

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS.
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

UNIVERSITÉ PAUL SABATIER
GÉOSCIENCES ENVIRONNEMENT TOULOUSE

ELDER YOKOYAMA

**Petrologia e Magnetismo de Estruturas de
Impacto da Bacia do Paraná: Reflexões sobre o
Processo de Crateramento**

**Pétrologie et Magnétisme des structures
d'impact du Bassin du Paraná: Réflexions sur le
processus de cratérisation**

SÃO PAULO
2013

ELDER YOKOYAMA

Petrologia e Magnetismo de Estruturas de Impacto da Bacia do Paraná: Reflexões sobre o Processo de Crateramento

Pétrologie et Magnétisme des structures d'impact du Bassin du Paraná: Réflexions sur le processus de cratérisation

Tese de Doutorado apresentada ao Departamento de Geofísica do IAG-USP e ao Géosciences Environnement Toulouse da UPS como requisito parcial à titulação de Doutor em Ciências.
Áreas de concentração: Geofísica e Geologia.

Orientador: Prof.Dr. RICARDO IVAN FERREIRA DA TRINDADE
Co-Orientador: Prof^a.Dra. ANNE NÉDÉLEC

SÃO PAULO
2013

Aos Amigos

Agradecimentos

Gostaria de expressar aqui minha gratidão àqueles que de uma maneira ou de outra contribuíram com a realização deste trabalho, em especial:

Ao meu orientador Prof. Dr. Ricardo Ivan Ferreira da Trindade, pelo apoio e orientação, por sua ajuda em todas as fases desta pesquisa. Este trabalho não é apenas fruto de cinco anos de doutoramento, mas sim, de mais de uma década de ensinamentos e de excelentes discussões dos quais tive o privilégio de me beneficiar. Agradeço principalmente por sua grande paciência e compreensão, permitindo-me a liberdade de fazer as coisas ao meu modo e vindo ao meu auxílio sempre que necessário. Muito obrigado!

A minha orientadora Prof.^a Dra. Anne Nédélec por minha formação em petrologia, pela orientação cuidadosa e pelo grande suporte durante minha estada em Toulouse, a qual foi muito agradável. Agradeço ainda por sua inestimável ajuda nos trabalhos de campo, petrografia, discussões e críticas. *Merci beaucoup!*

Ao Prof. Dr. David Baratoux, por sua excelente ajuda nos trabalhos de campo, discussões e críticas. Agradeço ainda pelo seu suporte durante minha estada em Toulouse e por me introduzir nos estudos sobre superfícies planetárias. *Merci beaucoup!*

Ao Prof. Gilles Berger e ao Dr. Sébastien Fabre por sua ajuda nos trabalhos geoquímicos e petrológicos.

Aos professores Dr. Cristiano Lana e Dr. Eric Tohver, pela ajuda nos trabalhos de campo, discussões e críticas.

Ao Prof. Dr. Alvaro Crósta e ao Dr. Marcos Vasconcelos, por me acolherem tantas vezes na UNICAMP e pelas frutíferas discussões sobre crateras de impacto.

A Luciana Prado e Paul Antonio pela ajuda na revisão da tese.

A inestimável ajuda prestada pelas secretarias do IAG-USP e GET-USP. Agradeço especialmente a Teca, a Mme. Cathala, ao Marcel e a Mme. Geminiano.

A todos meus colegas da pós-graduação no IAG-USP e no GET-UPS, pelos bons momentos que passamos juntos durante esses anos.

Aos meus amigos Grasiane, Gelvam, Daniele, Everton, Wilbor, Jairo, Plínio, Pierre, German, Joaquin, Maria Eliana, Rebeca, Jean-Sébastien, Aiman, Aude, Steph, Mark, Lucia, Henry, Tristan, Fernando, Cristina, Rodrigo, Augusto, Marta, Eric, João, Alisson, Paul, Vanessa, Giovanni, Mari, Felipe, Camila, Edgard, Lucieth, Maurício, Vagner, Guilherme, Karine e Filipe por sua amizade, paciência e ajuda durante a realização deste trabalho.

Agradeço aos serviços técnicos de laboratório prestados por: Daniele Brandt, Giovanni Moreira, Plínio Jaqueto, Maisa Coelho, Fabienne de Parseval, Sophie Gouy, Phillipe de Parseval, Thierry Aigouy.

A minha família, pelo amor, paciência e incentivo durante meus anos de doutorado.

A Luciana, eu agradeço de todo coração, pelo amor, paciência e compreensão ao longo deste período final de tese.

A Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, FAPESP, pelo apoio Financeiro para a realização desta pesquisa, processo No 055-51530-3.

A CAPES pela concessão da bolsa junto ao IAG e ao CNPq pela concessão da bolsa de sanduíche.

Resumo

YOKOYAMA, E. **Petrologia e Magnetismo de Estruturas de Impacto da Bacia do Paraná: Reflexões sobre o Processo de Crateramento.** 259 pp, Tese (Doutorado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

O impacto de um meteorito ou cometa em uma superfície planetária é o mais rápido processo geológico do qual se tem conhecimento, resultando na formação de uma estrutura geológica conhecida como cratera de impacto. Todos os planetas e satélites não gasosos do Sistema Solar apresentam crateras em suas superfícies, muitas das quais originadas por impacto. Nos estudos sobre o processo de formação de estruturas de impacto, sabe-se por enquanto, que as variações morfológicas no interior das mesmas são resultados das diferentes respostas das rochas-alvo à pressão e às temperaturas extremas promovidas durante o processo. Todavia, ainda pouco se sabe sobre os mecanismos que operam durante essas bruscas mudanças reológicas e composicionais. Todas essas mudanças são responsáveis pela criação de um sistema geoquímico singular, cuja evolução, ou seja, a criação de nova mineralogia e sua diferenciação pode gerar complexas assinaturas petrofísicas. Essas assinaturas observadas em estruturas terrestres são cruciais na interpretação dos estudos de superfícies planetárias, tais como as de Marte e da Lua. Com o intuito de contribuir para o melhor entendimento do processo de formação de estruturas de impacto, incluindo a evolução geoquímica dos produtos de impacto e seu comportamento petrofísico, a presente tese se focou na investigação de duas estruturas de impacto formadas na Bacia do Paraná: *Araguainha*, a maior cratera da América do Sul com cerca de 40 km de diâmetro, e *Vargeão*, com aproximadamente 12 km de diâmetro, localizada no oeste do estado de Santa Catarina, um dos raros exemplos de estrutura de impacto formada em rochas basálticas. Durante os trabalhos de campo foram amostrados 153 sítios, sendo 100 em Araguainha e 53 em Vargeão. Os dados foram obtidos através de ferramentas geofísicas (anisotropia magnética, paleomagnetismo, magnetismo de rochas e espectroscopia de reflectância), petrográficas (microscopia óptica e de varredura) e geoquímicas (microsonda e rocha total), totalizando mais de 2000 análises. Os resultados obtidos em Araguainha permitiram contribuir para o debate sobre a formação de núcleos soerguidos em estruturas de impacto complexas e sobre a fusão das rochas durante o processo de impacto. Além disso, análises paleomagnéticas em Araguainha forneceram um novo polo paleomagnético para América do Sul para o período Permo-Triássico. No caso de Vargeão, os resultados obtidos permitiram estimar uma idade para o evento de impacto e também contribuir para o conhecimento sobre o processo de hidrotermal pós-impacto. Em ambas as estruturas existem dados magnéticos, que podem futuramente contribuir com o debate sobre a magnetização de outras superfícies planetárias.

Palavras-chave: crateras de impacto; mecanismos; petrologia; magnetismo; Bacia do Paraná; Araguainha; Vargeão.

Abstract

YOKOYAMA, E. **Petrology and Magnetism of the Impact Structures from Paraná Basin: Insights into the cratering process.** 259 pp, Thesis (PhD) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013

The impact of a meteorite or comet on a planetary surface is the fastest geological process which is known, resulting in formation of a geological structure known as impact crater. All non-gaseous planets and satellites of the Solar System have craters on their surfaces, many of originated by impact. On the studies of impact cratering process, it is known for example, that the morphological variations of the impact craters result of the different responses of the target rock under pressure and extreme temperatures promoted by the impact. However, few is known about the mechanisms that operate during these abrupt changes of rheology and composition. All these changes are responsible for creating a unique geochemical system, whose evolution, i.e. the creation of new mineralogical and differentiation, can generate complex petrophysical signatures. These signatures observed in terrestrial structures are crucial to the interpretation of studies on the other planetary surfaces, (e.g., on Mars and on the Moon). In effort to contribute to a better understanding of the impact cratering process, including the geochemical evolution of impact products and their petrophysical behavior, this thesis has focused on the investigation of two impact structures formed in the Paraná Basin: Araguainha, the largest crater in South America about 40 km in diameter, and Vargeão, approximately 12 km in diameter, located in the western state of Santa Catarina, a rare example of the impact structure formed in basaltic rocks. During the field work 153 sampling sites were investigated, 100 in Araguainha and 53 in Vargeão. The data were obtained through geophysical tools (magnetic anisotropy, paleomagnetism, rock magnetism and reflectance spectroscopy), petrographic (optical microscopy and scanning) and geochemical (microprobe and whole rock), resulting in more than 2000 analyzes. The results obtained in Araguainha allowed contributing to the debate on the formation of central uplift on complex impact structures and on the fusion of rocks during the impact process. Furthermore, paleomagnetic analyzes in Araguainha provided a new paleomagnetic pole for South America to the Permo-Triassic period. At Vargeão, the results allowed us to estimate an age for the impact event and also contribute to the knowledge about the post-impact hydrothermal process. In both structures there are magnetic data, which it may contribute to the debate on the magnetization of other planetary surfaces in the future.

