



NUMERAÇÃO: 447/2012
UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

MARIANA VELCIC MAZIVIERO

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA ESTRUTURA DE IMPACTO DE
RIACHÃO, MA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO APRESENTADA AO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UNICAMP PARA
OBTENÇÃO DO TÍTULO DE MESTRE EM GEOCIÊNCIAS,
NA ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS.

ORIENTADOR: PROF. DR. ALVARO PENTEADO CRÓSTA

CO-ORIENTADOR: PROF^a. DR^a. ANA MARIA GÓES

ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL DA DISSERTAÇÃO
DEFENDIDA PELA ALUNA MARIANA VELCIC MAZIVIERO
E ORIENTADA PELO PROF. DR. ALVARO PENTEADO CRÓSTA

Orientador

Campinas, 2012

**Catálogo na Publicação Elaborada pela Biblioteca
do Instituto de Geociências/UNICAMP**

M457c Maziviero, Mariana Velcic
Caracterização geológica da estrutura de impacto de Riachão, MA / Mariana Velcic Maziviero. -- Campinas, SP: [s.n.], 2012.

Orientadores: Alvaro Penteadó Crósta, Ana Maria Góes
Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Metamorfismo (Geologia) - Parnaíba, Rio, Bacia (PI e MA). 2. Geociências - Sensoriamento remoto. 3. Rochas - Deformação - Parnaíba, Rio, Bacia (PI e MA). 4. Meteoritos. I. Crósta, Alvaro Penteadó, 1954- II. Góes, Ana Maria. III. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. IV. Título.

Título em Inglês: Geologic characterization of Riachão impact structure, MA.

Keywords:

- Metamorfism (Geology);
- Parnaíba, Rio, Bacia (PI e MA);
- Earth sciences - Remote Sensing;
- Deformation, Rock - Parnaíba, Rio, Bacia (PI e MA);
- Meteorites.

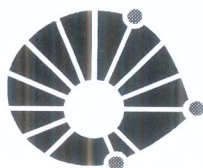
Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais

Titulação: Mestre em Geociências

Banca examinadora: - Alvaro Penteadó Crósta [Orientador];
- Ticiano José Saraiva dos Santos;
- Paulo César Fonseca Giannini.

Data da defesa: 01/03/2012

Programa de Pós-Graduação: Geociências



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS NA
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

AUTORA: Mariana Velcic Maziviero

“Caracterização geológica da estrutura de impacto de Richão (MA).”

ORIENTADOR: Prof. Dr. Alvaro Penteado Crósta

Co-orientadora: Profa. Dra. Ana Maria Góes

Aprovada em: 01 / 03 / 2012

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Alvaro Penteado Crósta

_____- Presidente

Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos

Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini

Campinas, 01 de março de 2012.

Às pessoas que amo

Não entendo. Isso é tão vasto que ultrapassa qualquer entender. Entender é sempre limitado. Mas não entender pode não ter fronteiras. Sinto que sou muito mais completa quando não entendo. Não entender, do modo como falo, é um dom. Não entender, mas não como um simples de espírito. O bom é ser inteligente e não entender. É uma benção estranha, como ter loucura sem ser doida. É um desinteresse manso, é uma doçura de burrice. Só que de vez em quando vem a inquietação: quero entender um pouco. Não demais: mas pelo menos entender que não entendo.

Clarice Lispector

Agradecimentos

Primeiramente, eu gostaria de agradecer aos meus orientadores Prof. Dr. Alvaro Penteadó Crósta e Prof^a Dr^a Ana Maria Góes, pelas oportunidades, dedicação, compreensão e ensinamentos passados. Também ao Prof. Dr. Wolf Uwe Reimold pelas incontáveis contribuições dadas a este estudo.

Meus sinceros agradecimentos à banca examinadora: Prof. Dr. Paulo César F. Giannini e Prof. Dr. Ticiano J. S. dos Santos, pelas correções e sugestões para melhoria deste trabalho.

Agradeço à FAPESP e ao CNPq pelo apoio financeiro para o desenvolvimento deste projeto de pesquisa

Agradeço aos funcionários e pesquisadores do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas e da Universidade de São Paulo, que me auxiliaram em diferentes etapas deste projeto.

Agradeço à minha família, aos meus amigos e colegas pelo apoio, consciente ou inconsciente, nesta etapa.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA ESTRUTURA DE IMPACTO DE RIACHÃO, MA

RESUMO

Dissertação de Mestrado

Mariana Velcic Maziviero

Atualmente são conhecidas em toda superfície terrestre cerca de 180 estruturas formadas por impacto de meteoritos. No Brasil, foram diagnosticadas seis estruturas originadas por este tipo de evento: Araguainha (MT-GO), Vargeão (SC), Vista Alegre (PR), Cerro do Jarau (RS), Serra da Cangalha (TO) e Riachão (MA). A área de estudos é a estrutura de impacto de Riachão ($7^{\circ}43'S/46^{\circ}39'W$), uma estrutura de impacto do tipo complexa, ligeiramente elíptica, em avançado estágio erosivo e com diâmetro de aproximadamente 4 km. Esta estrutura situa-se na porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba, onde predominam arenitos e, subordinadamente, rochas carbonáticas intercaladas com siltitos pertencentes à parte superior do Grupo Balsas depositados entre o Pensilvaniano e Permiano. Estudos geológicos dessa estrutura foram realizados nas décadas de 1960 e 1980, resultando na caracterização geológica preliminar da mesma. Neste trabalho, a partir da integração de dados geológicos e de sensoriamento remoto, foi possível caracterizar geológica e geneticamente a estrutura de Riachão. As unidades litoestratigráficas identificadas correspondem a diferentes níveis da Formação Pedra de Fogo, e, possivelmente, da Formação Piauí, diferenciando-se daquelas estabelecidas nos estudos prévios. O modo de ocorrência destas unidades em superfície é compatível com o modelo de estruturas complexas, no qual o núcleo soerguido exibe camadas mais antigas, circundadas por camadas mais jovens. Em relação às evidências de deformação por impacto foram identificadas rochas intensamente deformadas no interior da estrutura, deformação essa compatível com a origem por impacto meteorítico. Microscopicamente, foram descritas feições deformacionais tais como lamelas de Böhm, *healed fractures*, *feather features*, fraturas planares (PF), grãos extremamente fraturados e feições de deformação planares (PDF). Destas, apenas esta última é evidência definitiva da gênese por impacto meteorítico, tendo sido identificada em Riachão pela primeira vez. Com base na interpretação dos lineamentos interpretados a partir das imagens de sensores remotos e limites morfoestruturais de Riachão, sugere-se que a estrutura se formou por um impacto oblíquo com sentido de noroeste para sudeste. O modelo semiquantitativo elaborado permitiu inferir que, após a formação da estrutura, cerca de 280 m de espessura de rochas foram removidos por erosão, o que explica a ocorrência reduzida de indicadores de deformação por choque e/ou a aparente ausência de brechas de impacto e estruturas do tipo *shatter cone*.

Palavras-chave: Estrutura de impacto de Riachão (MA); Impacto meteorítico; Bacia do Parnaíba



UNIVERSITY OF CAMPINAS
INSTITUTE OF GEOSCIENCE

GEOLOGIC CHARACTERIZATION OF RIACHÃO IMPACT STRUCTURE, MA

ABSTRACT

Master's dissertation

Mariana Velcic Maziviero

At the present, about 180 meteorite impact structures have been identified on Earth. In the Brazilian territory, six structures of impact origin are known so far: Araguainha (MT-GO), Vargeão (SC), Vista Alegre (PR), Cerro do Jarau (RS), Serra da Cangalha (TO) and Riachão (MA). In this study, we focused on Riachão impact structure. This crater is located in Maranhão State of northeastern Brazil (S7°42', W46°38'). This semi-circular complex structure has a diameter of 4.2 km, and is in advanced state of erosion. The region containing the Riachão crater is located in central-west portion of the Parnaíba Basin. The strata in the Riachão area are part of the depositional sequence of the Balsas Group deposited between the Pennsylvanian and Permian. The first geological studies on Riachão were made in 1960's and 1980's. In this work, by means of integrating geological field observation, petrographic examination of rock samples, and remote sensing data, we achieved a detailed geological and genetic characterization of the structure. The identified lithostratigraphic units consist of different levels of the Pedra de Fogo Formation, and, possibly, the Piauí Formation. This characterization is different from the one previously proposed. The exposure of such geological units is in accordance with models of complex structures, since the lower unit (Piauí Formation) is exposed at the central uplift, surrounded by the younger strata of the Pedra de Fogo Formation. Regarding macroscopic evidences of impact, we identified highly deformed rocks within Riachão structure exhibiting microscopic deformation features such as böhm lamellae, healed fractures, feather features, planar fractures (PF), fragmented grains and planar deformation features (PDF) were observed. PDF is an unequivocal microscopic shock-diagnostic evidence and its occurrence in Riachão is reported here for the first time. The lineament patterns and morphologic characteristics of the structure point towards a possible oblique impact with the impactor striking from northwest to southeast. We estimated the amount of rocks removed by erosion in the Riachão structure to be about 280 m. The absence of the crater-fill impact breccias, shatter cones, as well as the restricted occurrence of microscopic shock effects, are interpreted as the result of intense and relatively deep erosion after the formation of the initial crater.

Keywords: Riachão impact structure (MA); Meteoritic impact; Parnaíba Basin

SUMÁRIO

1. Introdução	1
1.1. Considerações iniciais.....	1
1.2. Objetivos e motivação.....	3
1.3. Localização da área de estudo e vias de acesso	4
1.4. Materiais.....	6
1.4.1. Base cartográfica	6
1.4.2. Imagens de sensores remotos orbitais	7
1.5. Métodos	8
1.5.1. Processamento e armazenamento de dados	8
1.5.2. Mapeamento geológico	8
1.5.3. Análise petrográfica	9
1.5.4. Microscopia eletrônica de varredura	9
2. Revisão Bibliográfica	11
2.1. Estruturas de impacto: condições de formação e reconhecimento	11
2.1.1. Formação das estruturas de impacto complexas.....	15
2.1.2. Comprovação de estruturas de impacto meteorítico.....	19
2.1.2.1. Feições de deformação diagnósticas	19
2.1.2.1.1. Cones de estilhaçamento (<i>Shatter cones</i>)	19
2.1.2.1.2. Feições de deformação planar (<i>Planar deformation features</i> - PDF).....	20
2.1.2.1.3. Fraturas planares (<i>Planar fractures</i> - PF)	21
2.1.2.1.4. Feather features	22
2.1.2.2. Feições de deformação não-diagnósticas (ou indicativas)	23
2.1.2.2.1. Brechas	23
2.1.2.2.2. Microdeformações planares.....	25
2.1.2.2.3. Fraturas irregulares em grãos	26
2.2. Contexto geológico regional	27

2.2.1. Bacia do Parnaíba.....	27
2.2.1.1. Estratigrafia	30
2.2.2. Estrutura circular de Riachão	32
3. Processamento e Análise das Imagens Produzidas por Sensores Remotos.....	35
3.1. Morfologia da estrutura de Riachão	35
3.2. Análise e densidade de lineamentos	36
4. Contexto Geológico Local.....	41
4.1 Introdução.....	41
4.2. Anel elevado.....	41
4.3. Depressão anelar.....	46
4.4. Núcleo soerguido.....	50
4.5. Área externa à estrutura de Riachão	55
4.6. Feições indicativas e diagnósticas de impacto	56
5. Integração dos dados e discussão	59
5.1. Discussão dos resultados obtidos a partir dos dados de sensoriamento remoto	59
5.2. Correlação estratigráfica.....	60
5.3. Feições de impacto	63
5.4. Modelo para formação da estrutura de Riachão	64
6. Conclusões e trabalhos futuros	67
6.1. Conclusões	67
6.2. Sugestão para trabalhos futuros.....	68
7. Referência bibliográficas	71

Anexo I - Mapa de pontos

Anexo II - Mapa geológico da estrutura de impacto de Riachão

Anexo III - Vasconcelos, M.A.R.; **Maziviero, M.V.**; Crósta, A.P. 2012. *Morphological analysis of Serra da Cangalha and Riachão impact craters based on CBERS-2B/HRC and ASTER/GDEM satellite data.* (Artigo completo submetido ao periódico *Geomorphology*).

Anexo IV - **Maziviero, M.V.**; Vasconcelos, M.A.R.; Goes, A.M.; Crósta, A.P.; Reimold, W.U. 2012. *The Riachão Ring impact structure, northeastern Brazil: re-evaluation of its stratigraphy and evidence for impact.* XVIII Lunar and Planetary Science Conference, Texas, E.U.A. (no prelo).

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.1** - Distribuição das estruturas de impacto identificadas no Brasil.....2
- Figura 1.2** - Localização e principais vias de acesso à área de estudo. O retângulo azul corresponde à área estudada. Destaque para a estrutura de Riachão na imagem do sensor LANDSAT 7/ETM+ (composição R4G3B2).....5
- Figura 2.1** - Distribuição mundial das 182 estruturas de impacto, com destaque para concentração de estruturas nos continentes norte-americano, europeu e na Austrália (Adaptado de www.meteorimpactonearth.com).....11
- Figura 2.2** - Comparação das condições de metamorfismo crustal e de choque em diagrama temperatura ($^{\circ}\text{C}$) x pressão (GPa). As condições de metamorfismo de choque (à direita) estendem-se de ~ 7 a >100 GPa e são distintas das condições metamórficas crustais (polígono cinza). São também apresentadas curvas de estabilidade de minerais de alta pressão (coesita, diamante e stishovita; adaptado de French, 1998).....12
- Figura 2.3** - Morfologia de estruturas de impacto. (A) Seção transversal esquemática de estruturas de impacto simples; (B) Exemplo de estrutura de impacto simples. Barringer Meteor Crater (Arizona, EUA), com aproximadamente 1,2 km de diâmetro e 250 m de profundidade e idade de formação estimada em 50 mil anos; (C) Seção transversal esquemática de estruturas de impacto complexas; (D) Exemplo de estrutura de impacto complexa. Cratera Euler, na Lua, com 25 km de diâmetro.....13
- Figura 2.4** - Desenvolvimento de uma estrutura do tipo complexa. Sucessivas seções mostrando o progressivo desenvolvimento de uma estrutura complexa em rochas alvo com camadas horizontais. (a) Formação de uma estrutura transiente durante estágio de escavação; (b) desenvolvimento inicial do núcleo soerguido no estágio de modificação subsequente; (c) início do colapso periférico, acompanhado pelo contínuo desenvolvimento do núcleo soerguido e o afinamento das rochas fundidas (melt - em preto); (d) estrutura final, na qual o núcleo soerguido apresenta rochas de maior profundidade, rodeadas por uma planície e terraços concêntricos produzidos por falhas normais. O núcleo soerguido é circundado por um depósito de brechas alóctones e rochas fundidas (preto), que podem estar ausentes no núcleo central. Uma camada de material ejetado (pontilhado) recobre as rochas alvo ao redor da estrutura. O diâmetro final da estrutura de impacto, medida de uma borda à outra, pode ser até 2 vezes maior que a cratera transiente original (Adaptado de French, 1998).....15
- Figura 2.5** – Seção transversal esquemática de uma estrutura complexa (A) preservada e (B) erodida. Os processos erosivos dificultam a identificação das falhas radiais coincidentes com o limite externo da borda, D, na estrutura original. O diâmetro aparente (D_A) deve ser estabelecido com cautela. Em crateras nas quais não foram preservados os depósitos de preenchimento, não será possível estabelecer o diâmetro do pico central (D_{PC}), mas sim o diâmetro do núcleo soerguido (D_{NS}). Neste caso, a mensuração do pacote de rocha erodido é importante porque o diâmetro do núcleo soerguido pode mudar consideravelmente de acordo com a profundidade (Adaptado de Turtle et al., 2005).....17

Figura 2.6 - Exemplos de shatter cones. (A) Shatter cones em siltitos da Formação Furnas, estrutura de impacto de Domo de Araguainha (Mato Grosso). Notar o fragmento com molde e contra molde e a presença das estrias ao longo das superfícies côncava e convexa da estrutura (Kazzuo-Vieira, 2009); (B) Shatter cones centimétricos e bem desenvolvidos em rochas carbonáticas da Estrutura de Haughton (Canadá). Superfícies cônicas nas quais ocorre divergência das estrias em relação ao ápice (French, 1998).....	19
Figura 2.7 - (A) Grão de quartzo mostrando dois conjuntos de PDFs contínuos que se interceptam. Amostra de clasto de quartzito de brecha suevítica obtida em testemunho de sondagem da Estrutura de Bosumtwi (Ghana); (B) Imagem de microscópio eletrônico de varredura (MEV) que mostra grão de quartzo com dois conjuntos de PDFs após ataque ácido. Na imagem é possível notar os conjuntos finamente espaçados e paralelos, além da continuidade dessas microestruturas para o interior do grão. Amostra da camada K-T proveniente de testemunhos de sondagem no Oceano Pacífico (French e Koeberl, 2010).....	20
Figura 2.8 - Três conjuntos de PFs finamente espaçados em grão de quartzo de arenito proveniente da estrutura de Rock Elm (Estados Unidos). As fraturas abertas são preenchidas por material que, provavelmente, representa mistura de óxidos e hidróxidos de ferro, argilominerais e outros produtos de alteração. Os conjuntos de PFs encontram-se orientados segundo N-S, NE-SW e WNW-ESSE (considerar topo da imagem como N) e são todos paralelos à direção $r/z\{1011\}$ (French e Koeberl, 2010).....	21
Figura 2.9 - Feather features encontradas em amostras de estruturas de impacto brasileiras. (A) Serra da Cangalha (Kenkmann et al., 2011); (B) Domo de Vargeão (Crósta et al., 2011).....	22
Figura 2.10 - Seção transversal esquemática de estrutura de impacto complexa com a localização dos tipos de brecha formados (adaptado de French, 1998).....	23
Figura 2.11 - Microdeformações planares não-diagnósticas. (A) Healed fractures (French e Koeberl, 2010); (B) Lamelas de Böhm (French e Koeberl, 2010).....	25
Figura 2.12 - Exemplos de grãos fraturados. (A) Fraturas subparalelas em grãos de quartzo de um quartzito, amostra do Domo Phepane, Complexo de Bushveld, África do Sul. Tais fraturas diferenciam-se de PFs e PDFs por apresentarem um caráter não planar, falta de paralelismo rigoroso e ultrapassarem os limites de um único grão (French e Koeberl, 2010.) (B) Arenito com grãos de quartzo fortemente fraturados. Arenito Coconino, Barringer Meteor Crater, Arizona (French, 1998).....	26
Figura 2.13 - Mapa de localização das estruturas de impacto de Riachão e Serra da Cangalha, situada na Bacia do Parnaíba.....	27
Figura 2.14 - Distribuição das falhas, diques e alinhamentos morfológicos que definem os lineamentos Transbrasiliano e Picos-Santa Inês (Cunha, 1986). Destaque para a localização da área de estudo (polígono azul).....	29
Figura 2.15 - Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba, segundo Góes (1995).....	30
Figura 2.16 - Mapa geológico da estrutura de Riachão segundo McHone (1986).	33

Figura 3.1 - (A) Modelo digital de elevação da estrutura de Riachão (ASTER GDEM). De acordo com as características morfológicas a estrutura é subdividida em anel elevado (diâmetro de 4,2 km), depressão anelar e núcleo soerguido (diâmetro de 1,4 km); (B) Perfil topográfico SW-NE e (C) Perfil topográfico SE-NW.....34

Figura 3.2 - Lineamentos extraídos da imagem CBERS-2B/HRC da estrutura de Riachão. Nos diagramas de roseta são apresentadas as frequências da direção dos lineamentos nos seguintes setores do interior da estrutura, limitado pelas linhas branca e vermelha pontilhadas (A) noroeste; (B) nordeste; (C) sudeste; (D) sudoeste. Além disso, foram analisados todos os lineamentos (E) do interior da estrutura; (F) externos à estrutura; e (G) do núcleo soerguido.....36

Figura 3.3 - Representação das direções dos lineamentos segundo os intervalos de ângulos. NW-SE (280°-350° e 100°-170°), NE-SW (10°-80° e 190°-260°), E-W (80°-100° e 260°-280°) e N-S (350°-10° e 170°-190°).....37

Figura 3.4 - Mapas de densidade de lineamentos (comprimento do lineamento em km/km²). As linhas segmentadas correspondem aos limites do anel elevado e do núcleo soerguido (A) Lineamentos extraídos da área de estudo sobrepostos ao MDE (ASTER DEM) (B) Lineamentos com direção N-S; (C) Lineamentos com direção E-W; (D) Lineamentos com direção NE-SW; (E) Lineamentos com direção NW-SE.....38

Figura 4.1 - Aspecto das brechas situadas no anel elevado da estrutura de Riachão. Os clastos são constituídos de fragmentos líticos de arenito. (A) Ponto M60 (B) Ponto RA22.....40

Figura 4.2 - (A) Vista geral da Pedra da Lapa, localizada na borda leste da estrutura de Riachão (Ponto M01); (B) Fragmentos líticos de arenito com estratificação incipente concentrados em matriz arenosa. Os clastos maiores apresentam cerca de 3 cm; e (C) Estratificações cruzadas da parte inferior da Pedra da Lapa.....40

Figura 4.3 - Rochas com mergulhos acentuados (50°) situados no anel elevado da estrutura de Riachão. Ambos afloramentos apresentam sentido dos ângulos de mergulho para noroeste (310°). (A) Ponto RA03; (B) Ponto M55; e (C) Esteoreograma com densidade de pólos e pólos dos planos de acamamento dos litotipos situados no anel elevado.....41

Figura 4.4 - Características microscópicas da unidade das brechas alóctones (A) Arenito mal selecionado, formado por grãos de quartzo e fragmentos líticos de rochas siliclásticas. Notar os diferentes graus de arredondamento dos grãos do arcabouço (RA03; nicóis //); (B) idem A (nicóis X); (C) Contato plano entre grãos de quartzo (RA07; nicóis //); (D) Clasto de arenito alongado (RA03; nicóis //); (E) No centro da micrografia, destaca-se um clasto constituído de rocha siliciclástica (M59; nicóis //); e (F) Idem E. Dificuldade de distinção entre o fragmento lítico (centro da fotomicrografia) e a matriz da rocha (nicóis X).....43

Figura 4.5 - Afloramento M07 (A) Intercalações de calcilito e calciarenitos com laminação plano-paralela; (B) e (C) Bioclastos e pelotilhas parcialmente substituídos por sílica envoltos por cimento espático (Nicóis X).....44

Figura 4.6 - (A) Vista geral do afloramento M07, situado na depressão anelar da estrutura de Riachão; (B) Estereograma com densidade de pólos e pólos dos planos de acamamento dos litotipos situados na depressão anelar.....45

Figura 4.7 - Aspecto dos silexitos brechado situado na transição da depressão anelar para o núcleo soerguido. (A) Calcedônia fraturada (RA12; nicóis //); (B) Grãos de megaquartzo formando uma espécie de lente em meio à sílica microcristalina (M09; nicóis X); (C) Fotomicrografia de sílex brechado dando a impressão de textura mal selecionada com grãos angulosos. O cimento é constituído de óxido-hidróxido de ferro (M09; nicóis //); (D) idem C (nicóis X); (E) Sílex com padrão de fraturamento radial e concêntrico (M15; nicóis //); (F) Silexito brechado com preenchimento de grão de quartzo e minerais pesados no centro da imagem. Observar fragmento de sílex microfalhado (M09; nicóis //).....47

Figura 4.8 - Arenitos situados no núcleo soerguido da estrutura de Riachão. (A) Estratificação cruzada de porte decimétrico (Ponto M44); (B) Rocha falhada e brechada (Amostra M24); (C) Rocha com aspecto brechado (Amostra M46); (D) Camadas milimétricas falhadas destacadas pelo deslocamento de minerais pesados e óxidos/hidróxidos de ferro (Amostra M33).....48

Figura 4.9 - (A) Afloramento com camadas subverticais situado no núcleo da estrutura de Riachão (Ponto M30); (B) Esteoreograma com densidade de pólos e pólos dos planos de acamamento dos litotipos situados no núcleo soerguido.....49

Figura 4.10 - Características petrográficas dos arenitos do núcleo soerguido. (A) Aspecto geral dos arenitos. Os grãos do arcabouço são aparentemente mal selecionados e o grau de arredondamento varia de subarredondado a muito anguloso (M29; nicóis X); (B) Grão de quartzo microfraturados, com fragmentos deslocados e justapostos entre si (M40, nicóis X); (C) Grão de quartzo fraturado, parcialmente desagregado, evidenciando que os grãos são fraturados in situ (M40; nicóis X); (D) Pseudo-matriz formada por fragmento lítico injetado entre os grãos do arcabouço (M39, nicóis X); (E) Grão de muscovita comprimido entre os grãos de quartzo devido processo de compactação mecânica (M30; nicóis X); e (F) Grãos em contatos planos e côncavo-convexos gerando arcabouço fechado (M22; nicóis X).....51

Figura 4.11 - Fases de cimentação observadas nos arenitos do núcleo soerguido. (A) Cimento silicoso sintaxial observado em grãos maiores e mais arredondados do arcabouço (M31; nicóis X); (B) Cimentação de caulinita (M26; nicóis X); (C) Cimentação de caulinita com grau de cristalinidade médio, exibindo morfologia de booklets (M26; MEV – elétrons retroespalhados); (D) Duas gerações de cimento de óxido-hidróxido de ferro, perceptível pelas cores amarela (goethita?) e vermelha (hematita?). Estes cimentos são secundários à cimentação de caulinita (M30; luz transmitida).....52

Figura 4.12 - Afloramento RA-E43 localizado na área externa da estrutura de Riachão (A) Aspecto geral da sucessão carbonática-terrágena granocrescente ascendente, argilito na base que grada para calciarenitos oolíticos para o topo: (1) argilito cinza esverdeado laminado rico em palinomorfos datados do Permiano Superior; (2) argilito cinza esverdeado/ calcário oolítico com estrutura linsen; (3) argilito cinza esverdeado; (4) calcário oolítico intercalado com argilito verde com acamamento ondulado (wavy); (B) marcas onduladas vistas em planta no topo de calcário oolítico da parte basal da exposição; a seta vermelha indica sentido do paleofluxo; (C) detalhe do intervalo (3) mostrando o contato entre argilito cinza-esverdeado fino com calcário oolítico.....53

Figura 4.13 - Esteoreograma com densidade de pólos e pólos dos planos de acamamento dos litotipos situados na área externa à estrutura de Riachão.....54

Figura 4.14 - Microfeições de deformação na estrutura de Riachão. (A) Grão de quartzo com healed fractures, finamente espaçadas e que se cruzam entre si (RA32; nicóis //); (B) Lamelas de Böhm frequentemente presentes nos grãos de quartzo das amostras de arenito do núcleo soerguido da estrutura (RA32; nicóis X); (C) Grão de quartzo intensamente fraturado. A fragmentação ocorreu in situ, sendo possível reconstituir o grão de quartzo com healed fractures (M40; nicóis X); (D) Dois conjuntos de fraturas planares (PFs) em grão de quartzo, um deles segundo NNE-SSW e outro com direção NW-SE, assumindo o topo da imagem como norte. A PF de direção NW-SE apresenta feather features divergentes, indicada com seta vermelha (M29; nicóis //); (E) PDF em grão de quartzo com espaçamento de ~2 µm e paralelo ao eixo cristalográfico $c\{0001\}$ (M29, nicóis X). O polígono destacado é apresentado como detalhe desta microfeição no item (F).....56

Figura 5.1. – Roseta com a direção das juntas e fraturas medidas na etapa de mapeamento geológico.....58

Figura 5.2 – Seções geológicas esquemáticas (A) de uma estrutura de impacto complexa e a localização dos diferentes tipos de brechas formadas. A linha pontilhada vermelha indica a posição em que a estrutura de Riachão estaria situada; (B) da estrutura de Riachão em seu atual estágio avançado de erosão. Na região do núcleo soerguido e na transição para a depressão anelar ocorrem rochas brechadas (brecha autóctone). No anel elevado há rochas deformadas, com altos ângulos de mergulho das camadas, com sentido para o interior da estrutura.....64

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. 1 - Principais características dos sensores remotos Landsat 7/ETM+, TERRA/ASTER e CBERS-2B/HRC..... 7

Tabela 4. 1 - Amostras das quais foram confeccionadas seções delgadas polidas e sua localização em relação as zonas morfoestruturais de Riachão (vide anexo I). 57

1. Introdução

Neste capítulo é apresentada a contextualização da área de estudo e a organização deste trabalho. Os objetivos principais são expostos, bem como os materiais e métodos utilizados.

1.1. Considerações iniciais

Atualmente são reconhecidas cerca de 180 estruturas formadas por impacto de meteorito na superfície terrestre (Earth Impact Database, 2011), das quais seis estão localizadas no Brasil: Araguainha (MT-GO), Vargem (SC), Vista Alegre (PR), Cerro do Jarau (RS), Serra da Cangalha (TO) e Riachão (MA) (Fig. 1.1). Esta última, objeto de investigação desta dissertação, tem diâmetro de cerca de 4 km e está situada no sul do Estado do Maranhão, com centro localizado em 7°43'S/46°39'W. A estrutura de impacto de Riachão localiza-se na porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba. Nesta estrutura, intensamente erodida, predominam arenitos e, subordinadamente, rochas carbonáticas intercaladas com siltitos pertencentes à parte superior do Grupo Balsas, depositados entre o Pensilvaniano e Permiano.

A comprovação de estruturas circulares formadas por impacto meteorítico, ou seja, sua distinção daquelas formadas por processos geológicos endogenéticos, se dá por meio da identificação de determinados indicadores, consequentes dos processos de deformação e metamorfismo gerados exclusivamente por impacto meteorítico e pela passagem de ondas de choque dele decorrentes (French, 1998; Koeberl, 2002). Diversos autores descrevem detalhadamente os critérios para confirmação das feições de impacto diagnósticas como, por exemplo, feições de deformação planar (*planar deformation feature* - PDF), cones de estilhaçamento (*shatter cones*) e fraturas planares (*planar fracture* - PF; e.g. Stöffler e Langenhorst, 1994; Grieve *et al.*, 1996; French, 1998; McCall, 2009; French e Koeberl, 2010). Além das feições diagnósticas, têm-se as feições indicativas de processos deformacionais que não são formadas exclusivamente em processos de impacto meteorítico, tais como, morfologia circular da estrutura e presença de grande quantidade de fraturas e brechas em seu interior.

A estrutura circular de Riachão foi inicialmente identificada por Ojeda e Bembom (1966). Posteriormente ela foi associada a um processo de impacto meteorítico por meio de análise de

imagens de satélite (Dietz e French, 1973). McHone (1986) realizou o primeiro detalhamento geológico desta estrutura, apresentando mapa geológico na escala aproximada de 1:70.000. Entretanto, os resultados apresentados por McHone (1986) não são conclusivos, tanto do ponto de vista estratigráfico, quanto à suposta origem meteorítica da estrutura. Em relação a esta última, na literatura recente, posterior ao trabalho de McHone (1986), são encontrados estudos mais sistemáticos e rigorosos sobre os processos de formação das feições indicativas e diagnósticas e sua utilização na comprovação de estruturas de impactos (*e.g.* French, 1998; French e Koeberl, 2010).

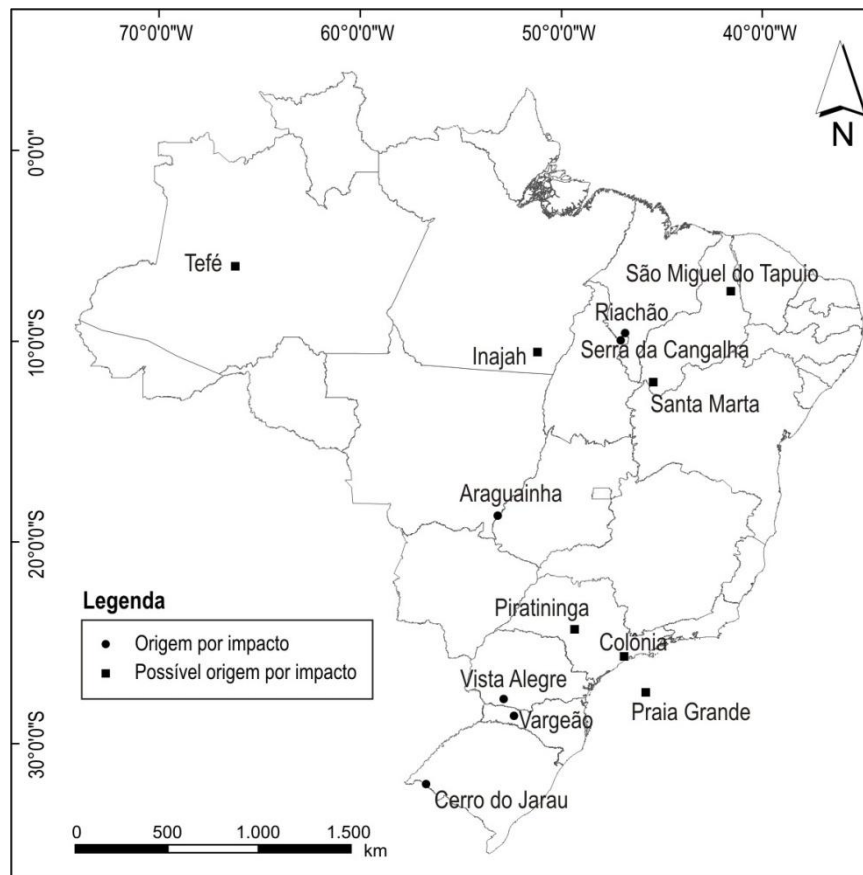


Figura 1.1 - Distribuição das estruturas de impacto identificadas no Brasil.

Durante o desenvolvimento deste projeto, foram produzidos os seguintes produtos: **(i)** delimitação das zonas morfoestruturais que compõem a estrutura de Riachão e estabelecimento das unidades que ocorrem em cada uma delas; **(ii)** reconhecimento e caracterização das macro e microfieções de deformação por impacto; e **(iii)** elaboração de um modelo semiquantitativo da

formação dessa estrutura. Para isso foram utilizados dados provenientes de mapeamento geológico, informações extraídas de imagens de sensores remotos e análise petrográfica.

Este documento está organizado da seguinte maneira: no capítulo 2 são apresentados os principais conceitos utilizados no decorrer do trabalho e os trabalhos relacionados; o processamento e análise das imagens produzidas por sensores remotos são apresentados no capítulo 3; no capítulo 4 são descritas as unidades mapeadas na estrutura de Riachão e as feições de impacto identificadas; nos capítulos 5 e 6 são apresentadas, respectivamente, a integração dos dados e discussão, e as conclusões e sugestões para trabalhos futuros.

1.2. Objetivos e motivação

O objetivo principal deste projeto corresponde ao detalhamento geológico da estrutura de impacto de Riachão (MA) e seu entorno, num total de aproximadamente 40 km², em escala 1:30.000.

A abordagem está baseada na análise integrada dos dados de sensoriamento remoto, mapeamento geológico, análise petrográfica e informações compiladas da literatura. A partir dos resultados obtidos, os objetivos específicos correspondem à identificação e caracterização dos(as):

(i) limites das zonas morfoestruturais que compõem a estrutura de Riachão;

(ii) tipos de rochas e estruturas associadas à estrutura de Riachão (tanto aquelas associadas às sucessões estratigráficas da Bacia do Parnaíba, quanto aquelas formadas em decorrência do evento do impacto);

(iii) macro e microfeições de deformação por impacto presentes nas rochas no interior da estrutura.

A justificativa para a realização do projeto é o fato da estrutura de Riachão, apesar de ser considerada há algum tempo como de origem meteorítica (Earth Impact Database, 2011), não foi devidamente caracterizada como tal, nem tampouco teve as rochas que a compõem adequadamente analisadas quanto à sua relação com as unidades litoestratigráficas da Bacia do Parnaíba. Dessa forma, o trabalho de McHone (1986) corresponde a uma caracterização preliminar da estrutura de Riachão, que se pretende detalhar com o desenvolvimento deste projeto.

1.3.Localização da área de estudo e vias de acesso

A estrutura de impacto de Riachão localiza-se no município homônimo, situado na parte sul do Estado do Maranhão e próxima à divisa com o Estado do Tocantins (Fig. 1.2). A área estudada está inserida entre os paralelos 46°40'W e 46°36'W e os meridianos 7°41'S e 7°45'S.

O acesso terrestre, a partir da cidade de Palmas, distante cerca de 500 km da área de estudo, dá-se através da rodovia TO-010 em direção à cidade de Miracema do Tocantins, num percurso de 70 km. Desta localidade, percorre-se 24 km até Miranorte, seguindo pela rodovia BR-153 até chegar em Colinas do Tocantins, num trecho de cerca de 170 km. A partir daí, segue-se por cerca de 130 km pela rodovia TO-335, até o cruzamento com a rodovia TO-010, onde é feita a travessia de balsa no Rio Tocantins, chegando em Barra do Ouro. De lá, percorrem-se 60 km até o município de Goiatins, prosseguindo-se até o cruzamento com a rodovia TO-226, no sentido de Campos Lindos. Desta localidade até a área de estudo o acesso é por uma estrada não pavimentada, no sentido Balsas (MA). Após percorrer cerca de 50 km nessa estrada tomam-se estradas secundárias e uma rede de estradas vicinais em condições que variam de péssimas (principalmente no período de chuvas) a regulares, a partir das quais se dá o acesso à Fazenda Campina, localizada próxima à borda da estrutura de Riachão. O acesso ao interior da estrutura dá-se predominantemente por trilhas percorridas a pé. Alternativamente, ela pode ser também acessada pela cidade de Riachão, localizada na BR-230 (Fig. 1.2).

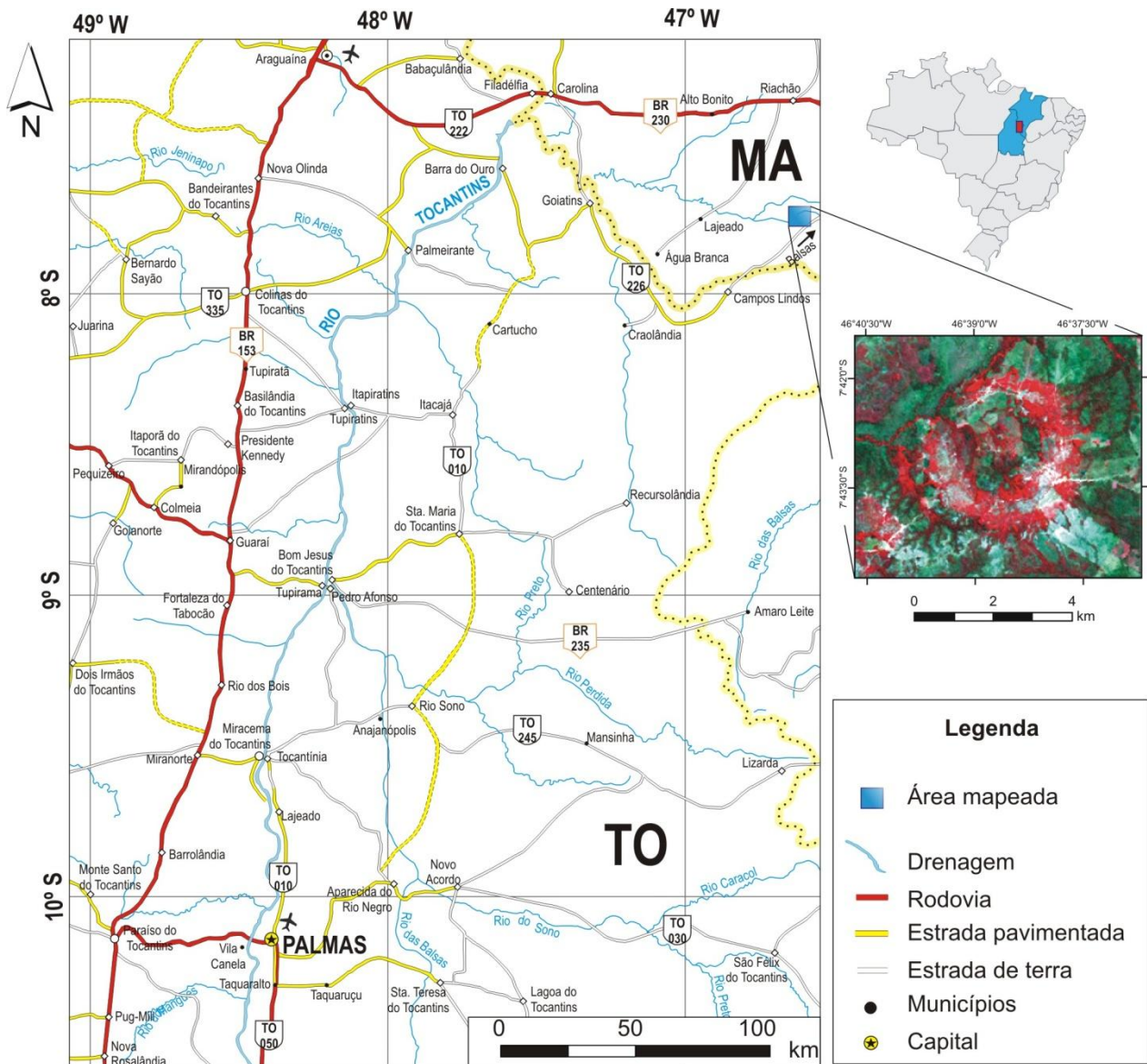


Figura 1.2 - Localização e principais vias de acesso à área de estudo. O retângulo azul corresponde à área estudada. Destaque para a estrutura de Riachão na imagem do sensor LANDSAT 7/ETM+ (composição R4G3B2).

1.4. Materiais

Dentre os materiais utilizados destacam-se: mapa topográfico, mapas geológico-estruturais, dados de perfil litoestratigráfico composto e imagens de sensores remotos.

