHMITT, R. S; LINOL, B; MEDEIROS, S. R; MARTINS, F. C; SILVA, D. S. The Ordovician-Silurian tectono-stratigraphic evolution and paleogeography of eastern Parnaíba Basin, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 102241. 2019.

BASILE, C. Transform continental margins-part 1: Concepts and models. *Tectonophysics*, v. 661, p. 1-10, 2015.

BRITO NEVES, B. B. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. *Revista Brasileira de Geociências*29, p. 379-392. 1999.

BRITO NEVES, B. B. CORDANI, U. G. Tectônica Evolution of South America During the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53. 23-40. 1991.

CPRM. (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) Serviço Geológico do Brasil. *Mapa geológico do Estado do Ceará*. 2003.

CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M., HASUIY; ZALÁN, P. V; TEXEIRA, J. B. G. Estágios evolutivos do Brasil no Fanerozoico. *Geologia do Brasil*. São Paulo, Beca, 1(6), p.131-136. 2012.

CASTRO, D. L; BEZERRA, F. H; SOUZA M. O; FUCK R. A. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on gravity and magnetic data. *Journal of Geodynamics*. 54, 29-42. 2012.

CASTRO, D. L.; FUCK, R. A.; PHILLIPS, J. D.; VIDOTTI, R. M.; BEZERRA, F. H. R.; DANTAS, E. L. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics*, vol. 614, 128-145. 2014.

CLAUDINO-SALES, V. Megageomorfologia do Nordeste Setentrional. *Revista de Geografia*, vol. 35 (4), p. 442-458, 2018.

CLAUDINO-SALES, V. *Megageomorfologia do Estado do Ceará: História da Paisagem Geomorfológica*. São Paulo: Novas Edições Acadêmicas, 2016.

CLAUDINO-SALES, V.; LIRA, M. V. Megageomorfologia do noroeste do Estado do Ceará. *Caminhos de Geografia*, vol. 12(38), p. 200-211. 2011.

CONDIE, K. C. The supercontinent cycle. Earth as an Evolving Planetary System. *Academic Press*, pp. 317-355. 2011.

CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W.; D'AGRELLA, M.S.; TRINDADE, R. I. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, v. 15, p. 396-407, 2009.

CORDANI, U. G.; PIMENTEL, M. M., ARAÚJO, C. E. G; FUCK, R. A. THE SIGNIFICANCE OF THE TRANSBRASILIANO-KANDI TECTONIC CORRIDOR FOR THE AMALGAMATION OF WEST GONDWANA. *Brazilian journal of Geology*, 43(3), 583-597. 2013.

ERNST, W. G. Archean plate tectonics, rise of Proterozoic supercontinentality and onset of regional, episodic stagnant-lid behavior. *Gondwana Research*, v. 15, n. 3-4, p. 243-253, 2009.

FETTER, A. H; SANTOS, T. J. S; VAN SCHMUS, W. R; HACKSPACHER, P. C; BRITO NEVES, B. B; ARTHAUD, M; NOGUEIRA NETO, J. A; WERNICK, E. Evidence for Neoproterozoic Continental for Arc Magmatism in The Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brasil: Implications for the Assembly West Gondwana. *Gondwana Research*. V 6 N°2. pp 265-273. 2003.

FETTER, A. H; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, T. J. S.; ARTHAUD, M; NOGUEIRA NETO, J. A. *Geocronologia e estruturação do Estado do Ceará: NW da Província da Borborema, NE Brasil. XVII Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza. 1997.*

FRANÇOLIN, J. B. L; SZATMAR, P. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 17. p. 196-207. 1997.

FUCK, R. A; DANTAS, E. L; VIDOTTI, R. M., ROING, H. L; ALMEIDA, T. Deformação intracontinental em sistemas transcorrentes: O caso do Lineamento Transbrasiliano: geometria, idade e significado. *XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET)*, 1. 2013.