Keywords: impact crater; mechanisms; petrology; magnetism; Paraná Basin; Araguainha; Vargeão

Résumé

YOKOYAMA, E. **Pétrologie et Magnétisme des structures d'impact du Bassin du Paraná: Réflexions sur le processus de cratérisation.** 259 pp, Thèse (Doctorat) – Géosciences Environnement Toulouse, Université Paul Sabatier, Toulouse, 2013.

L'impact d'une météorite ou d'une comète sur la surface d'une planète ou d'un satellite a pour conséquence la création d'une structure géologique connue comme cratère d'impact. Toutes les planètes et satellites non gazeux du système solaire présentent des cratères d'impact à leur surface. La formation d'un cratère d'impact est le processus géologique le plus rapide que l'on connaisse (French, 1998).

L'observation systématique des objets du Système Solaire, en particulier de la Lune et de Mars, a permis de distinguer les caractéristiques morphologiques importantes des cratères d'impact, qui sont actuellement utilisées pour leur classification. En général, la taille du cratère est le facteur déterminant de leur morphologie, qui dépend aussi de la taille, de la vitesse, de l'angle d'incidence et de la porosité du projectile et de la composition de la roche-cible et de la gravité du corps impacté. Les cratères d'impact sont généralement divisés en : (1) cratères simples avec un diamètre compris entre 0 et 20 kilomètres, caractérisés par une géométrie concave uniforme de type "bol" semblable à celle d'un cratère transitoire, ce qui suggère peu ou pas d'effondrement gravitationnel après l'impact. (2) cratères complexes, avec un diamètre final entre 20 et 150 km, avec un rapport profondeur/diamètre relativement faible et des caractéristiques morphologiques dues à l'effondrement gravitationnel du cratère transitoire (O'Keefe et Ahrens, 1999), parmi lesquelles on retrouve les bords en bassins annulaires et le noyau central soulevé (Melosh, 1989). Les variations morphologiques dans des cratères de dimensions comparables résultent de la réponse rhéologique des roches-cible à des températures et pressions extrêmes. En outre, on observe une grande variété de produits d'impact (brèches, liquides de fusion...) qui apportent des informations sur l'impact et les processus post-impact.

Le métamorphisme de choc et la formation des produits d'impact sont à l'origine d'une nouvelle minéralogie et de signatures pétrophysiques complexes (par exemple des anomalies magnétiques) qui peuvent être utilisées dans l'interprétation des données géophysiques et de télédétection.

Afin de contribuer à une meilleure compréhension des processus de formation des cratères complexes, y compris l'évolution géochimique des produits d'impact et leur signature pétrophysique, cette thèse porte sur la géologie structurale, le magnétisme et la pétrologie de deux structures du bassin du Paraná : Araguainha, qui est le plus grand cratère d'Amérique du Sud avec environ 40 km de diamètre, et Vargeão, avec environ 12 km de diamètre, situé la partie occidentale de l'état de Santa Catarina, un rare exemple de structure d'impact formée dans des roches basaltiques. La thèse est divisée en six chapitres et possède également cinq annexes. Les deux premiers chapitres constituent une synthèse des études sur les structures d'impact, en se concentrant sur les mécanismes qui régissent le processus de cratérisation aux échelles locales, régionales et planétaires. Ces deux chapitres servent également à situer les problèmes scientifiques abordés tout au long de la thèse. Le troisième chapitre décrit les principales méthodes de recherche utilisées dans cette étude, ainsi que les matériaux, l'équipement et les laboratoires concernés. Les chapitres 4 et 5 illustrent l'ensemble des études réalisées respectivement sur et sur Vargeão. Les implications générales des résultats obtenus sont abordés au chapitre 6. Les annexes comprennent cinq articles élaborés au cours de la thèse (2 publiés et 3 soumis ou à soumettre).

En ce qui concerne Araguainha, la déformation cataclastique omniprésente et multi-échelles dans les roches granitiques du bombement central apparaît comme une manifestation de la fluidification acoustique dans la perte de cohésion des roches.

On a aussi mis en évidence une fabrique magnétique associée à la déformation et portée par de petits cristaux de magnétite résultant de la décomposition de la biotite pré-existante. Cette réaction évoquant la déshydratation-fusion de la biotite, bien connue par ailleurs, constituerait la principale cause de la fusion des roches granitiques d'Araguainha. L'extraction du liquide magmatique ainsi formé dans des veines et des filons est discutée (section 6.2) et constitue un apport nouveau par rapport aux conceptions habituelles sur la migration des liquides d'impact. De plus, on propose que, pendant le processus de migration du liquide, il se produit une différenciation magmatique par filtre-pressé, d'où une plus forte concentration d'oxydes de fer dans le granite par rapport à la couche de granite partiellement fondue (GPF) collectée au sommet du bombement central.

La production de matériaux à l'état fondu dans Araguainha est relativement faible par rapport à d'autres structures d'impact. Cependant, le temps de refroidissement de ces matériaux peut atteindre des dizaines de milliers d'années (point 6.3), ce qui en

fait une cible potentielle pour le paléomagnétisme. Les résultats paléomagnétiques décrits au point 4.4, ont permis de valider l'âge obtenu par Tohver et al. (2012) et la configuration paléogéographique du continent sud-américain connue comme Pangée A, contribuant ainsi au débat sur la paléogéographie mondiale du Permo-Trias.

Les études réalisées à Vargeão ont permis de mettre en évidence des aspects qui n'ont pas pu être observés à Araguainha, tels que les processus hydrothermaux et une comparaison avec d'autres planètes telluriques du fait de la nature basaltique de la cible. En effet, la structure d'impact de Vargeão est principalement formée par des roches volcaniques (basaltes et rhyodacites de la formation Serra Geral, ou trapps du Paraná, dont l'âge est de 134 Ma) et accessoirement par les grès éoliens sous-jacents. Par suite de l'érosion, les produits de fusion à l'affleurement sont limités à de petits filons et seul un petit dépôt de brèches polymictiques a pu être observé. La fusion localisée des rhyodacites a permis le développement de néocristaux de zircons. Comme indiqué à la section 5.3 et discuté à la section 6.3, des techniques de datation isotopique in-situ ont rendu possible la détermination de l'âge de l'impact de Vargeão, à savoir 123.0 ± 1.4 Ma

Veines et filons bréchiqes présents dans les basaltes ont été variablement affectés par l'action de fluides hydrothermaux (point 5.2). Les données pétrographiques suggèrent que la température de ces fluides se situait entre 170 et 270°C. Compte tenu du climat désertique qui régnait à l'époque, on peut émettre l'hypothèse que le proto-aquifère Guarani, formé par les grès éoliens sous-jacents, soit la source des fluides qui ont alimenté le système hydrothermal post-impact de Vargeão. L'étude spectrale des produits hydrothermaux de Vargeão fournit la matière d'une comparaison avec les observations faites en orbite autour de Mars où les minéraux hydratés identifiés dans les cratères martiens ont une origine discutée.

Les études réalisées ici ont permis de contribuer à l'élucidation de certains mécanismes intervenant au cours de la formation des cratères complexes. Elles ouvrent la voie à des études à plus grande échelle de la modification des surfaces planétaires lors des premiers temps du système solaire.

Mots-clés: cratère d'impact ; pétrologie ; magnétisme ; fusion partielle ; ségrégation des liquides de fusion ; datation isotopique in situ; hydrothermalisme ; Bassin du Paraná; Araguainha; Vargeão.

Lista de Figuras

Figura 1.1. Superfícies de corpos celestes rochosos afetados pelo crateramento por impacto. Fonte NASA (http://www.nasa.gov).	1
Figura 1.2. Superfície de Marte mostrando as anomalias magnéticas associadas a estruturas de impacto. Hellas (He), Scopolus (Sc), Isidis (Is), Utopia (Ut), North Polar (NP), Amenthes (Am), Zephyria (Ze), Southeast Elysium (SE) e Amazonis (Az). Compilado de Lillis et al. (2010).	3
Figura 2.1. Representação da superfície lunar de Galileo Galilei (1610).	5
Figura 2.2. Esquema dos estágios característicos da formação de crateras de impacto complexas. Adaptado de French (1998).	8
Figura 2.3. Estágio de contato/compressão: geração de ondas de choque e deformação do projétil. Isolinhas indicando as pressões (GPa) geradas nesse estágio. Compilado de French (1998).	9
Figura 2.4. Condições de pressão e temperatura no metamorfismo de choque. Modificado de French (1998).	10
Figura 2.5. Diagrama mostrando a diminuição da pressão na frente da onda de choque em função da distância radial. Modificado de French (1998).	11
Figura 2.6. Final do estágio de compressão e início da escavação e a formação de plasma.	12
Figura 2.7. Formação da cratera transiente com ejeção de material em fluxo simétrico.	12
Figura 2.8. Modelo sobre a evolução de uma cratera do tipo complexa na fase de modificação. (A) colapso da cratera transiente e comportamento pseudo-plástico das rochas; (B) o núcleo atinge seu pico máximo e o esforço cisalhante é menor que o limite de coesão das rochas que voltam a se comportar como um corpo rígido. Baseado em Collins et al. (2002).	13
Figura 2.9. Exemplos de cratera de impacto simples e complexas observadas na superfície lunar. Compilado de Collins et al. (2012).	16