1.4.1. Base cartográfica

A estrutura de Riachão é coberta pela carta topográfica Rio Sereno (SB-23-Y-C-VI), na escala 1:100.000 (DSG, 1976). A partir desta carta, de maior escala disponível para a área, foram extraídas as principais feições de drenagem da estrutura e áreas adjacentes. Devido à dimensão relativamente reduzida da estrutura em relação à escala da carta topográfica disponível e ao pequeno desnível topográfico existente na mesma em relação ao seu entorno, a extração das curvas de nível equidistantes de 20 m foi complementada por processamento da imagem gerada pelo sensor *ASTER GDEM*.

As unidades geológicas regionais da área de estudo foram identificadas a partir da compilação dos mapas geológico-estruturais elaborados por Ojeda e Bembom (1966) e Lima e Leite (1978), ambos na escala 1:250.000. Informações de subsuperfície foram obtidas a partir de perfil composto (poço 1-VG-0001R-MA – Vereda Grande, perfurado nas coordenadas 7°23'45''S e 46°37'25''W com cota 384 m), perfurado pela Petrobrás na década de 50 e localizado 35 km à norte da estrutura de Riachão.

1.4.2. Imagens de sensores remotos orbitais

As imagens utilizadas foram produzidas por sensores remotos orbitais atuando no espectro ótico. As principais características estão sintetizadas na tabela 1.1.

Tabela 1.1 - Principais características dos sensores remotos Landsat 7/ETM+, TERRA/ASTER e CBERS-2B/HRC

Plataforma	Sensor	Faixa do espectro (μm)	Bandas	Resolução espacial (m)
Landsat 7/ETM+	Multiespectral	0,45-2,35	1-5 e 7	30
	Termal	10,40-12,50	6	60
	Pancromático	0,52-0,90	8	15
Terra/ASTER	VNIR	0,52-0,86	1-3	15
	SWIR	1,60-2,43	4-9	30
	TIR	8,12-11,65	10-14	90
CBERS-2B/HRC	VNIR	0,50-0,80	-	2,7

A imagem ortorretificada Landsat 7/ETM+ (órbita/ponto 221/065), adquirida em 05/08/2000, foi obtida no *website* da Universidade de Maryland (Umiacs)¹. A imagem TERRA/ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*; identificação AST:L1B.003:06232006133538), adquirida em 07/05/2007, foi selecionada por meio do aplicativo USGS-GLOVIS (*United States Geological Survey - Global Visualization Viewer*)². A imagem CBERS-2B/HRC (*China-Brazil Earth Resources Satellite program/ High Resolution Camera*; órbita/ponto 158-D/109), adquirida em 24/07/2008, encontra-se disponível no *website* do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais)³.

Os dados altimétricos foram obtidos pelo sensor *ASTER GDEM (Global Digital Elevation Map)*, com imagens produzidas a partir de pares estereográficos com resolução espacial horizontal de 30 m e erro vertical de 20 m com 95% de confiança. A quadrícula utilizada foi S08W047, adquirida em 30/03/2004 e disponível no *website* ASTER/GDEM⁴.

¹ <http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>

² <http://glovis.usgs.gov/>

³ <https://inpe.br>

⁴ <http://gdem.aster.ersdac.or.jp/>

1.5. Métodos

Os métodos empregados neste trabalho são detalhados a seguir.

1.5.1. Processamento e armazenamento de dados

As imagens de sensores remotos adquiridas, bem como a base cartográfica digitalizada, foram georreferenciadas e uniformizadas para o sistema de projeções *Universal Transversa de Mercator* (UTM) e o sistema geodésico de referência Córrego Alegre – zona 23S. O processamento digital e fotointerpretação das imagens foram realizados utilizando os aplicativos do *software* Envi 4.3 e ArcMap 9.3.

Dentre as técnicas de processamento digital, utilizaram-se diferentes tipos de ajuste de histograma de forma a realçar as feições tonais presentes. Especificamente para o MDE (modelo digital de elevação, produzido a partir da imagem ASTER GDEM) foi aplicada técnica de realce textural envolvendo a iluminação artificial para geração de relevo sombreado, com diferentes ângulos de elevação e de azimute. Por fim, foram feitas composições RGB utilizando diferentes combinações de bandas espectrais dos sensores multiespectrais citados, com o objetivo de diferenciar unidades litoestratigráficas e estruturas presentes.

Através do MDE foi obtido um mapa de curvas de nível, automaticamente extraídas com intervalos de 20 m. Este mapa foi produzido para verificar a variação altimétrica da estrutura de Riachão.

A montagem de um acervo de informações georreferenciadas e integração do mesmo em sistema de informações geográficas (SIG) foi realizada utilizando o *software* ArcGis 9.3.

1.5.2. Mapeamento geológico

A etapa de coleta de dados em campo para o mapeamento da estrutura de Riachão foi realizada em julho de 2010. Foram visitados 70 pontos, sendo 39 deles concentrados na região do núcleo soerguido da estrutura (Anexo 1; pontos com iniciais “M”). No total, foram coletadas 31 amostras e confeccionadas 42 seções delgadas. Algumas lâminas foram feitas a partir de uma

mesma amostra com cortes diferentes a fim de apoiar a identificação de microestruturas de interesse. Além disso, foram utilizadas 52 descrições e 14 amostras coletadas em campanhas de campo realizadas por membros do grupo de pesquisa, realizadas previamente a este trabalho (Anexo 1; pontos com iniciais “RA”); a partir destas amostras foram confeccionadas 16 seções delgadas.

Adicionalmente, foi realizada em outubro de 2010 uma etapa de campo complementar para reconhecimento regional da Bacia do Parnaíba. Esta etapa foi conduzida ao norte da estrutura de Riachão, com identificação das unidades estratigráficas e descrição detalhada de seções colunares, tendo sido os resultados utilizados para fins comparativos em relação às rochas aflorantes na estrutura de Riachão.

1.5.3. Análise petrográfica

A identificação de microestruturas indicativas e diagnósticas de choque por impacto e também dos aspectos sedimentares das rochas foi conduzida em microscópio petrográfico. Os critérios para classificação das microestruturas de choque foram baseados em French e Koeberl (2010). Do ponto de vista sedimentar, foi enfatizado o reconhecimento dos componentes deposicionais (grãos de arcabouço e componentes intersticiais) e diagenéticos, junto com uma descrição textural da petrotrama. Foram estimadas as porcentagens de todos os componentes da rocha e, em seguida, feita a estimativa da composição dos componentes do arcabouço, considerados como tais se maiores que 30 μm . Finalmente, a classificação sedimentar petrográfica foi baseada em Dott (1964) e Folk (1974), quando arenitos, e em Dunham (1962), quando rochas carbonáticas.

1.5.4. Microscopia eletrônica de varredura

Para fins de complementação de definição de cimentos argilosos e petrotramas das rochas, foram analisadas oito lâminas delgadas polidas por microscopia eletrônica de varredura (MEV – modelo do equipamento LEO430i), no Instituto de Geociências da Unicamp. Para a realização do procedimento de aquisição de imagens e microanálise mineralógica, as lâminas foram revestidas com camada de carbono.

2. Revisão Bibliográfica

Neste capítulo são descritas as principais definições de termos e conceitos referentes às estruturas de impacto. O contexto geológico regional da área de estudo é abordado, com foco nas unidades estratigráficas pertencentes ao Grupo Balsas da Bacia do Parnaíba. Os trabalhos relacionados à estrutura de Riachão são também apresentados.

2.1. Estruturas de impacto: condições de formação e reconhecimento

Estruturas de impacto correspondem às feições morfológicas, de formato em geral circular, formadas pela colisão de corpos celestes (meteoros, cometas ou asteróides) contra superfície de planetas rochosos, satélites e asteróides. A partir da década de 1960, as estruturas de impacto passaram a ser reconhecidas como um importante processo modificador da superfície em escala planetária.

Os eventos colisionais, essenciais para evolução dos planetas interiores e decisivos para evolução da vida na Terra, constituem um importante processo na modificação dessas superfícies (*e.g.* Alvarez *et al.*, 1980; French, 1998; Kerr, 2003; McCall, 2009). Na Terra, existe o potencial de formação de depósitos minerais direta ou indiretamente relacionados aos processos de impacto, notadamente petróleo e gás, e minerais metálicos (Grieve, 2005; Reimold *et al.*, 2005; Pirajno, 2009).

Atualmente, são reconhecidas na Terra 182 estruturas de impacto (Earth Impact Database, 2011), cuja densidade de distribuição não é homogênea (Fig. 2.1). Ao compararmos a superfície terrestre com as de outros corpos planetários rochosos, observa-se a grande quantidade de crateras presentes nestes últimos, assim como a superposição de estruturas de impacto. Essa grande densidade de crateras não é observada na Terra, indicando que, apesar da colisão de corpos celestes ser um fenômeno comum no tempo geológico, o seu registro na superfície da Terra é bastante incompleto. O reconhecimento dessas estruturas na Terra é dificultado devido à atuação de processos geológicos, que incluem fenômenos intempéricos, sedimentares, tectônicos e metamórficos, que obliteram, deformam e soterram tais estruturas.

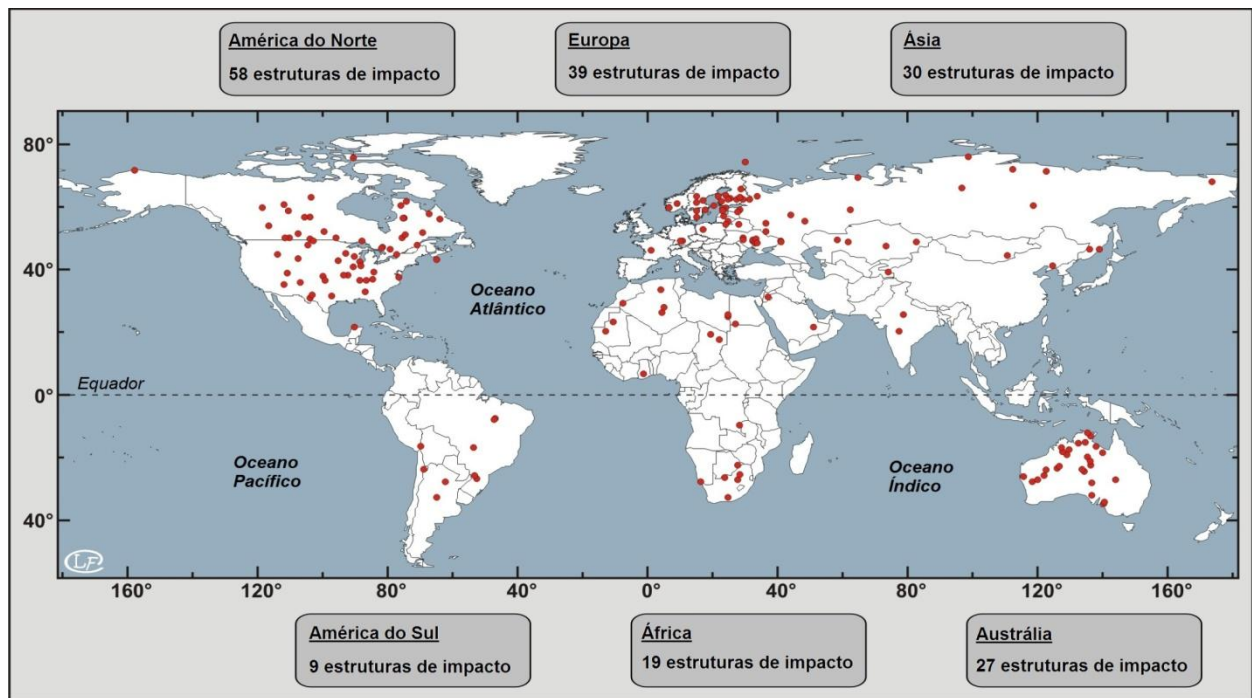


Figura 2.1 - Distribuição mundial das 182 estruturas de impacto, com destaque para concentração de estruturas nos continentes norte-americano, europeu e na Austrália (Adaptado de www.meteorimpactonearth.com).

Os eventos de impacto diferem-se de outros processos geológicos de longa duração devido às suas características específicas, que incluem a intensa energia liberada, de modo bastante pontual e em período de tempo muito curto, condições extremas de pressão (de 5 a 100 GPa) e temperaturas de até 2000 °C (Fig. 2.2). Em consequência, os efeitos deformacionais associados aos fenômenos de impacto meteorítico são singulares. Por esses motivos, os processos que formam estruturas de impacto são complexos e, apesar do grande número de estudos realizados nas últimas décadas, não são completamente conhecidos (Melosh, 1989; French, 1998; French e Koeberl, 2010).

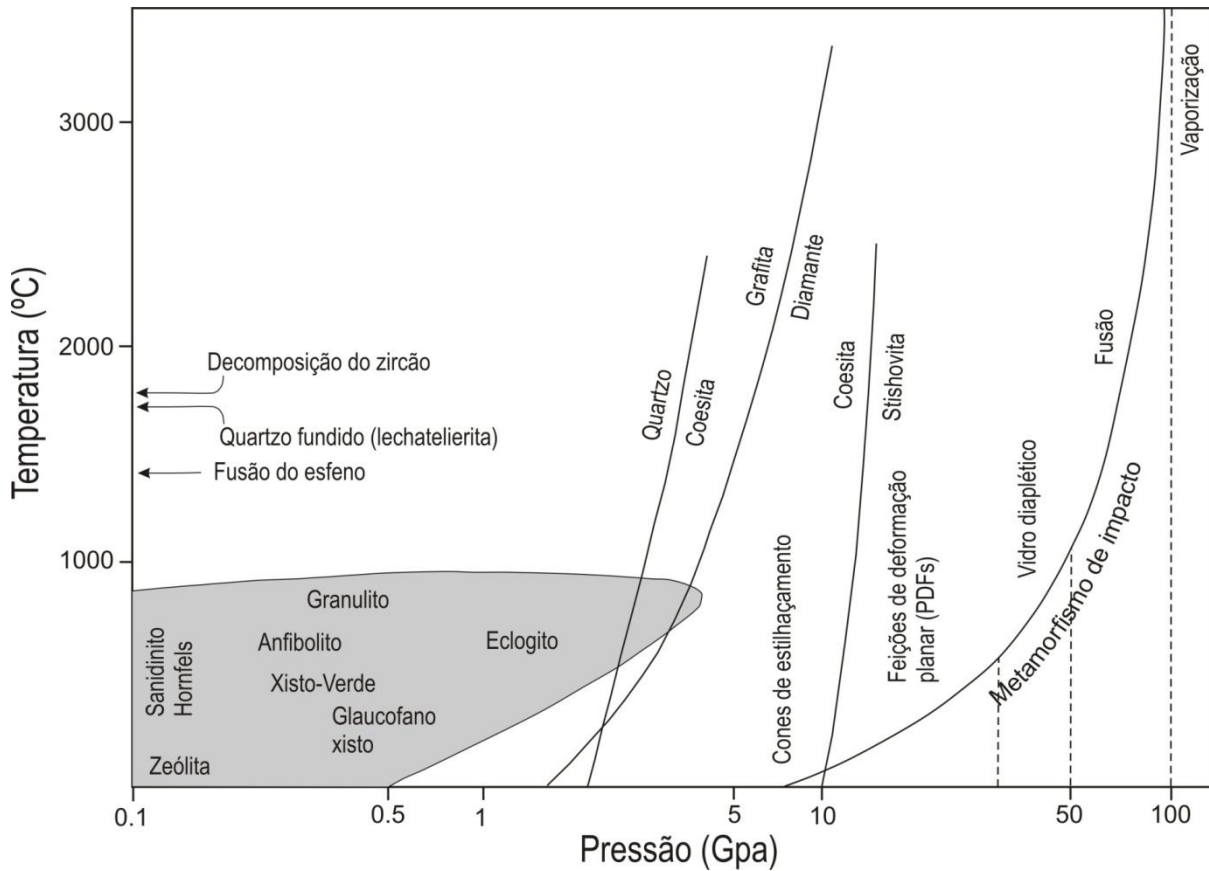


Figura 2.2 - Comparação das condições de metamorfismo crustal e de choque em diagrama temperatura (°C) x pressão (GPa). As condições de metamorfismo de choque (à direita) estendem-se de ~7 a >100 GPa e são distintas das condições metamórficas crustais (polígono cinza). São também apresentadas curvas de estabilidade de minerais de alta pressão (coesita, diamante e stishovita; adaptado de French, 1998).

Do ponto de vista morfológico, as estruturas de impacto são classificadas como simples e complexas (Dence, 1965). Estruturas de impacto simples são depressões geralmente circulares com 3 a 6 km de diâmetro, dependendo do tipo de rocha em que são formadas, com seção transversal aproximadamente parabólica e com borda elevada (Fig. 2.3.A e B). Esse tipo de estrutura caracteriza-se por duas relações geométricas principais: **(i)** razão entre profundidade e diâmetro da estrutura de aproximadamente 1/5 e **(ii)** diâmetro inversamente proporcional à aceleração da gravidade (Melosh, 1989).

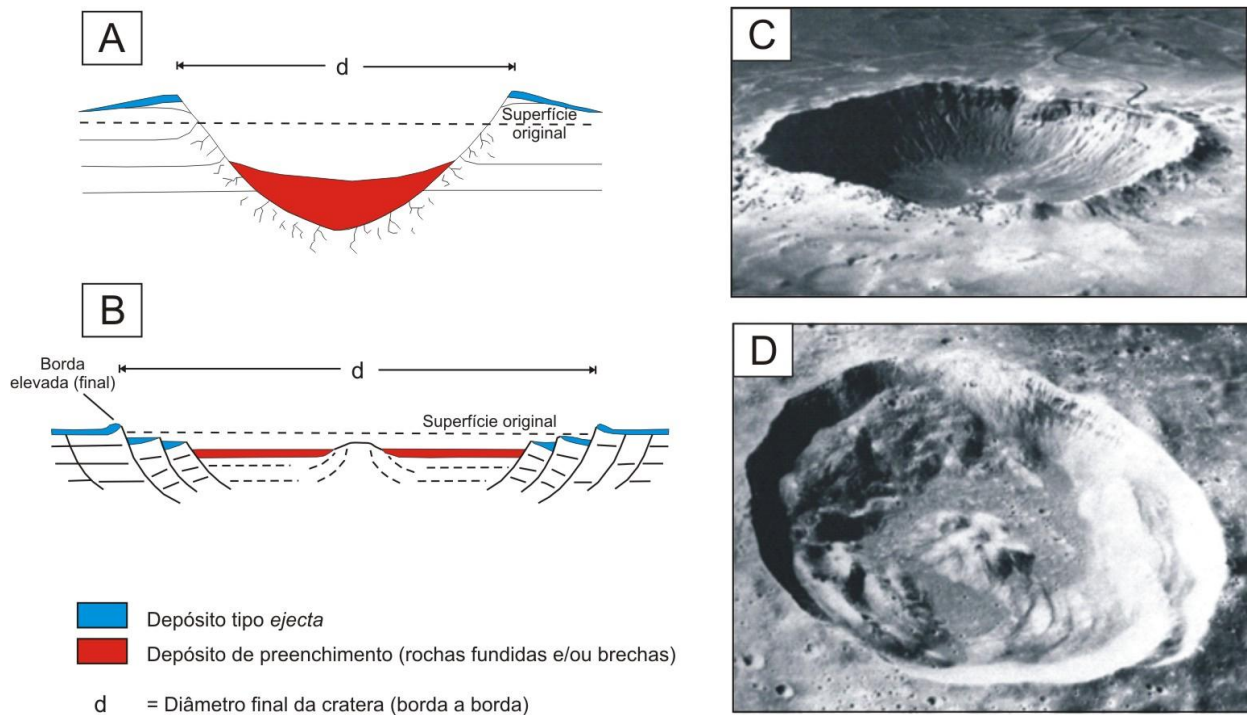


Figura 2.3 - Morfologia de estruturas de impacto. (A) Seção transversal esquemática de estruturas de impacto simples; (B) Exemplo de estrutura de impacto simples. Barringer Meteor Crater (Arizona, EUA), com aproximadamente 1,2 km de diâmetro e 250 m de profundidade e idade de formação estimada em 50 mil anos; (C) Seção transversal esquemática de estruturas de impacto complexas; (D) Exemplo de estrutura de impacto complexa. Cratera Euler, na Lua, com 25 km de diâmetro.

Estruturas de impacto complexas apresentam um núcleo soerguido, fundo plano, sistemas anelares de falhas de colapso e diâmetros entre 2 e 200 km (Grieve, 1987; Fig. 2.3.C e D). A transição entre uma estrutura simples e complexa durante os seus processos de formação ocorre com cerca de 4 km de diâmetro em rochas cristalinas e 2 km em rochas sedimentares (French, 1998).

Devido ao fato da estrutura de impacto de Riachão corresponder a uma estrutura de impacto complexa, este tipo de morfologia será enfatizado neste trabalho

2.1.1. Formação das estruturas de impacto complexas

A compreensão dos mecanismos de formação das estruturas de impacto, do ponto de vista genético e estrutural, depende da quantidade de energia liberada no ambiente afetado e relaciona-se às variáveis inerentes ao meteorito (dimensão e velocidade), à constituição litológica do terreno impactado e à trajetória de impacto (*e.g.* Melosh, 1989; O’Keefe e Ahrens, 1999; Morgan *et al.*, 2000; Collins, 2002, Osinski *et al.*, 2008).

Melosh (1989) divide o processo colisional em três estágios distintos, cada qual dominado por diferentes forças e mecanismos: *(i)* contato e compressão; *(ii)* ejeção e escavação e *(iii)* colapso e modificação (Fig. 2.4).

O estágio de **contato e compressão** inicia-se quando o projétil toca a superfície-alvo, geralmente com velocidade ≥ 11 km/s. Caso o alvo seja sólido, o projétil penetra não mais que o dobro de seu diâmetro. A energia cinética do projétil é instantaneamente transferida para o substrato na forma de ondas de choque que se propagam radialmente a partir do ponto de colisão, promovendo um aumento de pressão e temperatura. Assim, as rochas alvo sofrem um efeito de deformação único e permanente.

O estágio de **ejeção e escavação** é caracterizado pela abertura da cratera recém-formada, ou cratera transiente. A reflexão e refração das ondas de impacto produzem ondas de rarefação, que causam o intenso fraturamento, estilhaçamento e/ou vaporização da rocha alvo e também do projétil. Fragmentos do projétil e do substrato atingido são acelerados radialmente com o avanço das ondas de choque, formando uma parede móvel em redor da cratera em desenvolvimento. Parte do material rochoso escavado é lançada para o alto e volta a se depositar no interior da cratera transiente, formando uma camada de brechas líticas misturada com material fundido.

O estágio de **colapso e modificação** ocorre imediatamente após a cratera transiente ter atingido seu diâmetro máximo. Nele ocorre o soerguimento do núcleo central devido à resposta isostática da crosta, bem como o colapso gravitacional das bordas da cratera para o interior da mesma (French, 1998). Processos de modificação prosseguem ao longo do tempo geológico, embora de forma mais lenta, na forma de movimentação de massa, erosão e sedimentação da estrutura.

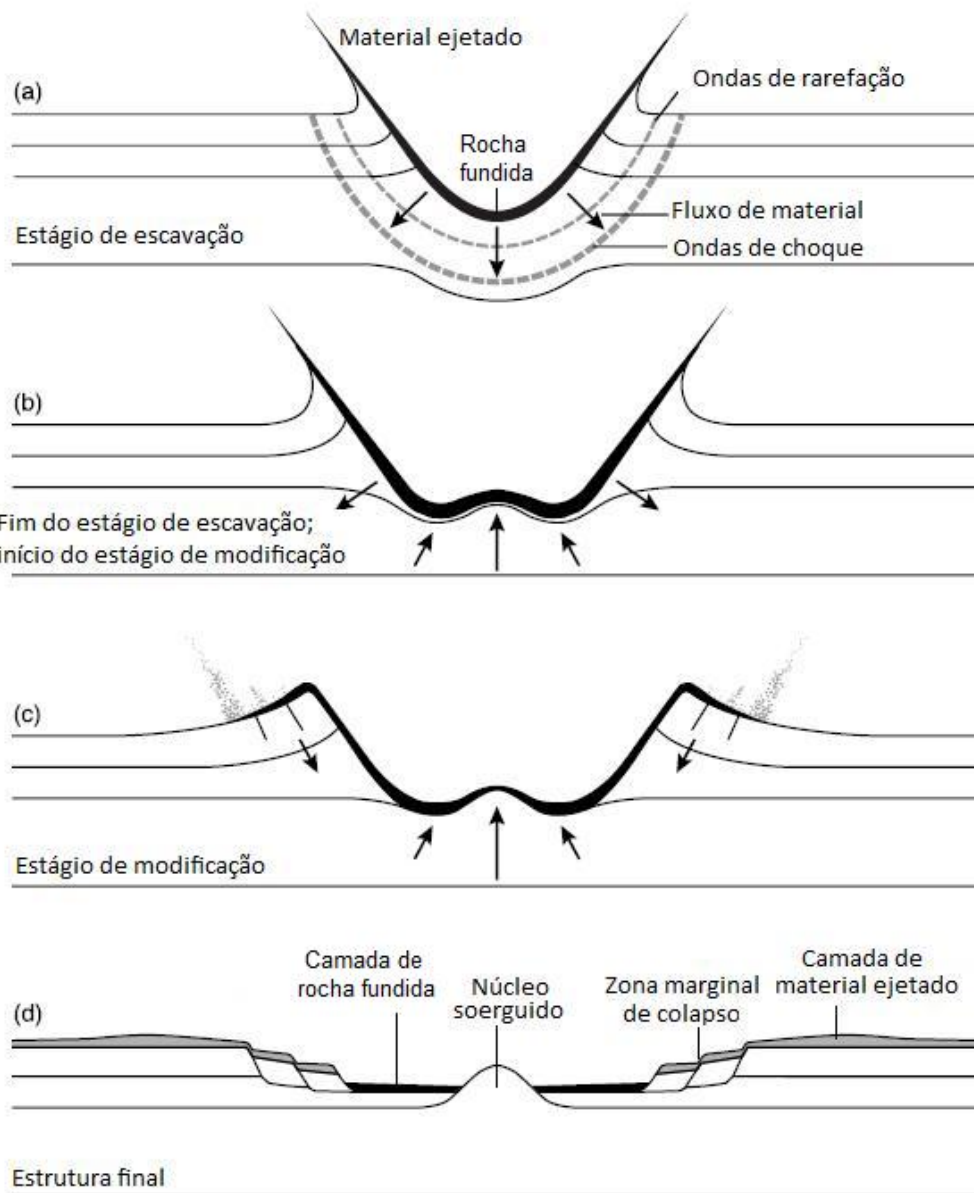


Figura 2.4 - Desenvolvimento de uma estrutura do tipo complexa. Sucessivas seções mostrando o progressivo desenvolvimento de uma estrutura complexa em rochas alvo com camadas horizontais. (a) Formação de uma estrutura transiente durante estágio de escavação; (b) desenvolvimento inicial do núcleo soerguido no estágio de modificação subsequente; (c) início do colapso periférico, acompanhado pelo contínuo desenvolvimento do núcleo soerguido e o afinamento das rochas fundidas (melt - em preto); (d) estrutura final, na qual o núcleo soerguido apresenta rochas de maior profundidade, rodeadas por uma planície e terraços concêntricos produzidos por falhas normais. O núcleo soerguido é circundado por um depósito de brechas alóctones e rochas fundidas (preto), que podem estar ausentes no núcleo central. Uma camada de material ejetado (pontilhado) recobre as rochas alvo ao redor da estrutura. O diâmetro final da estrutura de impacto, medida de uma borda à outra, pode ser até 2 vezes maior que a cratera transiente original (Adaptado de French, 1998).

Estudos teóricos (*e.g.* Melosh, 1989; Melosh e Ivanov, 1999; Collins *et al.*, 2004; Collins *et al.*, 2008) indicam que a formação do núcleo soerguido dá-se em poucos minutos devido à série de complexas movimentações de rochas e deformação (durante o colapso da cratera transiente) que envolve o processo denominado fluidização acústica (Melosh, 1979). Este processo implica no soerguimento de rochas acima da sua posição estratigráfica normal.

Comumente, o núcleo soerguido das estruturas de impacto complexas é composto de rochas deformadas e fraturadas, que originalmente se encontravam subjacentes à cratera transiente (Dence *et al.*, 1977; Melosh e Ivanov, 1999, Milam, 2007). Grieve *et al.* (1981) sumarizaram uma equação empírica através de dados geológicos e geofísicos, considerando 15 estruturas de impacto, que relaciona o soerguimento estratigráfico (SE) com o diâmetro final da estrutura (D).

$$SE = 0,06 D^{1,1} \quad (\text{eq. 1})$$

Essa equação foi revista por Grieve e Pilkington (1996), baseando-se em dados empíricos de 24 estruturas e modificada para:

$$SE = 0,086 D^{1,03} \quad (\text{eq. 2})$$

A aplicação desta equação à estrutura de Riachão indica que o soerguimento estratigráfico original teria sido de cerca de 400 m, assumindo-se que o diâmetro da estrutura tenha sido da ordem de 4,0 km.

No tocante ao último estágio de formação de estruturas complexas, Turtle *et al.* (2005) apontam a dificuldade em estabelecer o diâmetro de estruturas antigas devido aos processos erosivos atuantes, que podem mascarar a interpretação morfológica através do reconhecimento dos limites da estrutura (Fig. 2.5).

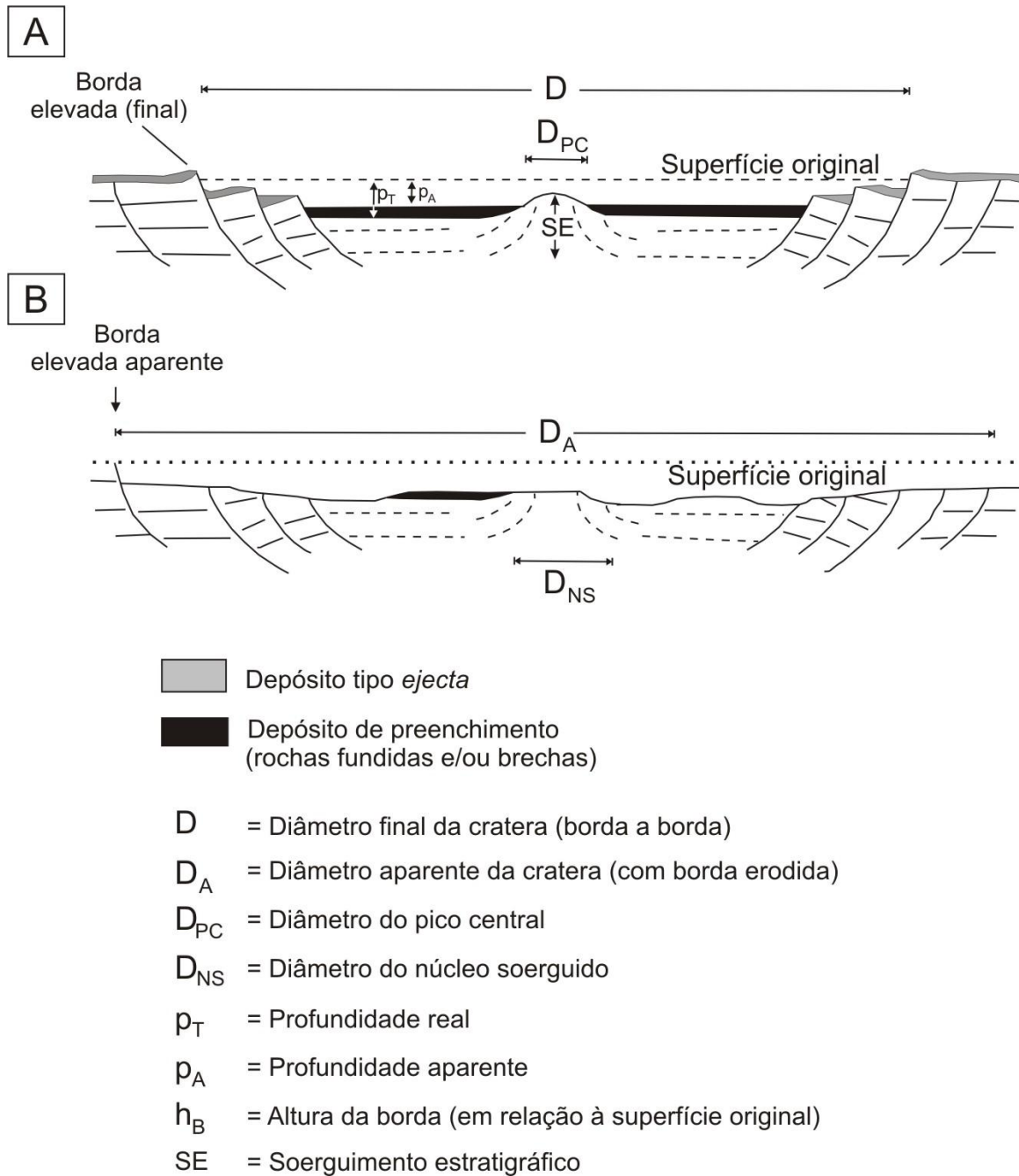


Figura 2.5 – Seção transversal esquemática de uma estrutura complexa (A) preservada e (B) erodida. Os processos erosivos dificultam a identificação das falhas radiais coincidentes com o limite externo da borda, D , na estrutura original. O diâmetro aparente (D_A) deve ser estabelecido com cautela. Em crateras nas quais não foram preservados os depósitos de preenchimento, não será possível estabelecer o diâmetro do pico central (D_{PC}), mas sim o diâmetro do núcleo soerguido (D_{NS}). Neste caso, a mensuração do pacote de rocha erodido é importante porque o diâmetro do núcleo soerguido pode mudar consideravelmente de acordo com a profundidade (Adaptado de Turtle et al., 2005).

2.1.2. Comprovação de estruturas de impacto meteorítico

A comprovação de estruturas circulares formadas por impacto meteorítico é feita através da identificação de indicadores gerados exclusivamente por impacto meteorítico e também pela subsequente passagem de ondas de choque (French, 1998; Koeberl, 2002). Diversos autores descrevem detalhadamente os critérios para confirmação das feições de impacto diagnósticas (*e.g.* Stöffler e Langenhorst, 1994; Grieve *et al.*, 1996; French, 1998; McCall, 2009; French e Koeberl, 2010). Cabe enfatizar que existem feições de deformação que são indicativas, mas não diagnósticas. Estas últimas correspondem àquelas formadas não exclusivamente em processos de impacto meteorítico.

Uma vez que praticamente todo o meteorito é fragmentado, fundido e/ou vaporizado no momento do impacto, as feições diagnósticas e/ou indicativas do impacto meteorítico são encontradas nas rochas alvo, que registram as condições de pressão e temperatura nas quais foram submetidas devido ao choque e à propagação de suas ondas (Melosh, 1989).

2.1.2.1. Feições de deformação diagnósticas

Os critérios diagnósticos de choque por impacto abordados neste trabalho são apresentados a seguir. Vale destacar que, além dessas, há outras evidências, não abordadas aqui, tais como os próprios fragmentos de meteoritos encontrados em crateras mais jovens, anomalias geoquímicas de certos elementos siderófilos, comuns em meteoritos mas raros na crosta terrestre, e fases minerais de alta pressão.

2.1.2.1.1. Cones de estilhaçamento (*Shatter cones*)

Cones de estilhaçamento foram inicialmente descritos como estruturas diagnósticas de impacto meteorítico por Dietz (1947) e, até hoje, correspondem ao único elemento diagnóstico de impacto em escala mesoscópica (escala centimétrica a métrica). Esta feição corresponde a superfícies cônicas estriadas formadas em decorrência da passagem das ondas de choque geradas pelo impacto em hipervelocidade de um projétil e que, em geral, é associada a regimes de pressões de 2 a 10 Gpa. Em geral, os cones de estilhaçamento situam-se na área central das

estruturas de impacto e ocorrem na forma de agregados de vários cones (Fig. 2.6). Esta feição pode se formar em diferentes tipos de rocha sendo mais bem desenvolvida em rochas sedimentares de granulometria fina, tais como pelitos, calcários, dolomitos, e também em algumas rochas ígneas (French e Koeberl, 2010). Detalhes sobre aspectos físicos relacionados a esta estrutura são apresentados por Sagy *et al.* (2002) e Baratoux e Melosh (2003).

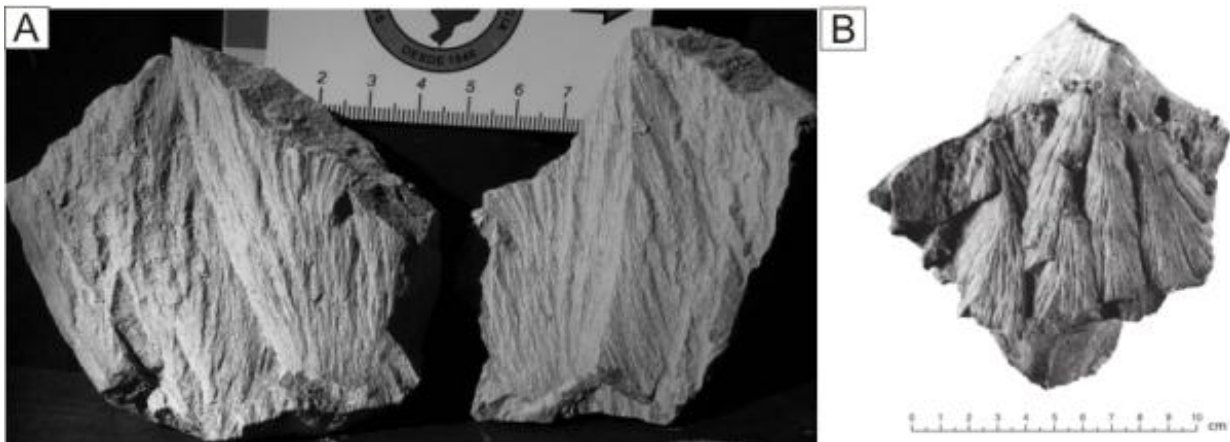


Figura 2.6 - Exemplos de shatter cones. (A) Shatter cones em siltitos da Formação Furnas, estrutura de impacto de Domo de Araguainha (Mato Grosso). Notar o fragmento com molde e contra molde e a presença das estrias ao longo das superfícies côncava e convexa da estrutura (Kazzuo-Vieira, 2009); (B) Shatter cones centimétricos e bem desenvolvidos em rochas carbonáticas da Estrutura de Haughton (Canadá). Superfícies cônicas nas quais ocorre divergência das estrias em relação ao ápice (French, 1998).

2.1.2.1.2. Feições de deformação planar (*Planar deformation features* - PDF)

As feições de deformação planar (*Planar deformation feature* - PDF) são as microestruturas mais utilizadas como evidência da formação de uma estrutura por impacto e formam-se em pressões que variam de 10 a 35 GPa. Embora identificada em vários minerais, tais como feldspatos, piroxênios, anfibólios e zircão (Wittmann *et al.* 2006, French e Koeberl, 2010), porém o quartzo é o mineral comumente utilizado para reconhecimento das PDFs (Grieve *et al.*, 1996; Fig. 2.7).

Em contraste com as PFs, as PDFs não ocorrem como fraturas abertas e consistem em múltiplos conjuntos delgados, paralelos e retilíneos com espaçamentos de 2 a 10 μm entre os planos, limitados a um único grão. Uma das características mais distintivas das PDFs é a orientação destas microestruturas em relação aos planos cristalográficos do quartzo, que pode ser utilizada como um geobarômetro, pois tal orientação varia de acordo com a pressão aplicada. Os

planos do quartzo que comumente ocorrem o paralelismo são aqueles com baixos índices de Miller-Bravais, tais como $c\{0001\}$, $\omega\{1013\}$ ou $\pi\{1012\}$ (Stöffler e Langenhorst, 1994; Grieve *et al.*, 1996). Estas orientações das PDFs em relação aos planos cristalográficos dos grãos de quartzo hospedeiros podem ser medidas com o emprego da Platina Universal, que determina o ângulo entre o eixo c do grão de quartzo e o pólo dos planos da PDF. Os resultados são analisados estatisticamente através de histogramas (*e.g.* Ferrière *et al.*, 2009).

É importante salientar que PDFs são extremamente raras, ocorrendo em proporções $\ll 1\%$ nos grãos de quartzo analisados (French e Koeberl, 2010). Por outro lado, segundo esses autores, a identificação de um único grão contendo PDFs é suficiente para caracterizar a ocorrência de regimes de pressão típicos de eventos de impacto meteorítico.

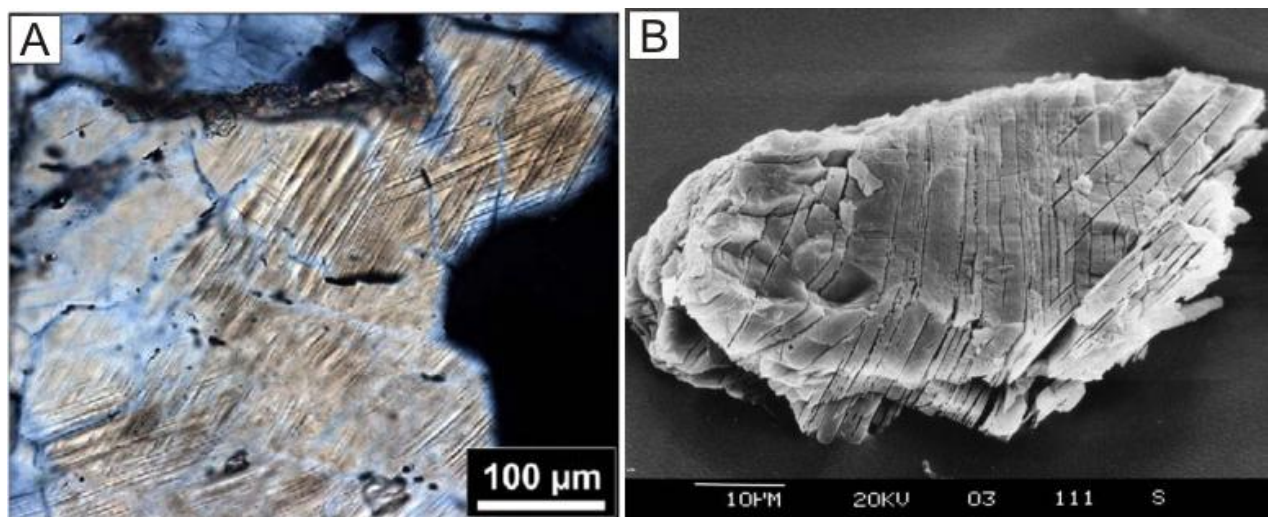


Figura 2.7 - (A) Grão de quartzo mostrando dois conjuntos de PDFs contínuos que se interceptam. Amostra de clasto de quartzito de brecha suevítica obtida em testemunho de sondagem da Estrutura de Bosumtwi (Ghana); (B) Imagem de microscópio eletrônico de varredura (MEV) que mostra grão de quartzo com dois conjuntos de PDFs após ataque ácido. Na imagem é possível notar os conjuntos finamente espaçados e paralelos, além da continuidade dessas microestruturas para o interior do grão. Amostra da camada K-T proveniente de testemunhos de sondagem no Oceano Pacífico (French e Koeberl, 2010).