GÓES, A. M. O; FEIJÓ, F.J. *Bacia do Parnaíba*. B. Geoci. PETROBRÁS, Rio de Janeiro: v.8, n.1, p.57-67, jan/mar. 1994.

HASUI, Y. A Grande Colisão Pré-Cambriana do Sudeste Brasileiro e a Estruturação Regional-São Paulo, Unesp. *Geociências*. v. 29. n. 2. P. 141-169. 2010.

HASUI, Y. Evolução dos Continentes in HASUI, Y; CARNEIRO, C. D. R; ALMEIDA, F. F. M; BARTORELLI, A. *Geologia do Brasil*- São Paulo: Beca, p. 98-109. 2012a.

- HASUI, Y. Sistema Orogênico Borborema in HASUI, Y; CARNEIRO, C. D. R; ALMEIDA, F. F. M; BARTORELLI, A. *Geologia do Brasil*- São Paulo: Beca, p. 248-288. 2012b.
- HUSTON, D. L., BLEWETT, R. S., CHAMPION, D. C. Australia through time: a summary of tectonic and metallogenic evolution. *Episodes* 35 (1), 23–43. 2012.
- LI Z. X.; BOGDANOVA S. V., COLLINS A. S., DAVIDSON A., DE WAELE, B; ERNST R. E; FITZSIMONS I. C. W; FUCK R.A; GLADKOCHUB, D. P; JACOBS J., KARLSTROM, K. E; LU S; NATAPOV, L. M; PEASE V; PISAREVSKY, S. A; THRANE, K; VERNIKOVSKY, V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research*. 160:(1-2):179-210. 2008.
- LIU, C; RUNYON, S. E; KNOLL, A. H.; HAZEN, R. M. The same and not the same: Ore geology, mineralogy and geochemistry of Rodinia assembly versus other supercontinents. *Earth-Science Rev. Reviews*. p.1-33.2019.
- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Condicionamento estrutural do relevo no Nordeste setentrional brasileiro. *Mercator-Revista de Geografia da UFC*, v. 13, n. 1, p. 127-141, 2014.
- MATOS, R. M. D. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics* 11(4), pp. 766-91.2000.
- MITCHELL, R. N., KILIAN, T. M., EVANS, D. A. D. Supercontinent cycles and the calculation of absolute palaeolongitude in deep time. *Nature* 482, 208–212. 2012.
- MOHRIAK, W. U. Bacias sedimentares da margem continental Brasileira in BIZZI, L. A. SHOBBENHAUS, C. VIDOTTI, R. M. GONÇALVES, J.H *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*, v. 2003, p. 87-165, 2003.
- MURPHY, J. B; NANCE, R. D. Speculations on the mechanisms for the formation and breakup of supercontinents. *Geoscience Frontiers*. v. 4, n. 2, p. 185-194, 2013.
- MURPHY, J. B; NANCE, R. D. Do supercontinents introvert or extrovert?: Sm-Nd isotope evidence. " *Geology* :31.10 p. 873-876. 2003.
- NANCE R.D; MURPHY J. B. Supercontinents and the case for Pannotia. *Geological Society of London Special Publication* 470, 2018.
- NANCE R. D; MURPHY, J. B.; SANTOSH, M. The supercontinent cycle: A retrospective essay. *Gondwana Research*, vol. 25. p. 4-29. 2014.
- OLIVEIRA, D. C; MOHRIAK, W. U. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum geology*, v. 20, n. 3-4, p. 351-383, 2003.
- PASTOR-GALAN D, NANCE R. D, MURPHY J. B, SPENCER C. J. Supercontinents: myths, mysteries, and milestones. *Special Publication Geological Society of London*, vol. 470, 2018.
- PEDROSA JR, N. C; VIDOTTI, R. M; FUCK, R. A; BRANCO, R. C.; ALMEIDA, A. R.; SILVA, N. C. V; BRAGA, L. R. Architecture of the intracontinental Jaibaras Rift, Brazil, based on geophysical data. *Journal of South American Earth Sciences*, 74, 27-40. 2017.
- PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V. Reconstruindo a evolução de uma margem continental passiva: um estudo morfogenético do Nordeste brasileiro. In SILVA, J. B; LIMA,

L. C, ELIAS, D (Orgs). *Panorama da Geografia Brasileira I*. São Paulo: Annablume, p. 277-317, 2006.

POWELL, C. M.; DALZIEL, I. W. D.; LI, Z. X.; MC ELHINNY, M. W. Did Pannotia the latest Neoproterozoic southern Supercontinent treall yexist? *EOS (Transactions, American Geophysical Union*, 76/46. p.F577. 1995.