Figura 2.10. Exemplo de <i>shatter cones</i> desenvolvidos em filitos da estrutura de impacto de Araguainha.	18
Figura 2.11. Exemplo de PDFs desenvolvidos em cristais de quartzo do granito da estrutura de impacto de Araguainha.	19
Figura 4.1. Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (Santos et al. 2006).	35
Figura 4.2. Mapa geológico da estrutura de impacto de Araguainha e seção transversal A-B com orientação NW-SE, mostrando a topografia e as variações litológicas ao longo de toda a estrutura.	36
Figura 4.3. Mapa geológico do pico central de Araguainha, mostrando as rochas-alvo expostas, impactitos e estruturas. Círculos brancos (e números) representam os locais de amostragem.	37
Figura 4.4. (A) Textura típica do granito porfirítico; (B) fotomicrografia da biotita com <i>kink-bands</i> e estilhaçamento.	39
Figura 4.5. Fotomicrografias de microestruturas no granito porfirítico. (A) textura fraturada pervasiva; (B) micro-falha em cristal de plagioclásio com deslocamento da geminação polissintética; (C) bandas cataclásticas em megacristal de K-feldspato; (D) detalhe de C, mostrando a variação de tamanho dos clastos e suas formas; (E) interligado bandas cataclásticas; (F) mapa de distribuição de microestruturas.	40
Figura 4.6. Dados escalares de AMS (A) Diagrama P vs km; (B) Diagrama P vs T.	42
Figura 4.7. Estereogramas de hemisfério inferior representativos da AMS e da AAR e diagramas PT. Quadrados= k_{max} e A_{max} ; triângulos = k_{int} ; círculos = k_{min} e A_{min} . (AMS em preto e AAR em branco). Elipses em linha tracejada: elipse de confiança de 95%.	44
Figura 4.8. Padrão da trama de AMS do granito Araguainha: (A) lineação magnética (paralela à K_{max}), (B) foliação magnética (normal a k_{min}). Polos da foliação (círculos) e lineações (quadrados) são representados em estereogramas de hemisfério inferior.	45
Figura 4.9. Veios e diques de Araguainha: (A) rede de veios em escala mesoscópica (sítio 33); (B) fotomicrografia de veio rico em óxido de ferro; (C) dique (sítio 8).	47
Figura 4.10. (A) granito Araguainha parcialmente fundido exibindo uma textura microgranular porfirítica (B) amostra mão de GPF rico em clastos e foliado (sítio 68); (C) contato entre o granito parcialmente fundido e a brecha polimítica (sítio 43); (D)	

amostras de granito parcialmente fundido a partir da base da camada pobre em clastos (sítio 62).	48
Figura 4.11. Histogramas de dados escalares de AMS para o GPF e os Veios/diques. k_m = média da susceptibilidade magnética $(k_{max} + k_{int} + k_{min}) / 3$, P = grau de anisotropia (k_{max} / k_{min}) ; T = parâmetro de Jelinek (Jelinek, 1981) $((2\ln F/\ln L) - 1)$ histogramas cinzas ao fundo representam os dados da matriz sólida granítica.	49
Figura 4.12. Diagramas estereográficos (hemisfério inferior) com dados AMS dos materiais fundidos relacionados com o impacto de Araguainha. Quadrados = k_{max} ; círculos = k_{min} . Médias em preto.	51
Figura 4.13. Comparação entre dados de AMS e AAR do dique do sítio 83.	52
Figura 4.14. Diagramas estereográficos, projeções ortogonais e curvas de intensidade obtidas para amostras de sítios representativos.	53
Figura 4.15. Direções médias e curvas S-parâmetro para a recolha Araguainha (em vermelho): (A) do site significa direções características, (B) do site significa pólos geomagnéticos virtuais, comparação de S-parâmetro com (C) Superchron normal Cretáceo (CNS) e (D) modelos Jurássico (de Biggin et al., 2008), círculos azuis sólidos representam o parâmetro-S para PCRS de Kruiver et al. (2000).	55
Figura 4.16. Estudo de mineralogia magnética: (A) ciclos de histerese; (B) curvas de aquisição de magnetização isotermal (IRM); (C) espectro de coercividades; (D) curvas termomagnéticas (variação de susceptibilidade, K , por temperatura).	57
Figura 5.1. Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (Santos et al. 2006).	59
Figura 5.2. Aspectos geológicos locais: (A) mapa geológico da estrutura de impacto de Vargeão com os pontos de amostragem usados neste trabalho (Modificado de Crósta et al., 2012); (B) testemunho de sondagem próxima à estrutura mostrando variações litológicas ao longo da estratigrafia. Os sítios 1 (basalto) e 2 (vulcânicas ácidas) situam-se fora da área do mapa e servem como rochas de referencia, não afetadas pelo evento de choque.	60
Figura 5.3. Características petrográficas dos basaltos não chocados: (A) Foto de seção delgada da amostra VG44 com textura típica. (B) Fotomicrografia da VG44 mostrando a textura sub-ofítica. (C) Fotomicrografia da VG44 mostrando um detalhe da amígdala preenchida por zeólita.	63

Figura 5.4. Características petrográficas dos basaltos chocados: (A) textura típica dos veios vermelhos da área de brecha na borda (amostra VG53); (B) imagem MEV elétrons retroespalhados (BSE) mostrando os clastos e sua relação com a matriz dentro da veio vermelho (amostra VG53); (C) A análise em MEV-EDS da matriz do veio vermelho da amostra VG53; (D) seção fina total da amostra VG17A, com textura típica e veios vermelhos e brancos (área de colar central); (E) Fotomicrografia da veio vermelho da amostra VG17A (luz refletida); (F) imagem SEM-BSE mostrando um detalhe da VG50 com crescimento de calcita e clorita-esmectita;(G) seção fina total com a rede de veios (área de colar central); (H) Fotomicrografia da veio vermelho com zoneamento da amostra VG50 (luz refletida); (I) Microfotografia do vidro restante da amostra VG50 (luz refletida) (J) Fotomicrografia do veio branco da amostra VG50 (luz transmitida); (K) seção fina total da VG47 com veios vermelhos e brancos (depressão central); (L) Fotomicrografia da veio vermelho da amostra VG47 (luz refletida); (M) deformação generalizada (amostra VG47, depressão central); (N) Imagem SEM-BSE mostrando o veio vermelho e a imagem SEM-BSE mostrando um detalhe da substituição de maskelynita pela zeólita (amostra VG47, depressão central); (O) Fotomicrografia da veio branco da amostra VG47 (luz refletida)..... 65

Figura 5.5. Os resultados da análise espectral dos dados VNIR sobre a superfície do VG17, VG28, VG50 e VG53. Três imagens são dadas para cada amostra: (A) a varredura da superfície da amostra, como se vê na luz natural, (B) a representação em escala de cinza do valor do índice de fases hidratadas (preta corresponde a 0 e branco corresponde a 1), c) uma imagem de cor RGB composta obtida por combinação do índice de fases hidratadas (em azul) com o índice piroxênio (no verde, valores do índice de 0-0,1 redimensionados estão entre 0 e 255) e o índice de estado de oxidação (em vermelho, índice de valor de -0,5 a 0,5 são redimensionados entre 0 e 255). O triângulo colorido na parte inferior direita ajuda a interpretação da imagem composta de cores.. 70

Figura 5.6. Características microscópicas da amostra de riodacito VG5: (A) seção fina com área brechada e fundidos delineados e separados por linha tracejada; (B) Fotomicrografia do contato entre veio de fusão (à esquerda) e a matriz do riodacito (direita); zircão recentemente cristalizado é um círculo; (C) SEM elétrons retroespalhados (BSE) mostrando imagem de zircão e em forma de ripas de quartzo crescido para dentro da fronteira com a veia de fusão. (D) zircão euédricos (B1/Z2 na Tabela 5.8), em fusão (vidro); frag. lit.: Fragmentos líticos; (E) imagem de BSE zircão

intersticial (No. 7 na Tabela 5.8); **(F)** Detalhe da microfotografia da área selecionada da seção fina: cristais de zircão em cotovelo e geminados (circulado; B2Z1 na Tabela 5.8) e escurecimento dos fragmentos líticos no fundido de impacto; **(G)** Imagem BSE dos cristais de zircão geminados, evidenciando um zoneamento de crescimento. Abreviaturas de minerais após Whitney e Evans (2010). 75

Figura 5.7. Diagrama Tera-Wasserburg: Concórdia mostrando as análises de zircões relacionados ao impacto da amostra VG5; elipses cinza= zircões concordantes. 77

Figura 5.8. **(A)** Histograma de conteúdos Ti em quartzo neocristalizado dos veios de brecha contendo os zircões analisados. **(B)** Diagrama dos resultados analíticos no diagrama isopleto de Thomas et al. (2010). 78

Figura 6.1. Diagrama de esforço vs. Deformação para diferentes materiais. Notar que o fluido de Bingham escoar de forma semelhante ao Newtoniano após exceder o limite de coesão. 81