2.1.2.1.3. Fraturas planares (Planar fractures - PF)

Fraturas planares (*Planar fractures* – PF) são formadas em grãos de quartzo sob condições de pressão entre 2 e 10 GPa e apresentam-se como múltiplos conjuntos de fissuras delgadas (3 – 10 μm), com espaçamento entre os planos de 15 - 20 μm . Tais fraturas limitam-se aos grãos

individuais e são orientadas segundo ângulos específicos em relação ao eixo-c do grão de quartzo hospedeiro (French *et al.*, 2004; Fig. 2.8)

Em rochas que não foram submetidas a impacto meteorítico, os grãos de quartzo podem apresentar fraturas similares às PFs (Flörke *et al.*, 1981). Entretanto, French *et al.* (2004) concluíram que múltiplos conjuntos de PFs são sempre produzidos pela propagação de ondas de choque geradas por impacto. Portanto, quando as PFs ocorrem como múltiplos conjuntos e de maneira concomitante a outros indícios de impacto, tais como padrão morfológico circular e/ou significativo soerguimento estratigráfico, eles podem ser diagnósticos de impacto meteorítico.

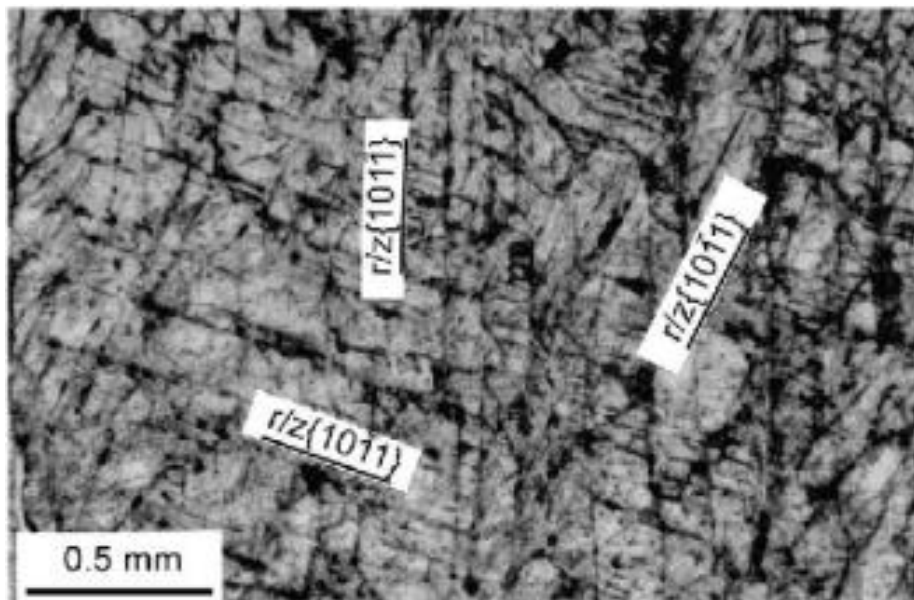


Figura 2.8 - Três conjuntos de PFs finamente espaçados em grão de quartzo de arenito proveniente da estrutura de Rock Elm (Estados Unidos). As fraturas abertas são preenchidas por material que, provavelmente, representa mistura de óxidos e hidróxidos de ferro, argilominerais e outros produtos de alteração. Os conjuntos de PFs encontram-se orientados segundo N-S, NE-SW e WNW-ESSE (considerar topo da imagem como N) e são todos paralelos à direção $r/z\{1011\}$ (French e Koeberl, 2010).

2.1.2.1.4. Feather features

Feather features (FFs) são microestruturas de deformação descritas recentemente em estruturas de impacto meteorítico (Poelchau e Kenkmann, 2011). Correspondem a estruturas complexas, em que planos subparalelos fechados ou com inclusões fluidas divergem (normalmente a 45°) a partir das PFs (Fig. 2.9). French *et al.* (2004) e Poelchau e Kenkmann

(2011) acreditam que estas podem representar o desenvolvimento de PDFs incipientes a pressões relativamente mais baixas (~10 GPa).

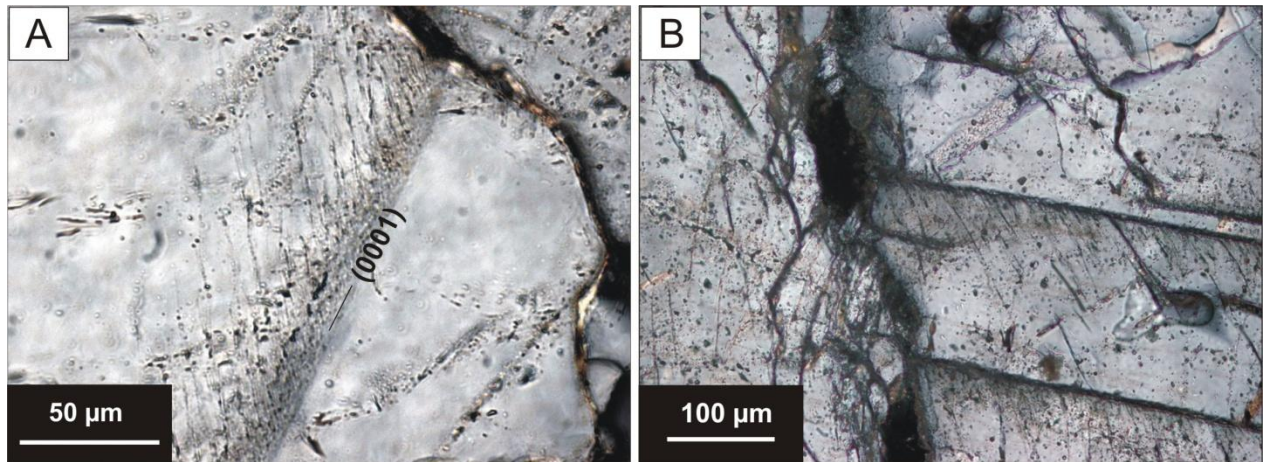


Figura 2.9 - Feather features encontradas em amostras de estruturas de impacto brasileiras. (A) Serra da Cangalha (Kenkmann et al., 2011); (B) Domo de Vargão (Crósta et al., 2011).

2.1.2.2. Feições de deformação não-diagnósticas (ou indicativas)

A seguir são apresentadas as principais feições de deformação não-diagnósticas que permitem identificar possíveis estruturas de impacto ou prover informações adicionais de estruturas já confirmadas.

2.1.2.2.1. Brechas

As brechas são as rochas mais abundantes produzidas por processos de impacto (Dressler e Reimold, 2004), sendo a maioria delas produzidas em pressões <1 Gpa (French e Koeberl, 2010). Desta forma, nesses regimes de pressão de choque mais baixos não há formação de PDFs ou feições distintivas de impacto. Conseqüentemente, torna-se difícil distinguir as brechas formadas por impacto meteorítico daquelas de origem endogenética, a menos que materiais provenientes do impacto tenham sido incorporados às primeiras.

A brechação ocorre em todos os estágios de formação da estrutura de impacto, resultando em diferentes tipos de brechas, por sua vez com diferentes relações temporais (Melosh, 1989;

Reimold, 1998). As brechas formadas podem ser classificadas de acordo com *(i)* os estágios de formação da estrutura e/ou *(ii)* o tipo de material que compõem o arcabouço. Referente ao estágio de formação, brechas de impacto formadas nas rochas abaixo do metassoalho da estrutura denominam-se brechas parautóctones (ou autóctones), ou seja, trata-se da rocha alvo fortemente fraturada pelo impacto; se depositadas dentro da cratera, durante o desenvolvimento da estrutura, são denominadas brechas alóctones; e quando ocorrem na forma de preenchimentos de diques, no estágio de descompressão, são classificadas como pseudotaquilitos (Reimold, 1998; French, 1998, French e Koeberl, 2010). Com relação à composição do arcabouço, as brechas de impacto meteorítico são subdivididas em três tipos principais: *(i)* brecha polimítica - formada por fragmentos de diferentes composições litológicas e com ausência de material vítreo; *(ii)* brecha monomítica - formada por fragmentos líticos de mesma composição, com ausência de material vítreo; *(iii)* suevito – tipo de brecha polimítica com matriz finas e clastos em vários estágios de metamorfismo de impacto, incluindo patriculas fundidas (Fig. 2.10; Stöffler e Grieve, 1996; 2001).

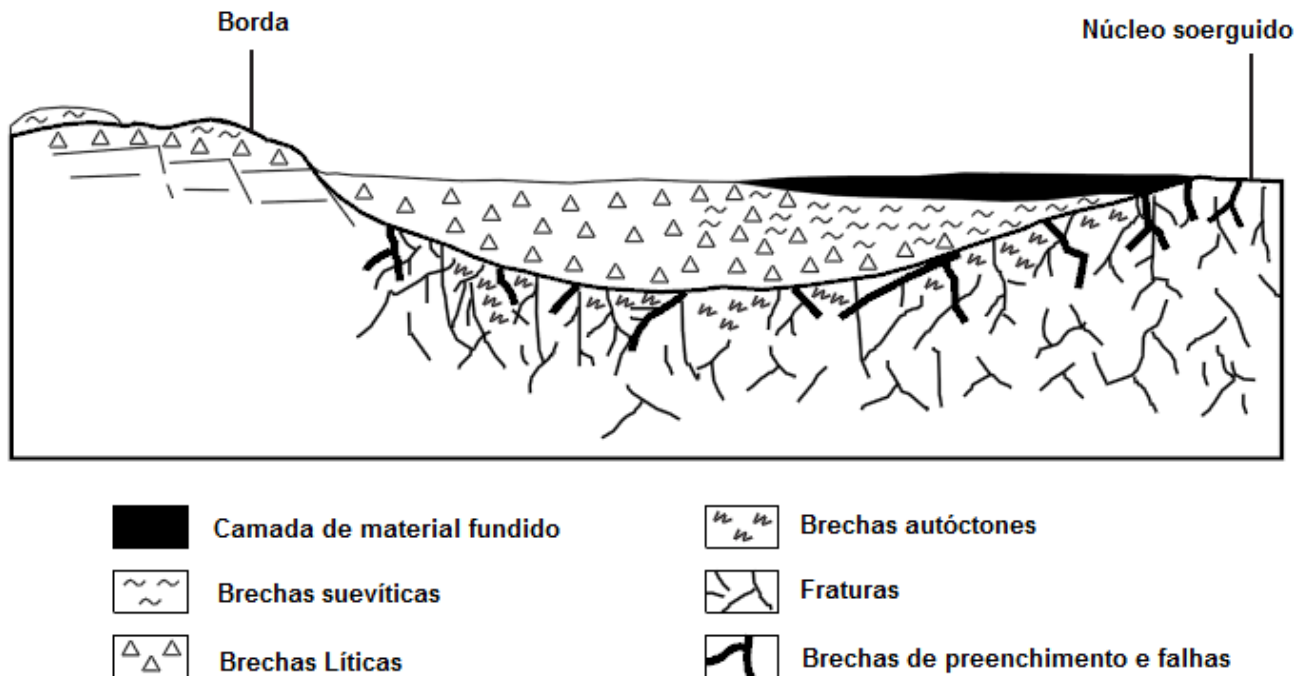


Figura 2.10 - Seção transversal esquemática de estrutura de impacto complexa com a localização dos tipos de brecha formados (adaptado de French, 1998).

2.1.2.2.2. Microdeformações planares

Grãos de quartzo podem, eventualmente, apresentar feições planares ou quase-planares geradas por processos endogenéticos (Vernooij e Langernhorst, 2005). A distinção entre tais feições e as PDFs será brevemente discutida a seguir.

De acordo com French e Koeberl (2010), os grãos de quartzo formados em veios frequentemente desenvolvem linhas de crescimentos paralelas, muitas vezes contendo trilhas de inclusões fluidas, que podem se assemelhar às PDFs, principalmente se estas se formarem paralelas a uma face do cristal. Caso haja dúvidas, as linhas de crescimento podem ser distinguidas de PDFs principalmente por sua orientação: linhas de crescimento tendem a se formar paralelas aos planos piramidal ($r/z\{1011\}$) ou prismático ($m\{1010\}$), diferente das orientações dos PDFs, cujos paralelismos principais são com o eixo c-base $\{0001\}$, $\omega\{1013\}$ ou $\pi\{1012\}$.

Estruturas como *healed fractures* e lamelas de Böhm também são consideradas microdeformações planares endogenéticas, e podem ter sua origem associada ao crescimento dos cristais, e/ou a processos de deformação (French e Koeberl, 2010). As *healed fractures* são formadas pelo aquecimento de fraturas originalmente abertas pela recristalização do quartzo que produz estruturas irregulares a subplanares, sendo geralmente decoradas por inclusões fluidas secundárias (Fig. 2.11.A). Dependendo da orientação das fraturas originalmente abertas, estas podem ser simples ou múltiplas, curvas ou quase planares e podem se cruzar mutuamente. As lamelas de Böhm, denominadas por French e Koeberl (2010) como lamelas de deformação tectônica (*MDL-metamorphic deformation lamellae*), são feições encontradas em grãos de quartzo de rochas ígneas e metamórficas, além de rochas sedimentares derivadas destas e são distintas das PDFs por serem curvas (Fig. 2.11.B). De acordo com Scholle (1979), lamelas de Böhm são encontradas em grãos detríticos como resultado de intensa deformação nestes grãos. Desta maneira, sua ocorrência não pode ser diretamente relacionada à deformação causada por impacto meteorítico.

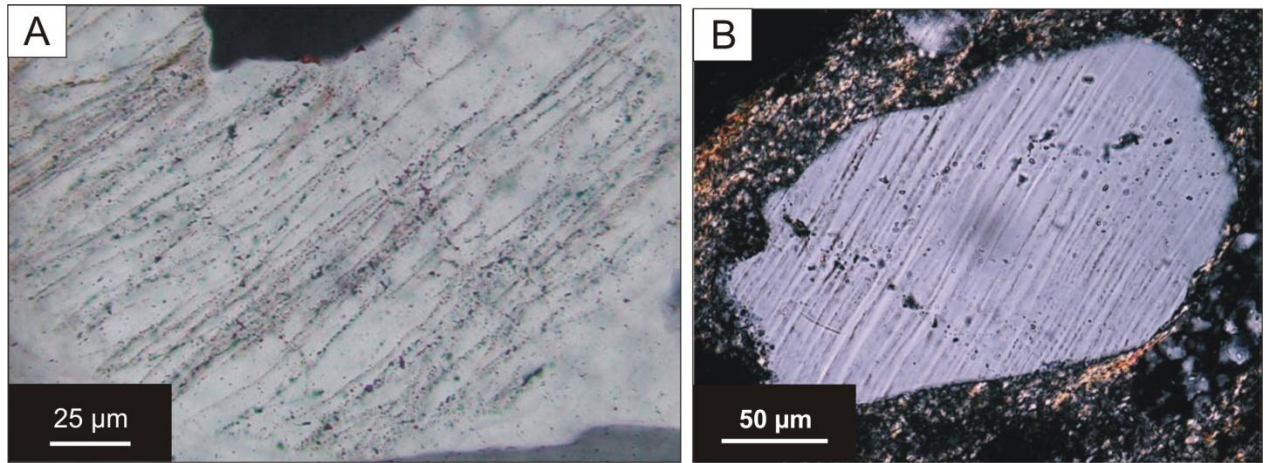


Figura 2.11 - Microdeformações planares não-diagnósticas. (A) Healed fractures (French e Koeberl, 2010); (B) Lamelas de Böhm (French e Koeberl, 2010).

2.1.2.2.3. Fraturas irregulares em grãos

O fraturamento de grãos minerais não é considerado um critério diagnóstico, uma vez que pode ser produzido em diferentes ambientes geológicos não relacionados a impactos meteoríticos (Fig. 2.12.A). No caso do quartzo, o desenvolvimento dessas fraturas é consequência do comportamento dos grãos sob pressões relativamente baixas (Hirth e Tullis, 1994). O efeito das ondas de choque de baixa pressão produz feições idênticas às geradas por deformação tectônica de níveis rasos, ou por sobrecarga (Fig. 2.12.B; French e Koeberl, 2010). Lambert (1979) aponta estudos sistemáticos de densidades de fraturas como critério potencial para o estabelecimento de gradientes de pressão em estruturas de impactos comprovadas.

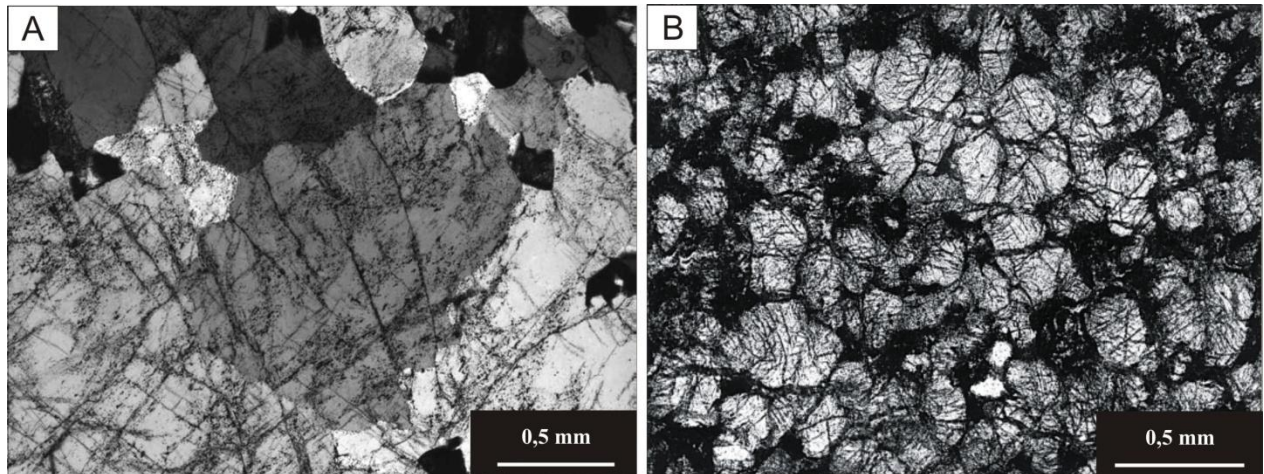


Figura 2.12 - Exemplos de grãos fraturados. (A) Fraturas subparalelas em grãos de quartzo de um quartzito, amostra do Domo Phepane, Complexo de Bushveld, África do Sul. Tais fraturas diferenciam-se de PFs e PDFs por apresentarem um caráter não planar, falta de paralelismo rigoroso e ultrapassarem os limites de um único grão (French e Koeberl, 2010.) (B) Arenito com grãos de quartzo fortemente fraturados. Arenito Coconino, Barringer Meteor Crater, Arizona (French, 1998).

2.2. Contexto Geológico Regional

Nas seções 2.2.1. e 2.2.2 são apresentadas, respectivamente, a Bacia do Parnaíba e a estrutura circular de Riachão.

2.2.1. Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba, com área de aproximadamente 600 mil km² e situada na região meio-norte brasileira, é constituída por sequências sedimentares e vulcânicas depositadas entre o Siluriano e Eo-Mesojurássico (Santos e Cavalho, 2009). Nesta bacia são conhecidas diversas estruturas circulares (Lima e Leite, 1978). Das aproximadamente 10 ocorrências assinaladas, destacam-se duas estruturas que vem sendo apontadas como de origem meteorítica: Riachão e Serra da Cangalha (Fig.2.13; Dietz e French, 1973; McHone, 1986; Crósta, 1987).

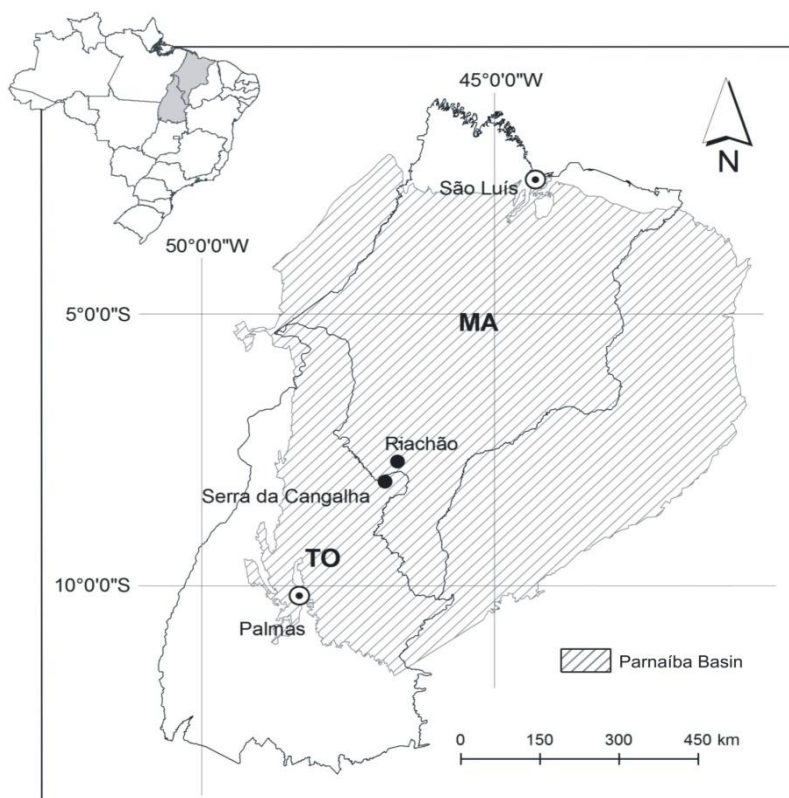


Figura 2.13 - Mapa de localização das estruturas de impacto de Riachão e Serra da Cangalha, situada na Bacia do Parnaíba.

A Bacia do Parnaíba é uma bacia intracratônica formada a partir de estruturas extensionais ao longo das faixas tectonicamente instáveis por subsidência termomecânica (Caputo e Lima, 1984) durante o Estádio de Transição da Plataforma Sul-Americana (Almeida, 1969). Estas estruturas grabeniformes teriam controlado o depocentro inicial da bacia e são correlacionáveis àquelas geradas pelos riftes cambro-ordovicianos de Jaibaras, Jaguarapi, Cococi/Rio Jucá, São Julião e São Raimundo Nonato (Góes *et al.* 1993; Brito Neves, 1998; Oliveira e Mohriak, 2003).

Esta bacia desenvolveu-se sobre um embasamento fortemente estruturado e complexo, formado por rochas arqueanas, proterozóicas e possivelmente cambrianas pertencentes à Província Borborema, faixas móveis Tocantins-Araguaia, Rio Preto, Riacho do Pontal, ígneas dos crátons Amazônico, São Luís e São Francisco (Figura 2.14). Segundo Loczy e Ladeira (1976), do ponto de vista tectônico, a bacia representaria um golfo intracratônico suavemente deformado mostrando assimetria segundo NW-SE. Ao longo do seu bordo oriental os estratos paleozóicos mergulham regionalmente para o centro, com valores de 4° a 2°. Os rumos dominantes das falhas são ENE e NNW, paralelos a vários sistemas de juntas, grábens e horsts.

Cunha (1986) relaciona duas importantes estruturas do embasamento da Bacia do Parnaíba: o Lineamento Transbrasiliano e o Lineamento Picos-Santa Inês (Figura 2.14). O Lineamento Transbrasiliano representa uma feição alongada de cerca de 9700 km, com orientação NE-SW, que cruza o território brasileiro do Ceará ao Mato Grosso, prosseguindo para sudoeste (Schobbenhaus *et al.*, 1975). Este lineamento é demarcado na bacia por falhas orientadas na direção NE-SW, que cortam rochas paleozóicas e mesozóicas, e por diques de diabásicos orientados no mesmo sentido. O Lineamento Picos-Santa Inês constitui uma faixa cataclástica com orientação NW-SE. Esta faixa reflete a morfologia atual, produzindo alinhamentos orientados na direção NW. Ambos lineamentos exerceram uma grande influência no desenvolvimento da Bacia do Parnaíba, controlando importantes eixos deposicionais (Cunha, 1986).

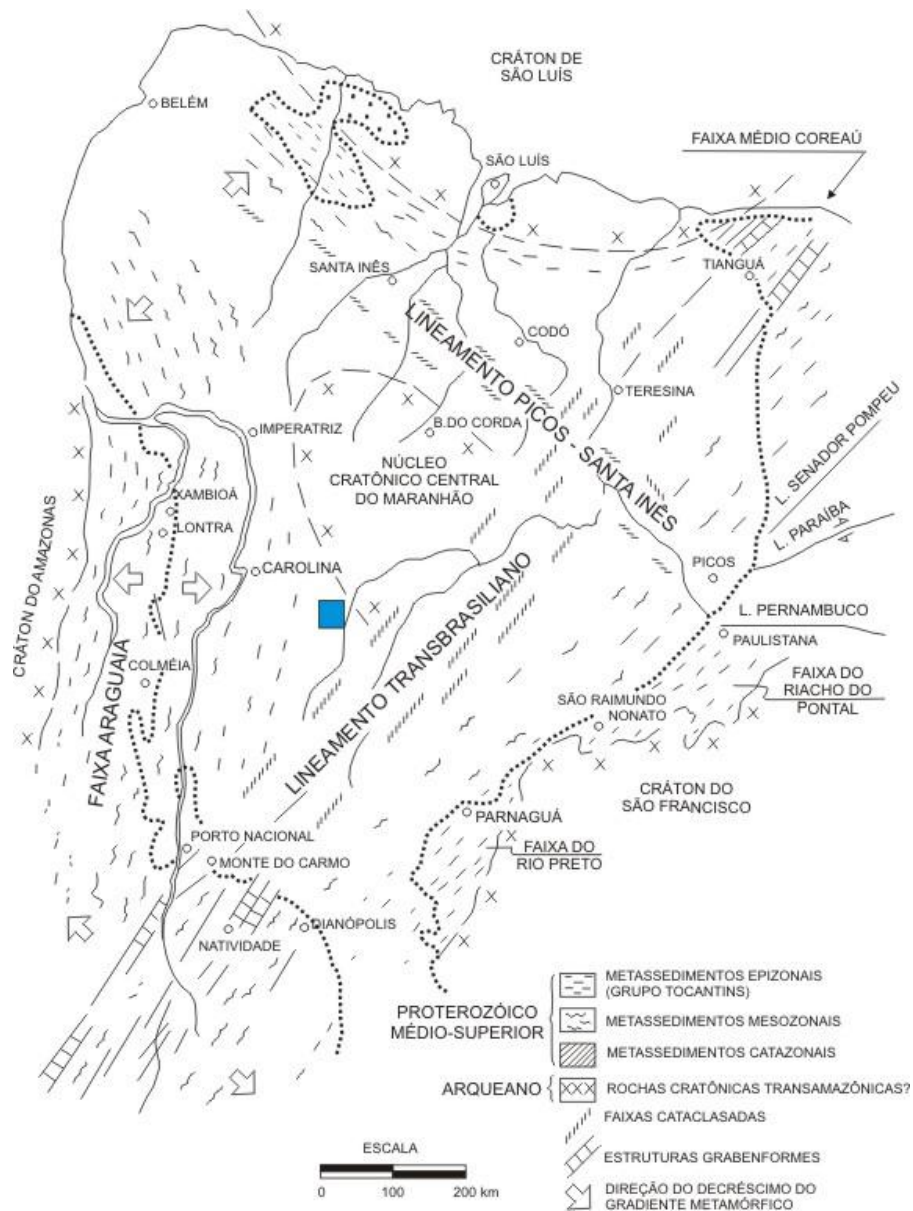


Figura 2.14 - Distribuição das falhas, diques e alinhamentos morfológicos que definem os lineamentos Transbrasiliano e Picos-Santa Inês (Cunha, 1986). Destaque para a localização da área de estudo (polígono azul).

2.2.1.1. Estratigrafia

A coluna sedimentar da Bacia do Parnaíba apresenta espessura de cerca de 3.500 m próximos à sua porção central (Góes *et al.*, 1990), correspondentes a ciclos transgressivos-regressivos com forte tendência à continentalização nos últimos estágios. A sedimentação inicial ocorreu sob condições climáticas variando entre temperadas a glaciais, culminando com unidades depositadas em condições quentes e áridas, parcialmente concomitantes ao magmatismo básico fissural

(Formação Mosquito), por sua vez associado à fase pré-rifte da abertura do Atlântico Leste (Góes *et al.*, 1993; Góes, 1995).

A estrutura de Riachão está inserida no domínio das rochas do Grupo Balsas. Este grupo, depositado entre o Pensilvaniano e o Eotriássico, é constituído das formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba (Fig. 2.15), descritas a seguir:

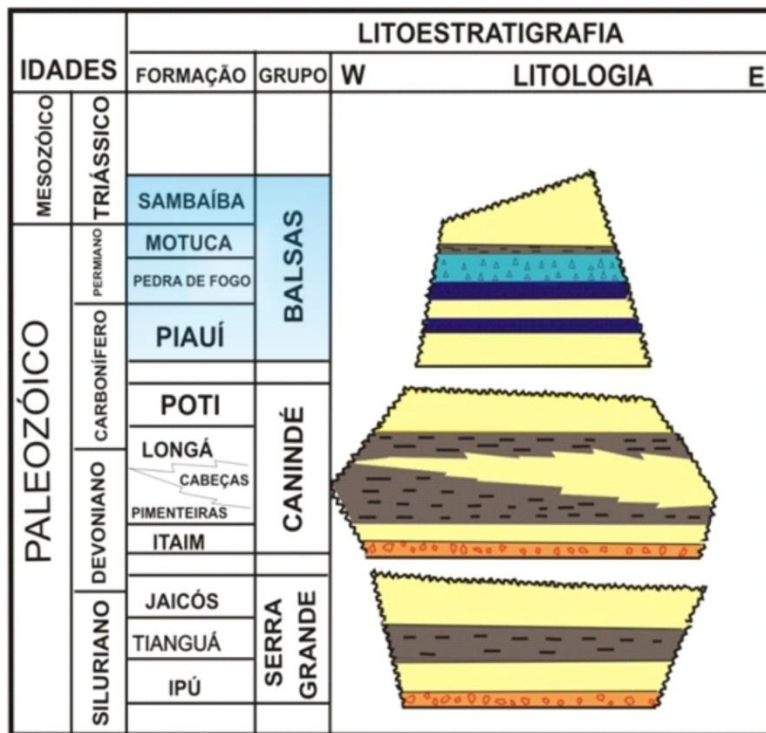


Figura 2.15 - Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba, segundo Góes (1995).

A **Formação Piauí** corresponde à unidade basal do Grupo Balsas. A base desta formação consiste de arenitos médios a conglomeráticos com intercalações de folhelhos, homogêneos ou com estratificação cruzada de grande porte, depositados em sistema deposicional flúvio-eólico. Em direção ao topo, a Formação Piauí é composta de arenitos avermelhados, finos a médios, com intercalações de folhelhos vermelhos e subordinadamente calcários e finas camadas de sílex, correspondendo a registros litológicos de breves incursões marinhas (Lima e Leite, 1978). Na área de estudo a espessura desta unidade não ultrapassa 300 m, segundo dados do perfil composto do poço 1VG-0001R-MA, localizado próximo à cidade de Riachão (MA).

A **Formação Pedra de Fogo**, em contato concordante com a Formação Piauí, caracteriza-se pelas intercalações de arenitos, folhelhos, nódulos e camadas de sílex, e, subordinadamente,

calcários e evaporitos, depositados em sistema desértico quente e seco avançando sobre planícies costeiras. Nas camadas superiores é comum a ocorrência de fósseis vegetais do gênero *Psaronius* associados a siltitos e arenitos (Lima e Leite, 1978; Santos e Carvalho, 2009). Na área da estrutura de Riachão, a Formação Pedra de Fogo apresenta espessura de até 150 m de acordo com dados do perfil composto do poço 1VG-0001R-MA.

A **Formação Motuca** é constituída de siltitos e folhelho vermelhos, micáceos, intercalados com calcários e arenitos vermelhos ferruginosos, depositados em sistema lacustre ou lagunar, com algumas incursões marinhas (Lima e Leite, 1978). Na região estudada, a espessura máxima desta unidade é de aproximadamente 120 m, segundo dados do perfil composto perfil composto 1VG-0001R-MA.

A **Formação Sambaíba** é composta de arenitos finos a grossos, interpretados como depositados em um sistema predominantemente eólico, resultado da desertificação e recuo total do mar epicontinental da bacia (Ojeda e Bembom, 1966). A espessura desta unidade pode atingir até 200 m na porção centro-sul da bacia, diminuindo à medida que se estende à borda oeste (Lima e Leite, 1978).

2.2.2. Estrutura circular de Riachão

A estrutura de Riachão localiza-se 40 km a sul da cidade de Riachão (MA), próxima à divisa com o Estado de Tocantins, com centro nas coordenadas 7°43'S/46°39'W e 4,2 km de diâmetro (Fig. 2.13). As rochas-alvo são constituídas da sucessão de rochas sedimentares predominantemente paleozóicas e, restritamente, mesozóicas de natureza majoritariamente terrígena com rochas carbonáticas e silexitos subordinados, originalmente sem deformação, pertencentes às formações superiores do Grupo Balsas da Bacia do Parnaíba.

A primeira referência à morfologia circular da estrutura de Riachão foi feita por Ojeda e Bembom (1966), que realizaram atividades de mapeamento geológico nas imediações do município de Riachão (MA). Estes autores descreveram os tributários do rio Sereno como uma rede de drenagem radial em torno de um alto topográfico, por sua vez associado à inflexão da denominada Sinclinal Campina. McHone e Dietz (1978), a partir de imagens do sensor Multispectral Scanner (MSS) do satélite Landsat, identificaram a mesma estrutura circular, associando-a com a Estrutura de Serra da Cangalha (TO), localizada 45 km a SSW (Fig. 2.13).

McHone e Dietz (1978) e McHone (1979) consideraram a estrutura de Riachão como sendo de possível formação por impacto meteorítico. McHone (1986) apresentou um primeiro esboço geológico da estrutura circular, na escala aproximada de 1:70.000 (Fig. 2.16), usando o mapa de Ojeda e Bembom (1966) como referência.

No mapa geológico apresentado por McHone (1986), com escala aproximada de 1:70.000, destacam-se as seguintes feições: *(i)* anel elevado cerca de 30 m em relação ao terreno adjacente, formada por brechas polimíticas e arenitos intemperizados (Formação Sambaíba), com camadas que apresentam sentido de mergulho para fora da estrutura; *(ii)* folhelhos e rochas carbonáticas (camadas superiores da Formação Motuca), que contornam a borda, internamente; *(iii)* núcleo soerguido, elevado 30 m em relação ao terreno do interior da estrutura, constituído de blocos e camadas de arenitos avermelhados, com disposição caótica (camadas inferiores da Formação Motuca); *(iv)* ocorrência de níveis de *chert* (Formação Pedra de Fogo) ao redor de toda a estrutura e *(v)* falhas radiais e diques clásticos que atravessam o anel elevado e a depressão interna da estrutura, anterior ao núcleo soerguido.

Segundo este autor, as brechas polimíticas teriam ocorrências locais na borda da estrutura, sendo que o afloramento mais destacado desse litotipo, com cerca de 8 m de comprimento e 2,5 m de altura, é localmente conhecido como “Pedra da Lapa”. Segundo o autor, os afloramentos deste litotipo corresponderiam aos remanescentes erosivos de uma camada contínua de brechas alóctones, formada durante o impacto, sendo sobreposta e sotoposta por arenitos eólicos da Formação Sambaíba. Os clastos da brecha de impacto polimítica seriam mal selecionados, subangulosos e com até 2 cm, formados por fragmentos de sílex. O autor também reconheceu fragmentos líticos de arenitos da Formação Sambaíba e arenitos vermelhos grossos, que corresponderiam à Formação Motuca, imersos em matriz, por vezes, com estruturas de fluxo.

O núcleo soerguido, descrito por esse autor como porção basal da Formação Motuca, elevar-se-ia a poucos metros acima da borda. Nele ocorreriam blocos de arenitos avermelhados e afloramentos onde os arenitos encontram-se dobrados segundo eixos verticais. Tais estruturas seriam relacionadas aos movimentos do último estágio do evento de impacto.

Os diques clásticos, com orientação radial, são descritos como resistentes à erosão e preservados no núcleo soerguido e nas camadas arenosas da depressão interna da estrutura. Sua formação foi atribuída aos fluidos mobilizados dos sedimentos durante a formação da cratera, que viriam a preencher fraturas e falhas.

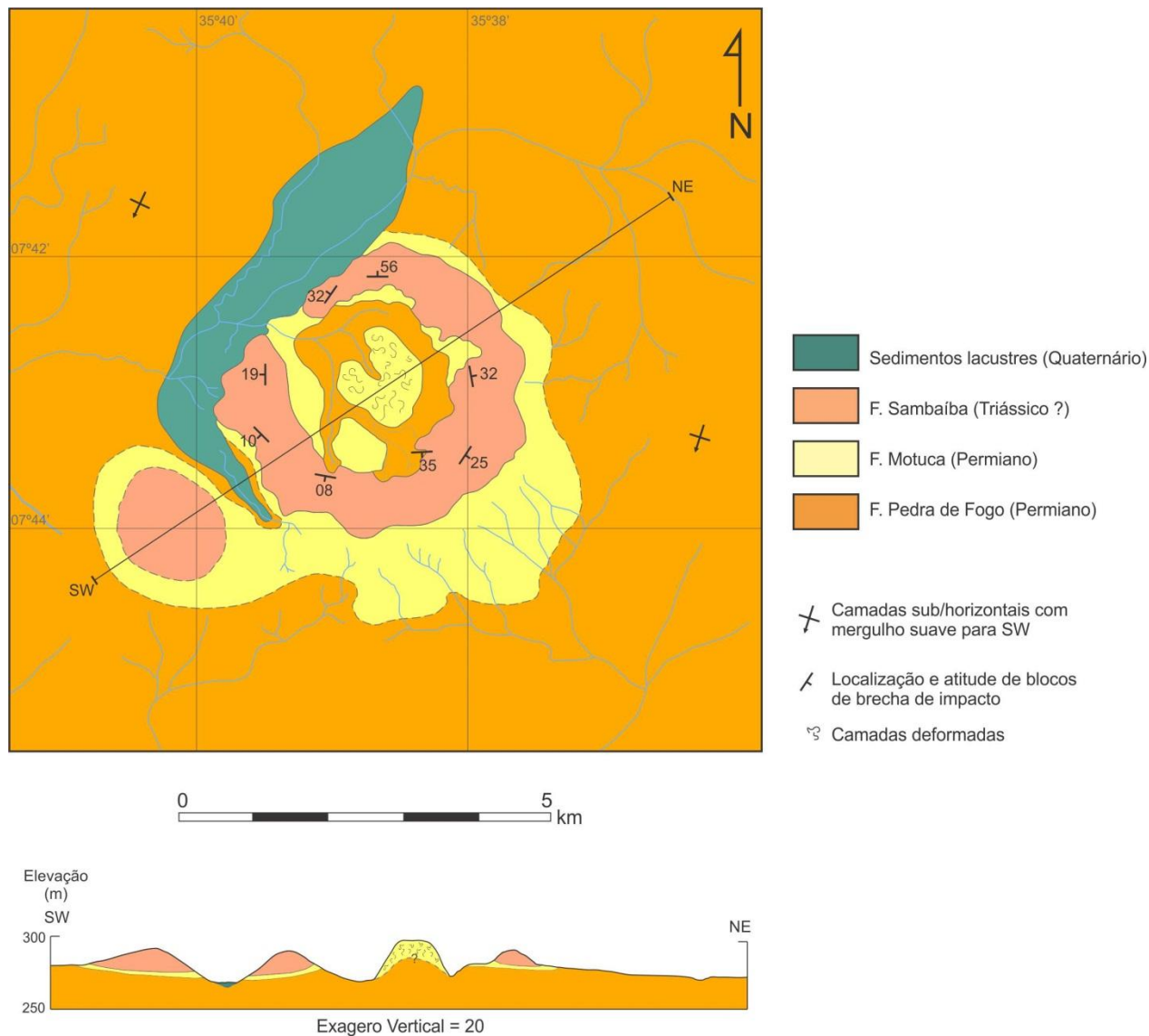


Figura 2.16 - Mapa geológico da estrutura de Riachão segundo McHone (1986).

Assim, a estrutura de Riachão apresentaria rochas do topo do Grupo Balsas, compreendendo as formações Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba; também descritas na área por Ojeda e Bembom (1966).

Devido à ausência de material vítreo ou fundido passível de ser datado utilizando técnicas geocronológicas Ar-Ar e U-Pb, a idade da estrutura, proposta por McHone (1986) baseou-se em relações estratigráficas. Assim, as camadas de brechas polimíticas formadas durante o impacto e que ocorreriam nos contatos superior e inferior com arenitos eólicos da Formação Sambaíba, seriam contemporâneas à deposição dessa unidade, indicando idade eotriássica para a formação da estrutura de Riachão.

3. Processamento e Análise das Imagens Produzidas por Sensores Remotos

Neste capítulo são apresentados os resultados das fases de processamento e análise dos dados produzidos a partir do modelo digital de elevação e dos sensores remotos óticos. Os resultados correspondem à identificação das zonas morfoestruturais da estrutura de impacto de Riachão e análise dos elementos estruturais na forma de lineamentos.