RIVERS, T. The Grenville Province as a large hot long-duration collision alorogen- Insights from the spatial and thermal evolution of its orogenic fronts. From: MURPHY, J. B., KEPPIE, J. D. & HYNES, A. J. (eds) *Ancient Orogens and Modern Analogues*. Geol. Soc., Spec. Publ., 327:405-444. 2009.

ROGERS, J. J. W. A history the continents in the past three billions years. *J. Geol.* 104. p. 91-107.1996.

ROGERS, J. J. W.; SANTOSH, M. *Continents and Supercontinents*. Oxford Univ Press. p.289. 2004.

SANTOS, T. J. S; NOGUEIRA NETO J. A; FETTER A. H, HACKSPACHER P. C. Petrografia e Litogeoquímica das Rochas do Embasamento Cristalino da Região de Granja. *REVISTA DE GEOLOGIA (UFC)*. Vol. 14: 33-4834.2001.

SANTOS, T. J. S; SOUZA, G. M; QUEIROZ, H. B., NOGUEIRA NETO, J.A., PARENTE, C.V. *Tafrogênese estateriana no embasamento paleoproterozoico do NW da Província Borborema: uma abordagem petrográfica, geoquímica e geocronológica*. XII Congresso Nacional de Geologia. João Pessoa. pp 337-337. 2002.

SANTOS, T. J. S; FETTER, A; HACKSPACHER, P. C; VAN SCHMUS, W. R; NOGUEIRA NETO, J. N. *Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, during assembly of Western Gondwana*. *Journal of South American Earth Sciences*. 25. pp 271-284. 2008.

SATO, K; SIGA JR, O. *Evidence of the superproduction of the continental crust during Paleoproterozoic in South American Platform: Implications regarding the interpretative value of the Sm-Ndmodel ages*. *Revista Brasileira de Geociências*30 p. 126–129. 2000.

SANTOS, F. L A; NASCIMENTO, F. R. Dinâmica Hidroclimática do Planalto da Ibiapaba e sua Depressão Periférica Circunjacente: Estudo de Caso nos Municípios de Tianguá e Ubajara-Noroeste do Ceará. *Revista Ra'e Ga: O Espaço Geográfico em Análise*, v. 39, p. 57-75, 2017.

SANTOSH, M; ZHAO, G. Supercontinent Dynamics. *Gondwana Research*, 15. p. 225–470. 2009.

SCOTese, C. R.: GOLONKA, J. *Paleogeographic atlas*. PALEOMAP Project, University of Texas at Arlington, 1997.

SHOBBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B. B. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana in BIZZI, L. A. SHOBBENHAUS, C. VIDOTTI, R. M. GONÇALVES, J.H. *Geologia Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília. p 5-25. 2003.

SOUZA, M. J. N. Bases naturais e esboço de zoneamento geoambiental do estado do Ceará. In: LIMA, L. C., SOUZA, M. J. N., MORAES, J. O. (orgs.). *Compartimentação territorial e gestão regional do estado do Ceará*. Fortaleza: Editora FUNECE, 2000.

SOUZA, R. A. *Estilo Estrutural e Contexto Tectonoestratigráfico do Grupo Ubajara no Noroeste do Ceará* (Dissertação de Mestrado) Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica- Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Natal. 65pp. 2018.

STUMP, E. Construction of the Pacific Margin on Gondwana land during the Pannotios Cycle. In MCKENZIE, C. D (ed). *Gondwana Six. American Geophysical Union Monograph*, 41. p.71-87. 1987.