Figura 6.2. Modelo interpretativo de geração e transferência de fundido durante as fases de formação da estrutura de impacto de Araguainha: **(A)** o estágio de contato/compressão começa quando o projétil toca a superfície do solo (rochas-alvo) e energia cinética é transferida para as rochas-alvo em a forma de ondas de choque, produzindo material fundido por impacto ou *impact melt* (em vermelho); **(B)** o estágio de escavação é dominado por interações entre as ondas de choque e as ondas de rarefação com a rocha-alvo, formando a chamada cratera transiente. Em Araguainha, sugerimos que não houve produção de um grande volume de material fundido por impacto ou que a maior parte pode ter sido ejetada para fora da cratera transiente; **(C)** o estágio de modificação começa assim que a cratera transiente atinge a sua máxima dimensão, logo há o colapso da borda interior e a elevação do assoalho cratera transiente. Aqui, sugerimos que o granito é parcialmente fundido durante a descompressão e elevação do centro. A massa fundida é recolhida pelas fraturas que formam veios e diques; **(D)**, no final do estágio de modificação, uma quantidade significativa de fundido (granito parcialmente fundido) se acumula na depressão central; **(E)** nível de erosão do Araguainha central de elevação. 87

Lista de Tabelas

Tabela 4.1. Dados de AMS para o núcleo granítico de Araguainha.	43
Tabela 4.2. Dados de AAR para o núcleo granítico de Araguainha.	46
Tabela 4.3. Dados de AMS para os materiais fundidos de Araguainha.	50
Tabela 4.4. Dados paleomagnéticos obtidos nos materiais fundidos de Araguainha. ...	54
Tabela 5.1. Composição das rochas-alvo e vidros.	67
Tabela 5.2. Composição de amostras representativas de plagioclásio e maskelynita; fórmula estrutural do plagioclásio calculado com base em 8 O.	67
Tabela 5.3. Composição de filossilicatos hidrotermais representativos.	68
Tabela 5.4. Composição de zeólitas hidrotermais representativos.	68
Tabela 5.5. Composição da rocha de referência (VG4) e análises pontuais (VG5).	72
Tabela 5.6. Análises de piroxênios representativos. Fórmula estrutural com base em 6 O.	72
Tabela 5.7. Análises de feldspatos representativos. Fórmula estrutural com base em 8 O.	73
Tabela 5.8. Dados U-Pb para zircões obtidos in situ através de ablação a laser em ICP- MS.	76
Tabela 5.9. Análises de Ti em quartzo para VG5.	78

Sumário

Capítulo 1 - Introdução.....	1
Capítulo 2 – Crateras de impacto.....	5
2.1 O estudo de cratera de impacto ao longo do tempo.....	5
2.2 O processo de crateramento por impacto.....	7
2.2.1 Estágio de contato e compressão.....	9
2.2.2 Estágio de escavação.....	12
2.2.3 Estágio de modificação.....	13
2.3 Critérios para identificação de estruturas de impactos.....	14
2.3.1 Geometria e morfologia.....	14
2.3.2 Assinatura geofísica.....	16
2.3.3 Metamorfismo de choque e microestruturas.....	17
2.3.4 Assinatura geoquímica.....	20
2.4 Presente e futuro: questões relacionadas ao processo de crateramento por impacto.....	20
2.4.1 A formação de núcleos soerguidos em crateras complexas.....	21
2.4.2 Fundidos de impacto (<i>Impact melts</i>): petrologia e petrogenética.....	21
2.4.3 A datação dos eventos de impacto.....	22
2.4.4 Hidrotermalismo.....	23
2.4.5 Os efeitos de impacto na magnetização das rochas: implicações para estudo de superfícies planetárias.....	24
Capítulo 3 – Materiais e métodos.....	26
3.1 Trabalhos de campo e amostragem.....	26
3.2 Estudos petrográficos.....	26
3.2.1 Petrografia óptica.....	27
3.2.2 Petrografia em Microscópio Eletrônico de Varredura.....	27
3.3 Estudos geoquímicos.....	27
3.3.1 Química mineral.....	28
3.3.2 Química de rocha total.....	28
3.4 Estudos Magnéticos.....	28
3.4.1 Curvas Termomagnéticas.....	28
3.4.2 Curvas de aquisição de magnetização.....	29
3.4.3 Curvas de Histerese.....	29
3.4.4 Anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM).....	29
3.4.5 Anisotropia de remanência anisterética (AAR).....	30
3.4.6 Paleomagnetismo.....	31
3.5 Estudos de espectroscopia e fotometria.....	31

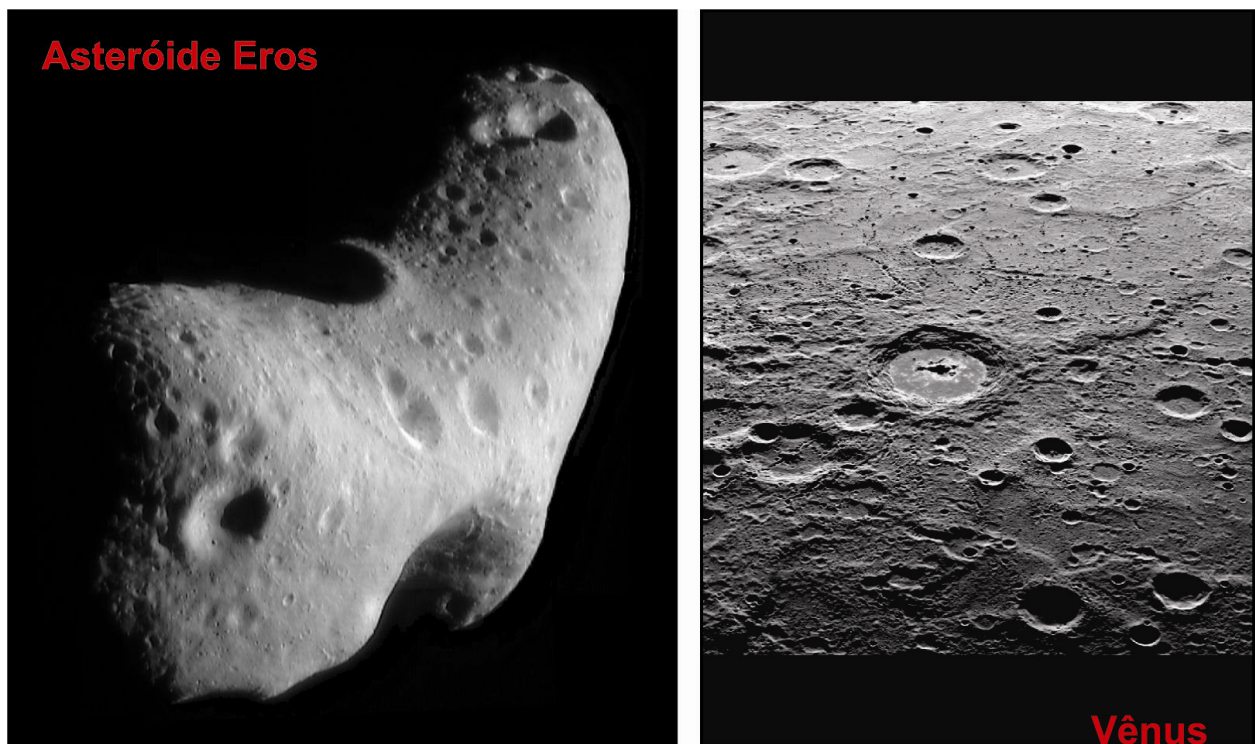
3.6 Datação radiométrica	32
Capítulo 4 – Resultados obtidos para a estrutura de impacto de Araguainha	34
4.1 Trabalhos prévios	34
4.1.1 Geologia.....	34
4.1.2 Geofísica	37
4.2 Trama magnética do núcleo soerguido	38
4.2.1 Petrografia.....	38
4.2.2 Magnetismo.....	42
4.3 Trama magnética dos produtos de impacto.....	46
4.3.1 Petrografia.....	46
4.3.2 Magnetismo.....	48
4.4 Paleomagnetismo dos produtos de impacto e novos dados geocronológicos	53
4.4.1 Paleomagnetismo.....	53
4.4.2 Dados geocronológicos.....	55
4.5 Mineralogia magnética	56
Capítulo 5 – Resultados obtidos para estrutura de impacto de Vargeão	59
5.1 Trabalhos prévios	59
5.1.1 Geologia.....	59
5.1.2 Geofísica	61
5.2 Fusão e hidrotermalismo.....	62
5.2.1 Petrografia.....	62
5.2.1.1 Rochas não chocadas.....	62
5.2.1.2 Rochas chocadas	63
5.2.1.3 Brecha polimítica	66
5.2.2 Geoquímica e química mineral.....	66
5.2.3 Espectroscopia de reflexão - VNIR	69
5.3 Idades radiométricas	71
5.3.1 Datação <i>U/Pb in situ</i>	71
5.3.2 Termometria.....	77
5.4 Propriedades magnéticas	79
5.4.1 Parâmetros escalares de AMS	79
5.4.2 Magnetização remanescente.....	79
5.4.3 Mineralogia magnética	80
Capítulo 6 – Discussão e conclusões	81
6.1 A reologia das rochas-alvo durante a formação de núcleos soerguidos	81
6.2 Petrogenética dos fundidos de impacto (<i>impact melts</i>)	84