3.1. Morfologia da estrutura de Riachão

A análise do modelo digital de elevação (MDE – ASTER GDEM), após a aplicação de técnicas de processamento digital para realce textural, permitiu identificar a morfologia da estrutura de Riachão de forma detalhada e subdividi-la nos seguintes zonas morfoestruturais, da borda para o centro: *(i)* anel elevado; *(ii)* depressão anelar e *(iii)* núcleo soerguido (Fig. 3.1).

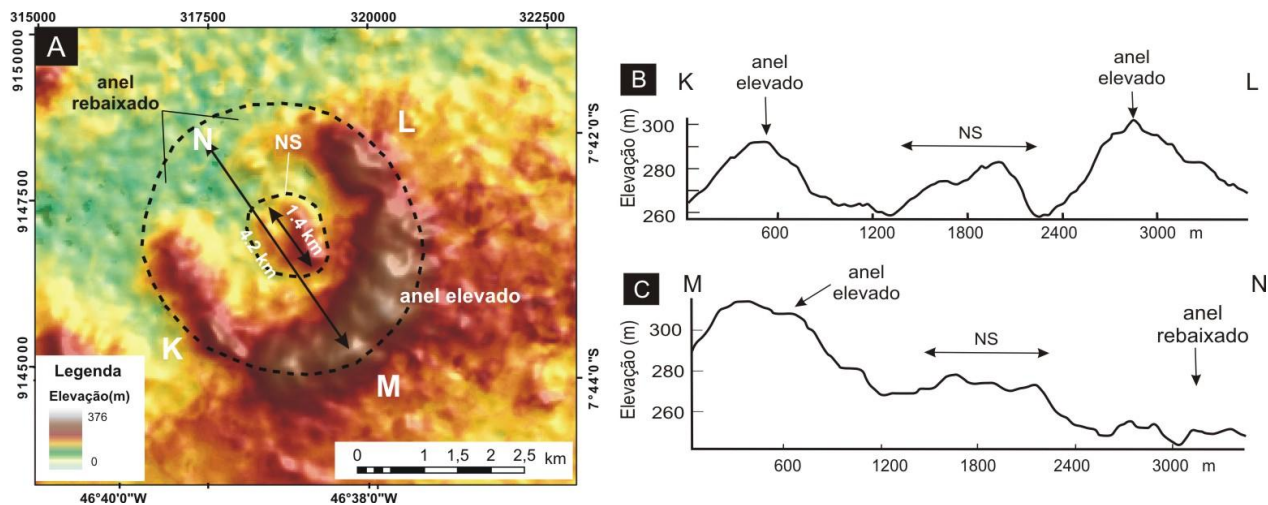


Figura 3.1 - (A) Modelo digital de elevação da estrutura de Riachão (ASTER GDEM). De acordo com as características morfológicas a estrutura é subdividida em anel elevado (diâmetro de 4,2 km), depressão anelar e núcleo soerguido (diâmetro de 1,4 km); (B) Perfil topográfico SW-NE e (C) Perfil topográfico SE-NW.

O anel elevado, com desnível topográfico de até 50 m acima da área adjacente à estrutura de Riachão, contorna toda a estrutura, exceto na porção noroeste, conferindo a esta zona morfoestrutural o formato de uma ferradura. O limite externo do anel elevado configura o diâmetro aparente da estrutura (4,2 km).

No interior da estrutura de Riachão, a depressão anelar, situada entre o anel elevado e o núcleo soerguido, apresenta cotas inferiores a 30 m em relação ao anel elevado e tem comprimento máximo e mínimo de 300 e 800 m, nas porções NE e SW da estrutura, respectivamente.

O núcleo soerguido, cerca de 40 m acima da depressão anelar, apresenta formato ligeiramente elíptico, com eixo maior segundo a direção NW-SE e 1,4 km de comprimento, enquanto o eixo perpendicular NE-SW apresenta 1,1 km.

3.2. Análise e densidade de lineamentos

A partir da imagem pancromática do sensor orbital CBERS-2B/HRC combinada com o MDE foram extraídos cerca de 3.800 lineamentos, correspondente a feições morfoestruturais superficiais da estrutura de Riachão e arredores, num total de 45 km² (Fig. 3.2). A fim de analisar as distribuições direcionais dos lineamentos, o interior da estrutura de Riachão foi subdividido em setores NW, NE, SW e SE, com uma média de 400 lineamentos por setor (Fig. 3.2.A-D). Além disso, foram analisados todos os lineamentos do interior da estrutura conjuntamente, bem como os lineamentos externos e somente os do núcleo soerguido (Fig. 3.2.E-G).

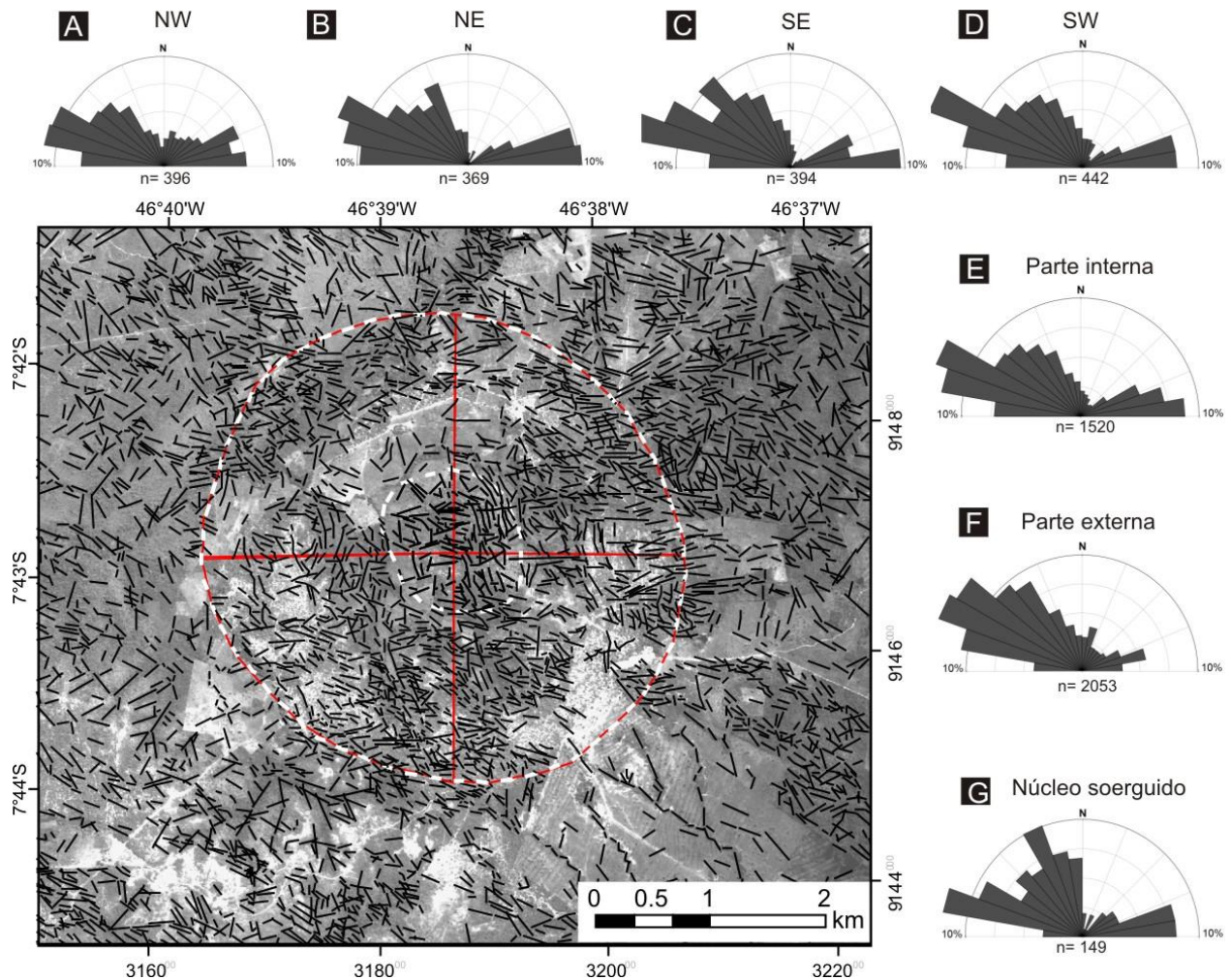


Figura 3.2 - Lineamentos extraídos da imagem CBERS-2B/HRC da estrutura de Riachão. Nos diagramas de roseta são apresentadas as frequências da direção dos lineamentos nos seguintes setores do interior da estrutura, limitado pelas linhas branca e vermelha pontilhadas (A) noroeste; (B) nordeste; (C) sudeste; (D) sudoeste. Além disso, foram analisados todos os lineamentos (E) do interior da estrutura; (F) externos à estrutura; e (G) do núcleo soerguido.

A principal direção de lineamentos observada em todos os setores foi NW-SE (290° e 310°). Já a direção secundária que se destaca nos setores do interior da estrutura de Riachão corresponde à ENE-WSW (70° - 90°), exceto no núcleo da estrutura, onde ocorrem lineamentos com direção NNW-SSE como secundária.

Adicionalmente, foram confeccionados mapas de densidade de lineamentos, criados a partir da ferramenta *LineDensity* do programa *ArcGis 9.3*. Essa ferramenta calcula a densidade de cada polilinha nas redondezas de cada pixel do arquivo (raster) de saída. A densidade é calculada pela razão entre a unidade de comprimento (km) por unidade de área (km^2).

Dessa forma, os lineamentos de toda área analisada foram separados segundo suas direções. Para medir a direção de cada lineamento foi utilizado o programa Easy Calculate 5.0⁵, por meio da rotina “polyline_GetAzimuth.cal”. Em seguida, os lineamentos foram agrupados em quatro classes (NW-SE, NE-SW, E-W e N-S), sendo que cada classe apresenta um intervalo (em graus) definido arbitrariamente, conforme indicado na Figura 3.3.

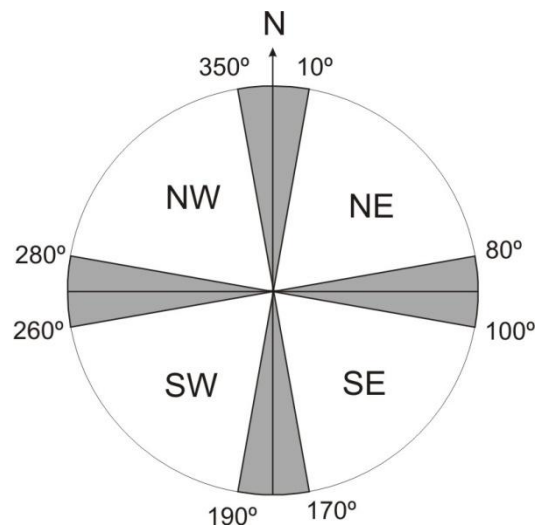


Figura 3.3 - Representação das direções dos lineamentos segundo os intervalos de ângulos. NW-SE (280°-350° e 100°-170°), NE-SW (10°-80° e 190°-260°), E-W (80°-100° e 260°-280°) e N-S (350°-10° e 170°-190°).

Os mapas de densidade de lineamentos de Riachão indicam que os lineamentos concentram-se principalmente na porção leste da área (Fig. 3.4.A). A análise da densidade de lineamentos, separados segundo suas direções, indica que a direção principal é NW-SE (27 km de lineamentos/km²), enquanto as direções secundárias (com densidade de 12 km de lineamentos/km²) são E-W e NE-SW (Fig. 3.4.C e D, respectivamente). Tais resultados corroboram aqueles obtidos pela análise dos diagramas de roseta apresentados anteriormente. As implicações dessas análises serão discutidas no capítulo 6.

⁵ Disponível em <http://www.ian-ko.com>

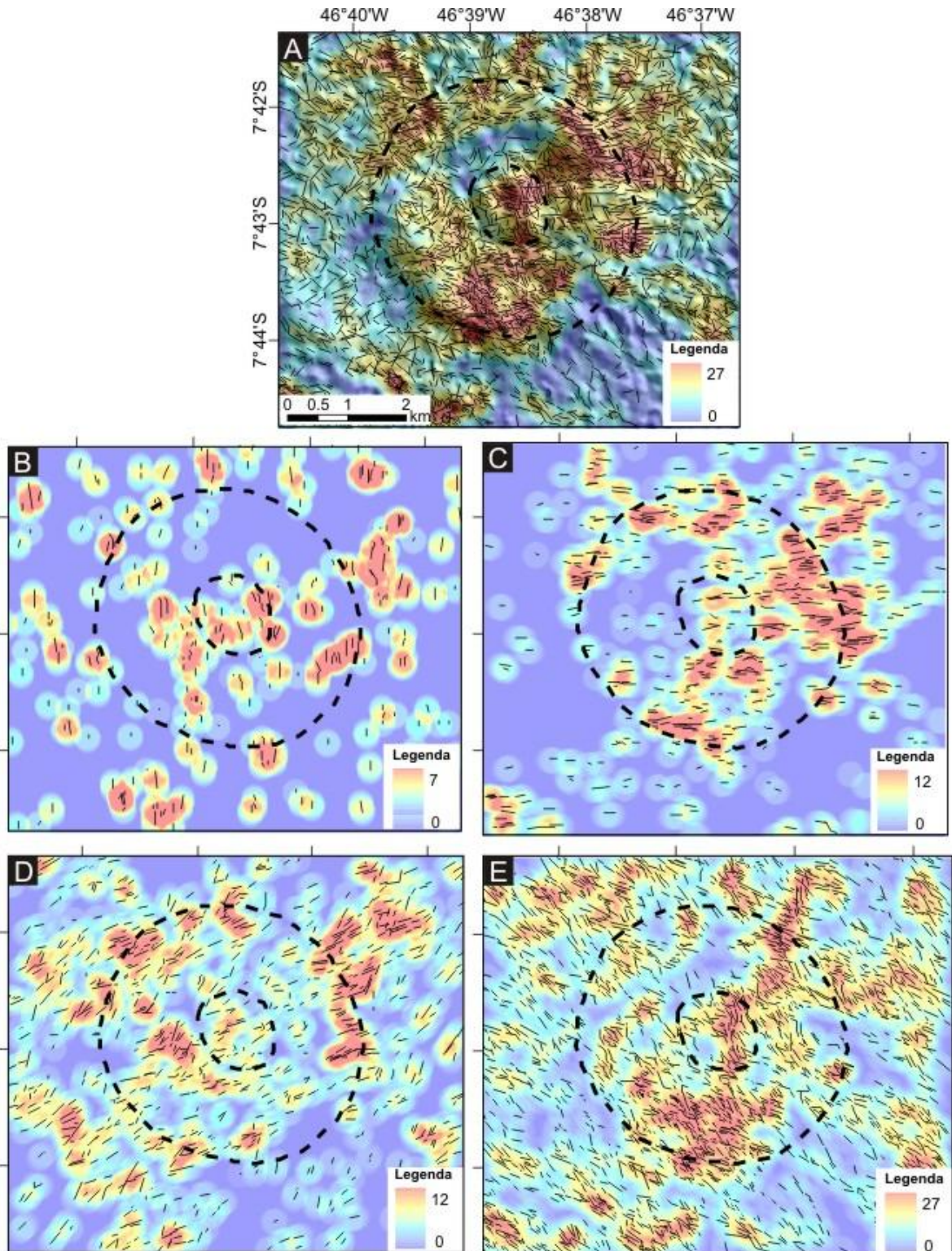


Figura 3.4 - Mapas de densidade de lineamentos (comprimento do lineamento em km/km^2). As linhas segmentadas correspondem aos limites do anel elevado e do núcleo soerguido (A) Lineamentos extraídos da área de estudo sobrepostos ao MDE (ASTER DEM) (B) Lineamentos com direção N-S; (C) Lineamentos com direção E-W; (D) Lineamentos com direção NE-SW; (E) Lineamentos com direção NW-SE.

4. Contexto Geológico Local

Neste capítulo são apresentadas as características litológicas, petrográficas e estruturais das unidades que ocorrem na estrutura de impacto de Riachão, bem como as feições de metamorfismo de impacto indicativas e diagnósticas.

4.1 Introdução

A estrutura de Riachão apresenta-se em grau avançado de erosão, representado pelo baixo gradiente topográfico entre as zonas morfoestruturais (Fig. 3.1). A partir destas zonas, são descritas as unidades litoestratigráficas que ocorrem no interior da estrutura de Riachão segundo sua distribuição espacial, a saber: *(i)* anel elevado; *(ii)* depressão anelar e; *(iii)* núcleo soerguido. Também são descritas as características dos litotipos externos à estrutura de Riachão.

Na estrutura de impacto de Riachão foram identificadas duas formações: Pedra de Fogo e, possivelmente, Piauí. A Formação Pedra de Fogo ocorre na área externa da estrutura, no anel elevado, depressão anelar e em parte do núcleo soerguido, além de ocorrer na área adjacente à estrutura de impacto. Possivelmente, a Formação Piauí aflora no núcleo soerguido da estrutura, topograficamente acima da Formação Pedra de Fogo, correspondendo à uma anomalia estratigráfica na região estudada. Tais aspectos serão detalhados no capítulo 6.

O mapa geológico e a seção transversal da estrutura de Riachão, ambos em escala 1:30.000, bem como a coluna estratigráfica, são apresentados no Anexo II.

4.2. Anel elevado

Nesta zona morfoestrutural de Riachão afloram rochas rudáceas e psamíticas bem litificadas, geralmente maciças e mal selecionadas, com fragmentos líticos milimétricos a centimétricos, angulosos e arredondados, constituídos exclusivamente de arenitos grossos a siltitos.

Na porção norte do anel elevado, há predomínio de brechas de coloração laranja, maciças, com clastos que variam de 0,2 a 10 cm, de coloração branca a cinza, heterogeneamente dispersos em meio à matriz (70-90%), que varia de areia fina a média (Fig.4.1). Na porção leste da borda,

dominam arenitos com granulometria similar à matriz da brecha. Neles é comum observar estruturas sedimentares incipientes preservadas, tais como estratificações cruzadas decimétricas a centimétricas e concentrações de fragmentos líticos angulosos, com dimensões de até 3 cm (Fig. 4.2).

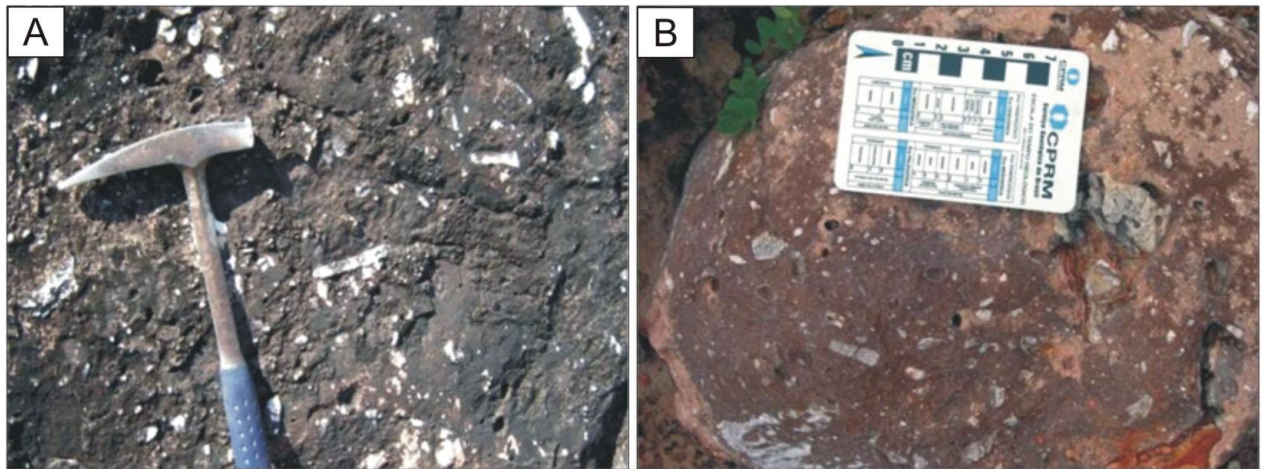


Figura 4.1 - Aspecto das brechas situadas no anel elevado da estrutura de Riachão. Os clastos são constituídos de fragmentos líticos de arenito. (A) Ponto M60 (B) Ponto RA22.

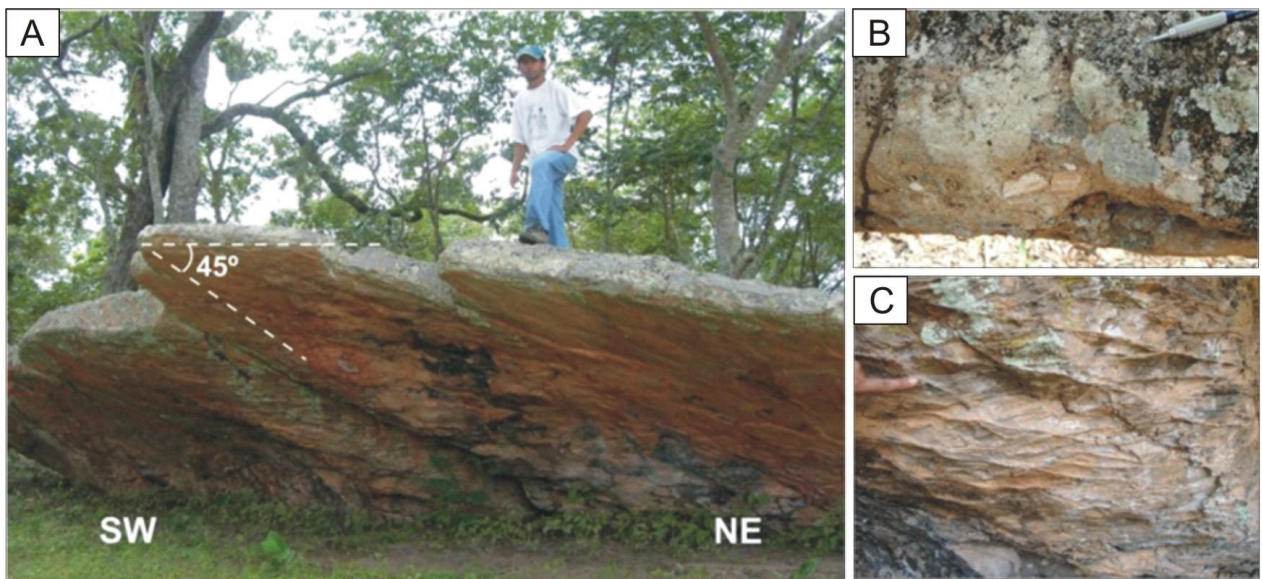


Figura 4.2 - (A) Vista geral da Pedra da Lapa, localizada na borda leste da estrutura de Riachão (Ponto M01); (B) Fragmentos líticos de arenito com estratificação incipente concentrados em matriz arenosa. Os clastos maiores apresentam cerca de 3 cm; e (C) Estratificações cruzadas da parte inferior da Pedra da Lapa.

Em decorrência da limitação de afloramentos, as medidas de atitudes de camadas são mais numerosas nas porções NNE e ESE desta unidade e apresentam direção preferencial segundo NE-SW, especialmente na parte com topografia mais elevada. Os ângulos de mergulho são quase sempre maiores do que 40°, chegando até camadas sub-verticais (Fig. 4.2.A. e 4.3). De modo geral, é possível observar um padrão do sentido do mergulho das camadas em direção à abertura do anel elevado, situada na porção NW da estrutura.

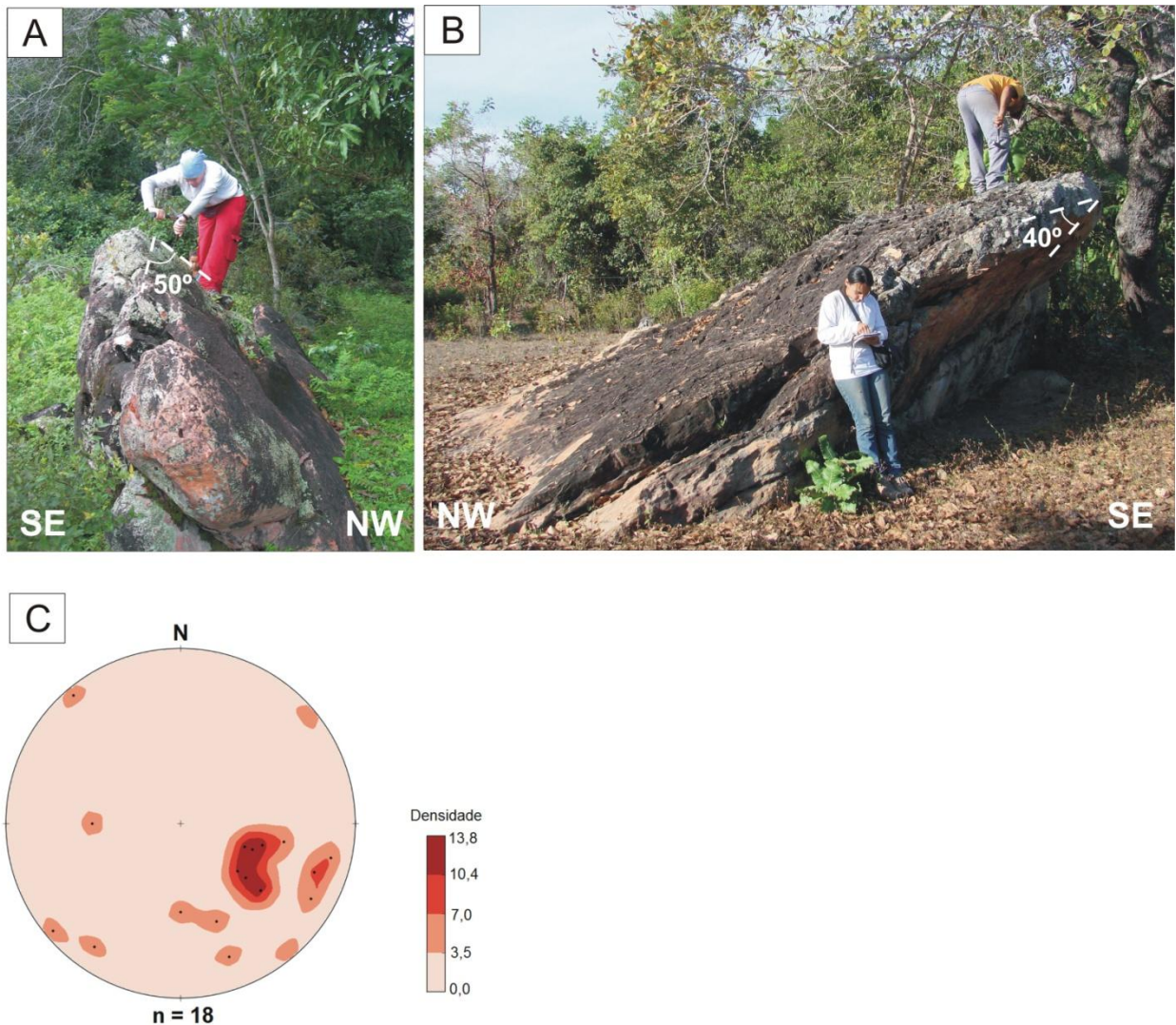


Figura 4.3 - Rochas com mergulhos acentuados (50°) situados no anel elevado da estrutura de Riachão. Ambos afloramentos apresentam sentido dos ângulos de mergulho para noroeste (310°). (A) Ponto RA03; (B) Ponto M55; e (C) Esteoreograma com densidade de pólos e pólos dos planos de acamamento dos litotipos situados no anel elevado.

A análise microscópica das brechas mostra que a matriz é composta predominantemente de areias e, subordinadamente, de grãos siltosos, com composição essencialmente de quartzo monocristalino, geralmente com extinção homogênea e raramente fraturados. Os grãos são pobremente selecionados, com graus de arredondamento que variam de angulosos a arredondados, sendo que os grãos com frações granulométricas menores são mais angulosos (Fig. 4.4.A e B). É comum a presença de contatos pontuais e planos e, mais raramente, côncavo-convexos (Fig. 4.4.C). O cimento predominante é do tipo ferruginoso, conferindo a cor laranja que predomina macroscopicamente nesta rocha. Além disso, observam-se grãos de quartzo com cimento syntaxial.

Os clastos são majoritariamente constituídos de arenitos quartzosos, de pobre a moderadamente selecionados, com formas que variam de arredondada a angulosa e com diferentes graus de esfericidade (Fig. 4.4.D-F). Embora tais clastos sejam facilmente reconhecidos macroscopicamente devido à sua coloração esbranquiçada, que se destaca na matriz, na análise petrográfica os clastos são muitas vezes de difícil diferenciação em relação à matriz que os envolve, especialmente quando apresentam limites irregulares e reentrantes. Algumas características que favorecem o seu reconhecimento microscópico são: *(i)* os clastos são limitados por uma cutícula de material isotrópico, possivelmente opala; *(ii)* em luz natural, observa-se diferença de coloração entre clasto e matriz devido à presença exclusiva de cimento de óxido/hidróxido de ferro na matriz; *(iii)* clasto composto de silito laminado diferente da matriz predominantemente arenosa que o envolve; *(iv)* estrutura interna de clastos mostrando geometria definida por um arranjo aoreolar de grãos de silte, circundando grãos maiores; *(v)* estrutura interna dos clastos com estratificação incipiente ou bem desenvolvida.

Os aspectos petrográficos dos arenitos que ocorrem no anel elevado da estrutura são similares àqueles da matriz das brechas, anteriormente descritos.

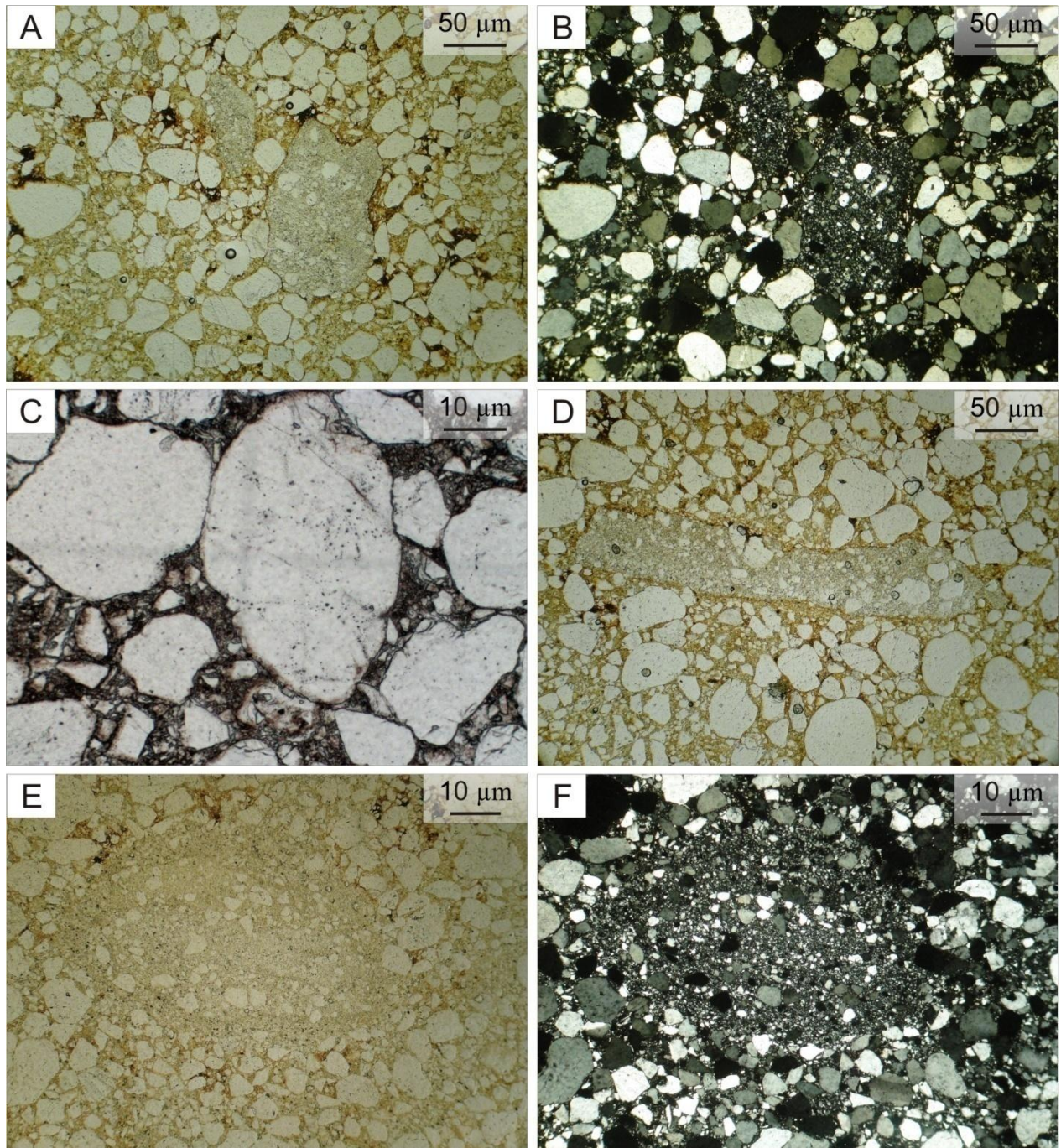


Figura 4.4 - Características microscópicas da unidade das brechas alóctones (A) Arenito mal selecionado, formado por grãos de quartzo e fragmentos líticos de rochas siliciclásticas. Notar os diferentes graus de arredondamento dos grãos do arcabouço (RA03; nicóis //); (B) idem A (nicóis X); (C) Contato plano entre grãos de quartzo (RA07; nicóis //); (D) Clasto de arenito alongado (RA03; nicóis //); (E) No centro da micrografia, destaca-se um clasto constituído de rocha siliciclástica (M59; nicóis //); e (F) Idem E. Dificuldade de distinção entre o fragmento lítico (centro da fotomicrografia) e a matriz da rocha (nicóis X).

4.3. Depressão anelar

Na zona morfoestrutural da depressão anelar, quando próxima ao limite com o anel elevado, predominam sucessões de rochas pelíticas, com e sem intercalação carbonática. Na transição da depressão anelar para o núcleo soerguido, bem como em parte do núcleo, ocorrem silexitos brechados, eventualmente intercalados com arenito lítico de granulação grossa.

Os depósitos heterolíticos de siltitos e calcilitos, e subordinadamente calciarenitos, apresentam colorações vermelha a roxa e cinza claro a cinza esverdeado, com laminação plano-paralela (Fig. 4.5.A). Associados aos calciarenitos, eventualmente calcirruditos, ocorrem níveis com maior contribuição de terrígenos.

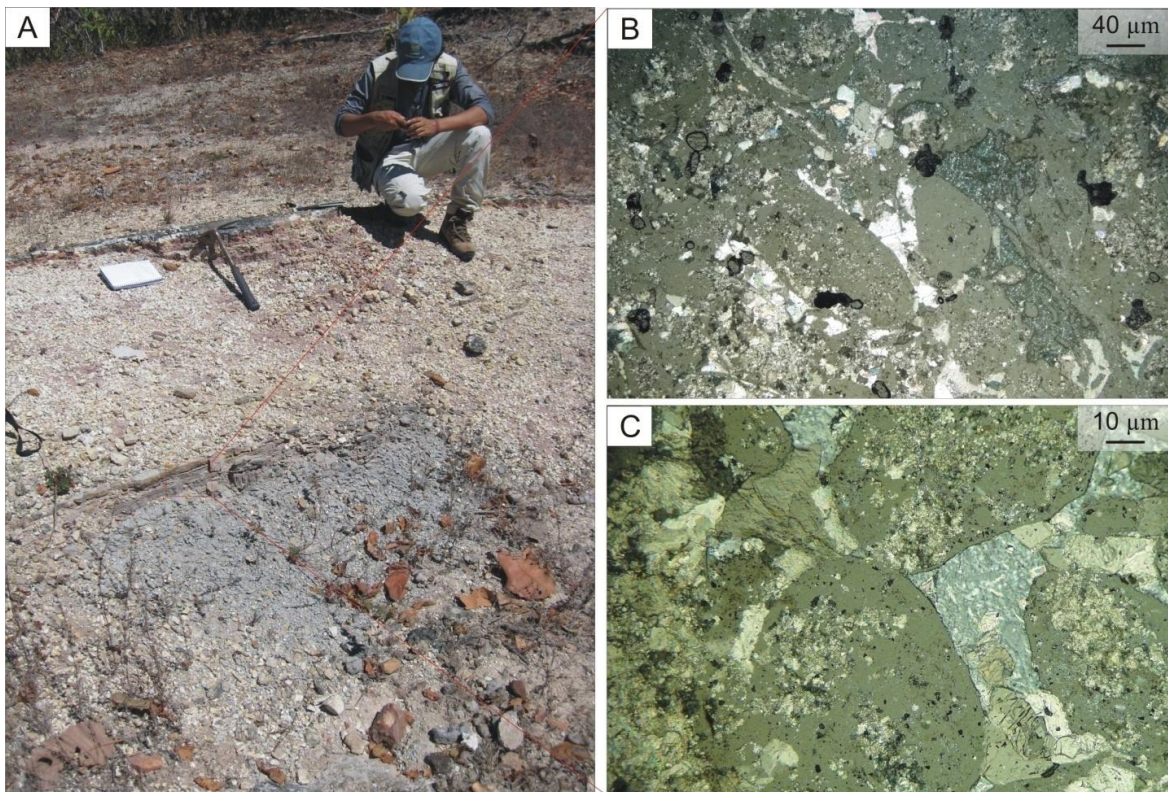


Figura 4.5 - Afloramento M07 (A) Intercalações de calcilito e calciarenitos com laminação plano-paralela; (B) e (C) Bioclastos e pelotilhas parcialmente substituídos por sílica envoltos por cimento espático (Nicóis X).

Nos limites noroeste e sudeste entre a depressão anelar e o núcleo soerguido, afloram depósitos compostos de silexito de colorações esbranquiçada, rosa e laranja, intensamente brechados.

Do ponto de vista estrutural, a orientação das camadas ocorre segundo duas direções preferenciais: NE-SW e NW-SE (Fig. 4.6). Os ângulos de mergulho variam de sub-horizontais a aproximadamente 50°. Alguns afloramentos apresentam dobras suaves e abertas, com eixo no sentido SW.

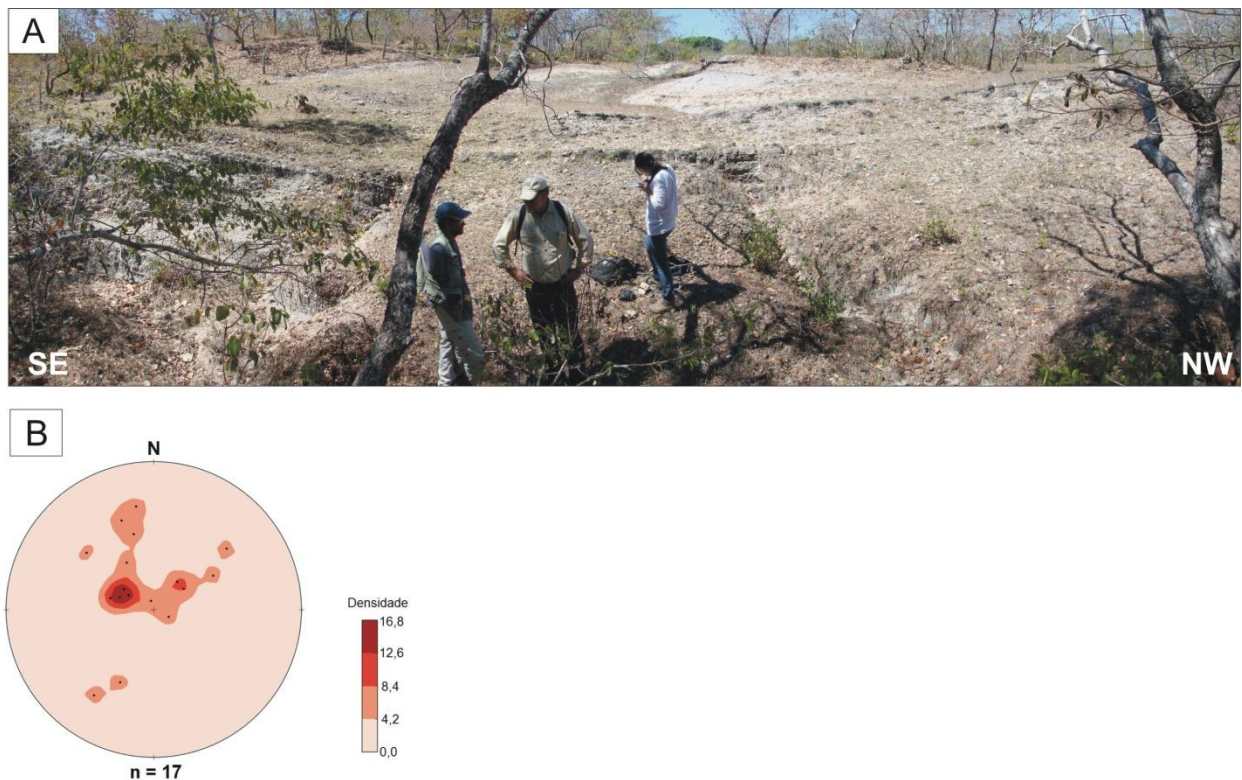


Figura 4.6 - (A) Vista geral do afloramento M07, situado na depressão anelar da estrutura de Riachão; (B) Estereograma com densidade de pólos e pólos dos planos de acamamento dos litotipos situados na depressão anelar.

Os aspectos petrográficos das rochas carbonáticas permitem classificá-los como *wackstone* a *grainstone* (Dunham, 1962). O *wackstone* é constituído de grãos carbonáticos com cerca de 0,05 mm de diâmetro, com cimento carbonático que perfaz até 70% desta rocha. O *grainstone* é composto de grãos carbonáticos (60-80%) e minerais terrígenos, estes podem ocorrer com até 40% do volume da rocha, com cimento carbonático espático que perfaz cerca de 20 a 40% da

amostra. Em ambos os calciarenitos, os grãos carbonáticos são bioclastos e pelotilhas, às vezes parcialmente substituídos por sílica (Fig. 4.5.B e C). É comum a presença de minerais terrígenos dispersos, podendo concentrar-se em camadas de até 2 cm, composto por quartzo mono e policristalino, microclínio, muscovita, biotita, minerais pesados e fragmentos líticos de *chert*.