SZATMARI, P., FRANÇOLIN, J. B. L., ZANOTTO, O., & WOLFF, S. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista brasileira de Geociências*, 17(2), 180-188.1987.

TEXEIRA, J. B. G.; MISI, A.; SILVA, M. G. Supercontinent Evolution and the Proterozoic Metallogeny of South America. *Gondwana Research* 11, p. 346-361. 2007.

TOLLO R. P. Grenvillian Orogeny. In: R.C. Selley, L.R.M. Cocks, I. Plimer. eds. *Encyclopedia of Geology*, Elsevier. p. 155-165. 2005.

THOMAZ FILHO, A MILANI, E. J. Sedimentary Basins of South America From: CORDANI, U. G., MILANI, E. J., THOMAZ FILHO, A; CAMPOS, D. D. A (eds). (2000). *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress.

TRODSTORF JUNIOR, I; ZALÁN, P. V; FIGUEIREDO, J. D. J. P; SOARES, E. F. Bacia de Barreirinhas. *Bol. Geociências Petrobrás*, Rio de Janeiro. 15(2), 357-369.2007.

WICANDER, R; MONROE, J. S. *Fundamentos de Geologia*- São Paulo: Cengage Learning. p.495. 2009.

VAUCHEZ, A; NEVES, S; CABY, R; CORSINI, M; EGYDIO-SILVA, M., ARTHAUD, M; AMARO, V. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3-4), 247-266. 1995.

VAZ, P. T.; REZENDE, N. G. A. M.; WANDERLEY FILHO, J. R. e TRAVASSOS, W. A. S. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 15, n. 2, p. 253-263, 2007.

WILSON, J. TUZO. "Did the Atlantic close and then re-Open?". *Nature*. 211 (5050): 676-681.1966.

YOSHIDA, M., SANTOSH, M. Supercontinents, mantle dynamics and plate tectonics: a perspective based on conceptual vs. numerical models. *Earth-Science Reviews* 105, 1-24.2011.

ZALÁN, P. V. Bacias sedimentares da margem equatorial. In HASUI, Y; CARNEIRO, C. D. R; ALMEIDA, F. F. M; BARTORELLI, A. *Geologia do Brasil*- São Paulo: Beca p. 497-502, 2012.

Agradecimentos: Ao Programa de Pós Graduação em Geografia da Universidade Federal do Ceará (UFC) e a Capes pela concessão da bolsa de Doutorado para o financiamento da pesquisa.

Francisco Leandro de Almeida Santos

Possui Graduação e Mestrado em Geografia pela Universidade Estadual do Ceará. Atualmente é doutorando em Geografia pelo Programa de Pós Graduação da Universidade Federal do Ceará; Campus do Pici Bloco 11, CEP 60440-900. Fortaleza/CE.

E-mail leogeofisico@gmail.com

Flávio Rodrigues do Nascimento

Possui Graduação em Geografia pela Universidade Federal do Ceará. Mestre em Geografia pela Universidade Estadual do Ceará. Doutor em Geografia pela Universidade Federal Fluminense. Atualmente é professor do Programa de Pós Graduação em Geografia da Universidade Federal do Ceará, Campus do Pici Bloco 11, CEP 60440-900. Fortaleza/CE.

E-mail: flaviorn@yahoo.com.br

Vanda Claudino Sales

Possui Graduação em Geografia pela Universidade de Brasília. Mestre em Geografia pela Universidade de São Paulo. Doutora em Geografia Ambiental pela Universidade de Sorbonne e Pós Doutora pela Universidade do Sul da Flórida. Atualmente é professora do Mestrado Acadêmico em Geografia da Universidade Vale do Acaraú, Campus Junco Avenida John Sanford 1845, Junco. CEP 62030-000. Sobral/CE.

E-mail: vcs@ufc.br

Recebido para publicação em dezembro de 2019
Aprovado para publicação em abril de 2020