6.3 A datação dos eventos de impacto a partir de zircões	88
6.4 O hidrotermalismo pós-impacto e suas implicações nos estudos de superfícies planetárias	90
6.5 Os efeitos da SRM vs. Fusão e alteração hidrotermal: implicações no estudo de superfícies planetárias	92
Capítulo 7 – Considerações finais.....	97
Referências	99
Anexos	
Anexo 1	116
“Magnetic fabric of Araguainha complex impact structure (Central Brazil): Implications for deformation mechanisms and central uplift formation”	
Anexo 2	131
“Magnetic fabric of melt-bearing rocks from Araguainha (Brazil): insights into melt segregation, transfer and collection during impact cratering”	
Anexo 3	161
“The Pangea conundrum: Implications of a new paleomagnetic pole from the Permo-Triassic Araguainha Impact Structure (Central Brazil)”	
Anexo 4	187
“Hydrothermal alteration in the Vargeão basaltic impact structure (South Brazil): implications for recognition of impact-induced hydrothermalism on Mars”	
Anexo 5	246
“In situ U/Pb dating of impact-produced zircons from the Vargeão Dome (Southern Brazil)”	

Capítulo 1

Introdução

O impacto de um meteorito ou cometa na superfície de um planeta ou satélite é o gatilho para a geração de uma estrutura geológica conhecida como cratera de impacto. Todos os planetas e satélites não gasosos do Sistema Solar apresentam crateras em suas superfícies, muitas das quais originadas por impacto (Fig. 1.1). O crateramento de uma superfície por impacto é o mais rápido processo geológico do qual se tem conhecimento (French, 1998), sendo também considerado como o mais importante processo na formação dos planetas (Shoemaker, 1977).



emaker, 1977).

Figura 1.1. Superfícies de corpos celestes rochosos afetados pelo crateramento por impacto. Fonte NASA (<http://www.nasa.gov>)

Embora hoje seja considerada uma área de estudos de fronteira em Geociências, até a década de 1960 poucos acreditavam na possibilidade da existência de crateras de impacto na Terra e em outros objetos celestes (Melosh, 1989). As evidentes crateras da Lua foram consideradas, durante 400 anos de observação, como de origem vulcânica. Foi somente a partir dos trabalhos de Eugene Shoemaker sobre a *Meteor Crater* (ou cratera *Barringer*) no Arizona-

EUA, publicados em 1960 e 1963, que os estudos sobre o impacto de meteoritos e seus efeitos começaram a ser ampliados sistematicamente. A observação sistemática de objetos do Sistema Solar, sobretudo Lua e Marte, permitiram distinguir importantes feições morfológicas nas crateras de impacto, que atualmente são usadas como base para classificá-las. Em geral, é o tamanho da cratera o fator determinante de sua morfologia, o qual depende fundamentalmente da dimensão, velocidade, ângulo de incidência e porosidade do projétil, bem como da composição da rocha-alvo e da gravidade do planeta/satélite.

As crateras de impacto apresentam geometria variada, dependendo de suas dimensões. Na Terra, as crateras *Simple*s possuem diâmetro entre 0 e 20 km e são caracterizadas por uma geometria uniformemente côncava, em forma de “tigela”, similar à geometria da cratera transiente, sugerindo pouco ou nenhum colapso gravitacional após o impacto. As crateras ditas *Complex*as possuem diâmetro final entre 20 e 150 km, com razões profundidade/diâmetro relativamente baixas e importantes feições morfológicas formadas pelo colapso gravitacional da cratera transiente (O'Keefe and Ahrens, 1999), dentre elas estão as bordas colapsadas, bacias anelares e o núcleo central soerguido (Melosh, 1989). Um dos aspectos mais intrigantes na formação de crateras complexas é a criação e a evolução de seus núcleos soerguidos. Alguns trabalhos sugerem que a variação morfológica e morfométrica do núcleo soerguido tem relação com o diâmetro da cratera transiente, o qual por sua vez, está relacionado com a energia de impacto e a aceleração gravitacional (e.g., Roddy et al., 1977; Pike, 1980; Melosh, 1989). As variações morfológicas no núcleo soerguido de crateras com dimensões semelhantes resultam da resposta diferente das diferentes rochas-alvo (em regimes distintos de deformação e gradiente geotérmico) às pressões e temperaturas extremas promovidas pelo impacto (Ivanov e Deutsch, 1999; Lana et al., 2003; Spray et al., 2004; Dence, 2004; Collins et al., 2004; Gibson e Reimold, 2005). Além da variação morfológica, o núcleo soerguido contém uma grande variedade de produtos de impacto, desde as rochas-alvo deformadas, que estruturam o próprio núcleo, até rochas fundidas e brechas de impacto. Esses produtos de impacto formam registros geológicos complexos, que marcam as bruscas mudanças reológicas e composicionais das rochas-alvo durante o processo de crateramento, bem como sua interação com o corpo impactante (Melosh, 1989). Tais registros podem fornecer dados sobre a formação do próprio núcleo e também sobre os eventos pós-impacto. Por exemplo, sabe-se hoje que, em crateras que possuem grandes volumes de material fundido, os processos pós-impacto podem ser similares àqueles que ocorrem em vulcanismos extrusivos ou em ambientes subvulcânicos (e.g., Osinski, 2004; Zieg e Marsh, 2005).

A modificação litológica (metamorfismo de choque) e a formação dos produtos de impacto são responsáveis pela criação de um sistema geoquímico singular. A evolução desse sistema, ou seja, a criação de nova mineralogia e sua diferenciação pode gerar complexas assinaturas petrofísicas (Pilkington e Grieve, 1992; Pilkington e Hildebrand, 2003). Essas assinaturas podem ser utilizadas na interpretação de dados remotos para estudos de superfícies planetárias. Por exemplo, dados recentes da *Mars Global Surveyor* (Marte) sugerem uma forte ligação entre os fortes eventos de impacto ocorridos naquele planeta e a configuração das anomalias magnéticas sobre as crateras de Hellas, Argyre e Isidis (Fig. 1.2) (e.g., Acuña et al., 1999; Arkani-Hamed, 2002; Mohit e Arkani-Hamed, 2004).

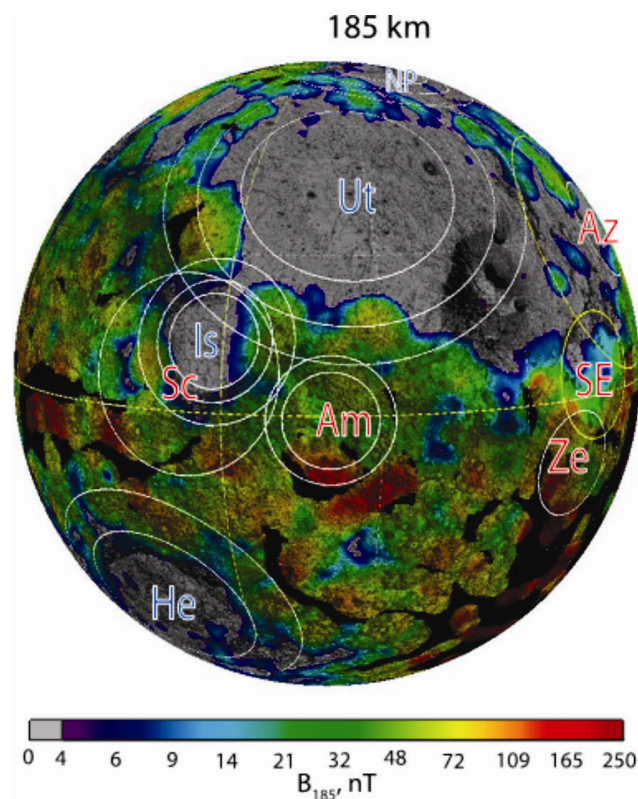


Figura 1.2. Superfície de Marte mostrando as anomalias magnéticas associadas a estruturas de impacto. Hellas (He), Scopolus (Sc), Isidis (Is), Utopia (Ut), North Polar (NP), Amenthes (Am), Zephyria (Ze), Southeast Elysium (SE) e Amazonis (Az). Compilado de Lillis et al. (2010).

Todavia, as fontes destas anomalias, em especial os minerais portadores da forte magnetização remanescente de Marte (dez vezes superior à da Terra; Marte não apresenta magnetização induzida), permanecem motivo de debate, sendo pirrotita, hematita e magnetita os mais fortes candidatos (Kletetschka et al., 2000; Rochette et al., 2001, 2003; Dunlop e Arkani-Hamed, 2005; Carporzen et al., 2005).

Com o intuito de contribuir para o melhor entendimento dos processos de formação de crateras complexas, incluindo a evolução geoquímica dos produtos de impacto nelas encontrados e seu comportamento petrofísico, a presente tese de doutoramento tratará da geologia estrutural, do magnetismo e da geoquímica de duas estruturas de impacto formadas na Bacia do Paraná: *Araguainha*, a maior cratera da América do Sul com cerca de 40 km de diâmetro, e *Vargeão*, com aproximadamente 12 km de diâmetro, localizada no oeste do estado de Santa Catarina, um dos raros exemplos de estrutura de impacto formada em rochas basálticas. A tese está dividida em seis capítulos e conta também com cinco anexos. Os dois primeiros capítulos correspondem a uma síntese sobre os estudos de estruturas de impacto, com ênfase nos mecanismos que regem o processo de crateramento, seus efeitos locais, regionais e planetários. Estes dois capítulos tem também a função de situar os problemas científicos que serão abordados ao longo da tese. No terceiro capítulo são descritos os principais métodos de investigação utilizados neste estudo, bem como os materiais, equipamentos e laboratórios envolvidos. Os resultados obtidos na tese estão dispostos nos capítulos 4 e 5, representado o conjunto de estudos realizados em Araguainha e Vargeão, respectivamente. Os resultados obtidos para Araguainha e Vargeão e suas implicações para os diferentes temas apresentados nos capítulos introdutórios são discutidos no capítulo 6. Os anexos compreendem cinco artigos científicos confeccionados durante o doutoramento (publicados e submetidos).