Em direção a transição com o núcleo soerguido, ocorrem afloramentos de silexito brechado que é constituído de sílica microcristalina, geralmente intercalada com bandas milimétricas a centimétricas de megaquartzo e eventualmente calcedônia e óxido/hidróxidos de ferro (Fig. 4.7.A e B). Por vezes, a cataclase resulta em uma aparência de fragmentos individuais menores (Fig. 4.7.C e D), conferindo à rocha a falsa impressão de uma brecha. A maior parte das fraturas apresenta espaçamento entre 0,2 e de 0,5 mm, podendo ser preenchida por óxido e hidróxido de ferro, megaquartzo ou calcedônia. No caso dos últimos, há um padrão drusiforme, no qual os cristais progressivamente tornam-se maiores em direção ao centro da fratura. Ainda, nesta rocha é comum observar intenso fraturamento com distribuição heterogênea, eventualmente com padrões radiais (Fig. 4.7.E). Localmente, preenchendo fraturas, observa-se presença de material terrígeno constituído de areias quartzosas de granulação fina e eventualmente com concentrações locais de minerais pesados, principalmente turmalina e zircão (Fig. 4.7.F).

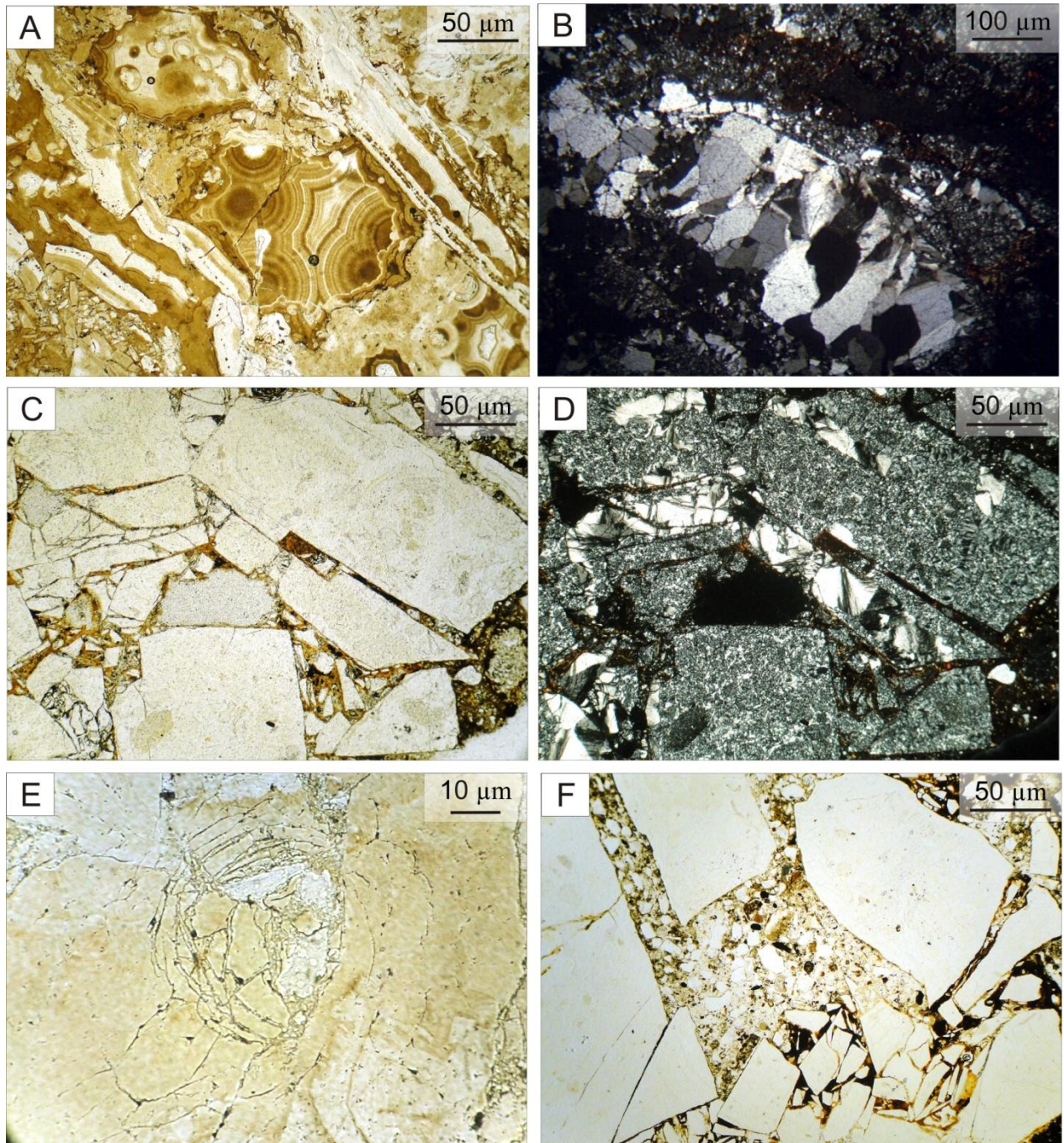


Figura 4.7 - Aspecto dos silexitos brechado situado na transição da depressão anelar para o núcleo soerguido. (A) Calcadônia fraturada (RA12; nicóis //); (B) Grãos de megaquartzo formando uma espécie de lente em meio à sílica microcristalina (M09; nicóis X); (C) Fotomicrografia de sílex brechado dando a impressão de textura mal selecionada com grãos angulosos. O cimento é constituído de óxido-hidróxido de ferro (M09; nicóis //); (D) idem C (nicóis X); (E) Sílex com padrão de fraturamento radial e concêntrico (M15; nicóis //); (F) Silexito brechado com preenchimento de grão de quartzo e minerais pesados no centro da imagem. Observar fragmento de sílex microfahado (M09; nicóis //).

4.4. Núcleo Soerguido

No núcleo soerguido da estrutura de Riachão afloram silexitos, descritos na subseção 4.3, e arenitos de composição sublítica, de colorações variadas (rosa, laranja e branca), granulação fina a média, por vezes micáceos. Localmente, as exposições apresentam estratificações cruzadas decimétricas (Fig. 4.8.A). Estas rochas podem apresentar-se falhadas e/ou brechadas e (Fig. 4.8.B e C) e, com camadas com falhas milimétricas, destacadas pela presença de minerais pesados e/ou óxidos, por sua vez também observados disseminados nas rochas (Fig. 4.8.D).

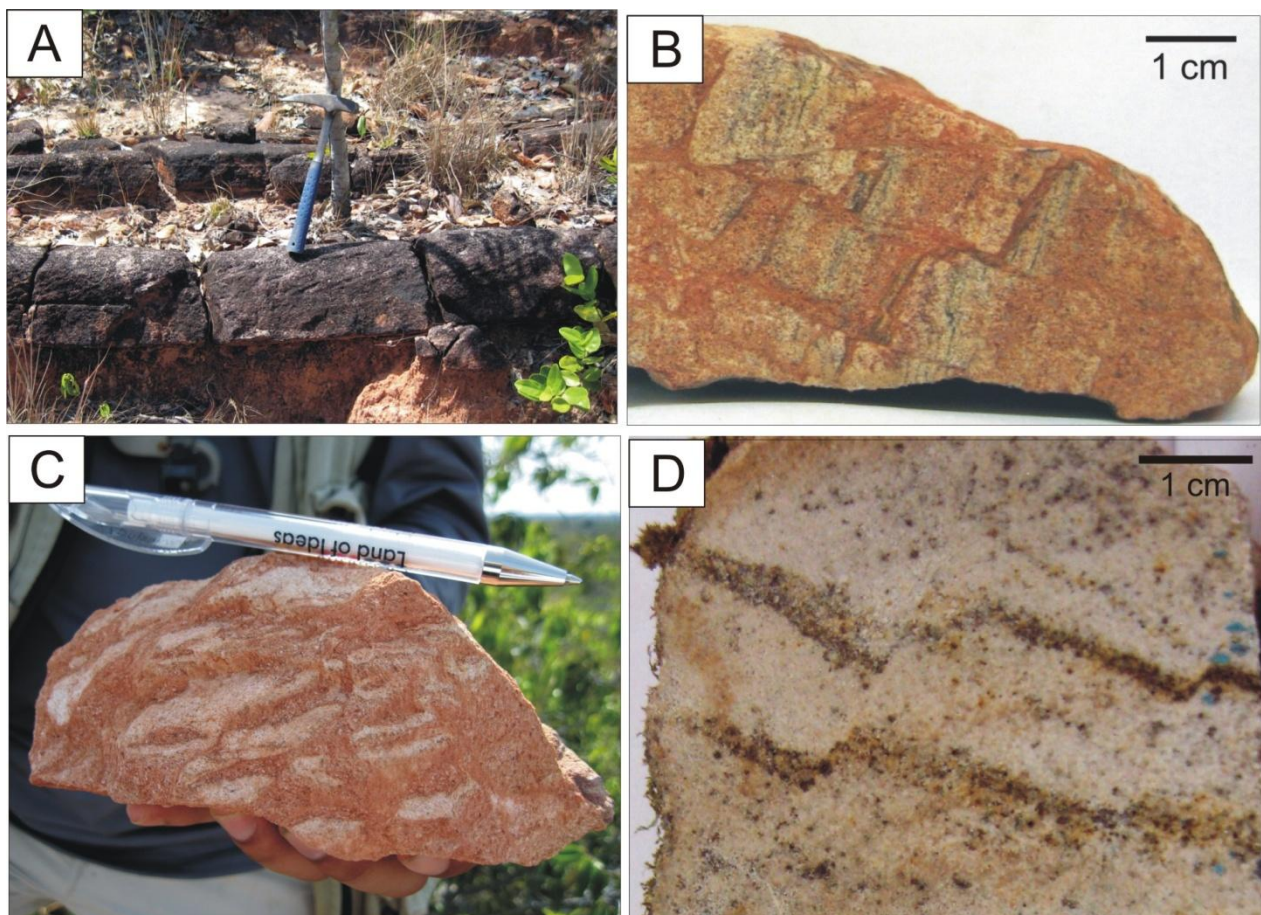


Figura 4.8 - Arenitos situados no núcleo soerguido da estrutura de Riachão. (A) Estratificação cruzada de porte decimétrico (Ponto M44); (B) Rocha falhada e brechada (Amostra M24); (C) Rocha com aspecto brechado (Amostra M46); (D) Camadas milimétricas falhadas destacadas pelo deslocamento de minerais pesados e óxidos/hidróxidos de ferro (Amostra M33).

Do ponto de vista estrutural, verificou-se nos afloramentos desta unidade que as camadas de arenito apresentam-se basculadas, com ângulos de mergulho que variam de sub-horizontais a subverticais (Fig. 4.9), com cerca de 65% das medidas com ângulos $\geq 50^\circ$. Em relação à orientação das camadas, nota-se uma direção preferencial NW-SE (aproximadamente 60%).

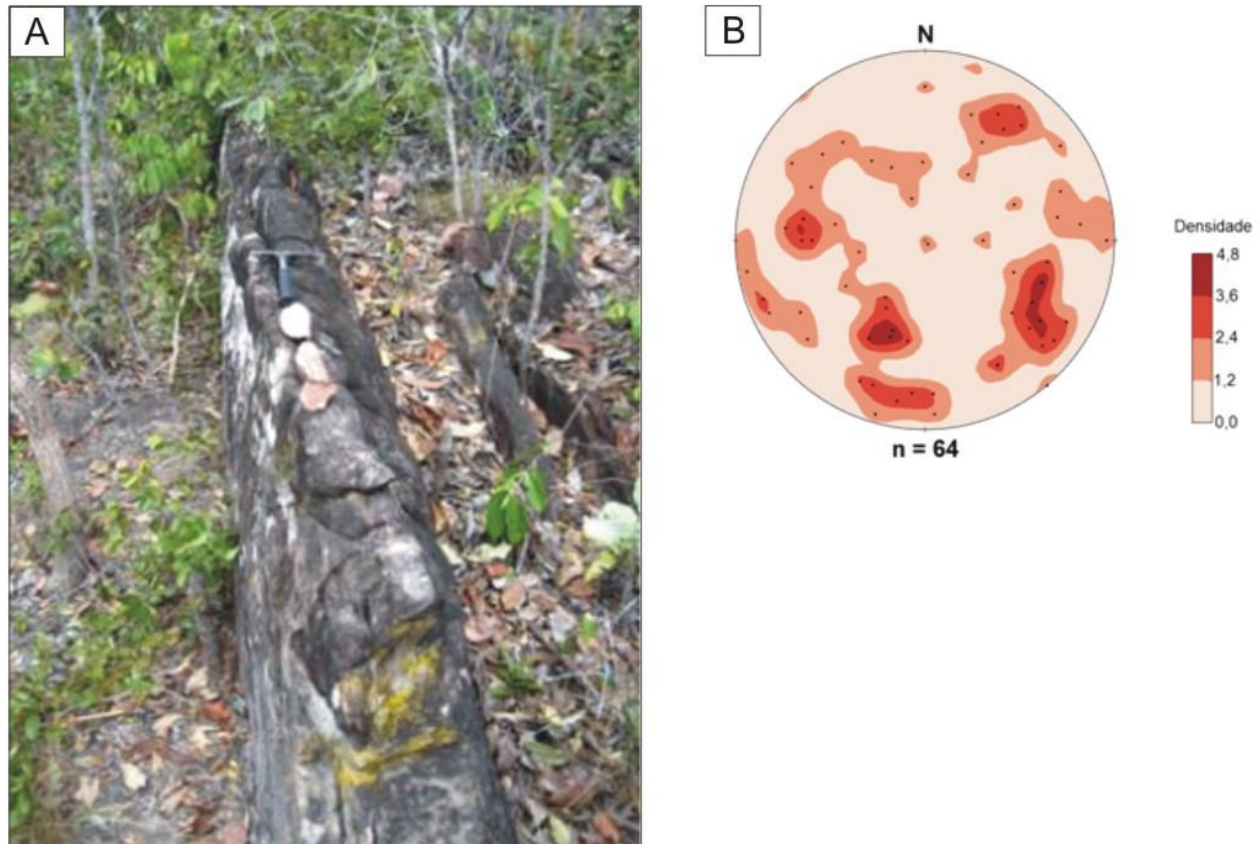


Figura 4.9 - (A) Afloramento com camadas subverticais situado no núcleo da estrutura de Riachão (Ponto M30); (B) Esteoreograma com densidade de pólos e pólos dos planos de acamamento dos litotipos situados no núcleo soerguido.

Petrograficamente, os arenitos são constituídos de até 75% de quartzo, majoritariamente monocristalinos, e 25% de fragmentos líticos predominantemente de xistos sericíticos, com diâmetros que variam de 100 a 200 μm . Quando concentrados pelos processos deposicionais, os minerais acessórios tais como zircão, turmalina, rutilo e muscovita perfazem de 3 a 5% da amostra. A rocha apresenta aparente má seleção e bimodalidade no grau de arredondamento (Fig. 4.10.A). A granulometria varia entre <10 a 200 μm ; grãos de quartzo maiores que 50 μm geralmente apresentam morfologia arredondada a subarredondada, enquanto os grãos menores

são sub a muito angulosos. Os grãos de quartzo maiores frequentemente apresentam microfraturas (Fig. 4.10.B) e/ou microfalhas, sendo que tais deformações têm distribuição espacial heterogênea. Ao redor de tais grãos, concentram-se os fragmentos menores e angulosos, cuja geometria sugere que a aparente má seleção destas frações mais finas, angulosas, teriam sido geradas *in situ*, consequência de um processo de cominuição pós-deposicional (Fig. 4.10.C).

Feições como fragmentos líticos injetados, formando pseudo-martriz, e grãos de muscovita grossa deformados (Fig. 4.10.D e E) indicam compactação mecânica, enquanto contatos planos e côncavo-convexos (Fig. 4.10.F) evidenciam compactação química. Em ambos os casos ocorrem redução da porosidade e fechamento do arcabouço.

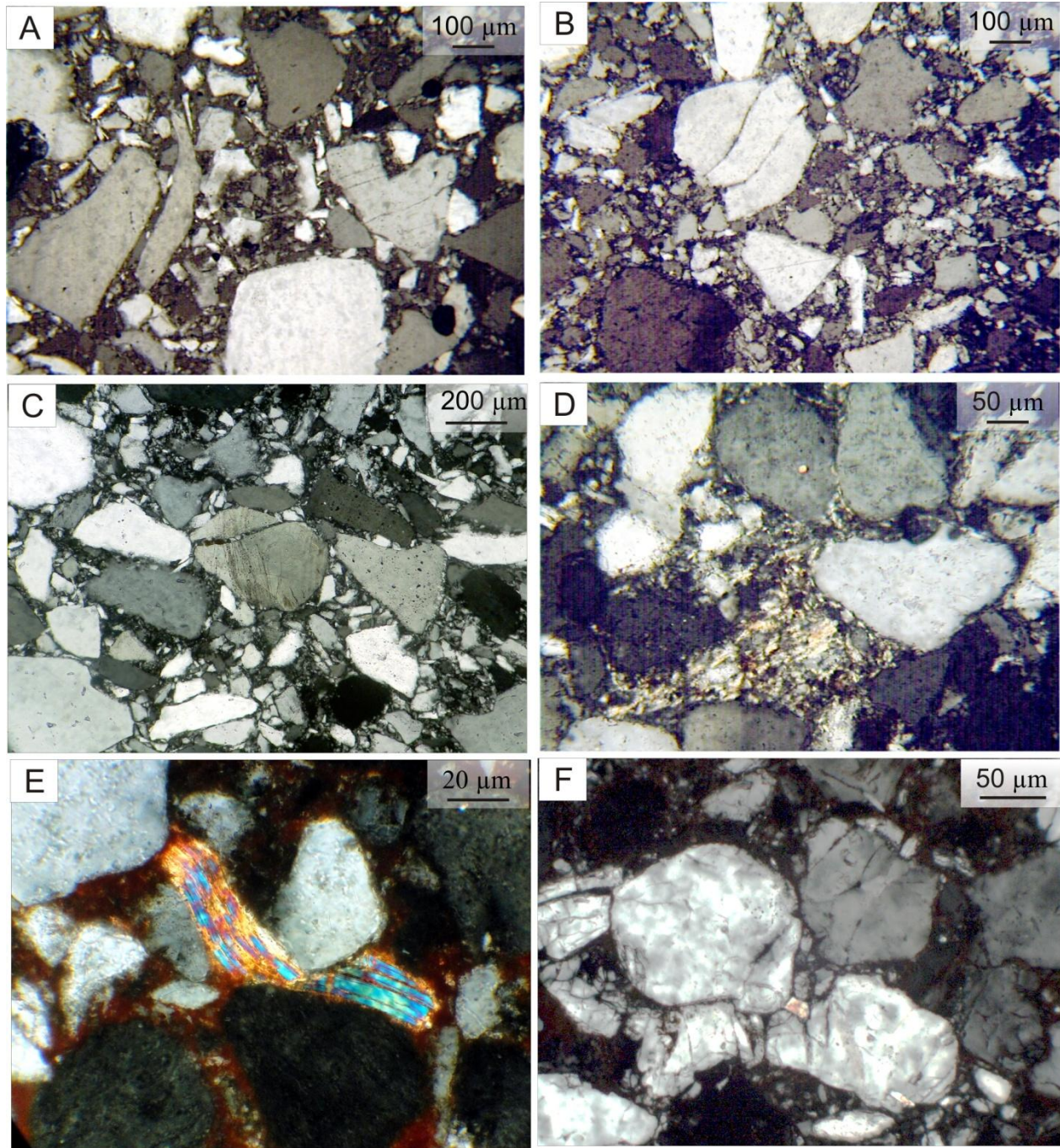


Figura 4.10 - Características petrográficas dos arenitos do núcleo soerguido. (A) Aspecto geral dos arenitos. Os grãos do arcabouço são aparentemente mal selecionados e o grau de arredondamento varia de subarredondado a muito anguloso (M29; nicóis X); (B) Grão de quartzo microfraturados, com fragmentos deslocados e justapostos entre si (M40, nicóis X); (C) Grão de quartzo fraturado, parcialmente desagregado, evidenciando que os grãos são fraturados in situ (M40; nicóis X); (D) Pseudo-matriz formada por fragmento lítico injetado entre os grãos do arcabouço (M39, nicóis X); (E) Grão de muscovita comprimido entre os grãos de quartzo devido processo de compactação mecânica (M30; nicóis X); e (F) Grãos em contatos planos e côncavo-convexos gerando arcabouço fechado (M22; nicóis X).

Nas amostras analisadas foram observadas várias fases de cimentação: *(i)* pouco frequente, onde o cimento precipitado ocorre como uma película ferruginosa envolvendo de forma parcial os grãos do arcabouço, com textura cuticular; *(ii)* crescimento secundário de quartzo (Fig. 4.11.A); *(iii)* cimento de caulinita com cristais pouco a medianamente desenvolvidos, cuja morfologia de *booklet* e análise composicional semiquantitativa foram obtidas através de MEV (Fig. 4.11.B e C) e; *(iv)* duas gerações de cimentos óxido/hidróxido de ferro (Fig. 4.11.C).

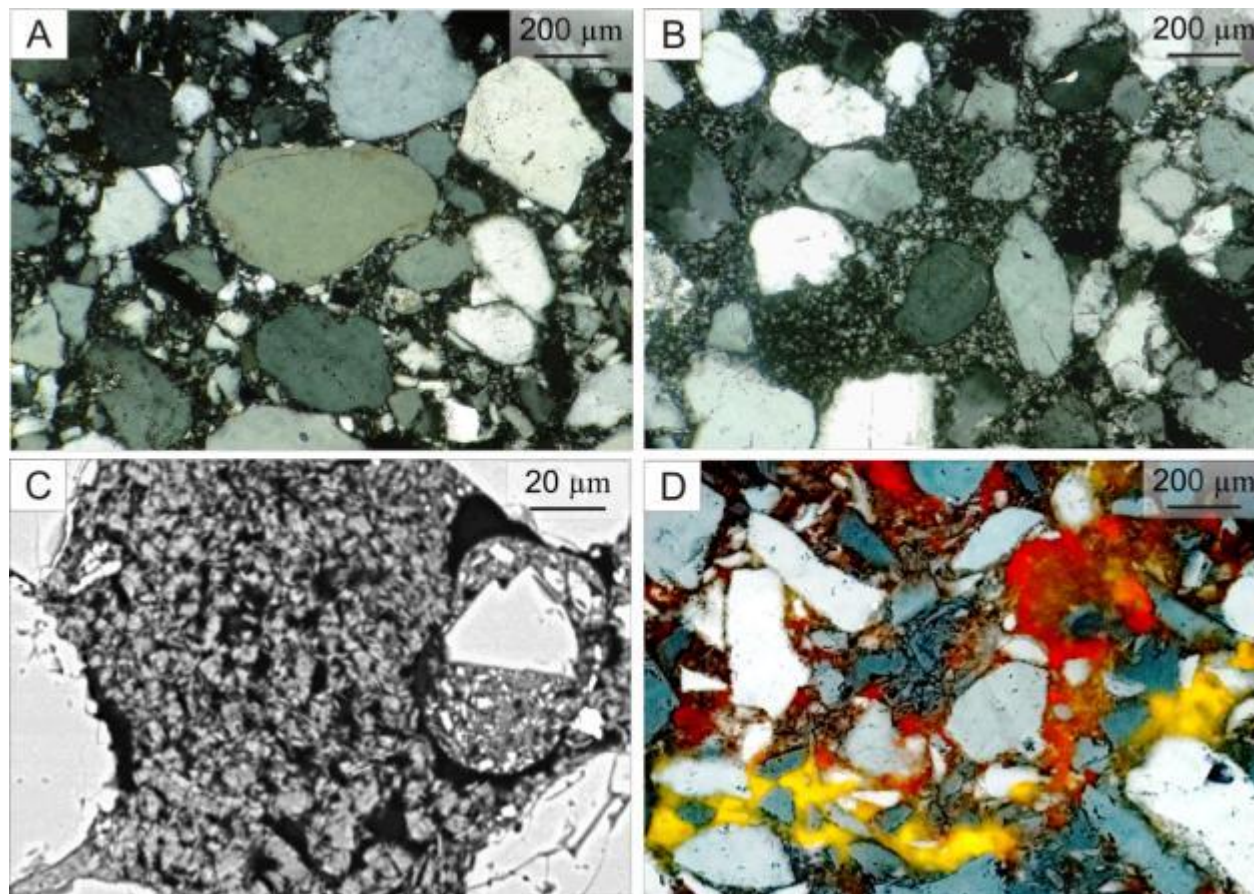


Figura 4.11 - Fases de cimentação observadas nos arenitos do núcleo soerguido. (A) Cimento silicoso sintaxial observado em grãos maiores e mais arredondados do arcabouço (M31; nicóis X); (B) Cimentação de caulinita (M26; nicóis X); (C) Cimentação de caulinita com grau de cristalinidade médio, exibindo morfologia de booklets (M26; MEV – elétrons retroespalhados); (D) Duas gerações de cimento de óxido-hidróxido de ferro, perceptível pelas cores amarela (goethita?) e vermelha (hematita?). Estes cimentos são secundários à cimentação de caulinita (M30; luz transmitida).

4.5. Área externa à estrutura de Riachão

Na área externa à estrutura, imediatamente após o limite com o anel elevado, foi analisado uma seção colunar com cerca de 1,60 m de extensão e com estratos praticamente horizontais. Nele ocorrem litofácies muito bem preservadas, correspondentes a camadas intercaladas de calciarenitos e argilitos cinza escuro. Este afloramento mostra uma sucessão com tendência a granocrescência ascendente (*coarsening-upward*), constituída, da base para o topo, de argilitos cinza esverdeados laminados que gradam para depósitos heterolíticos formados de argilitos cinza-esverdeados com intercalações de calciarenito oolítico com estrutura *linsen*. Neste nível estratigráfico (Fig.4.12.A e C), foi feita análise palinomórfica que revelou tratar-se de palinomorfos do Permiano Superior (Souza, 2011)⁶. Para o topo, ocorre depósito heterolítico composto de calciarenito oolítico intercalado com argilito em acamamento *wavy* (Fig. 4.12.A). Na parte mais basal da seção, observa-se calcário oolítico parcialmente silicificado com marcas onduladas no topo (Fig.4.12.B).

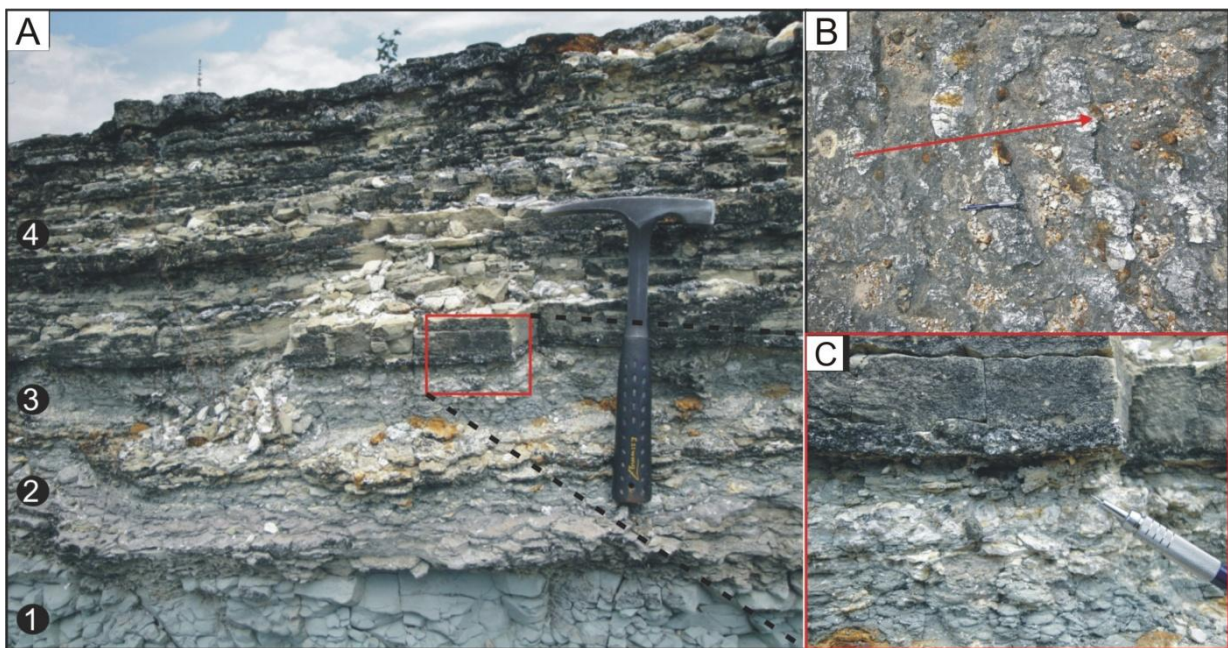


Figura 4.12- - Afloramento RA-E43 localizado na área externa da estrutura de Riachão (A) Aspecto geral da sucessão carbonática-terrígena granocrescente ascendente, argilito na base que grada para calciarenitos oolíticos para o topo: (1) argilito cinza esverdeado laminado rico em palinomorfos datados do Permiano Superior; (2) argilito cinza esverdeado/ calcário oolítico com estrutura *linsen*; (3) argilito cinza esverdeado; (4) calcário oolítico

⁶ Souza, P.A. 2011. Comunicação pessoal.

intercalado com argilito verde com acamamento ondulado (wavy); (B) marcas onduladas vistas em planta no topo de calcário oolítico da parte basal da exposição; a seta vermelha indica sentido do paleofluxo; (C) detalhe do intervalo (3) mostrando o contato entre argilito cinza-esverdeado fino com calcário oolítico.

Ademais, foram identificados troncos silicificados do gênero *Psaronius* e concreções concêntricas de sílex na superfície do terreno.

As camadas da área externa à estrutura de Riachão apresentam direção preferencial NW-SE e cerca de 50% apresentam ângulos de mergulho $\leq 10^\circ$ (Fig. 4.13).

Nesta porção da área mapeada não foram confeccionadas lâminas delgadas.

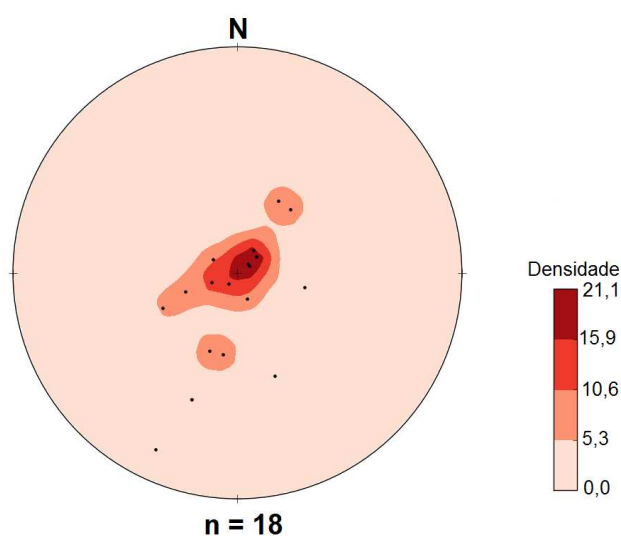


Figura 4.13 - Esteoreograma com densidade de pólos e pólos dos planos de acamamento dos litotipos situados na área externa à estrutura de Riachão.

4.6. Feições indicativas e diagnósticas de impacto

McHone (1986), em seu trabalho de caracterização da estrutura de Riachão, descreve a ocorrência de microfeições orientadas segundo os planos {1013}, {51 $\bar{1}$ 61} e {1012} do quartzo. Com base nessas evidências, a estrutura de Riachão passou a ser relacionada a um evento de impacto meteorítico. Contudo, segundo os critérios mais atuais descritos no item 2.1.2, esse autor não apresentou evidências dessas microfeições.

Por esse motivo, a investigação sobre a ocorrência de feições diagnósticas de deformação por impacto foi objeto do presente trabalho. Devido ao fato do núcleo soerguido apresentar rochas

mais expostas às altas pressões e, em decorrência, terem condições mais favoráveis de conterem PDFs (Montanari and Koeberl, 2000), foi feita uma coleta concentrada de amostras nessa zona morfoestrutural da estrutura de Riachão (Anexo I).

Para o presente estudo foram analisadas 59 seções delgadas polidas a partir das amostras cuja distribuição pelas distintas zonas morfoestruturais é apresentada na Tabela 4.1 (para a distribuição espacial das amostras, consultar Anexo I).

Tabela 4. 1 - Amostras das quais foram confeccionadas seções delgadas polidas e sua localização em relação aos setores morfoestruturais de Riachão (vide Anexo I).

Localização	Amostra
Núcleo soerguido	M09, M11, M13, M15, M16, M21-26, M29-M31, M37-M41, M43, M46, M48, RA11, RA12, RA45
Depressão Anelar	M05, M07, M08, M18, RA14, RA32
Borda elevada	M03, M59, RA03, RA05-07, RAE44, RAE45

Nas seções delgadas analisadas foram encontradas feições microscópicas de choque indicativas e diagnósticas da ocorrência de impacto meteorítico. Contudo, não foi encontrada nenhuma ocorrência de cones de estilhaçamento (*shatter cones*), que constituem a única evidência diagnóstica macroscópica.

Dentre as feições indicativas verificam-se grãos de quartzo com vários tipos de deformações, tais como feições planares com trilhas de inclusões fluidas (*healed fractures*), feições endogenéticas do tipo lamelas de Böhm e feições microcataclásticas variadas (Fig. 4.14. A-C).

Feather features divergentes de PFs e uma PDF foram encontradas em apenas uma amostra de arenito localizada no núcleo soerguido da estrutura (Ponto M29; Fig. 4.14.D-F). A orientação cristalográfica da PDF é segundo o eixo cristalográfico $c\{0001\}$ e o espaçamento medido entre os planos cristalográficos é de aproximadamente 2 μm . Importante destacar que uma microfeição do tipo lamelas de Böhm encontrada na mesma amostra MV29 também se apresenta paralela ao eixo c do quartzo. Esta microfeição foi diferenciada de PDF por apresentar-se subplanar.

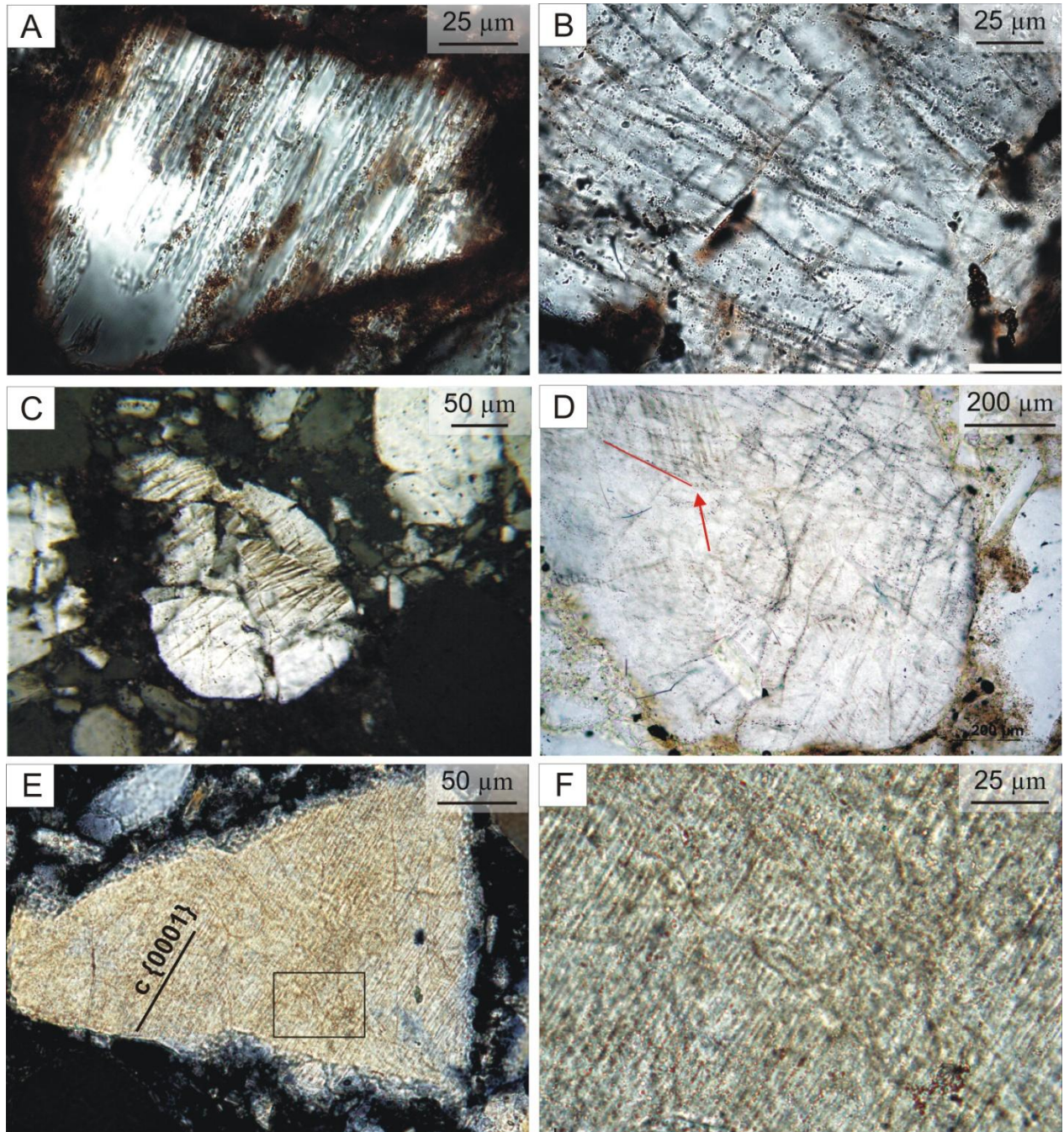


Figura 4 14 - Microfeições de deformação na estrutura de Riachão. (A) Grão de quartzo com healed fractures, finamente espaçadas e que se cruzam entre si (RA32; nicóis //); (B) Lamelas de Böhm frequentemente presentes nos grãos de quartzo das amostras de arenito do núcleo soerguido da estrutura (RA32; nicóis X); (C) Grão de quartzo intensamente fraturado. A fragmentação ocorreu in situ, sendo possível reconstituir o grão de quartzo com healed fractures (M40; nicóis X); (D) Dois conjuntos de fraturas planares (PFs) em grão de quartzo, um deles segundo NNE-SSW e outro com direção NW-SE, assumindo o topo da imagem como norte. A PF de direção NW-SE apresenta feather features divergentes, indicada com seta vermelha (M29; nicóis //); (E) PDF em grão de quartzo com espaçamento de $\sim 2 \mu\text{m}$ e paralelo ao eixo cristalográfico $c\{0001\}$ (M29, nicóis X). O polígono destacado é apresentado como detalhe desta microfeição no item (F).

5. Integração dos dados e discussão

Neste capítulo são apresentados e discutidos os resultados da integração dos dados de sensores remotos, dos dados geológicos e estruturais coletados em campo e das análises petrográficas, descritos nos capítulos anteriores. É também apresentado o mapa geológico da área e as hipóteses sobre o evento de impacto meteorítico e formação da estrutura de Riachão.

5.1. Discussão dos resultados obtidos a partir dos dados de sensoriamento remoto

A integração das imagens CBER 2B/HRC e do MDE (ASTER GDEM) permitiu estabelecer: *(i)* as zonas morfoestruturais que compõem a estrutura de Riachão, destacando a descontinuidade do anel elevado na porção noroeste da estrutura; *(ii)* o formato da estrutura, que configura-se ligeiramente elíptico, com eixo maior segundo a direção NW-SE e *(iii)* as direções preferenciais dos lineamentos extraídos e analisados por diagramas de rosetas e mapas de densidade.

Com relação à direção dos lineamentos, dentro e fora da estrutura, a direção principal é NW-SE. Secundariamente, os principais lineamentos são os com direção ENE-WSW, perpendiculares ao eixo maior da estrutura e presentes majoritariamente no interior de Riachão (Fig. 3.2 e 3.4). Dessa forma, o resultado da análise dos lineamentos de Riachão, combinado a definição das zonas morfoestruturais, sugere que o conjunto de lineamentos de direção ENE-WSW foi formado em decorrência do impacto. Já os lineamentos com direção NW-SE podem estar relacionados a um evento tectônico de caráter regional. Importante destacar que os conjuntos de juntas e fraturas medidos em campo corroboram os resultados obtidos na análise de lineamentos, apresentando as mesmas direções preferenciais (Fig. 5.1.).

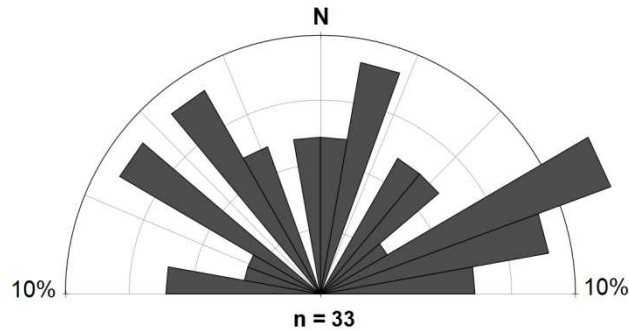


Figura 5.1. – Roseta com a direção das juntas e fraturas medidas na etapa de mapeamento geológico.

Adicionalmente, em relação à descontinuidade do anel elevado, Forsberg *et al.* (1998) estudaram 16 estruturas de impacto lunares, com diferentes diâmetros, e concluíram que aquelas formadas por impactos com ângulos entre 15 e 45° exibem uma borda descontínua na porção oposta ao sentido do impacto. O material ejetado pelo impacto seria depositado de forma assimétrica na porção de mesmo sentido do impacto. Entretanto, na Terra, as camadas de material ejetado (*ejecta blanket*) raramente são preservadas e são necessários critérios morfológicos, estruturais e/ou geofísicos para inferir sobre a obliquidade do impacto (Scherler *et al.*, 2006).