Capítulo 2

Crateras de impacto

Embora hoje seja considerada uma área de estudos de fronteira em Geociências, até a década de 60, poucos acreditavam na possibilidade da existência de crateras de impacto na Terra e em outros objetos celestes (Melosh, 1989). Neste capítulo será apresentada uma síntese das principais descobertas e problemas relacionados aos estudos de crateras de impacto. Serão descritos os mecanismos que regem o processo de crateramento, seus efeitos locais, regionais e planetários.

2.1 O estudo de crateras de impacto ao longo do tempo

O interesse pela documentação das crateras de impacto, especialmente as crateras lunares, encontra-se historicamente registrado nos trabalhos de Galileo Galilei em 1610 (Fig.2.1). Galileo registrou a ocorrência das feições circulares na superfície lunar, as identificando como depressões com núcleos soerguidos preenchidos por material escuro (Koeberl, 2002). A partir das observações de Galileo, a hipótese de uma origem vulcânica para essas feições prevaleceu entre astrônomos e geólogos por mais de três séculos.

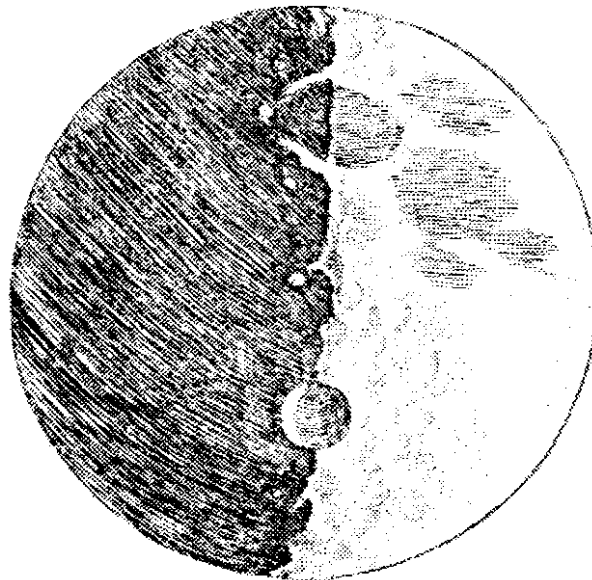


Figura 2.1. Representação da superfície lunar de Galileo Galilei (1610).

O astrônomo Richard A. Proctor foi um dos primeiros a considerar a possibilidade de colisões entre corpos celestes e as superfícies planetárias. Em 1873, no livro *The Moon*, Proc-

tor interpretou as crateras lunares como o resultado de impacto de corpos celestes. Todavia, suas interpretações não surtiram o efeito desejado na comunidade astronômica e a origem vulcânica das feições lunares prevaleceu (Melosh, 1989). Um dos primeiros trabalhos mais aceita sobre a hipótese de crateras de impacto foi feito por Grove K. Gilbert em seu estudo sobre a superfície da Lua. Em 1883, Gilbert associou as principais feições morfológicas e estruturais das crateras lunares a um conjunto de experimentos de impacto vertical a baixas velocidades. Alfred Wegener, celebrizado por seu trabalho sobre a deriva continental, chegou em 1920 à mesma conclusão quanto à origem das crateras lunares, por meio de experimentos similares àqueles realizados por Gilbert (Melosh, 1989; Koeberl, 2002). Mesmo assim, a hipótese de impacto vertical de Gilbert e Wegener foi desacreditada pela maioria dos astrônomos, pois para eles era pouco plausível que a maioria das feições circulares lunares fosse causada somente por impactos com trajetórias verticais à superfície lunar (Melosh, 1989).

A mudança de paradigma quanto à origem das crateras lunares ocorreu principalmente a partir da segunda década do século XX, durante a 1^a Guerra Mundial, através de observações sobre as similaridades morfológicas entre as feições lunares e as crateras de explosões. Neste contexto, os principais artigos publicados foram o do físico Herbert E. Ives no *Astrophysical Journal* em 1919 e os trabalhos do astrônomo Algernon Charles *Gifford* em 1924 e 1930 ambos para o *New Zealand Journal of Science and Technology*. Porém, foi somente após a Segunda Guerra Mundial, que experimentos militares com explosões de bombas nucleares possibilitaram estimar a energia necessária para formar crateras. Com isso foi possível estimar a ordem de velocidade da colisão de um projétil contra um substrato alvo, necessária para a formação de crateras. Para o período, destacam-se: o livro de Ralph B. Baldwin intitulado *The Face of the Moon* de 1949; o livro Harold C. Urey intitulado *The Planets* de 1952 e as fotografias de alta qualidade da superfície lunar obtidas por Gerard P. Kuiper, publicadas em 1954. Todavia, o debate sobre a origem das crateras lunares encerrou-se somente com as análises de amostras lunares obtidas pelas missões Apollo, no início da década de 1960, quando a origem por impacto ficou definitivamente comprovada.

Assim como no caso das crateras de impacto lunares, o reconhecimento de crateras de impacto terrestres só foi plenamente aceito a partir da metade do século XX. Um dos pioneiros na investigação de crateras de impacto foi o engenheiro de minas Daniel Barringer, que em 1906 identificou a cratera do meteoro, no Arizona. Na época, as ideias de Barringer não foram amplamente aceitas e mesmo quando a origem da cratera do meteoro foi finalmente reconhecida, as implicações em relação à formação de crateras de impacto como um processo

geológico significativo na Terra, não foram consideradas. Na década de 1920, o geólogo americano Walter H. Bucher estudou um número de feições geológicas circulares nos Estados Unidos. Em seus estudos, Bucher concluiu que as feições tinham sido geradas por algum grande evento explosivo, mas acreditava que este evento foi, provavelmente, de origem vulcânica. Em 1936, os geólogos John D. Boon e Claude C. Albritton Jr. visitaram as feições estudadas por Bucher e sugeriram que estas foram geradas por impacto. Todavia, o conceito de crateras de impacto permaneceu mais ou menos especulativas, até a década de 1960. Neste período um grande número de pesquisadores, sobretudo Eugene M. Shoemaker, (co-descobridor do cometa Shoemaker-Levy 9), realizou estudos detalhados de uma série de crateras e reconheceu provas claras de que elas haviam sido criadas por impactos, identificando especificamente os efeitos metamórficos da onda de choque associados aos eventos de impacto.

O reconhecimento do metamorfismo de impacto nas décadas de 1950 e 1960, foi fundamental para o avanço nos estudos de crateras de impacto. Este avanço estabeleceu padrões mineralógicos, petrológicos e litológicos únicos, inequívocos e geologicamente estáveis (os efeitos do metamorfismo de impacto podem ser preservados por períodos de 10^6 - 10^9 anos) (e.g. Grieve e Therriault, 2003; Bland, 2004; French 2004) para identificar novas estruturas, bem como avançar na compreensão do processo de formação de crateras (French, 1998, 2004; Osinski et al., 2008). Desde então, é amplamente reconhecido que grandes impactos moldaram significativamente a superfície do planeta, transformando sua crosta, alterando a história geológica e a vida na Terra (French, 1998; 2004). Atualmente, são reconhecidas cerca de 180 estruturas em toda Terra (e.g. Jourdan et al., 2012).

2.2 O processo de crateramento por impacto

Os resultados obtidos em experimentos analógicos e computacionais possibilitaram o desenvolvimento de um modelo de geração de crateras que comporta três estágios principais: contato e compressão, escavação e modificação (e.g., French, 1998, Kenkmann, 2002). Os estágios do processo de crateramento por impacto, sintetizados na figura 2.2, serão detalhados nos subitens a seguir.

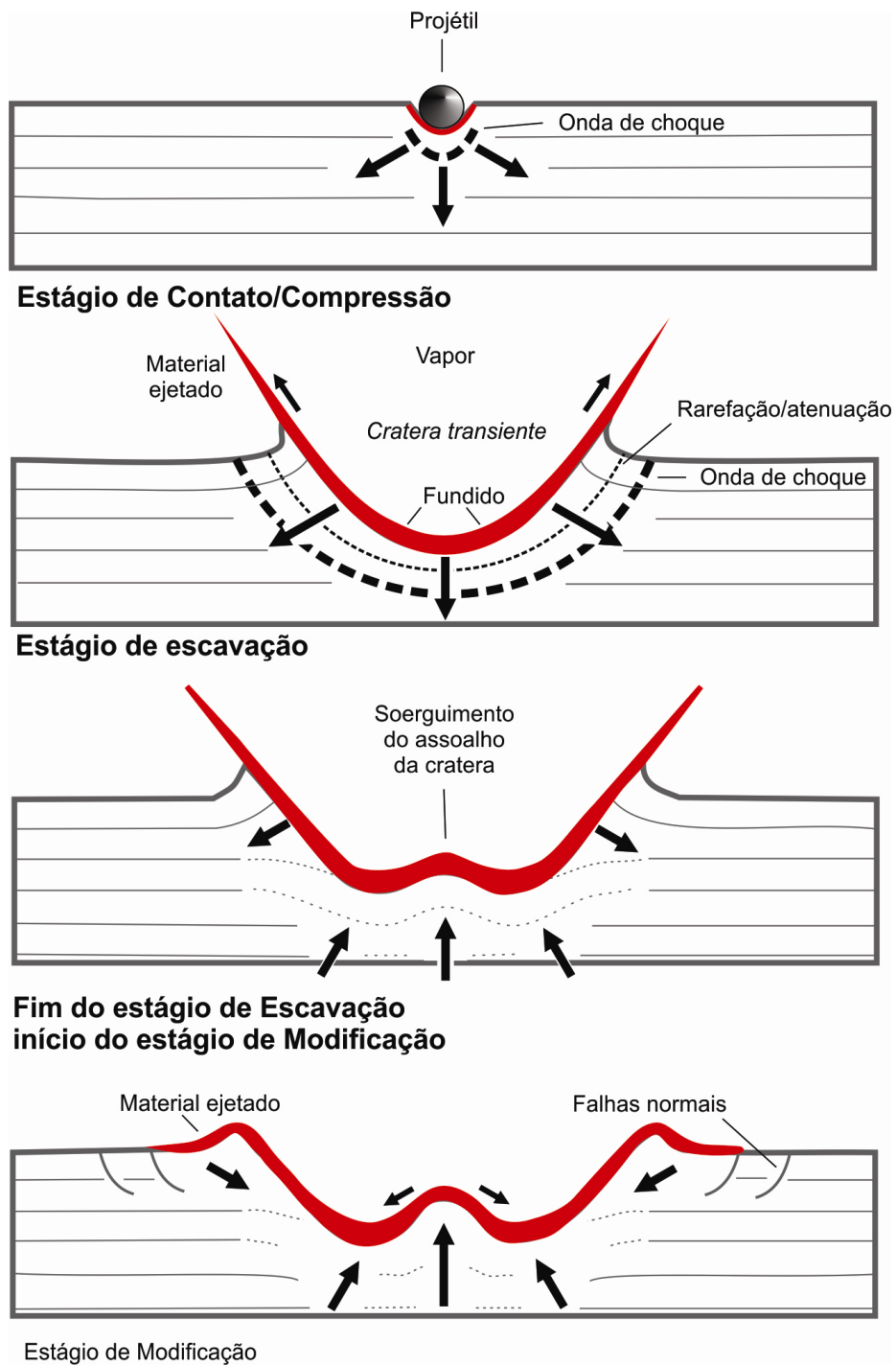


Figura 2.2. Esquema dos estágios característicos da formação de crateras de impacto complexas. Adaptado de French (1998).

2.2.1 Estágio de contato e compressão

O estágio de contato/compressão corresponde ao momento do contato entre o projétil e o alvo e tem duração de uma fração de segundos. Se o alvo é uma rocha sólida, o projétil penetra não mais do que uma ou duas vezes seu próprio diâmetro (Melosh, 1989). Neste estágio uma imensa energia cinética é transferida para as rochas-alvo através das ondas de choque geradas na interface entre projétil e a rocha-alvo. As ondas de choque são ondas mecânicas de alta energia, nas quais a pressão, a densidade, a velocidade das partículas e a temperatura mudam abruptamente (Krehl, 2009). A propagação destas ondas em um sólido só ocorre se este for acelerado a velocidades supersônicas. A compressibilidade das rochas-alvo diminui com o aumento da pressão e ondas de rarefação (ou tensão) formam-se imediatamente em resposta às ondas de choque. Como consequência, altas pressões são geradas na frente de onda, que se propaga com velocidade supersônica. Modelos numéricos e computacionais demonstram que ondas de choque esféricas e concêntricas originadas no ponto de contato e resultantes da pressão exercida no choque propagam-se simultaneamente pela superfície dos dois corpos – projétil e alvo (Fig. 2.2).

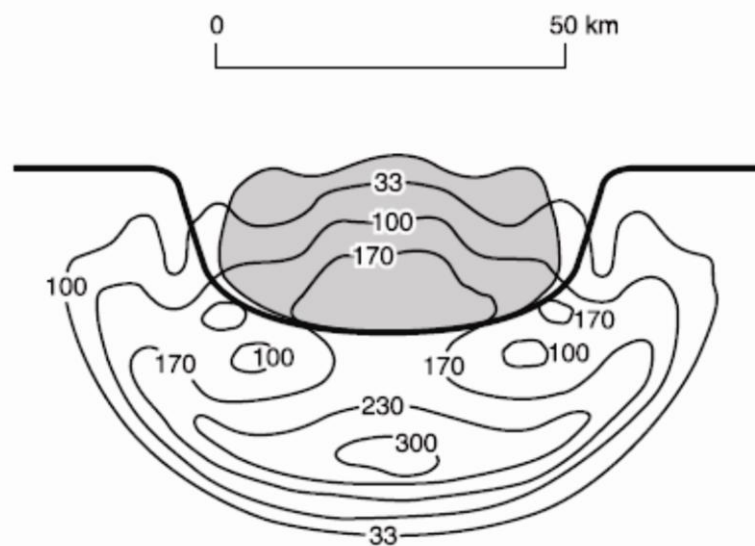


Figura 2.3. Estágio de contato/compressão: geração de ondas de choque e deformação do projétil. Isolinhas indicando as pressões (GPa) geradas nesse estágio. Compilado de French (1998).

A pressão gerada pelas ondas de choque é de tal magnitude que promove mudanças significativas no estado físico e químico das rochas impactadas (French, 1998). Um dos efeitos das ondas de choque nas rochas-alvo é a formação de *shatter cones* (cones de estilhaçamento). As mais importantes feições diagnósticas de impacto são microscópicas: as fraturas planares (PFs) e as feições de deformação planar (PDFs) em silicatos, principalmente quartzo

e feldspatos. Juntamente com os PFs e PDFs outra importante feição de impacto são os polimorfos de sílica (SiO_2) gerados pelas altas pressões características dos primeiros estágios do evento de impacto. Um resumo dos efeitos de impacto em minerais e rochas (metamorfismo de choque) pode ser observado no diagrama da Figura 2.4.

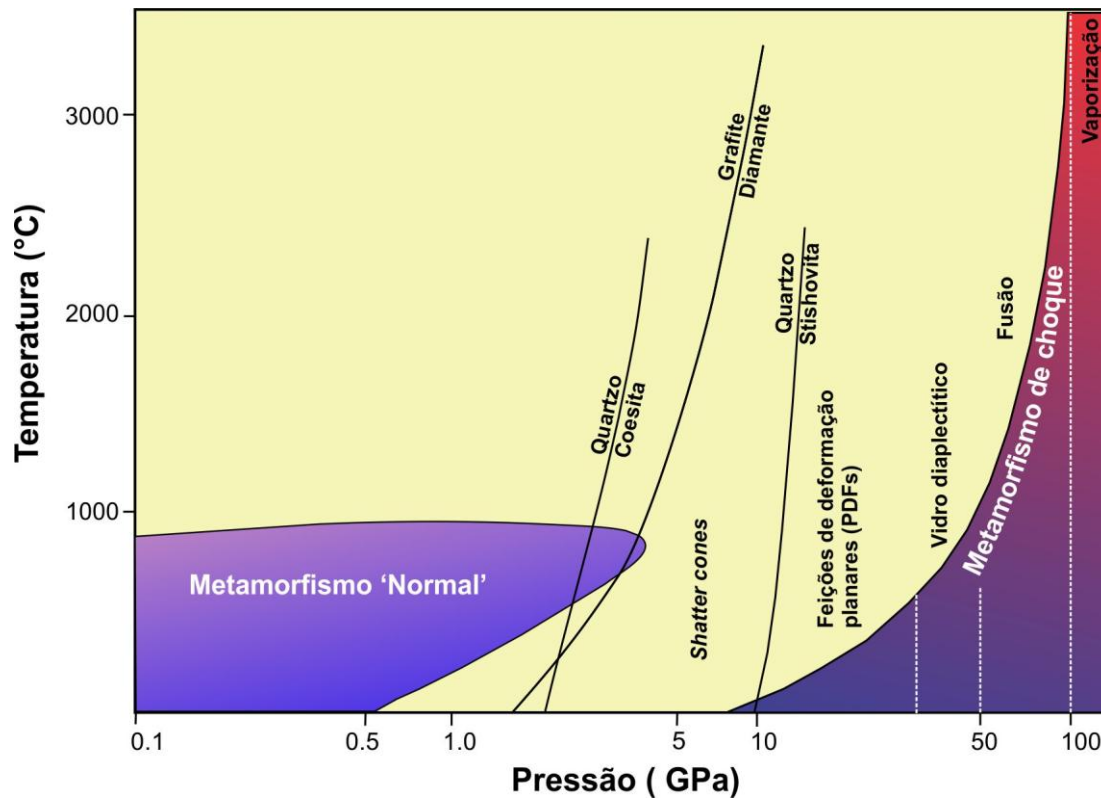


Figura 2.4. Condições de pressão e temperatura no metamorfismo de choque. Modificado de French (1998).