Com base em critérios morfológicos e estruturais discutidos por Scherler *et al.* (2006) e Kenkmann e Poelchau (2009), a morfologia elíptica do núcleo soerguido da estrutura de Riachão, a posição da abertura do anel elevado e os lineamentos perpendiculares ao eixo maior da estrutura, presentes principalmente no interior da mesma, sugerem que o impacto responsável pela formação da estrutura de Riachão tenha se dado em ângulo oblíquo $\leq 15^\circ$, com sentido de NW para SE.

5.2. Correlação estratigráfica

Devido o fato da estrutura de Riachão encontrar-se em estágio avançado de erosão e apresentar escassez de afloramentos, há dificuldade para se estabelecer o empilhamento estratigráfico.

As unidades estratigráficas reconhecidas na área externa à estrutura de Riachão e na depressão anelar correspondem seguramente à Formação Pedra de Fogo, assim como descrito por McHone (1986). No presente trabalho, esta unidade foi caracterizada em base nos dados litológicos, palinológicos e paleontológicos, e subdividida em diferentes níveis estratigráficos,

informalmente denominados de 1 a 3, correlacionáveis, da base para o topo, às porções desta unidade.

Na área externa, que corresponde às rochas não afetadas pelo impacto, esta formação ocorre como rochas carbonáticas com maior ou menor contribuição pelítica e, localmente, associadas a silexitos concrecionares. Na depressão anelar, mais próximo ao anel elevado, os litotipos presentes são os mesmos que os dominantes na área externa da estrutura de Riachão. Por este motivo, estas porções foram agrupadas como o nível estratigráfico 2 da Formação Pedra de Fogo.

Ainda na depressão anelar, na transição para o núcleo soerguido e nesta zona morfoestrutural, afloram camadas de silexitos fortemente fraturados. Este litotipo foi associado à Formação Pedra de Fogo, denominado como nível estratigráfico 1, ou seja, a porção inferior desta formação.

No anel elevado da estrutura de Riachão, McHone (1986) descreve a ocorrência de arenitos da Formação Sambaíba intercalados com brechas polimíticas, cujos clastos seriam constituídos de sílex e fragmentos de arenitos Sambaíba e Motuca. Este autor menciona que tais rochas estariam basculadas, com ângulos de mergulho para fora da cratera. Entretanto, neste trabalho foi constatado que: *(i)* as características litológicas e estruturas sedimentares típicas dos arenitos Sambaíba não foram observadas nesta zona morfoestrutural de Riachão. Conforme verificado em campo, a norte da estrutura de Riachão, a Formação Sambaíba apresenta arenitos amarelos, com grãos bem selecionados e com alto grau de arredondamento. Neles predominam estratificações cruzadas tabulares e acanaladas de grande porte; *(ii)* os clastos presentes nas brechas e os fragmentos líticos presentes nos arenitos desta zona morfoestrutural correspondem exclusivamente a rochas sedimentares siliciclásticas, descaracterizando a classificação de “brecha polimítica” adotada por McHone (1986); e *(iii)* os ângulos de mergulhos das camadas basculadas apresentam sentido preferencial NW, coincidente com a porção aberta do anel elevado.

A partir de evidências e relações de campo, o anel elevado, constituído de brechas e arenitos líticos, foi interpretada como expondo um nível estratigráfico 3 da Formação Pedra de Fogo, e, portanto, sedimentada anteriormente ao impacto meteorítico. A principal evidência que dá suporte a esta hipótese é a presença de estruturas sedimentares primárias em rochas basculadas, com ângulos de mergulho entre 40° a subverticais.

As brechas teriam sido depositadas por fluxo de alta energia que gradam para arenitos líticos, por vezes com estratificações cruzadas de pequeno a médio porte preservadas, sugestivas da presença de água no sistema deposicional. Em ambos litotipos teria ocorrido retrabalhamento de

rochas sedimentares silicicláticas, com transporte curto, evidenciado por fragmentos líticos angulosos e com dimensões de até 10 cm.

Assim, a formação das rochas presentes no anel elevado não estaria relacionada ao impacto, mas o seu basculamento sim. A fim de justificar o fato destes litotipos não ocorrerem na porção da área de estudo não afetada pelo impacto, a preservação local dos mesmos poderia estar relacionada à circulação de fluidos decorrentes do impacto, que incluiria uma intensa oxidação dos litotipos dentro de uma área de influência, conforme descrito por Pirajno (2005, 2008) e, analogamente, identificada nas estruturas de impacto Domo de Araguainha e Cerro do Jarau por Crósta (1982) e Crósta *et al.* (2010), respectivamente. Tal oxidação é verificada em análise microscópica (Fig. 4.4) e confere um endurecimento à rocha, notado na etapa de mapeamento.

O núcleo soerguido é interpretado por McHone (1986) como sendo formado por rochas da Formação Motuca. Entretanto, assim como a Formação Sambaíba, a Formação Motuca, que ocorre majoritariamente como folhelhos vermelhos intercalados com arenitos e evaporitos, não foi observada na estrutura de Riachão. De acordo com as análises realizadas neste trabalho, os arenitos quartzosos fortemente fraturados do núcleo soerguido da estrutura correspondem à Formação Piauí, embora não tenham sido verificadas em campo relações de contato com a Formação Pedra de Fogo. A principal evidência corresponde à estimativa do soerguimento estratigráfico estabelecido para a estrutura de Riachão, dada pelas equações 1 e 2 (capítulo 2), que seria de 580 m e 465 m, respectivamente, incompatível com a espessura da Formação Pedra de Fogo. Assim, de acordo com o modelo de estruturas complexas, no qual o núcleo soerguido da cratera corresponde à uma "janela estratigráfica", aflorariam unidades sotopostas à unidade afetada pelo impacto.

Finalmente, a análise palinológica realizada por Souza (2011)⁷ indica que o nível estratigráfico da área externa à cratera, e que pode ser utilizados para inferir estratigraficamente a idade máxima do impacto que formou a estrutura de Riachão, sugere que o evento tenha ocorrido há, no máximo, 260 Ma (Permiano Superior). McHone (1986), baseando-se em relações estratigráficas e considerando o impacto como contemporâneo à deposição da Formação Sambaíba, estimou a idade de formação da estrutura em ≤ 250 Ma (Eotriássico).

⁷ Souza, P.A. 2011. Comunicação pessoal.

5.3. Feições de impacto

Neste trabalho, no capítulo 4, foram apresentadas microfeições diagnósticas de deformação por impacto (PDF, PF e FF) e microdeformações indicativas (*healed fracture*, lamelas de Böhm e grãos cataclásados, com evidências de fraturamento *in situ*).

A identificação e descrição destas microfeições baseou-se na literatura posterior ao trabalho de McHone (1986), na qual são encontrados estudos mais sistemáticos e rigorosos que abrangem desde os processos de formação destas feições até sua utilização na comprovação de estruturas de impactos (e.g. French, 2004). Dessa forma, as feições mencionadas por McHone (1986) possuem caráter preliminar e não contemplam uma caracterização detalhada.

Do ponto de vista macroscópico, os silexitos e arenitos brechados e falhados no núcleo soerguido da estrutura de Riachão também podem estar relacionados ao impacto, sendo, assim, designados como brecha autóctone (French, 1998).

Ademais, McHone (1986) descreve diques clásticos, com orientação radial, preservados no núcleo soerguido e nas camadas arenosas da depressão anelar da estrutura. Contudo, tais estruturas não foram observadas.

A partir do único PDF encontrado e o seu paralelismo ao eixo cristalográfico $c\{0001\}$ pode-se inferir o regime de pressão ao qual a rocha foi submetida, correspondente a um intervalo de 5-7 Gpa (French, 1998). French e Koeberl (2010) ressaltam que também é comum observar microfeições indicativas de impacto paralelas ao plano basal do quartzo em estruturas formadas por eventos desse tipo sob condições de pressão < 10 Gpa.

A ocorrência de poucas microfeições de deformação por choque (e.g. PF e PDF) e a ausência de outras feições, como os cones de estilhaçamento, deve-se possivelmente ao avançado grau de erosão da estrutura. Nesse cenário, as rochas que poderiam conter uma maior quantidade e variedade de evidências de impacto tenderiam a se localizar em porções superiores da estrutura, as quais já teriam sido removidas por processos erosivos posteriores à formação da estrutura de Riachão.

5.4. Modelo para formação da estrutura de Riachão

Neste trabalho propõe-se um modelo geológico semiquantitativo para a estrutura de Riachão baseado na integração de dados de sensores remotos e geológicos, em diferentes escalas. Este modelo compara a seção transversal genérica de uma estrutura de impacto complexa formada em rochas sedimentares e a localização dos diferentes tipos de brechas e rochas formadas em decorrência do impacto (Fig. 2.10) com uma seção transversal esquemática da estrutura de Riachão e os materiais encontrados nas zonas morfoestruturais (Fig. 5.2.).

A partir do programa desenvolvido por Melosh e Beyer (1999) obtiveram-se as seguintes estimativas para as variáveis relacionadas à formação da estrutura de Riachão: *(i)* diâmetro de aproximadamente 200 m para o corpo causador do impacto; *(ii)* energia liberada de $7,03 \cdot 10^2$ Mtons; e *(iii)* intervalo de formação da cratera de 9,3 s. Esses resultados foram obtidos assumindo-se que o diâmetro final, ou o diâmetro mínimo da estrutura de Riachão é de 4,2 km, densidade do substrato ou rocha impactada de 2.500 kg m^{-3} (arenito), velocidade do projétil de 20 km s^{-1} , densidade do projétil de 8.000 kg m^{-3} , aceleração da gravidade de $9,8 \text{ m s}^{-2}$ e ângulo de incidência de 15° .

No programa elaborado por Collins *et al.* (2005), o diâmetro do projétil, dado de entrada, foi adotado como sendo 200 m. Os valores da densidade do projétil, velocidade com que atingiu o substrato e o ângulo de incidência foram assumidos como os do teste descrito acima. Neste programa não é possível ao usuário determinar a densidade do substrato; o valor assumido é de 2.500 kg m^{-3} . Os resultados obtidos são os seguintes: *(i)* a destruição do projétil pelo atrito com a atmosfera inicia-se a partir dos 16,7 mil metros de altitude; *(ii)* a energia liberada pelo impacto de $1,60 \cdot 10^3$ Mtons; *(iii)* a cratera transiente apresentava diâmetro de 3,0 km e profundidade de 1,07 km; *(iv)* o diâmetro da cratera final é de 3,5 km e profundidade de 432 m; e *(v)* volume de material fundido ou vaporizado de $1,2 \cdot 10^7 \text{ m}^3$.

A partir da estimativa da profundidade final da cratera obtido pelo modelo de Collins *et al.* (2005), do soerguimento estratigráfico (Grieve *et al.*, 1981; Grieve e Pilkington, 1996) e das atuais diferenças de altitude entre as zonas morfoestruturais, obteve-se uma estimativa para a espessura das camadas removidas por erosão após a formação da cratera da ordem de 280 m. Essa estimativa é compatível com a hipótese da remoção por erosão das camadas potencialmente submetidas às deformações por choque mais intensas, o que explicaria a ausência

de diferentes tipos de brechas de impacto (líticas, suevíticas) e também de material fundido na estrutura de Riachão, bem como de feições diagnósticas de impacto formadas em mais alta pressão.

Com base nessas considerações, foi elaborada a seção transversal esquemática da estrutura de Riachão, apresentado na figura 5.2.

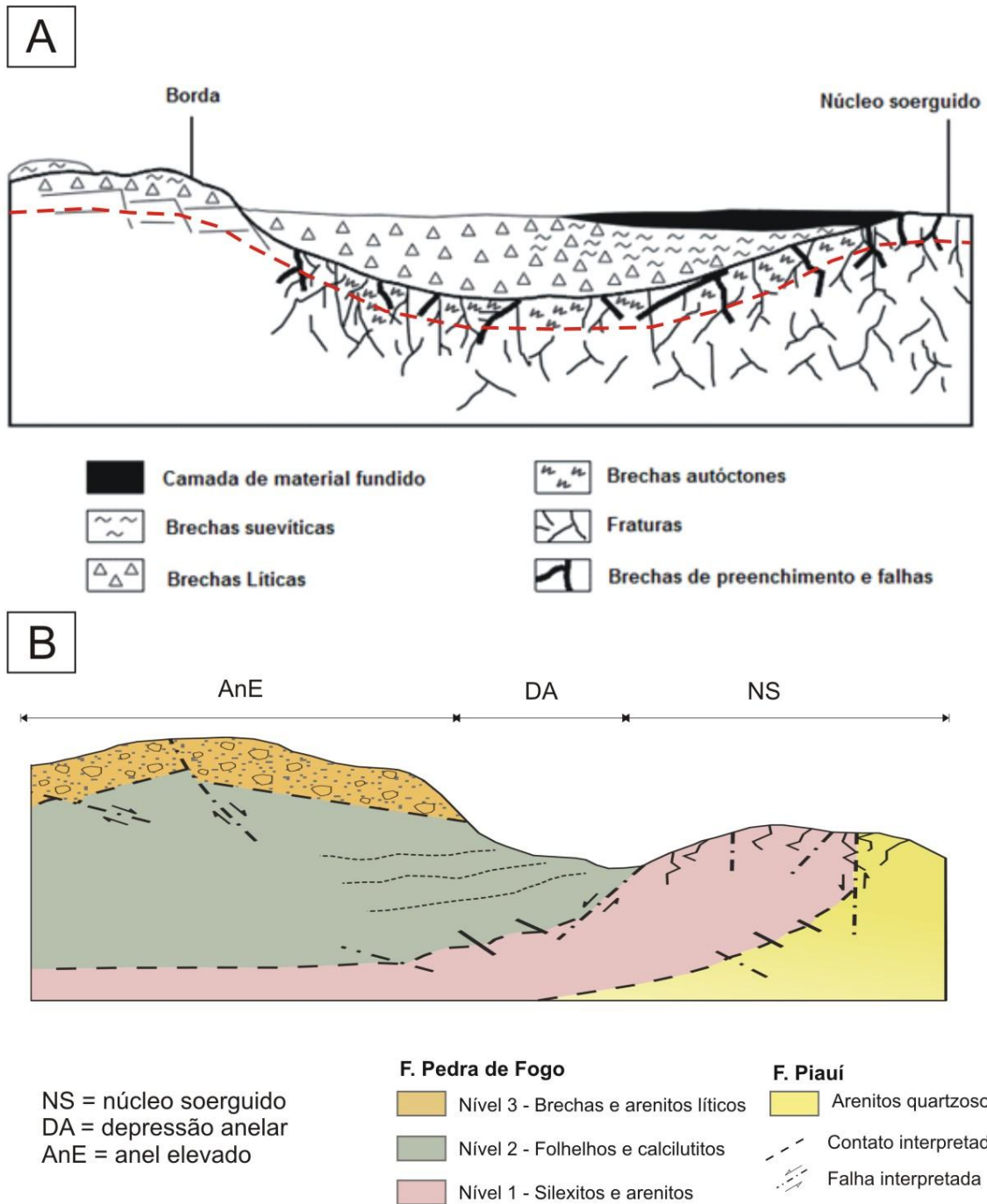


Figura 5.2 – Seções geológicas esquemáticas (A) de uma estrutura de impacto complexa e a localização dos diferentes tipos de brechas formadas. A linha pontilhada vermelha indica a posição em que a estrutura de Riachão estaria situada; (B) da estrutura de Riachão em seu atual estágio avançado de erosão. Na região do núcleo soerguido e na transição para a depressão anelar ocorrem rochas brechadas (brecha autóctone). No anel elevado há rochas deformadas, com altos ângulos de mergulho das camadas, com sentido para o interior da estrutura.

6. Conclusões e trabalhos futuros

6.1. Conclusões

A estrutura de impacto de Riachão corresponde a uma notável anomalia local, ou seja, caso o evento de impacto não tivesse ocorrido, apenas rochas da parte média a superior do Grupo Balsas estariam aflorantes. Esta estrutura, com formato aproximadamente circular e 4,2 km de diâmetro, apresenta as seguintes zonas morfoestruturais bem definidas: *(i)* núcleo soerguido; *(ii)* depressão anelar; e *(iii)* anel elevado. No núcleo soerguido da estrutura afloram silexitos e arenitos que exibem distintos graus de deformação. Os silexitos correspondem à parte mais inferior da Formação Pedra de Fogo (neste trabalho denominado nível 1 da Formação Pedra de Fogo) e os arenitos são correlacionáveis à Formação Piauí, com base na estimativa de soerguimento do núcleo da estrutura. Na depressão anelar, próxima à transição para o núcleo, ainda são observados silexitos brechados e, quando próxima ao anel elevado, ocorrem rochas pelíticas com contribuição carbonática, sem deformação aparente e pertencentes ao nível 2 da Formação Pedra de Fogo. Estas rochas são similares às que afloram na área externa à estrutura de Riachão, que seriam dominantes na região estudada, caso não tivesse ocorrido o evento de impacto. O anel elevado é constituído de brechas matriz-suportada e arenitos líticos. Embora estes litotipos ocorram localmente na área de estudo, eles não tiveram suas formações associadas ao impacto, uma vez que apresentam estruturas sedimentares preservadas, concomitantemente a camadas basculadas; já a deformação que resultou nesse basculamento pode ser atribuída aos eventos de deformação ocorridos da fase final de formação da cratera. As brechas e arenitos associados são interpretados como o nível estratigráfico 3 da Formação Pedra de Fogo, que pode ter sido preservada devido à circulação de fluidos no entorno da estrutura de Riachão durante seu processo de formação.

O reconhecimento, pela primeira vez, microfedições diagnósticas de deformação por choque meteorítico em rochas da estrutura de Riachão, na forma de um único PDF, PFs e FFs, comprova de maneira definitiva que sua gênese está relacionado a evento de impacto meteorítico. Tais microdeformações foram localizadas em grãos de quartzo de amostra de arenito do núcleo soerguido. A PDF apresenta-se paralela ao plano basal do quartzo {0001}, o que indica que sua formação deu-se em regime de pressões relativamente baixas (intervalo entre 5-7 Gpa). Além

disso, foram encontradas feições indicativas de deformação (lamelas de Böhm, *healed fracture* e grãos extremamente fraturados) em amostras do núcleo da estrutura. Estas, embora não sejam por si só diagnósticas de impacto, indicam processos deformacionais atípicos nestas rochas sedimentares que não exibem deformação similar fora da estrutura de Riachão.

Assim, a partir da integração de dados de sensoriamento remoto, geológicos e paleontológicos obteve-se uma reformulação da caracterização geológica da estrutura de Riachão, tanto do ponto de vista estratigráfico, quanto dos processos de deformação causados pelo impacto, avançando-se significativamente em relação aos resultados apresentados por McHone (1986).

Os resultados obtidos indicam também que a estrutura de Riachão encontra-se em avançado grau de erosão, tendo-se estimado a espessura das rochas erodidas em cerca de 280 m. A remoção dessas camadas mais superficiais da cratera seria a causa da ocorrência reduzida de indicadores de deformação por choque, e/ou a aparente ausência de feições macroscópicas, tais como os cones de estilhaçamento e outros tipos de brechas de impacto. Além disso, a borda real da estrutura de impacto e as camadas de material ejetado, teriam igualmente sido removidas por erosão, limitando assim a caracterização dos indicadores deformacionais de choque.

6.2. Sugestão para trabalhos futuros

Trabalhos futuros de detalhamento da estrutura de impacto de Riachão podem contemplar *(i)* simulação numérica do processo de formação e deformação da estrutura, considerando o substrato sobre o qual a mesma se formou, com o objetivo de estabelecer como as variáveis inerentes a um impacto oblíquo teriam afetado as rochas do substrato e a morfologia final da estrutura; *(ii)* estabelecimento da idade de formação da estrutura e estimativa da taxa de erosão por métodos termocronológicos de baixa temperatura de fechamento, tais como (U-Th)/He e traços de fissão em apatita e zircão, visto que não ocorrem rochas que contenham ou que sejam formadas exclusivamente por material fundido e/ou com fase vítrea preservada. A ausência deste material é provavelmente decorrente de processos erosivos, uma vez que este tipo de material forma-se na parte superior da estrutura, ou devido condições de mais baixa energia, insuficientes para gerar este tipo de material datável; e *(iii)* preparação de novas lâminas delgadas polidas de

silexito da depressão anelar – núcleo soerguido a fim de identificar novas feições diagnósticas de impacto neste tipo de rocha, conforme recentemente descrito por Schmieder *et al.* (2011).

7. Referência bibliográficas

- Almeida, F.F.M.A. de. 1969. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 23, 1969, Salvador, *Anais...*, São Paulo: SBG, 1969, v.2, 29-46.
- Alvarez, L.W.; Alvarez, W., Asaro, F.; Michel, H.V. 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208:1095-1108.
- Baratoux, D., Melosh, H.J. 2003. The formation of shatter cones by shock wave interference during impacting. *Earth and Planetary Science Letters*, 216:43–54.
- Brito Neves, B.B. 1998. The Cambro-ordovician of the Borborema Province. São Paulo, USP, *Boletim IG, Série Científica*, 29:175-193.
- Caputo, M.V.; Lima, E.C. 1984. Estratigrafia, idade e correlação do grupo Serra Grande, Bacia do Parnaíba. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, 1984, Rio de Janeiro, *Anais...*, Rio de Janeiro: SBG, 1984, v.2, 740-753.
- Collins, G.S. 2002. Numerical modelling of large impact crater collapse. PhD Thesis. Imperial College, University of London. 235 p.
- Collins, G.S.; Melosh, H.J.; Ivanov, B.A. 2004. Modeling damage and deformation in impact simulations. *Meteoritic and Planetary Science*, 39(2):217-231.
- Collins, G.S.; Melosh, H.J.; Marcus, R.A. 2005. Earth impact effects program: A web-based computer program for calculating the regional environmental consequences of a meteoroid impact on Earth. *Meteoritics and Planetary Science*, 40(6):817-848.
- Collins, G.S.; Kenkmann, T.; Osinski, G.R.; Wünnemann, K. 2008. Mid-sized complex crater formation in mixed crystalline-sedimentary targets: Insight from modeling and observation. *Meteoritic and Planetary Science*, 43(12):1955-1977.
- Crósta, A.P. 1982. Mapeamento geológico do Domo de Araguinha utilizando técnicas de sensoriamento remoto. Dissertação de mestrado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP. 90 p.
- Crósta, A.P. 1987. Impact structures in Brazil. *In: Pohl, J. (Ed.) Research in terrestrial impact structures*, Vieweg & Sons, 30-38.
- Crósta, A.P.; Lourenço, F.S.; Priebe, G.H. 2010. Cerro do Jarau, Rio Grande do Sul: A possible new impact structure in southern Brazil. *In: Gibson, R.L.; Reimold, W.U. (Eds.). Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution IV: Geological Society of America, Special Paper*, 465:173-190.

- Crósta, A.P.; Kazzuo-Vieira, C.; Pitarello, L.; Koeberl, C.; Kenkmann, T. 2011. Geology and impact features of Vargeão Dome, southern Brazil. *Meteoritics and Planetary Science*, 47(1):51-71.
- Cunha, F.M.V. 1986. Evolução paleozóica da bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ. 118 p.
- Dence, M.R. 1965. The extraterrestrial origin of canadian craters: *Annual New York Academy of Science*, 123:941-69.
- Dence, M.R.; Grieve, R.A.F.; Robertson, P.B. 1977. Terrestrial impact structures: Principal characteristics and energy considerations. *In: Roddy, D.J.; Pepin, R.O.; Merrill, R.B. Merrill (Eds.) Impact and Explosion Cratering - Planetary and Terrestrial Implications*, Pergamon, New York, p. 247–275.
- Dietz, R.S. 1947. Meteorite impact suggested by the orientation of shatter-cones at the Kentland, Indiana disturbance. *Science*, 105: 42–43.
- Dietz, R.S.; French, B. M. 1973. Two probable astroblemes in Brazil. *Nature*, 244:561-562.
- Dott, R.H. 1964. Wacke, graywacke and matrix-what approach to immature sandstone classification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34:625-632.
- Dressler, B., Reimold, W.U. 2004. Order or chaos? Origin and mode of emplacement of breccias in floors of large impact structures. *Earth Science Reviews*, 67:1–54.
- DSG - Diretoria de Serviço Geográfico. 1976. Folha SB-23-Y-C-VI; Rio Sereno: Escala 1:100.000.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture. *In: Ham, W.E. (Ed.), Classification of carbonate rocks*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1:108-121.
- Earth Impact Database. 2011. The crater inventory. planetary and space science centre - University of New Brunswick. Disponível em: <http://www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/essay.html>. Acesso em: janeiro de 2012.
- Ferrière, L.; Morrow, J.R.; Amgaa, T.; Koeberl, C. 2009. Systematic study of universal stage measurements of planar deformation features in shocked quartz: implications for statistical significance and representation of results. *Meteoritics and Planetary Science*, 44:925–940.
- Flörke, O.W.; Mielke, H.G.; Weichert, J. 1981. Quartz with rhombohedral cleavage from Madagascar. *American Mineralogist*, 66: 596–600.
- Folk, R.L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Ed. Hemphill Publ., Austin, Texas. 182 p.

- Forsberg, N.K., Herrick, R.R., Bussey, B. 1998. The effects of impact angle on the shape of lunar craters. XXIX Lunar and Planetary Science Conference, Houston, Texas, USA. Abstract #1691.
- French, B.M. 1998. Traces of catastrophe: A handbook on shock-metamorphic effects in terrestrial meteorite impact structures. LPI Contribution n. 954, Lunar and Planetary Institute, Houston. 120 p.
- French, B.M. 2004. The importance of being cratered: the new role of meteorite impact as a normal geological process. *Meteoritics and Planetary Science*, 39:169–197.
- French, B.M.; Koeberl, C. 2010. The convincing identification of terrestrial meteorite impact structures: What works, what doesn't, and why. *Earth-Science Reviews*, 98:123-170.
- French, B.M.; Cordua, W.S.; Plescia, J.B. 2004. The Rock Elm meteorite impact structure, Wisconsin: Geology and shock-metamorphic effects in quartz. *Bulletin of the Geological Society of America*, 116:200–218.
- Góes, A.M. 1995. A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. Tese de doutorado. Universidade de São Paulo, São Paulo, SP. 178 p. + anexos.
- Góes, A.M.; Souza J.M.P.; Teixeira, L.B. 1990. Estágio Exploratório e Perspectivas Petrolíferas da Bacia do Parnaíba- Boletim de Geociências da Petrobrás, 4(1):55-64.
- Góes, A.M.O., Travassos, W.A.; Nunes, K.C. 1993. Projeto Parnaíba - Reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias. Belém: Petrobras, v.1.
- Grieve, R.A.F. 1987. Terrestrial impact structures. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15:245–270.
- Grieve, R.A.F. 2005. Economic natural resource deposits at terrestrial impact structures. *Mineral deposits and Earth evolution*. Geological Society, London, Special publication, 248:1-29.
- Grieve, R.A.F.; Pilkington, M. 1996. The signature of terrestrial impacts. *Journal of Australian Geology and Geophysics*, 16:399-420.
- Grieve, R.A.F.; Robertson, P.B.; Dence, M.R. 1981. Constraints on the formation of ring impact structures, based on terrestrial data. *In*: Schultz, P.H.; Merrill, R.B. (Eds.) *Multi-Ring basins: formation and evolution*, Proc. Lunar and Planetary. Science, Pergamon, New York, p. 37–57.
- Grieve, R.A.F.; Langenhorst, F.; Stöffler, D. 1996. Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: II - Significance in geosciences. *Meteoritics and Planetary Science*, 31: 6-35.
- Hirth, G.; Tullis, J. 1994. The nature of the brittle to plastic transition in quartz aggregates. *Journal of Geophysical Research*, 99:11.731-11.748.

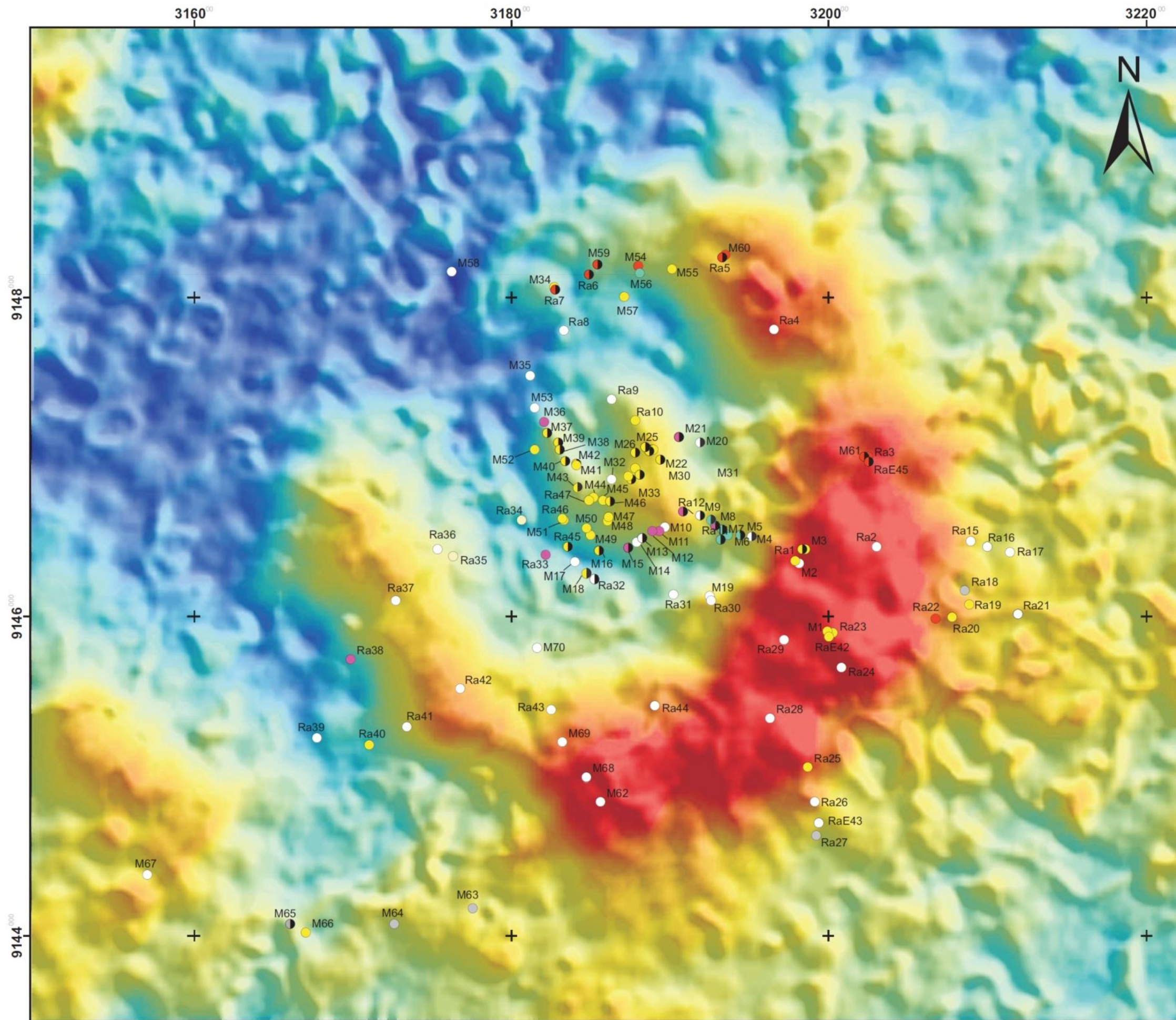
- Kazzuo-Vieira, C. 2009. Caracterização geológica e geofísica da estrutura de impacto Domo de Vargeão, SC. Dissertação de mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, SP. 142 p. + anexos.
- Kerr, R.A. 2003. Has an impact done it again? *Science*, 302:1314-1316.
- Kenkmann, T.; Poelchau, M.H. 2009. Low-angle collision with Earth: the elliptical impact crater Matt Wilson. *Geology*, 37(5):459-462.
- Kenkmann, T.; Vasconcelos, M.; Crósta, A.P.; Reimold, W.U. 2011. The complex impact structure Serra da Cangalha, Tocantins State, Brazil. *Meteoritics and Planetary Science*, 46(6):875-889.
- Koerberl, C. 2002. Mineralogical and geochemical aspects of impact craters. *Mineralogical Magazine*, 66:745-768.
- Lambert, P. 1979. Fractures induced by shock in quartz and feldspar. *Mineralogical Magazine*, 43:527-533.
- Lima, E. de A.M.; Leite, J.F. 1978. Projeto estudo global dos recursos minerais da bacia sedimentar do Parnaíba. Integração geológico-metalogenética. Relatório final, Etapa III, Recife, DNPM-CPRM, 16v.
- Loczy, L. de; Ladeira, E.A. 1976. Geologia estrutural e introdução à geotectônica. São Paulo: Blücher, Rio de Janeiro, CNPq. 528 p.
- McCall, G.J.H. 2009. Half a century of progress in research on terrestrial impact structures: A review. *Earth Science Reviews*, 92:99-116.
- McHone, J.F.; Dietz, R.S. 1978. Astroblemes in Brazil. Geological Society of America, Cordilleran Meeting, Arizona, E.U.A. p. 116-117.
- McHone, J.F. 1979. Riachão Ring, Brazil: A possible meteorite crater discovered by the Apollo astronauts. *In*: El-Baz, F.; Warner, D.M. (Eds.) Apollo-Soyuz Test Project Summary Science Report, NASA SP 412, vol. II, p. 193-202.
- McHone, J.F. 1986. Terrestrial impact structures: their detection and verification with two new examples from Brazil. PhD thesis. University of Illinois at Urbana-Champaign. 210 p.
- Melosh, H.J. 1979. Acoustic fluidization: A new geologic process? *Journal of Geophysical Research*, 84:7513-7520.
- Melosh, H. J. 1989. Impact cratering - A geologic process, Oxford University Press, Nova York, n. 11, 245 p.

- Melosh, H.J.; Beyer, R.A. 1999. Computing projectile size from crater diameter. University of Arizona. Disponível em: http://www.lpl.arizona.edu/tekton/crater_p.html. Acesso em: janeiro de 2012.
- Melosh, H.J.; Ivanov, B.A. 1999. Impact crater collapse. *Annual Reviews in Earth Planetary Science*, 27:385-415.
- Milam, K.A. 2007. Petrographic observations of central uplift formation in complex craters. Workshop on Impact Cratering II, Saint-Hubert, Canada. Abstract #8053.
- Montanari, A.; Koeberl, C. 2000. Impact Stratigraphy: The Italian Record. *Lecture Notes in Earth Sciences*, Vol. 93, Springer Verlag, Heidelberg, 364 p.
- Morgan, J.V., Warner, M.R., Collins, G.S., Melosh, H.J.; Christeson, G.L. 2000. Peak ring formation in large impact craters. *Earth Planetary Science Letters*, 183(3/4):347–354.
- Ojeda, H.O.; Bembom, F.C. 1966. Mapeamento geológico em semi-detalhe do sudoeste de Riachão. Petrobrás, relatório interno n° 260, 74 p. + anexos.
- Oliveira, D.C.; Mohriak, W.U. 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 20:351-383.
- Osinski, G.R.; Spray, J.G.; Grieve, R.A.F. 2008. Impact melting in sedimentary target rocks: An assessment. *In: The Sedimentary Record of Meteorite Impacts*. Geological Society of America Special Publication, 437:1-18.
- O'Keefe, J.D., Ahrens, T.J. 1999. Complex craters: relationship of stratigraphy and rings to impact conditions. *Journal Geophysical Research*, 104:27.091–27.104.
- Pirajno, F. 2009. Hydrothermal process associated with meteorite impacts. *In: _____*. Hydrothermal processes and mineral systems. Springer Science & Business Media B.V., p. 1.097-1.130.
- Poelchau, M.H.; Kenkmann, T. 2011. Feather features: a low-shock- pressure indicator in quartz. *Journal Geophysical Research*, 116:B02201.
- Reimold, W.U. 1998. Exogenic and endogenic breccias: a discussion of major problematics. *Earth Science Reviews*, 43:45–47.
- Reimold, W.U.; Koeberl, C.; Gibson, R.L.; Dressler, B.O. 2005. Economic mineral deposits in impact structures: a review. *In: Koeberl, C.; Henkel, H. (Eds.) Impact tectonics*, Springer Berlin Heidelberg, p. 479-552.
- Sagy, A., Reches, Z.; Fineberg, J. 2002. Dynamic fracture by large extraterrestrial impacts as the origin of shatter cones. *Nature*, 418(6895):310-313.

- Santos, M.E. de C.M.; Carvalho, M.S.S. de. 2009. Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís. Rio de Janeiro: CPRM, Rio de Janeiro, Serviço Geológico do Brasil – DGM/DIPALE, 215 p.
- Scherler, D.; Kenkmann, T.; Jahn A. 2006. Structural record of an oblique impact. *Earth and Planetary Science Letters*, 248:28-38.
- Schmieder, M., Reimold, W.U., Buchner, E., Khirfan, M., Salameh, E., Khoury, H. 2011. Shock metamorphic microfeatures in chert from the Jebel Waqf as Suwwan impact structure, Jordan. *Meteoritics and Planetary Science*, 46:574-586.
- Schobbenhaus, C.; Ribeiro, D.L.; Oliva, L.A.; Takanohashi, J.T., Lindermayer, Z.G. 1975. Carta geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Goiás (SD 22), texto explicativo. DNPM/MME, Brasília. 114 p.
- Scholle, P. A. 1979. A color illustrated guide to constituents, textures, cements and porosities of sandstones and associated rocks. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 27, 241 p.
- Stöffler D.; Langenhorst F. 1994. Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: I. Basic observation and theory. *Meteoritics*, 29:155–181.
- Stöffler D.; Grieve R.A.F. 1996. IUGS classification and nomenclature of impact metamorphic rocks: Towards a final proposal (abstract). *In: Drobne, K.; Gorican, S.; Kotnik, B. (Eds.) Intl. Workshop, Postojna 96: The Role of Impact Processes in the Geological and Biological Evolution of Planet Earth, Ljubljana. pp. 89–90*
- Stöffler, D.; Grieve, R.A.F. 2001. Towards a unified nomenclature of metamorphism: IUGS classification and nomenclature of impact metamorphic rocks. A proposal on behalf of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. Disponível em: <http://www.bgs.ac.uk/SCMR>. Acesso em: janeiro de 2012.
- Turtle, E.P.; Pierazzo, E.; Collins, G.S.; Osinski, G.R.; Melosh, H.J.; Morgan, J.V.; Reimold, W.U. 2005. Impact structures: What does crater diameter mean?. *Geological Society of America, Special Paper*, 384:1-24.
- Vernooij, M.G.C.; Langenhorst, F. 2005. Experimental reproduction of tectonic deformation lamellae in quartz and comparison to shock-induced planar deformation features. *Meteoritics and Planetary Science*, 40 (9/10):1353-1361.
- Wittmann, A.; Kenkmann, T.; Schmitt, R.T.; Stöffler, D. 2006. Shock-metamorphosed zircon in terrestrial impact craters. *Meteoritics and Planetary Science*, 41: 433–454.

ANEXO I

MAPA DE PONTOS - ESTRUTURA DE IMPACTO DE RIACHÃO (MA)



Legenda



Modelo digital de terreno

Altitude (m)



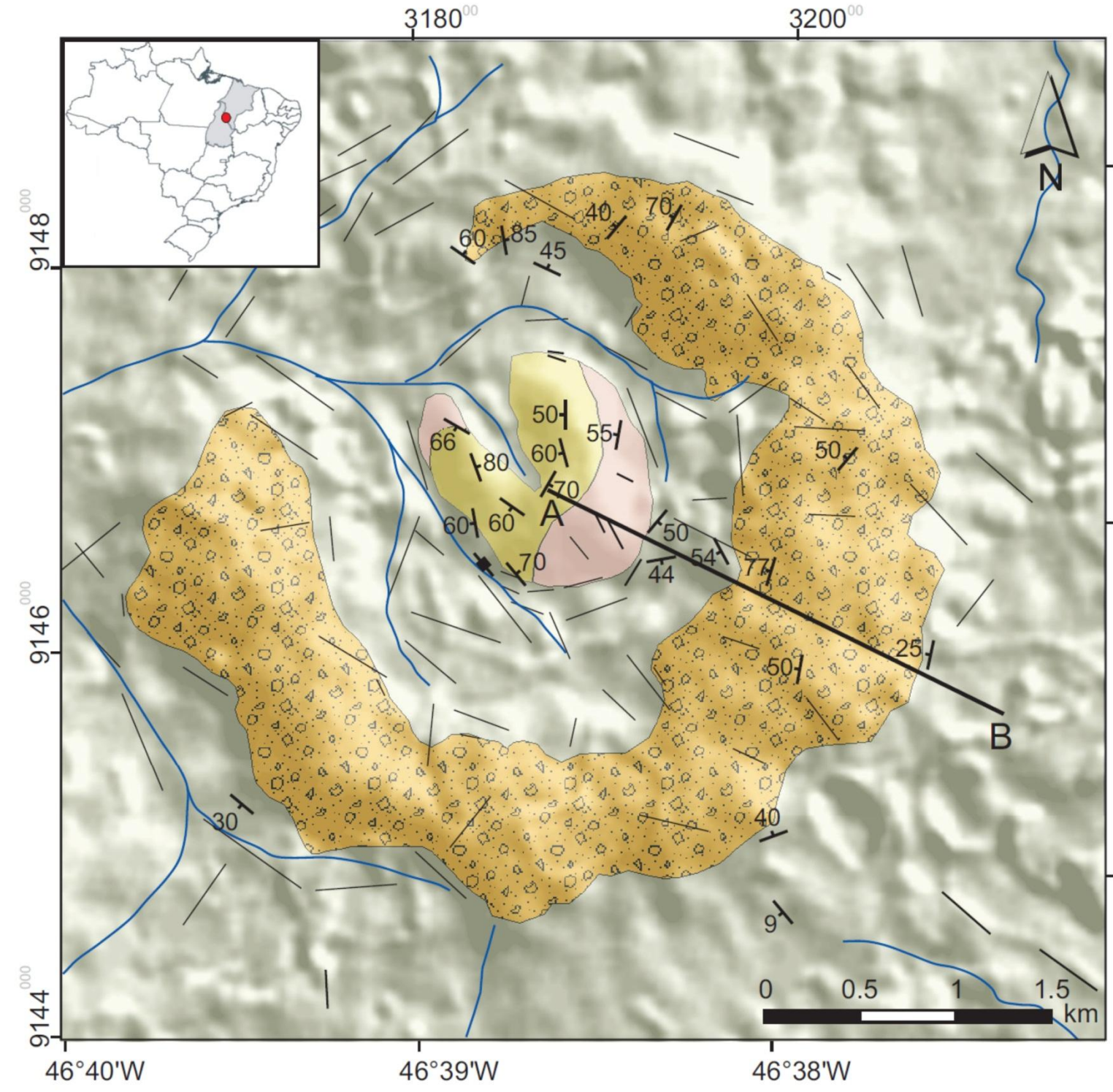
Anexo I

Sistema de Projeção UTM
DATUM Córrego Alegre - Zona 23S

Autora: Mariana Velcic Maziviero

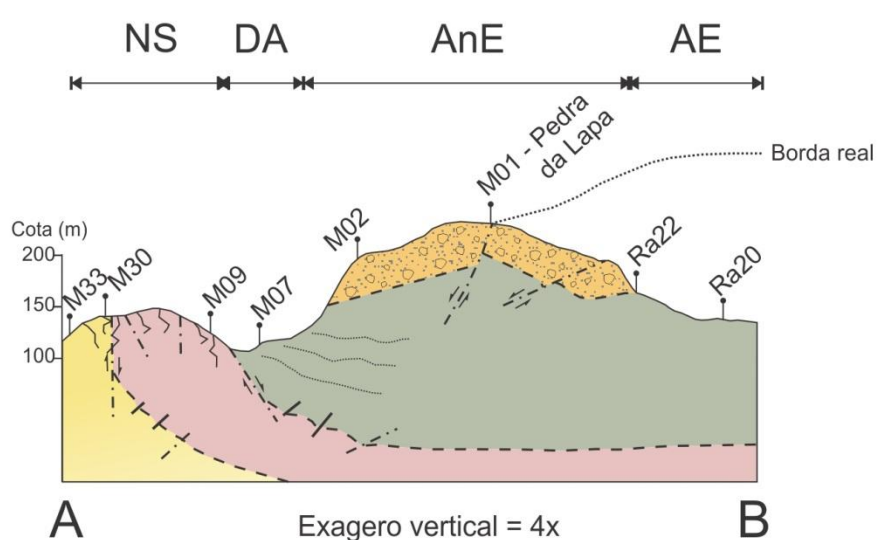
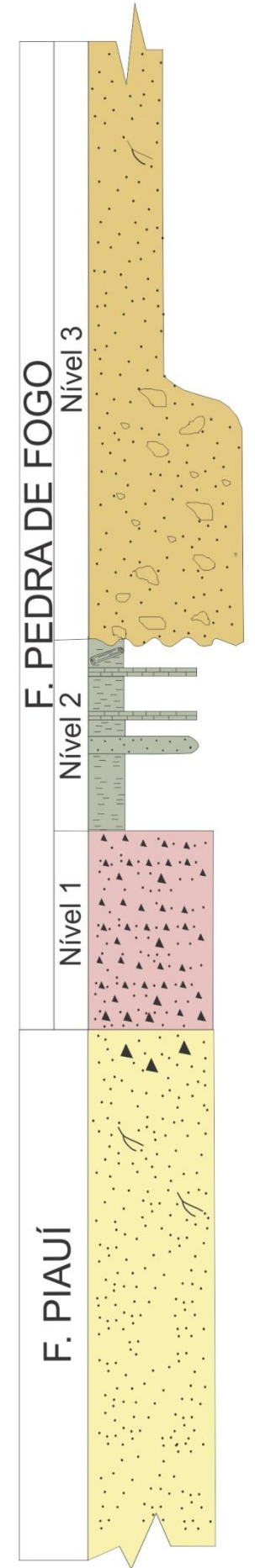
ANEXO II

MAPA GEOLÓGICO DA ESTRUTURA DE IMPACTO DE RIACHÃO (MA)



Legenda

- | | |
|-------------------------|---|
| F. Pedra de Fogo | |
| | Nível 3 - Brechas e arenitos líticos |
| | Nível 2 - Folhelhos e calcilitos |
| | Nível 1 - Silexitos e arenitos |
| F. Piauí | |
| | Arenitos quartzosos |
| | Lineamentos fotointerpretados |
| | Atitude das camadas |
| | Perfil NW-SE |
| | Drenagem |
| | Arenito quartzoso |
| | Arenito quartzoso com silexito |
| | Brecha alóctone/ Arenito quartzoso com fragmentos líticos |
| | Calcilitito |
| | Folhelhos |
| | Estrat. cruzada acanalada |
| | Tronco fóssil do gênero <i>Psaronius</i> |
| | Contato brusco plano |
| | Contato brusco erosivo |
| | Contato interpretado |
| | Falha interpretada |



NS = núcleo soerguido
 DA = depressão anelar
 AnE = anel elevado
 AE = área externa

Escala horizontal: 1:30.000

ANEXO III

Manuscript Number:

Title: Morphological analysis of Serra da Cangalha and Riachão impact craters based on CBERS-2B/HRC and ASTER/GDEM satellite data

Article Type: Research Paper

Keywords: CBERS-2B; Serra da Cangalha; Riachão; Lineaments

Corresponding Author: Mr. Marcos Alberto Rodrigues Vasconcelos,

Corresponding Author's Institution:

First Author: Marcos Alberto Rodrigues Vasconcelos

Order of Authors: Marcos Alberto Rodrigues Vasconcelos; Mariana Maziviero; Alvaro Crósta

Abstract: Remote sensing is an essential tool for the identification of potential impact craters and also for the characterization and geological interpretation of proven impact structures. The launch of high resolution sensors in the last decade allowed more refined studies of terrestrial impact craters, improving the knowledge about their spectral signatures as well as their morphological and structural characteristics. CBERS-2B is the third version of the China-Brazil Earth Resources Satellite, and it carries an innovative panchromatic camera (HRC) with a 2.5 m spatial resolution. We analyzed CBERS-2B/HRC images, in combination with digital elevation data from ASTER/GDEM, for a morphological study of the Serra da Cangalha (~13 km diameter) and Riachão (~4 km diameter) impact craters, both located in northeastern Brazil. These remote sensing data provided key information for analyzing their foremost morphological characteristics, as well as for performing a statistical analysis of the structural elements (lineaments) extracted from the images. These combined information allowed to infer that they were probably not formed by the same impact event as previously suggested, despite the fact that the two craters apparently affect strata of similar age and are located only 40 km apart. Furthermore, our results suggest that, although they probably were both formed by oblique impacts, the impactor that formed Serra da Cangalha hit the Earth coming from a southerly direction, whereas the one that formed Riachão may have come from the northwest.

Suggested Reviewers: Raimundo Filho
rai@dsr.inpe.br
He is an expert in remote sensing

Claudio Riccomini
claudio.riccomini@gmail.com
He has a bit of experience with impact craters

Henning Dypvik
henning.dypvik@geo.uio.no

Lutz Hecht
lutz.hecht@mfn-berlin.de
He is an expert in impact craters

Roger Gibson
roger.gibson@wits.ac.za
He is an expert in impact craters

1 Morphological analysis of Serra da Cangalha and Riachão impact craters
2 based on CBERS-2B/HRC and ASTER/GDEM satellite data

3 Marcos Alberto Rodrigues Vasconcelos*

4 Mariana Velic Maziviero

5 Alvaro Penteado Crósta

6 Institute of Geosciences, University of Campinas, Campinas, SP, Brazil

7 * Corresponding author: vasconcelos@ige.unicamp.br

8 **ABSTRACT**

9 Remote sensing is an essential tool for the identification of potential impact craters and
10 also for the characterization and geological interpretation of proven impact structures.
11 The launch of high resolution sensors in the last decade allowed more refined studies of
12 terrestrial impact craters, improving the knowledge about their spectral signatures as
13 well as their morphological and structural characteristics. CBERS-2B is the third
14 version of the China-Brazil Earth Resources Satellite, and it carries an innovative
15 panchromatic camera (HRC) with a 2.5 m spatial resolution. We analyzed CBERS-
16 2B/HRC images, in combination with digital elevation data from ASTER/GDEM, for a
17 morphological study of the Serra da Cangalha (~13 km diameter) and Riachão (~4 km
18 diameter) impact craters, both located in northeastern Brazil. These remote sensing data
19 provided key information for analyzing their foremost morphological characteristics, as
20 well as for performing a statistical analysis of the structural elements (lineaments)
21 extracted from the images. These combined information allowed to infer that they were
22 probably not formed by the same impact event as previously suggested, despite the fact
23 that the two craters apparently affect strata of similar age and are located only 40 km
24 apart. Furthermore, our results suggest that, although they probably were both formed
25 by oblique impacts, the impactor that formed Serra da Cangalha hit the Earth coming

26 from a southerly direction, whereas the one that formed Riachão may have come from
27 the northwest.

28 **1. Introduction**

29 There are currently about 180 structures formed by impacts of large
30 extraterrestrial bolides known on Earth
31 (<http://www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/index.html>). Only 8 of them are located in
32 South America, and 6 of these are located in Brazil (Crósta, 2004, Crósta et al., 2010).
33 Most of the larger impact structures were initially identified based on the interpretation
34 of remote sensing images. With recent advances in remote sensing technologies, the
35 capacity to generate information in different regions of the electromagnetic spectrum
36 has improved significantly, coupled with continuously increasing spatial and spectral
37 image resolutions. These advances have brought substantial gains to the geological
38 characterization of impact structures using remote sensing data.

39 Serra da Cangalha (SdC) located in Tocantins State (Fig. 1) is a complex impact
40 structure centered at 8°05'S/46°52'W with a diameter of ~13 km (Kenkmann et al.,
41 2010). Its most prominent characteristics comprise a relatively well-defined crater rim
42 and a well-exposed central uplift with a diameter of ~5.8 km. Early regional geological
43 mapping of the structure was carried out in the 1960s by Petrobras for petroleum
44 exploration purposes (Ojeda and Bembon, 1966). Subsequently, more detailed mapping
45 and the recognition of probable impact features were reported by McHone (1986), who
46 also suggested that these two impact craters might have formed by a single impactor,
47 after being split into two pieces during its passage through the Earth's atmosphere.

48 Some earlier remote sensing studies dealt with the morphologic features of SdC.
49 Almeida-Filho et al. (2005) used data from the Advanced Spaceborne Thermal

50 Emission and Reflection Radiometer (ASTER) sensor, in combination with a digital
51 elevation model (DEM) from the Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM), to
52 produce perspective views of the crater by draping multispectral color compositions of
53 ASTER bands over the DEM, and then characterizing its main morphological features.
54 Reimold et al. (2006) used Landsat Thematic Mapper (TM) image associated with
55 SRTM DEM in order to identify morphological features, such as the elevation of the
56 crater rim, the presence of a central uplift and an inner ring, and to estimate the diameter
57 of the structure. Recently Kenkmann *et al.* (2011) employed CBERS-2B and WorldView
58 images combined with field data to analyze the structural deformation in SdC. The
59 authors showed that this impact structure was formed by an impact from either SW or
60 SE.

61 Riachão crater (Ria) is located in Maranhão State (Fig. 1), centered at
62 $7^{\circ}42'S/46^{\circ}38'W$. It was discovered by astronauts of the Apollo mission (McHone,
63 1979) and analyzed by McHone and Dietz (1978) using early Landsat images, who then
64 catalogued it as another possible impact structure. According to these authors, Riachão
65 has a diameter of ~3 km and a central elevation of ~1.5 km that resembles a central
66 uplift. Based on its relative proximity to SdC (~47 km to the north) (Fig. 1) and similar
67 geology, these authors raised the hypothesis that both these structures could have been
68 formed by the same impactor. In the mid-1970s McHone (1986) carried out
69 reconnaissance mapping of the structure but did not find enough evidence of shock
70 metamorphism in Riachão rocks to support its impact origin.

71 Our recent petrographic studies revealed the presence of diagnostic impact
72 deformation features in the form of planar deformation features (PDF), and also of
73 planar fractures (PF) (Maziviero et al. 2012).

74 In 2007 a remote sensing satellite was jointly built by Brazil and China as part of
75 the China-Brazil Earth Resources Satellite Program (CBERS). This was the third
76 satellite of the CBERS series and it was named CBERS-2B. Among other sensors, it
77 carried an optical instrument, the High Resolution Panchromatic Camera (HRC),
78 capable of acquiring high spatial resolution images.

79 This paper reports on the use of image data from CBERS-2B/HRC to investigate
80 both, SdC and Ria impact craters. The results allowed a detailed characterization of
81 their main morphological and structural features. The CBERS-2B image also allowed a
82 detailed interpretation of the structural elements in the form of lineaments of both
83 structures. In this way, lineaments inside and outside Ria impact structure were
84 extracted and analyzed. Furthermore, we analyzed the lineaments for the entire SdC
85 structure, thus complementing the analysis previously carried out by Kenkmann et al
86 (2011) for the central uplift area. The lineament analysis of the entire area of the two
87 structures allowed a comparison of the structures of both craters. The combination of
88 CBERS-2B/HRC image data with digital elevation data allowed us: (i) to recognize a
89 precise outer limit for the Ria crater, which had not been established before; (ii) to
90 obtain information related to the direction and angle of the trajectories of the impacting
91 bodies; (iii) to compare the morphological signatures of both the craters in order to test
92 the hypothesis that they were formed by the same impactor.

93 **2. Geological setting**

94 The Parnaíba Basin is located in the Parnaíba Tectonic Province, in the
95 north/northeastern regions of Brazil. Parnaíba is an intracratonic basin that covers
96 Maranhão, Piauí, Tocantins, as well as Ceará states, with a total extent of >660.000
97 km². The Basin has an elongated polygonal configuration, extended along the NE-SW

98 direction; its current boundaries are mainly erosional and linked to tectonic reactivation
99 of basement structures (Góes, 1995).

100 SdC, located in Tocantins state (S8°04', W46°51'), is a complex impact structure
101 with a diameter of ~13 km, exhibiting several internal concentric structures. Its central
102 uplift has a slightly quadrangular shape and diameter of approximately 5.8 km with a
103 raised collar showing an opening in its NNW sector (Kenkmann et al., 2010) (Fig. 2a).
104 The geology of SdC comprises, from the lowermost to the uppermost unit, the Paleozoic
105 Longá, Piauí, Poti and Pedra de Fogo formations. Dark shales of the Devonian/Lower
106 Carboniferous Longá Formation constitute the oldest rocks exposed at Serra da
107 Cangalha and they occur in the inner basin within the central uplift. The Poti Formation
108 comprises sandstones and claystones of Lower Carboniferous age that form the raised
109 collar of the central uplift. The Piauí Formation surrounds the Poti Formation and both
110 occur in the central uplift area. The Pedra do Fogo Formation is the youngest of the
111 lithostratigraphic units at SdC and comprises sandstones and chert layers of Permian age
112 that form the annular basin around the central uplift and the outer rim of the structure.

113 The region outside the crater is characterized by table mountains incised by
114 fluvial drainage systems (Reimold et al., 2006). The crater rim is a concentric
115 trending monocline, whose inner limb dips towards the crater center. The moat between
116 the crater rim and the central uplift is a depressed region with a concentric drainage
117 system and subdued ring features, forming an inner annular basin around the central
118 uplift (Figs. 2b and 2c). A detailed description of the structural geology of SdC is given
119 by Kenkmann et al. (2011).

120 The Riachão impact structure, located in Maranhão State (S7°42', W46°38'), has
121 a diameter of 4.2 km (Fig. 2d and 2e), semi-circular complex structure, which was

122 formed in a target consisting of Pennsylvanian (Upper Carboniferous) to Permian
123 sedimentary rocks of the Parnaíba Basin. The current geometry of the rim of Riachão
124 rim is similar to that of a horseshoe, with its northwestern part showing an opening (Fig.
125 2f). The crater rim is formed by sedimentary breccias and lithic sandstones. Both the
126 breccias and the lithic sandstones are tilted with dip angles $>40^\circ$ and dip direction
127 usually towards the opening of the crater rim in the northwest (Mazivieiro et al., 2012).
128 The Riachão impact structure rises to a maximum of 50 m above the surrounding
129 terrain, whereas the central uplift rises about 30 m above the floor of the structure.

130 **3. Data and processing methodology**

131 CBERS-2B images are available at no cost from the Brazilian Space Research
132 Institute web site (INPE; <http://www.cbcrs.com.br/>). The HRC sensor acquires images
133 in the visible to near-infrared range (0.50 to 0.80 μm) as a panchromatic (black-and-
134 white) image with a spatial resolution of 2.7 m. All the image data were projected to the
135 Universal Transverse Mercator (UTM) zone 23 South and Córrego Alegre datum. Due
136 probably to navigational instrument errors the HRC scenes had a displacement of about
137 2.5 km to the northwest, which was corrected by applying a georeferencing procedure
138 using ground control points. Image processing techniques such as contrast enhancement
139 and filtering in the image domain were applied in order to enhance subtle structural
140 lineaments and other geological structures. Digital terrain models were produced by
141 using ASTER/GDEM- Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection
142 Radiometer/ Global Digital Elevation Model- with spatial resolution of 30 meters (Frey
143 and Paul, 2011), downloaded from <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp>. Images and
144 digital elevation data were processed using the Environment for Visualizing Images
145 (ENVI) 4.2 and ArcGIS 9.3 software packages.

146 Lineaments were visually extracted from the CBERS-2B/HRC image and
147 converted into polylines using ArcGIS software. Structural analysis of the lineaments
148 for both the craters was done on separated quadrants (NW, NE, SW and SE), in order to
149 observe whether there was any preferential trends and some relationship among them.
150 Additionally, we analyzed the lineaments inside and outside the Riachão structure and
151 the results were compared with those obtained from a similar analysis done by
152 Kenkmann et al. (2011) for SdC. This was done by using rose diagrams and calculating
153 the distances of the lineaments from the center *versus* their strikes. The coordinates for
154 the “start”, “end” and “mid” points of each polyline were calculated to determine the
155 distance of the lines from the center of the structure, and then used to calculate the strike
156 values for the lineaments. All strike data were translated into angles between 0° and
157 180° to allow a comparison with the results obtained by Kenkmann et al. (2011) for
158 SdC.

159 The density of lineaments for SdC and Ria was calculated by applying the
160 function “Line Density” available in ArcGIS. This function estimates the density of the
161 lines around each cell (pixel) in km/km² units. The calculation is done according to an
162 imaginary circle, which in this case was set at 160 meter radius for Ria and 200 meter
163 radius for SdC, drawn around the cell. The length of each lineament inside the circle is
164 then summed and divided by the circle area. The lineaments were divided and plotted
165 following the directions NW-SE, E-W, N-S and NE-SW, and then compared with the
166 results provided by the rose diagrams.

167 **4. Results**

168 **4.1. The morphology of Serra da Cangalha**

169 The inner collar of the central uplift of SdC rises above 360 meters in relation to
170 the surrounding terrain, and is open in the northwestern part. It also rises above the
171 prominent outer rim consisting of plateaus with flat-laying and undeformed strata
172 (Reimold et al., 2006; Vasconcelos et al., 2011). Within the SdC structure, in the most
173 between the crater rim and the collar of the central uplift, there are two inner ridges,
174 somewhat discontinuous due to erosion. Reimold et al. (2006), based on ASTER image
175 analysis in combination with SRTM DEM data, had already pointed out these two
176 features.

177 The CBERS-2B/HRC image was used in this study in combination with
178 ASTER/GDEM data, to map these annular ridges in detail. The first ridge (at ~2.8 km
179 radial distance from the center) is better preserved than the other and marks the
180 boundary between the central uplift and the annular basin (Fig. 3). In addition, the rocks
181 that occur in the zone within this boundary have revealed essentially all the shock
182 (impact-related) deformation features that have been identified at SdC to date
183 (Vasconcelos et al., 2010a; Kenkmann et al., 2011). The second ridge, at ~5.0 km radial
184 distance from the center, is located near the crater rim (Fig. 3). It is possible to observe
185 on the CBERS-2B/HRC image that this ridge is deformed, exposing folded strata, and
186 that it is not as continuous as the inner ridge, having probably been subject to higher
187 rates of erosion than the latter. Moreover, there are more subtle elevated crests within
188 the annular basin, which may be related to remnants of other heavily eroded ridges, and
189 they can also be clearly seen on the CBERS-2B/HRC image.

190 *4.2. The morphology of Riachão*

191 The CBERS-2B/HRC image allowed to obtain a detailed view of the
192 morphology of the Riachão impact structure. The image revealed well defined

193 topographic slopes that were used to determine the boundaries between the rim and the
194 the annular basin, and between the latter and the central uplift. As a result, it is possible
195 to observe that Riachão is a complex crater with a slightly elliptical shape with its
196 elongation trending NW-SE, with major and minor axes 4.2 km and 3.8 km in length,
197 respectively. Its outermost boundary was delimited based on the highest topographic
198 elevations before the external slope of the rim (Fig. 4). Its central uplift also shows an
199 elliptical shape trending along the same NW-SE direction, with major axis of 1.4 km.
200 Another outstanding feature is that Ria has a depressed northeastern rim, which is
201 crossed by a drainage along NE-SW (Fig. 4). The same appearance of depression is also
202 observed in the northeastern part of the central uplift.

203 *4.3. Analysis of lineament trends*

204 In the context of the structural deformation associated with impact craters,
205 lineaments usually represent the intersection of joint and fault planes with the ground
206 surface. For impact craters formed on previously undeformed sedimentary strata (Bizzi
207 et al., 2003; Góes, 1995), such as in the cases of SdC and Ria, lineaments may also
208 indicate bedding and folded strata. Lineaments associated with crater structures are
209 expressed as textural elements of linear nature, organized as sets of lines or as single
210 lines, frequently exhibiting two types of spatial patterns: radial and concentric. These
211 patterns are the final product of the combination of the deformation processes typical of
212 crater formation, characterized by the following stages (French, 1998):
213 contact/compression, excavation, and modification/collapse. During these stages of
214 cratering, the stress field changes from a compressional to an extensional regime, thus
215 producing these lineaments patterns.

216 For the characterization of the different patterns of lineaments within SdC and
217 Ria we have separated these impact structures into four different sectors: NW, NE, SE
218 and SW. The lineament analysis was then carried out separately in these sectors, in
219 order to verify whether or not there was a directional component in the spatial
220 distribution of the lineaments in each sector.

221 A total of 9,027 lineaments were extracted over the area of SdC. The NW, NE,
222 SW and SE sectors of the interior of SdC produced an average of 1,700 lineaments per
223 sector. In addition, all the lineaments inside and outside the crater, as well as inside the
224 central uplift area, were analyzed together in order to compare them.

225 The first observation regards the spacing of the lineaments outside and inside the
226 crater. Lineaments outside SdC are usually more spaced and associated with drainages
227 and regional tectonics, whereas lineaments inside SdC are less spaced and associated
228 with local deformational processes produced by the impact. The northwestern sector
229 showed most variation of the strike values, concentrated around 290° and 10° , with a
230 less important E-W trend (Fig. 5a). The northeastern sector (Fig. 5b) and the
231 southeastern sector (Fig. 5c) are very similar, showing most lineaments along the 280° -
232 290° direction. The southwestern sector (Fig. 5d) also shows a prominent trend along
233 290° , together with another conspicuous trend along N-S. When all lineaments inside
234 SdC are analyzed altogether it is possible to see that both trends (NW-SE and N-S) are
235 also expressive (Fig. 5e). Observing the rose diagram of the lineaments outside SdC, the
236 trend NW-SE is again present and, in addition, the N-S and NE-SW trends show up
237 more prominently than in the interior of SdC (Fig. 5f). Finally, the rose diagram with
238 the lineaments inside the central uplift has practically one single trend along the NW-SE
239 direction (5g).

240 A map exhibiting the density of lineaments for SdC was produced and then
241 compared with the respective rose diagrams (Fig. 6). It shows that most lineaments are
242 concentrated in the northern rim and in the collar of SdC (Fig. 6a). The other density
243 maps confirm that the N-S (Fig. 6b) and E-W (Fig. 6c) trends are less significant, with 6
244 and 5 lineaments per km², respectively. Most of the N-S lineaments are concentrated in
245 the western part of SdC, whereas the E-W lineaments are spatially located at the central
246 regions of SdC. The NE-SW trend is the second most frequent, with approximately 11
247 lineaments per km² (Fig. 6d). The lineament density map for the NW-SE trend (Fig. 6e)
248 confirms the result provided by the rose diagrams, which shows around 17 lineaments
249 per km² along this trend. It is clearly shown that most NW-SE lineaments are located in
250 the central uplift.

251 A similar analysis was done for the entire Ria crater, also divided into the same
252 sectors (NW, NE, SE and SW). A total of 3,822 lineaments were extracted from the
253 HRC image of Ria crater, and the main strike directions (290° and 310°) occur in
254 practically all four sectors (Figs. 7a, 7b, 7c and 7d, respectively). A secondary trend of
255 lineaments occurs along the interval 70°-90°. The diagram depicting all the lineaments
256 associated with the Ria crater shows a summary of the previous observations: a
257 conspicuous NW-SE trend, followed by a secondary ENE-WSW trend (Fig. 7e). The
258 analysis of the lineaments outside Ria crater shows only NW-SE structures (Fig. 7f).
259 The diagram comprising all the lineaments inside the central uplift (Fig. 7g) exhibits the
260 most dispersive pattern, with diagram showing a NW-SE trend, followed by NNE-SSE
261 and ENE-WSW trends, as shown in the diagram of Fig. 7e.

262 The lineament density map for Ria shows that most structures are concentrated
263 in the eastern part of the crater (Fig 8a). Looking at each sector separately, it can be

264 seen that the main trend is along NW-SE (27 lineaments per km² - Fig.8e), whereas the
265 others trends (Fig. 8c, 8d, 8e) are not well expressed, having less than 12 lineaments per
266 km². The analysis of the density of lineaments corroborates the previous analysis
267 provided by the rose diagrams, which points out NW-SE as the foremost lineament
268 trend of the Ria crater. The E-W and NE-SW trends comprise the secondary main trends
269 of Ria.

270 *4.4. Statistical analysis of lineaments*

271 Lineament analysis carried out by Kenkmann et al. (2011) for the SdC crater and
272 its surroundings showed that the most prominent strike trends occur in the 100° and 20°
273 directions (Fig. 9a). They appear to be unaffected by the presence of the crater,
274 suggesting that they were formed after the crater. Alternatively, if they were in
275 existence prior to the impact event, they could have been reactivated since the impact.
276 Also, lineaments along 100° are statistically the longest, exhibiting lengths of up to
277 1,000 meters. For the Ria crater the plot showing the strike orientation of lineaments as
278 a function of their distance from the center does not show as clear a pattern as the one
279 for SdC and most lineaments have directions above 100° (Fig. 9b).

280 **5. Discussion**

281 SdC crater exhibits a higher collar in comparison with its rim. At the center of
282 the crater there is a depressed region that corresponds to the area of occurrence of the
283 Longá Fm., comprising shales and thin-grained sandstones. The presence of these rocks
284 at the center suggests that this difference in elevation of almost 250 meters (eg. Fig. 2b)
285 may be due to differential erosion processes. Vasconcelos et al. (2010c) estimated the
286 amount of erosion at the central part of SdC to be around 400 meters. The higher
287 concentration of lineaments in the collar of SdC may be the result of a higher degree of

288 structural deformation in that area, or, most likely, it may be related to the variable
289 degrees of erosion.

290 Figure 9a shows two preferential trends of lineaments observed in the SdC
291 crater: 110° and 20° . This direction appears to be related to regional tectonic systems, as
292 they extend beyond 10 km from the center of the crater, practically out of the influence
293 of the impact. Hence, if the NE-SW direction had existed prior to the formation of the
294 SdC crater (a likely hypothesis in this tectonically stable intracratonic basin), it might
295 have been locally reactivated by the impact event in the perimeter of the crater. Figure 5
296 shows a very prominent NW-SE trend present in all rose diagrams inside and outside
297 SdC, what suggests that they are results of the deformation of the target rocks caused by
298 the impact. Even if the structures along this trend were formed previously to the impact,
299 they were probably reactivated by the impact.

300 Hence, lineament patterns of SdC, combined with the NW opening of the collar
301 and its asymmetry (Fig. 2), point towards a possible oblique impact with the impactor
302 striking from the south. Our analysis of lineaments did not provide enough information
303 about the impact angle. This is in partial agreement with the results presented by
304 Kenkmann et al. (2011), which suggested an impact striking from a southerly direction
305 that produced asymmetric deformation along SSW/NNW. 3D numerical simulations of
306 oblique- impact events (Shuvalov and Dypvik, 2004; Elbeshausen et al., 2007) also
307 suggest that, while the asymmetry of the crater flow field decreases with time after the
308 impact, it persists during the crater modification stage, and it is particularly visible in
309 the center of the crater during formation of the central uplift. Thus, the impact direction
310 may influence the deep central structure of a crater without leading to measurable
311 deviations from a circular crater shape, as we observe at SdC.

312 Regarding the Ria crater, the combined analysis of CBERS-2B/HRC and
313 ASTER/GDEM data provided the information for establishing its elliptical morphology.
314 Craters exhibiting elongated shapes may be related to oblique impacts. Although the
315 effects of oblique impacts are not yet fully understood, many laboratory experiments, as
316 well as observations on Earth and in other planets, have been carried out in order to
317 understand the formation of elliptical craters (Schultz, 1992, Scherler et al. 2006,
318 Kenkmann and Poelchau, 2009,). Numerical studies have shown that shock waves
319 produced by oblique impacts are roughly hemispherical in spite of the obliquity of the
320 impact angle. Schultz (1992) and Pierazzo and Melosh (2000), based on observations of
321 craters on the Moon, Mars and Venus, related the effect of impact angles and directions
322 to the final shapes of craters and respective central peaks. According to their
323 conclusions, craters resulting from oblique high-velocity impacts at angles higher than
324 10° to 15° tend to show a circular final shape. At angles smaller than these the final
325 craters tend to become elongated along the projectile's flight direction (Melosh, 1989).
326 Also Bottke et al. (2000), through laboratory-scale experiments, observed that elliptical
327 craters require impact angles as low as $\sim 5\text{--}12^{\circ}$. Forsberg et al. (1998) studied 16 lunar
328 craters of various sizes and concluded that those formed by oblique impacts with impact
329 angles between 15° and 45° exhibited a depressed rim in the uprange direction and an
330 asymmetric ejecta pattern concentrated in the downrange direction. This scenario is
331 similar to what we have observed in the Ria crater. Ria also presents similarities with
332 Greaves crater, a lunar crater with ~ 15 km in diameter. It is also elongated in the NW-
333 SE direction and with a lower rim in the NW part; Herrick and Forsberg-Taylor (2003)
334 interpreted this NW lower rim as an indicator of the uprange direction, with the
335 projectile direction coinciding with the major axis.

336 Figures 7 and 8 show a prominent NW-SE trend in all the sectors of Ria. This
337 coincides with the direction of the axis of maximum elongation of Ria. The analysis of
338 each sector results in similar directions, meaning that Ria did not develop any radial
339 deformation of the strata with the impact. The same NW-SE trend is observed for the
340 lineaments outside the crater. These observations suggest that the NW-SE trend is a
341 regional trend, established before the impact. It is noteworthy to mention the secondary
342 ENE-WSW lineament trend within Ria, which is perpendicular to the major elongation
343 axis of the crater and does not occur outside its boundary. The absence of this structural
344 trend outside the crater suggests that they are strictly related to the impact.

345 The information provided by the lineaments reflects the deformation that the
346 strata were submitted according to the direction and angle of the impact. Other impact
347 craters on Earth recorded similar deformation of the strata. Such is the case of the Matt
348 Wilson crater in Australia, which has been used as a model for the study of oblique
349 impact craters on Earth (Kenkmann and Poelchau, 2009). The structural analysis of the
350 central uplift of Matt Wilson provides insights into the crater formation process for
351 impact angles in the range between 10° and 15° . These authors also observed that
352 bedding planes strike mainly perpendicular to the long axis of the ellipse, similarly to
353 what we have observed in part of the lineaments of Ria, as shown in rose diagram of the
354 central uplift (Fig. 7g- lineaments along 80°).

355 Therefore, the analysis of the morphology of the Ria crater, combined with the
356 study of lineaments, suggests the following scenarios:

357 (1) The elliptical shape of the crater and also of its central uplift suggests a NW-
358 SE direction and an impact angle probably $<15^{\circ}$. It should be noticed, however, that our

359 comparison has been done with craters from Moon and from planets, which have
360 different gravity regimes from the Earth.

361 (2) The NW-SE impact direction is supported by the direction of the main
362 lineament trends of Ria, similarly to what has been observed in the Matt Wilson crater.
363 The most prominent NW-SE trend coincides with the major elongation axis of the crater
364 and is assumed to be also coincident with the strike direction of the impactor; the
365 secondary ENE-WSW trend is assumed to be perpendicular to the strike direction of the
366 impactor. This latter trend is particularly observed inside Ria within its central uplift. (3)
367 The depressed rim located at the NW part of Ria may be an indication of an impactor
368 striking from NW (uprange direction) and impact angle between 15° and 45° , which also
369 reinforces the previous scenario. Furthermore, the fact that the same lineament trend
370 occurs inside and outside of the crater probably means that structures from a pre-
371 existing NW-SE direction, related to regional tectonics, may have been reactivated by
372 the impact.

373 Concerning the hypothesis previously put forward by McHone (1986), that both
374 craters might have being formed by the same impact event, it would be expected in that
375 case that both craters would exhibit similar deformational signatures. However, a
376 detailed analysis of their morphological and structural features reveals that they are
377 actually different. SdC is roughly circular with a quadrangular-shaped central uplift,
378 whereas Ria is slightly elliptical with an elliptical central uplift. Whilst SdC exhibits
379 some asymmetries in the shape of its central uplift which, when associated with the
380 results of the lineament analysis of lineaments, lead to an impact direction from the
381 south, the depressed rim of Ria points out to an impact from NW. Therefore, although

382 both craters exhibit structural characteristics possibly related to oblique impact events,
383 our results suggest that they were probably not formed by the same impact event.

384 **6. Conclusions**

385 We have investigated the capability of high spatial resolution remote sensing
386 data provided by the HRC sensor operating onboard the CBERS-2B satellite combined
387 with ASTER/GDEM to perform a detailed structural analysis of the SdC and Ria impact
388 craters. From the results we can conclude that the slightly asymmetric shapes of SdC, as
389 well as the opening in the northwestern part of its collar, suggest an oblique impact from
390 the south, most probably from SSE to NNW. The lineaments at SdC are arranged
391 radially and it is possible to differentiate structures related to a major regional tectonic
392 deformation event (NNE-SSW) from those resulting from the crater formation process
393 (ESE-WNW), which are more conspicuous.

394 On the other hand, the slightly elongated shape of Ria crater along NW-SE,
395 associated with the dominant NW-SE lineament trend and the depressed rim on the NW
396 side, are in agreement with an impact angle $<15^\circ$ from NW to SE. Ria shows a
397 preferential direction along NW-SE related to the impact, as well as a secondary trend
398 ENE-WSW, which is probably related to the deformation of strata perpendicular to the
399 direction of the impact. The high number of NE-SW lineaments within Ria is possibly
400 related to the reactivation of pre-existing structures by the impact. The extracted
401 lineaments for both craters point out the NW-SE trend as the main trend within the
402 crater and in part of the region around them. Hence, the different morphological and
403 structural features of Serra da Cangalha and Riachão craters suggest that the two
404 structures were not formed by the same impact event, as previously suggested.

405 **Acknowledgments**

406 The authors are grateful to the São Paulo Research Foundation (FAPESP) for
407 providing financial support through research grant #2008/53588-7. M.A.R. Vasconcelos
408 and M. V. Maziviero thank the Brazilian National Council for Scientific and
409 Technological Development (CNPq) and FAPESP for their PhD and MSc grants,
410 respectively. A.P. Crósta was supported by the Brazilian National Council for Scientific
411 and Technological Development (CNPq) through research grant #30334/2009-0. The
412 authors also thank the comments and suggestions by W.U. Reimold.

413 **References**

414 Almeida-Filho, R., Moreira, F. R. S., Beisl, C. H., 2005. The Serra da Cangalha
415 astrobleme as revealed by ASTER and SRTM orbital data. *Internat. J. of Rem. Sens.*
416 (26), 833-838.

417 Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H., 2003. *Geologia,
418 Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, CPRM, 692 p.

419 Bottke W. F., Love S. G., Tytell D., and Glotch T., 2000. Interpreting the elliptical
420 crater populations on Mars, Venus, and the Moon. *Icarus* 145,108-121.

421 Crósta, A. P., 2004. Impact craters in Brazil: How far we've gotten. *Meteorit. & Planet.
422 Sci.* 39 (supplement), A-27.

423 Crósta, A. P., Koeberl, C., Furuic, R.A., Kazzuo-Vieira, C., 2010. The first description
424 and confirmation of the Vista Alegre impact structure in the Paraná flood basalts of
425 southern Brazil. *Meteorit. & Planet. Sci.* 45, 181-194.

426 Elbeshausen, D., Wünnemann, K., Collins, G.S., 2007. Three-dimensional numerical
427 modeling of oblique impact processes: Scaling of cratering efficiency: XXXVIII Lunar
428 and Planetary Science Conference, League City, USA, abstract 1952.

429 Forsberg, N.K., Herrick, R.R., Bussey, B., 1998. The effects of impact angle on the
430 shape of lunar craters: XXIX Lunar and Planetary Science Conference, Houston, USA,
431 abstract 1691.

432 French, B.M., 1998, *Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock-Metamorphic Effects*
433 *in Terrestrial Meteorite Impact Structures*: Houston, USA, Lunar and Planetary Institute
434 Contribution 954, 120 p.

435 Frey, H. and Paul, F., 2011. On the suitability of the SRTM DEM and ASTER GDEM
436 for the compilation of topographic parameters in glacier inventories. *Internat. J. of Appl.*
437 *Earth Observat. and Geoinform.*, doi:10.1016/j.jag.2011.09.020.

438 Góes, A.M., 1995. *A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba*. Ph.D.
439 thesis, Universidade de São Paulo, 181p.

440 Herrick, R.R., Forsberg-Taylor, N.K., 2003. The shape and appearance of craters
441 formed by oblique impact on the Moon and Venus. *Meteorit. & Planet. Sci.* 38 (11),
442 1551–1578.

443 Kenkmann, T. and Poelchau, M. H., 2009. Low-angle collision with Earth: the elliptical
444 impact crater Matt Wilson, NT, Australia. *Geology* 37 (5), 459–462.

445 Kenkmann, T., Vasconcelos, M. A. R., Crósta A. P., Reimold W. U., 2010. Serra da
446 Cangalha, Tocantins, Brazil: insights into the structure of a complex impact crater with
447 an overturned central uplift: XLI Lunar and Planetary Science Conference, Houston,
448 Texas, abstract 1237.

449 Kenkmann, T., Vasconcelos, M.A.R., Crósta, A.P., Reimold, W.U., 2011. The complex
450 impact structure Serra da Cangalha, Tocantins State, Brazil. *Meteorit. & Planet. Sci.* 46
451 (6), 875-889.

452 Maziviero, M. V., Vasconcelos, M. A. R., Góes, A. M., Crósta, A. P., Reimold, W.
453 U., 2012. Riachão ring impact structure, northeastern Brazil: re-evaluation of its
454 stratigraphy and evidence for impact. XLIII Lunar and Planetary Science Conference,
455 Houston, USA, abstract XXX.

456 Melosh, H. J., 1989. *Impact Cratering: A Geologic Process*. New York: Oxford
457 University Press, 245 p.

458 McHone Jr., J.F., 1979. Riachão Ring, Brazil: A possible meteorite crater discovered by
459 the Apollo astronauts. In: F. El-Baz, D.M. Wamer (Eds.) *Apollo-Soyuz Test Project*
460 *Summary Science Report*, NASA SP 412, vol. II, 193-202.

461 McHone Jr., J.F. 1986. *Terrestrial impact structures: their detection and verification*
462 *with two new examples from Brasil*. Ph.D. Thesis, University of Illinois at Urbana-
463 Champaign, 210 p.

464 McHone Jr., J.F., Dietz, R.S., 1978. *Astroblemes in Brazil*, *Geol. Soc. of America*,
465 *Cordilleran Meeting, Programs with Abstracts*, 116.

466 Ojeda, H., Bembon, F.C., 1966. *Mapeamento geológico em semidetalle do sudoeste de*
467 *Riachão: Relatório interno da Petrobrás*, no. 260, 73 p.

468 Pierazzo, E., Melosh, H.J., 2000. Understanding oblique impacts from experiments,
469 observations, and modeling. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 28, 141-167.

470 Reimold, W.U., Cooper, G.R.J., Romano, R., Cowan, D.R., Koeberl, C., 2006.
471 Investigation of shuttle radar topography mission data of the possible impact structure at
472 Serra da Cangalha, Brazil. *Meteorit. & Planet. Sci.* 41 (2), 237-243.

473 Scherler, D., Kenkmann, T., Jahn, A. 2006. Structural record of an oblique impact.
474 *Earth and Planet. Sci. Lett.* 248, 43-53.

475 Schultz, P.H., 1992. Atmospheric effects on ejecta emplacement and crater formation on
476 Venus from Magellan. *J. of Geophys. Res.* 97, 16183-16248.

477 Shuvalov, V.V. and Dypvik, H., 2004. Ejecta formation and crater development of the
478 Mjölñir impact. *Meteorit. & Planet. Sci.* 39 (3), 467-479.

479 Vasconcelos, M.A.R., Crósta, A.P., Reimold, W.U., Kenkmann, T., 2010a. Diagnostic
480 shock features of the Serra da Cangalha impact structure, northeastern Brazil:
481 preliminary analysis: The 10th General Meeting of the International Mineralogical
482 Association- IMA, 21-27 August 2010, Budapest, Hungary.

483 Vasconcelos, M.A.R., Crósta, A.P., Molina, E.C., 2010b. Geophysical characteristics of
484 four possible impact structures in the Parnaíba basin, Brazil: comparison and
485 implications. In: Gibson, R. L. and Reimold, W.U. (Eds), *Large Meteorite Impacts and*
486 *Planetary Evolution IV*, Geological Society of America Special Paper 465, 201-217.

487 Vasconcelos, M.A.R., Góes, A.M., Crósta, A.P., Kenkmann, T. and Reimold, W.U.,
488 2010c. Serra da Cangalha impact structure, Parnaíba basin, northeastern Brazil: target
489 characterization and stratigraphic estimates of the uplift. XLI Lunar and Planetary
490 Science Conference. Houston, USA, abstract 1868.

491 Vasconcelos, M.A.R., Wünnemann, K., Crósta, A.P., Reimold, W.U., 2011. Numerical
492 modelling of Serra da Cangalha impact structure: preliminar analysis. XLII Lunar and
493 Planetary Science Conference, 7-11 March 2011, The Woodlands, USA, abstract 1046.

494

495

Figure Caption

496

497 Figure 1- Location map for the Serra da Cangalha and Riachão impact structures within
498 the domain of the Parnaíba Basin, northern Brazil.

499

500 Figure 2- Topography derived from ASTER GDEM- Global Digital Elevation Model-
501 showing the SdC impact structure with its prominent morphological features including
502 the crater rim, central uplift (CU) and collar with their respective dimensions. (b)
503 Topographic profile of SdC along the direction G-H. (c) Topographic profile of SdC
504 along the direction I-J. (d) Topography derived from ASTER GDEM- Global Digital
505 Elevation Model- showing the Ria impact structure with its morphological features
506 including the crater rim and central uplift (CU) with their respective dimensions. Note
507 the open rim in the northeastern part of the crater. (e) Topographic profile of Ria along
508 the direction K-L. (f) Topographic profile of Ria along the direction M-N.

509

510 Figure 3- 3D view (towards West) of the Serra Cangalha impact structure based on the
511 CBERS-2B/HRC image combined with ASTER GDEM elevation data. It illustrates the
512 main morphological and structural elements of the crater: the outer rim, annular basin,
513 the inner collar, the most pronounced topographic elevation inside the crater, and the
514 two prominent ridges of the interior.

515

516 Figure 4- 3D view (towards southeastern) of the Ria impact structure based on the
517 CBERS-2B/HRC image combined with ASTER GDEM elevation data. It illustrates the
518 main morphological and structural elements of the crater: the outer rim, depressed rim
519 in the northeastern part of the rim and annular basin.

520 Figure 5- Lineaments extracted from the CBERS-2B/HRC image for the central uplift
521 region of Serra da Cangalha. Lineaments inside SdC were extracted in four different
522 sectors that were divided by the red line: (a) northeastern sector; (b) northwestern
523 sector; (c) southeastern sector and (d) southwestern sector. Furthermore, we analyzed:
524 (e) all the lineaments inside the crater; (f) all the lineaments outside the crater; and (g)
525 all the lineaments inside the central uplift.

526

527 Figure 6- (a) Lineaments shown on the ASTER GDEM of Serra da Cangalha crater.
528 Colors indicate lineament density per km^2 ; (b) lineaments along N-S; (c) lineaments
529 along E-W; (d) lineaments along NE-SW; (e) lineaments along NW-SE. The
530 measurement unit is km/km^2 . White lines correspond to the outermost limit and central
531 uplift of SdC.

532

533 Figure 7- Lineaments extracted from the CBERS-2B/HRC image for Riachão crater.
534 The figures show lineaments mapped in six different areas. The area inside the crater
535 was divided and analyzed separately in four sectors divided by the red line in figure: (a)
536 northwestern sector; (b) northeastern sector; (c) southeastern sector and (d)
537 southwestern sector. Furthermore, we analyzed: (e) all the lineaments inside the crater;
538 (f) all the lineaments outside the crater; and (g) all the lineaments inside the central
539 uplift.

540

541 Figure 8-(a) Extracted lineaments mapped on the ASTER DEM of Riachão crater.
542 Colors indicate the density of lineaments per km^2 (b) lineaments along NW-SE; (c)

543 lineaments along E-W; (d) lineaments along N-S; (e) lineaments along NE-SW. The
544 measurement unit is km/km².

545

546 Figure 9- Statistical plots of mapped lineaments for the Serra da Cangalha crater
547 structure (left) and the Riachão crater structure (right). (a) Strike orientations of
548 lineaments as a function of their distance from the crater center (after Kenkmann *et al.*,
549 2011). (b) Strike orientation of lineaments as a function of their distance from the crater
550 center. A comparison of these two plots shows that the patterns of SdC and Ria are not
551 the same.

552

Figure
[Click here to download high resolution image](#)

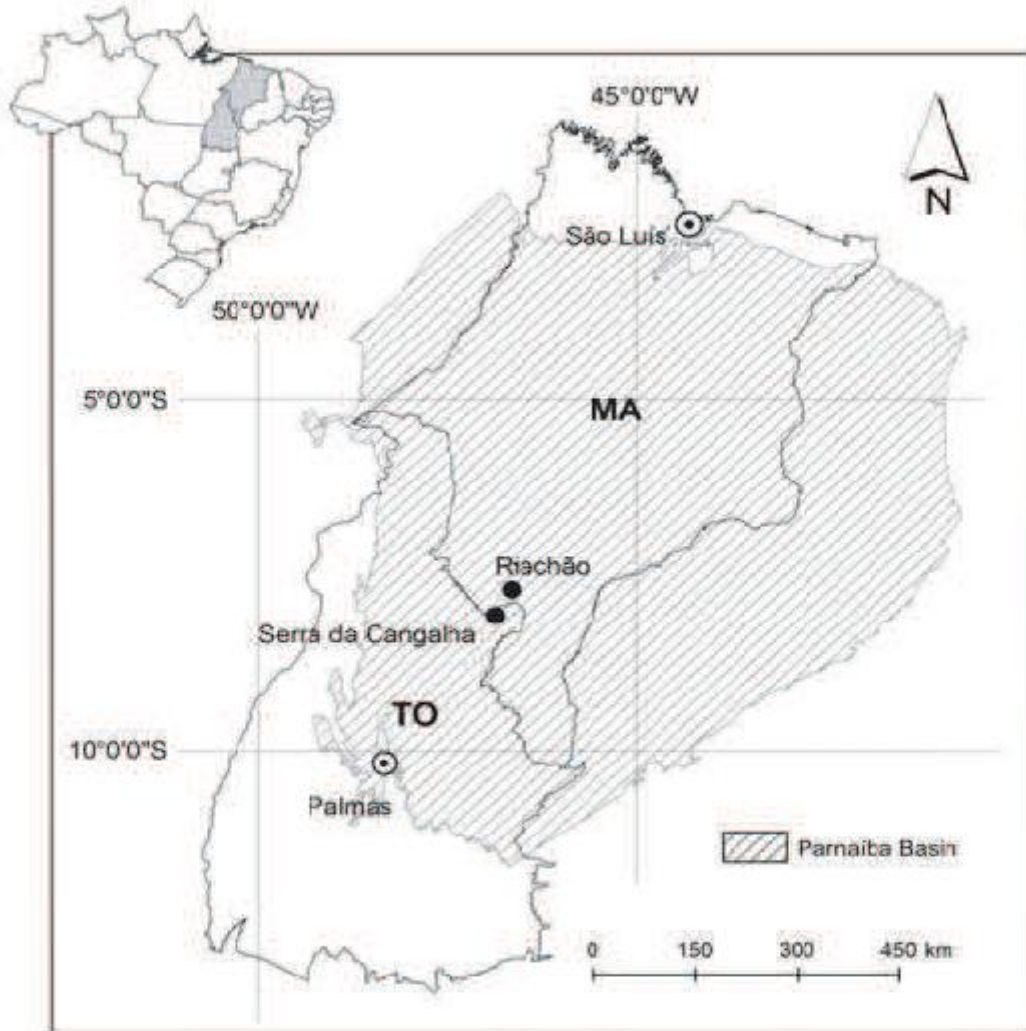


Figure
[Click here to download high resolution image](#)

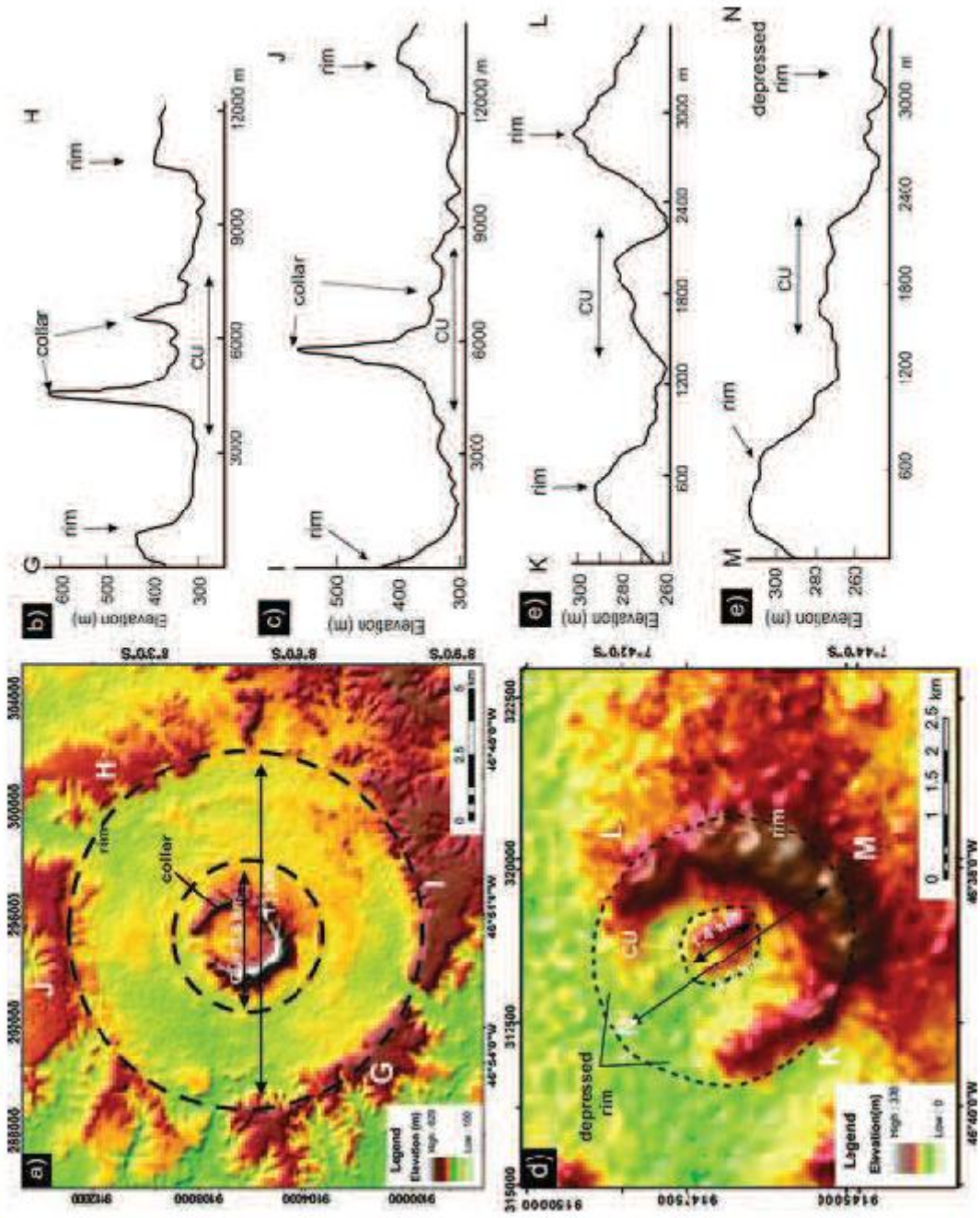


Figure
[Click here to download high resolution image](#)

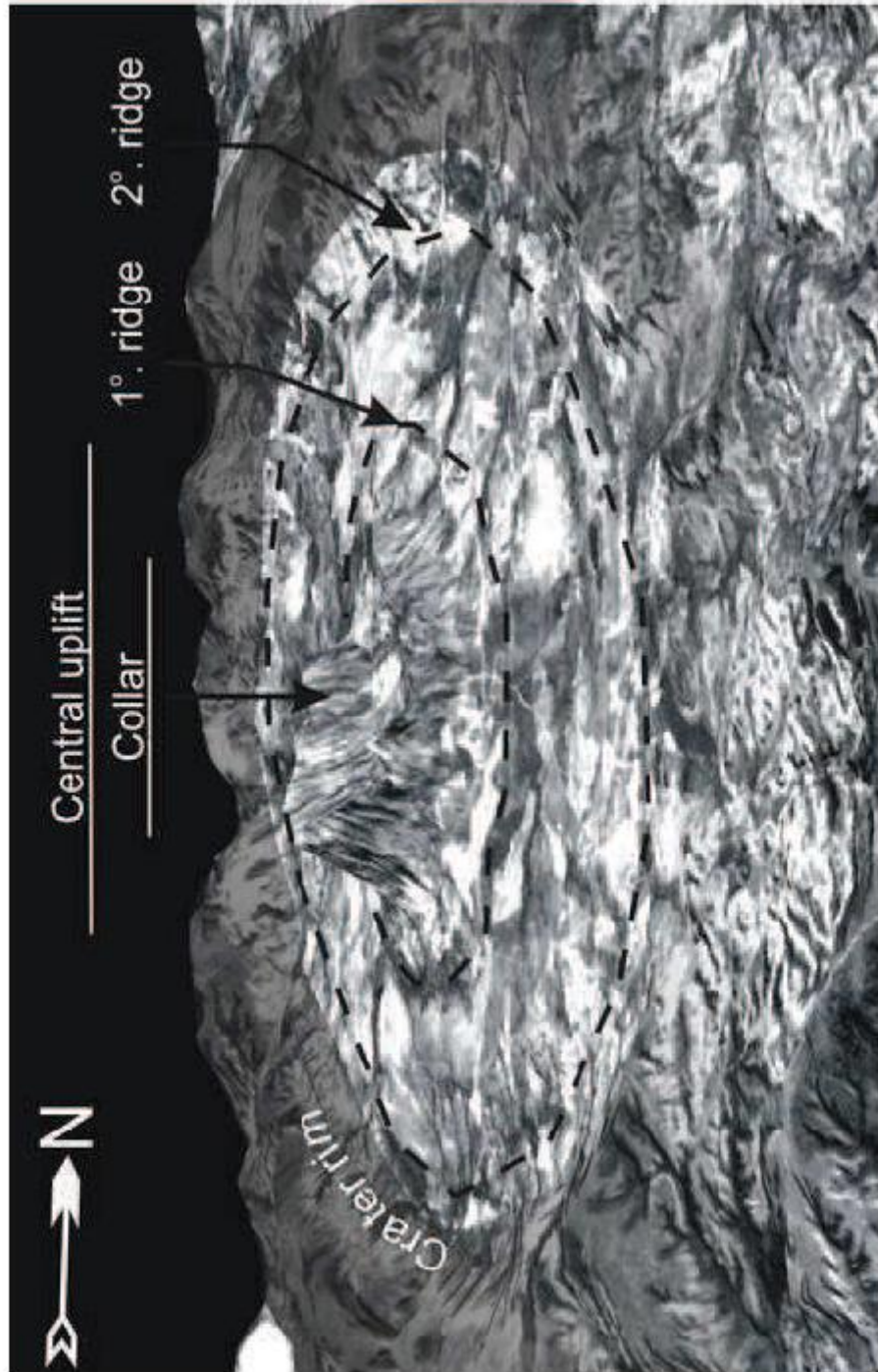


Figure
[Click here to download high resolution image](#)



Figure
Click here to download high resolution image

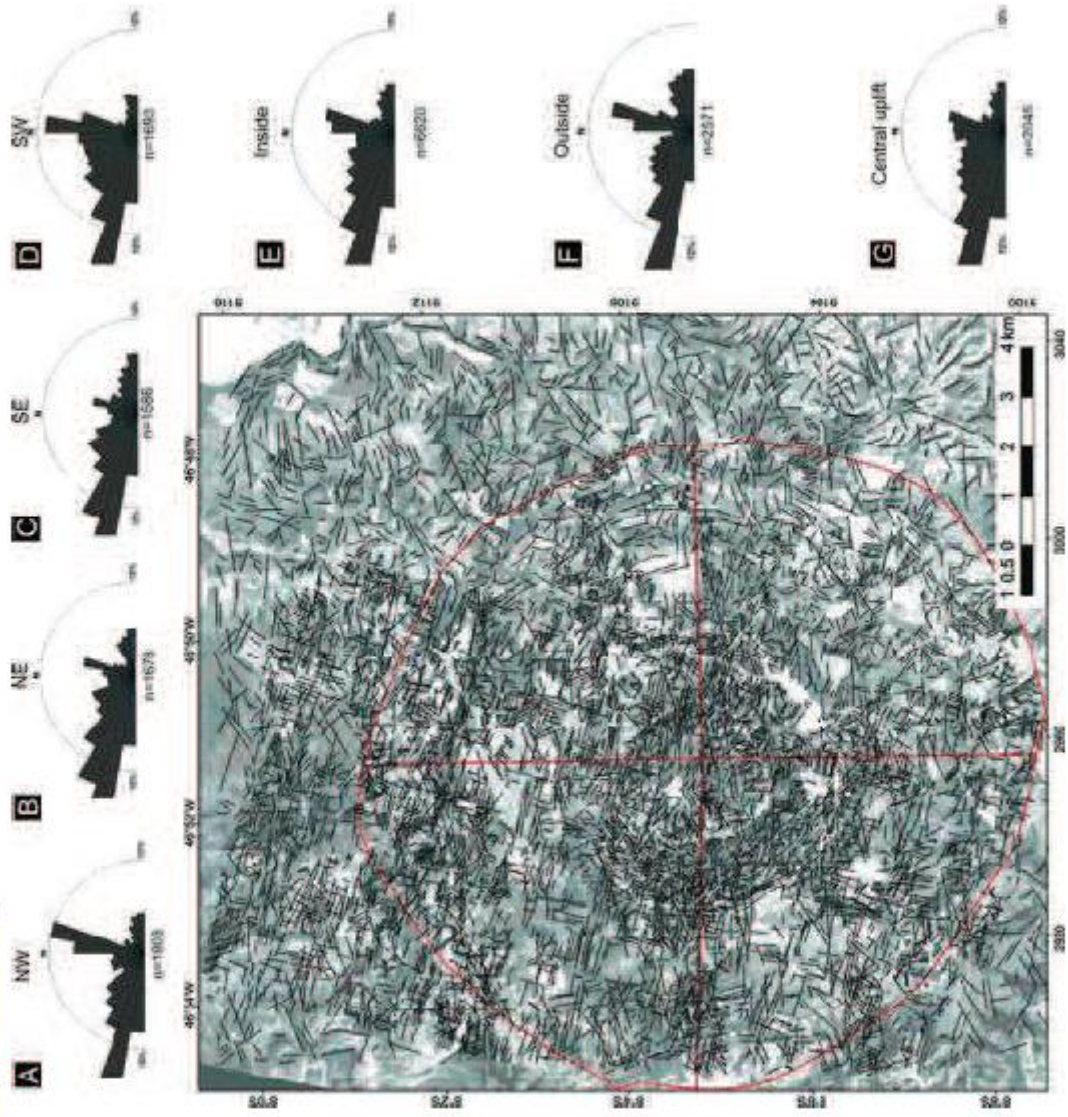


Figure
[Click here to download high resolution image](#)

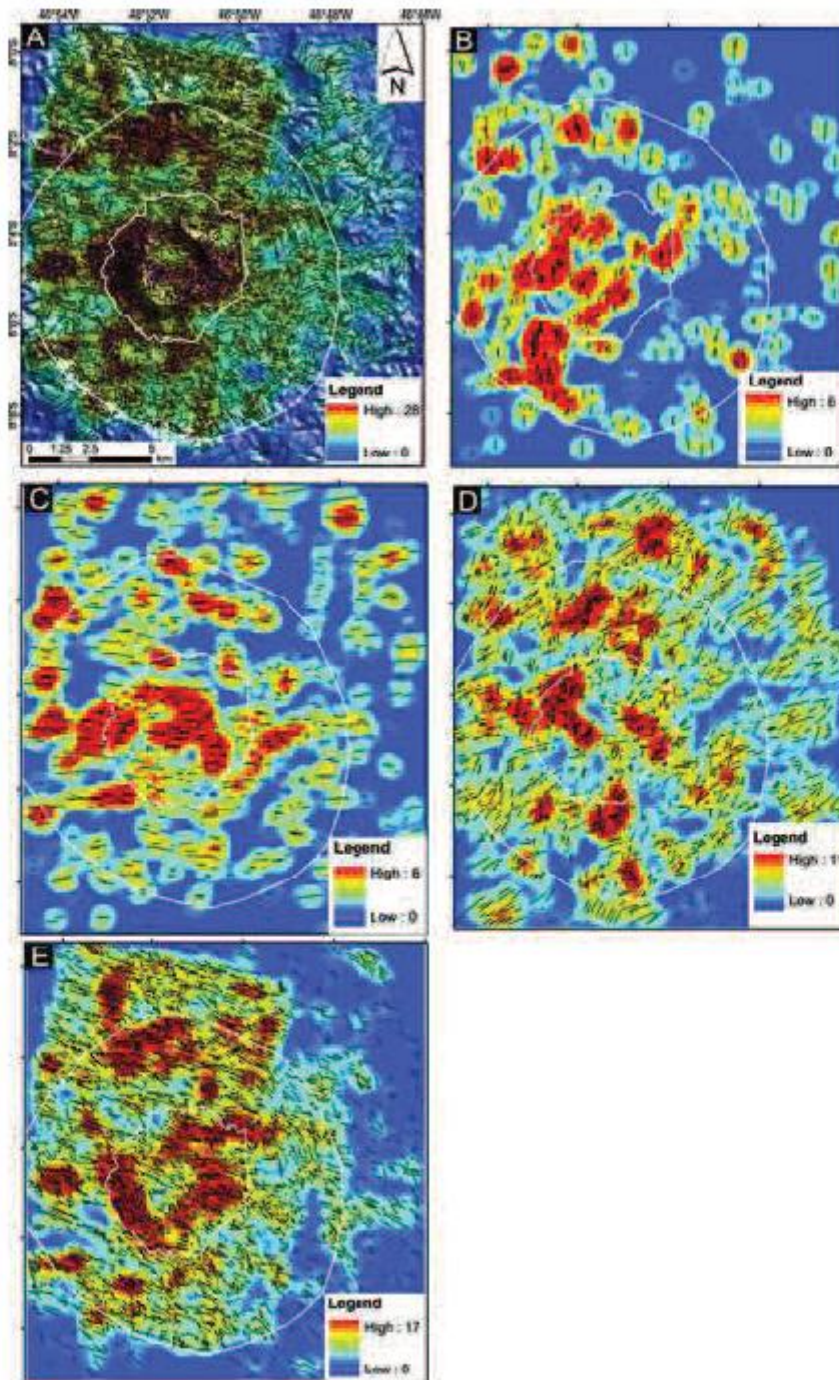


Figure
Click here to download high resolution image

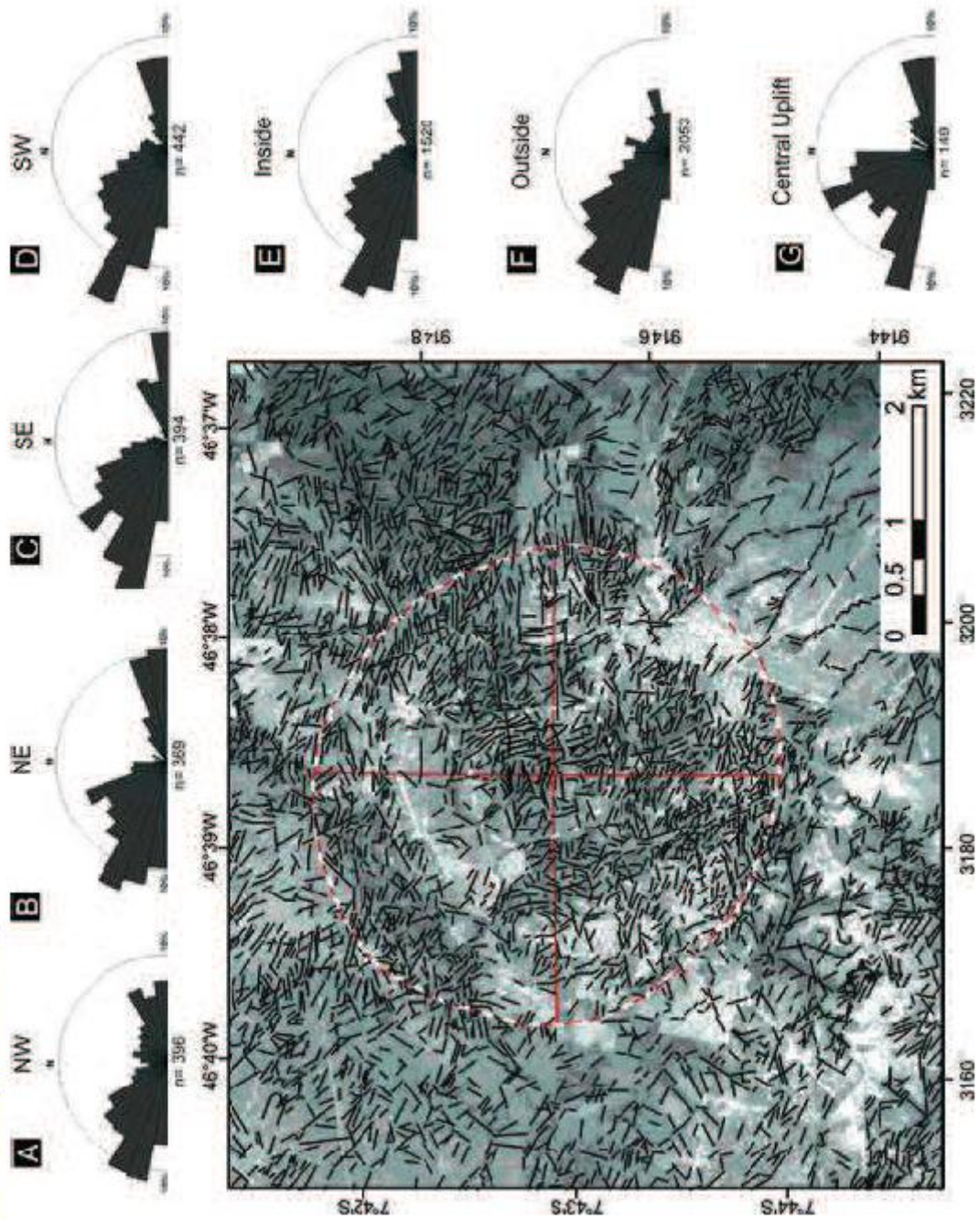


Figure
[Click here to download high resolution image](#)

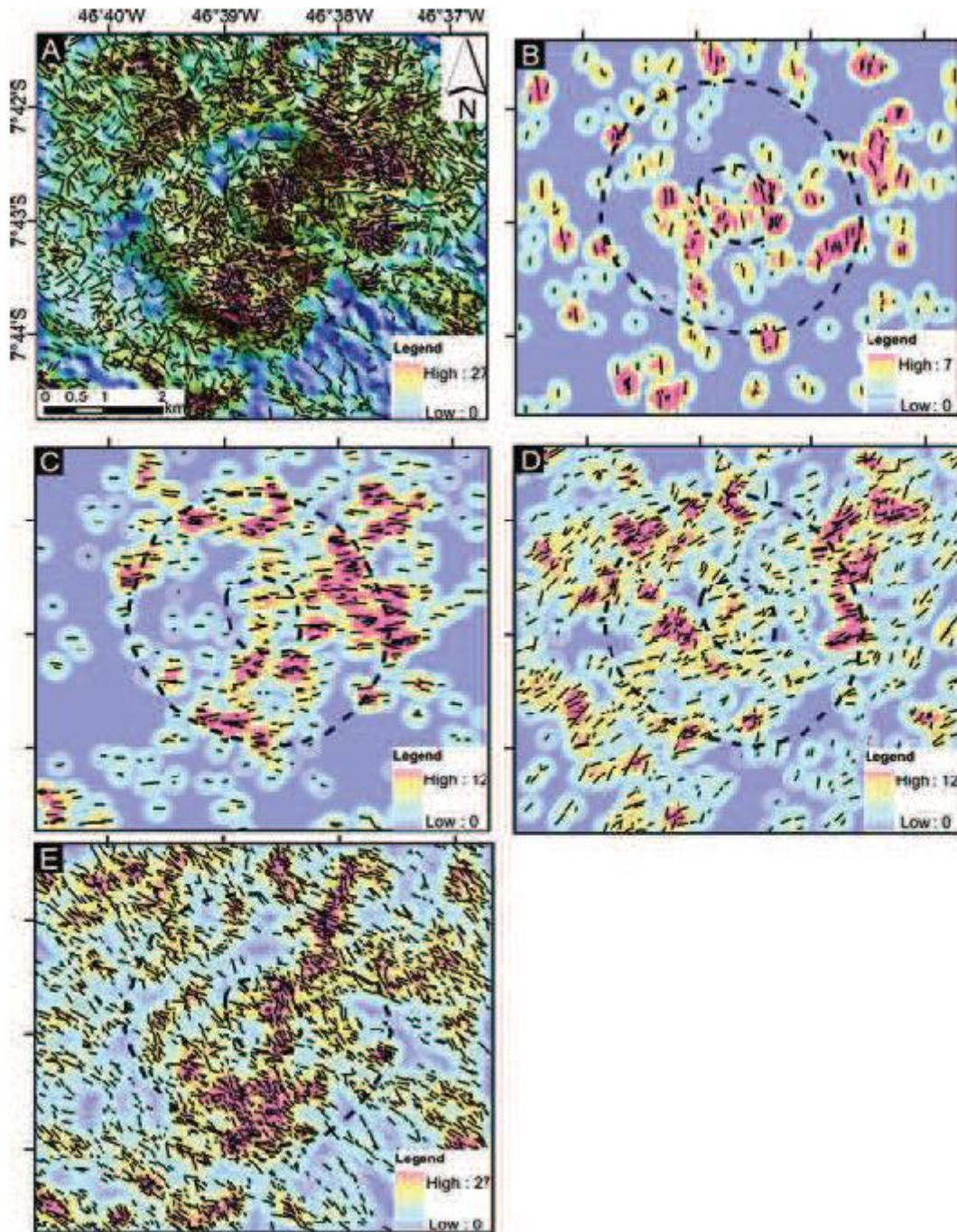
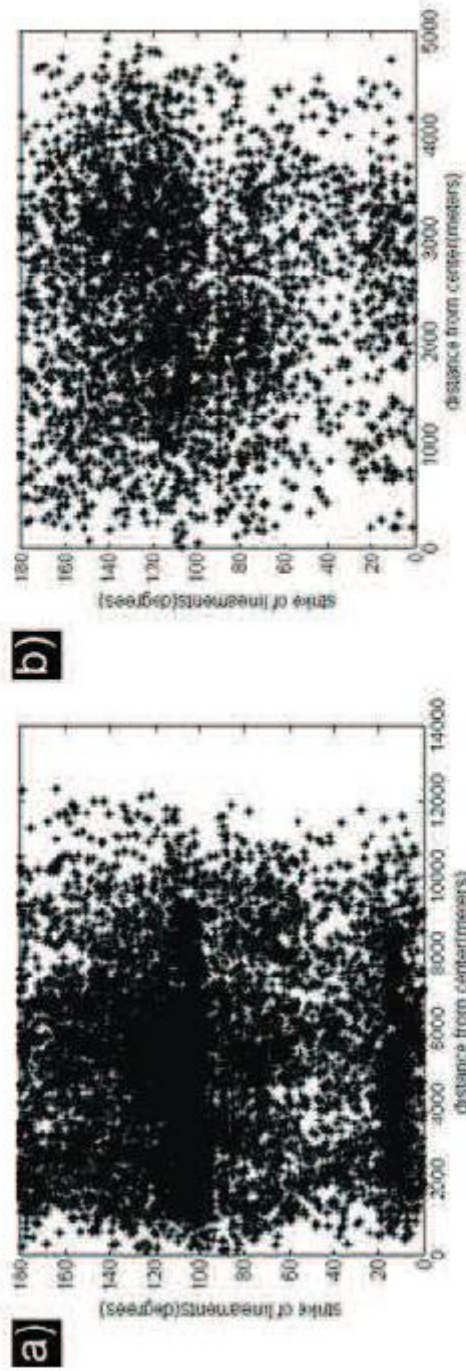


Figure
Click here to download high resolution image



ANEXO IV

THE RIACHÃO RING IMPACT STRUCTURE, NORTHEASTERN BRAZIL: RE-EVALUATION OF ITS STRATIGRAPHY AND EVIDENCE FOR IMPACT. M. V. Maziviero¹, M. A. R. Vasconcelos¹, A. M. Góes², A. P. Crósta¹, and W. U. Reimold³.
¹Institute of Geosciences, University of Campinas, Brazil, (mariana.maziviero@ige.unicamp.br), ²Institute of Geosciences, University of São Paulo, Brazil, ³Museum für Naturkunde, Leibniz Institute at Humboldt Universität Berlin, Germany.

Introduction: The Riachão impact structure, located in Maranhão State of northeastern Brazil (S7°42', W46°38'), is a 4.2 km diameter, semi-circular complex structure, which was formed in a target consisting of Pennsylvanian (Upper Carboniferous) to Permian sedimentary rocks of the Parnaíba Basin. A hypervelocity impact origin of the Riachão structure was already suggested in the 1980s by McHone [1]. He published the first geological map of the Riachão structure and documented the presence of breccia on the rim and reported on quartz grains with sets of planar fractures parallel to (101, $\bar{3}$), (516, $\bar{1}$) and (101, $\bar{2}$). However, he did not present definite evidence for an impact origin of the structure. Through remote sensing datasets (ASTER DEM and CBERS-2B/HRC), we identified that the Riachão structure rises to a maximum of 50 m above the surrounding terrain, whereas the central uplift rises about 30 m above the floor of the structure. Based on field work and petrographic analysis we studied the sedimentary units present at the structure and compared the local stratigraphy against the one previously reported for the structure [1]. Moreover, we found microscopic shock-diagnostic evidence in samples from the central uplift.

Geological Setting: The region containing the Riachão structure is located in the Parnaíba Basin. The strata in the Riachão area are part of the depositional sequence of the Balsas Group. The Balsas Group is composed of the Piauí, Pedra de Fogo, Motuca and Sambaíba formations. Regional stratigraphic surveys were carried out in the Parnaíba Basin in the early 1950's as part of petroleum exploration efforts. One stratigraphic borehole was drilled 35 km to the north of Riachão (1VG-0001R-MA, 2887 meters deep), providing information about the thickness of the formations addressed in this work: Piauí, Pedra de Fogo and Motuca. The Pennsylvanian Piauí Fm. consists of a sequence of sandstones interbedded with shales deposited in a fluvial-eolian environment. The

total thickness does not exceed 300 m in this region. The Early Permian Pedra de Fogo Fm. is characterized by sandstones, siltstones and calciferous shales alternating with chert; its depositional environment is interpreted as near-shore marine, with warm, arid or semi-arid conditions. This formation has a maximum thickness of 150 m. The Middle to Late Permian Motuca Fm. is characterized by brick-red fluvial sandstones with some limestones, dolomites and anhydrite, deposited in a dry environment, with a maximum thickness of 120 m. The Sambaíba Fm. forms the youngest lithostratigraphic unit of the Balsas Group and was deposited during the Early Triassic. It comprises well sorted sandstones with typical sedimentary structures including large high-angle sets of cross-beds. This formation was deposited in a dry climate and contains eolian sand dunes, and its maximum thickness is 200 m [2].

The rocks of the Balsas Group are not affected by any tectonic or local deformation events elsewhere in this portion of the Parnaíba Basin. Deformation is limited to occasional gentle warping at large amplitudes of tens of meters.

Geology of the Riachão Structure: We analyzed the structure combining remote sensing data and geological field observation (~120 reference points), and with petrographic examination of rock samples. Based on morphologic characteristics of the Riachão structure, it was subdivided, from the periphery to the center of the structure, into: (1) an elevated rim; (2) an annular depression; and (3) a central uplift.

(1) The current geometry of Riachão's rim is similar to that of a horseshoe, with an opening in its northwestern part. The top of the crater rim comprises sedimentary breccias and lithic sandstones. These breccias are massive, poorly sorted, and matrix-supported, with 20-30% subangular clasts (0.2-10 cm) of sandstone similar to the sandy quartz matrix of the breccia. The lithic sandstone exhibits small-scale cross-

bedding, is composed of quartz with characteristics similar to the matrix of the breccias, and local concentrations of sandstone clasts (0.2 – 3 cm). Both the breccias and the lithic sandstones are tilted with dip angles > 40° and dip direction usually towards the opening of the crater rim in the northwest (Fig. 1).

(2) The annular depression is floored by laminated siltstones and calcilutites, with dip angles of up to 10-20° in ENE-WSW or NW-SE directions. At the transition from the annular depression to the central uplift and along the rising slope of the central uplift, we observed brecciated cherts.

(3) The central uplift exhibits a slightly elliptical shape with a NW-SE diameter of 1.5 km and a maximum width of 1.1 km in the perpendicular direction. The central uplift mainly exposes fine- to medium-grained sandstones with dip angles of up to 55-80° in all possible directions. In thin sections, this sandstone shows a high proportion of comminuted and sharp-edged quartz grains, mixed with rounded grains.

Microscopic Features of Shock Origin:

Petrographic analysis provided evidence of shock-diagnostic planar deformation features (PDF) only found in a single sample of sandstone from the central uplift (Fig. 2). In addition, planar fractures (PF) and feather features (FF) were observed regularly in samples from the central uplift. The fragmentation to angular “shards” after rounded quartz grains is also designated as likely impact-related deformation

Discussion: Our main findings are:

(1) The rim of Riachão is formed by breccias and lithic sandstones that lack clasts from a variety of lithologies. These rocks exhibit sedimentary features and lack shock deformation. This suggests that there is no accumulation of ejected material, as previously interpreted by [1]. The evidence suggests that breccias and lithic sandstones were deposited by high-energy flow and were lithified before the impact event, which was responsible for the tilting of the layers. Furthermore, [1] interpreted the rim as made up of erosional remnants of cross-bedded Sambaíba sandstone. However, our regional field data suggest that the Sambaíba Fm. does not outcrop in this portion of the basin. Our stratigraphic and sedimentary analysis indicates that Pedra de Fogo Fm. constitutes the youngest sediments affected by the impact event that occur in the outer parts of the Riachão structure. Although there is no radiometric age for this formation, preliminary palynological analyses indicate a minimum age of 260 – 251 Ma

(Upper Permian) [3] – thus, giving a maximum age for the impact event.

(2) The annular depression exposes rocks typical of the Pedra de Fogo Fm., in contrast to the interpretation by [1], who thought that this terrane contained rocks of the Motuca Fm. The in situ brecciation of the rocks may be due to the impact.

(3) The central uplift is probably formed by chaotic blocks and folded beds of Piauí sandstone - although we did not find contact relationships in the field, nor diagnostic sedimentary features for this formation. However, the stratigraphic uplift, estimated by the relationship [4] proportional to the diameter of the structure, is consistent with outcrop of Piauí Fm. Unlike the proposal by [1], the Motuca Fm. does not outcrop on the central uplift.

Conclusion: We propose changes in the stratigraphy of the Riachão impact structure and present new shock deformation evidence. However, it should be noted that the advanced degree of erosion of the Riachão structure limits its geological characterization due to the limited exposure of shock affected rock. Severe erosion also explains the absence of the original crater rim, the remnants of ejecta on top of the rim and outside the structure, shatter cones in the exposed sandstones, and of crater-fill impact breccia, as well as the seriously restricted evidence of microscopic shock effects.

References: [1] McHone J. F. (1986) Terrestrial impact structures: Their detection and verification with two new examples from Brasil. Ph.D. thesis. University of Illinois, USA, 210 p. [2] Lima, E. de A. M. and Leite, J. F. (1978) Projeto estudo global dos recursos minerais da bacia sedimentar do Parnaíba. Final report of phase III, DNPM-CPRM, v.1., 115-149 p. [3] Souza, P. A., (2011) pers. commun. [4] Grieve R. A. F. et al (1996) *Meteoritics & Planet. Sci.*, 31, 6-35.

Acknowledgements: This research was supported by a grants from FAPESP and CNPq, Brazil. The authors express their gratitude for the palynological analysis by P. A. Souza (Inst. of Geosc., Fed. Univ. of Rio Grande do Sul).



Figure 1. Field photograph of lithic sandstone tilted and located at the Riachão rim.

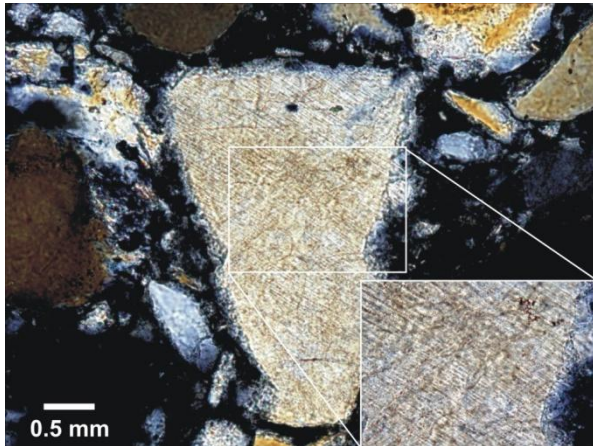


Figure 2. Photomicrograph of sample collected from central uplift. Shocked Piauí sandstone with quartz containing one set of PDF.