As ondas de choque transmitidas nas rochas-alvo perdem energia rapidamente, uma vez que elas se propagam para longe do ponto de contato. Dois fatores estão envolvidos nesta perda de energia: (1) com o aumento da distância radial a frente de choque em expansão abrange uma área hemisférica cada vez maior, reduzindo assim a densidade total de energia, (2) adicionalmente a energia é perdida para as rochas-alvo através do aquecimento, deformação e aceleração. Portanto, o pico de pressão da onda de choque também cai rapidamente com a distância do ponto de contato (Fig.2.5).

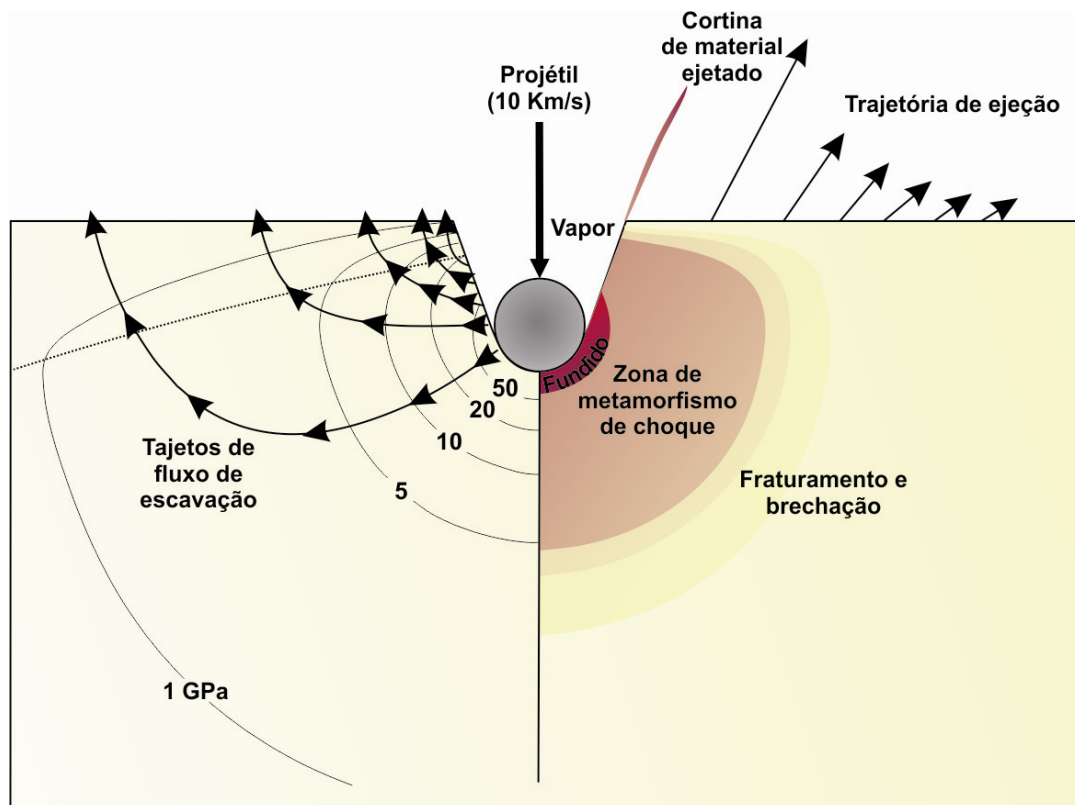


Figura 2.5. Diagrama mostrando a diminuição da pressão na frente da onda de choque em função da distância radial. Modificado de French (1998).

O final do estágio de compressão é marcado pela diminuição de energia das ondas de choque e expansão das ondas de rarefação. Isto ocorre porque com o aumento da distância entre a frente de onda e o ponto de contato, a área hemisférica da frente de choque é cada vez maior, reduzindo assim a densidade total de energia e consequentemente a pressão na frente da onda de choque (Fig. 2.5). Além disso, parte da energia da frente de onda é transmitida para as rochas-alvo através do aquecimento, deformação e aceleração.

Durante a transição entre o estágio de compressão e o estágio de escavação, as grandes flutuações de pressão e temperatura fazem com que o projétil e uma parte do alvo vaporizem. É também nesse estágio, que todo material vaporizado e altamente aquecido ioniza e começa a expandir-se na forma de plasma (e.g. Chen et al., 1995) (Fig. 2.6).

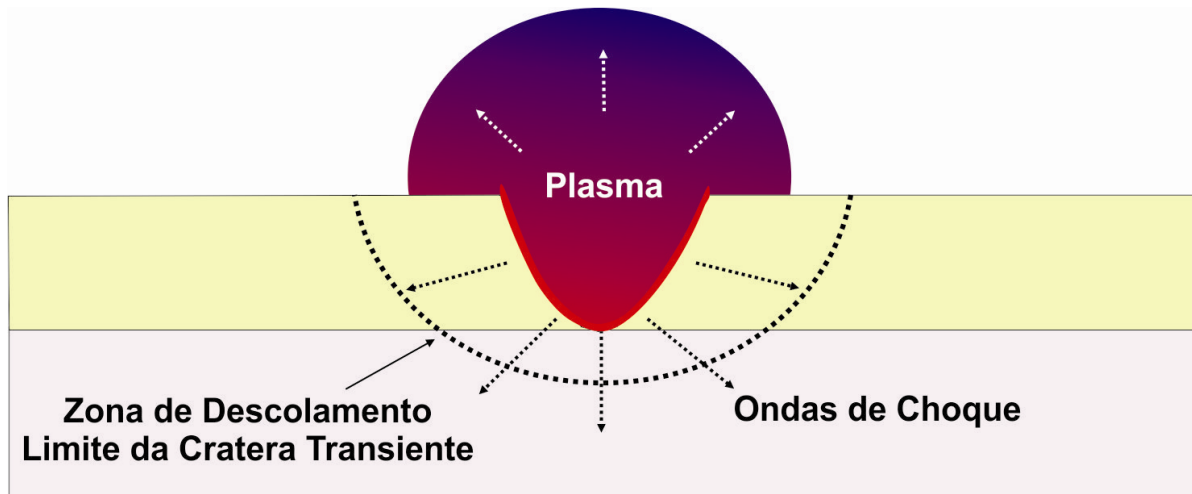


Figura 2.6. Final do estágio de compressão e início da escavação e a formação de plasma

2.2.2 Estágio de Escavação

A reflexão das ondas de impacto no estágio de transição converte parte da energia inicial da colisão em energia cinética, de modo que diversos tipos de fragmentos dentro da cratera são ejetados a velocidades da ordem de centenas de quilômetros por hora (Fig. 2.7) (French, 1998). Nesse estágio, denominado de escavação, a cratera expande-se e adquire a geometria de uma ‘tigela’ – a cratera transiente, que possui cerca da metade do tamanho da cratera final. À medida que a expansão progride, suas bordas se elevam, tornando-se cada vez mais abruptas, funcionando como rampa de lançamento para o material que continua sendo ejetado – o ângulo de ejeção se torna bem mais agudo, nesse estágio. A ejeção produz um fluxo simétrico de material ao redor do centro da estrutura.

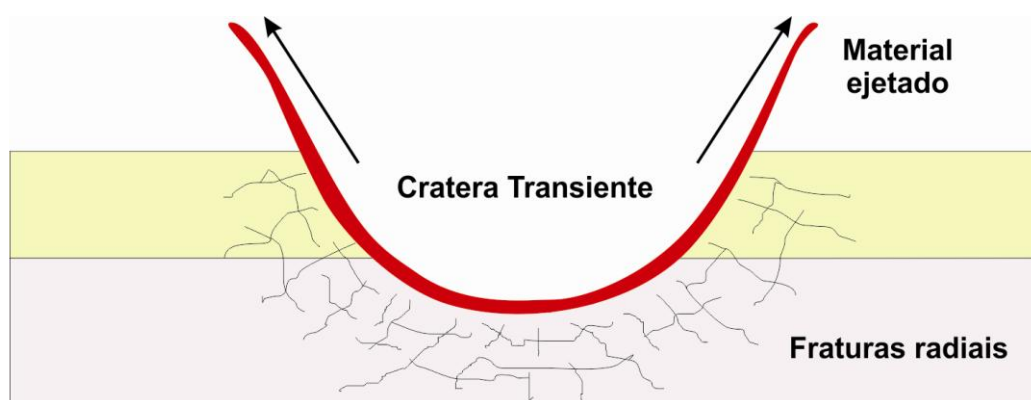


Figura 2.7. Formação da cratera transiente com ejeção de material em fluxo simétrico
Ao final desse estágio, as rochas da área de choque e de sua vizinhança estarão completamente transformadas. Neste processo, uma enorme quantidade de rocha é fundida formando

os *impact melts* (fundidos de impacto), que podem atingir dezenas a milhares de km³ (e.g., Grieve e Cintala, 1992; French, 2004; Osinski et al., 2008; Wünnemann et al., 2008). Além dos fundidos de impacto, formam-se também brechas de diversos tipos (e.g., Grieve et al., 1991; French et al., 1997; Dressler e Sharpton, 1997; Dressler e Reimold, 2004). As brechas podem se formar nas rochas-alvo sob o assoalho da cratera (brechas parautoctones) ou podem ser depositadas no interior da cratera, já no estágio de modificação (brechas alóctones).

2.2.3 Estágio de Modificação

Após a compressão e a escavação, no estágio de modificação, as rochas-alvo acomodam-se em níveis gravitacionalmente estáveis.

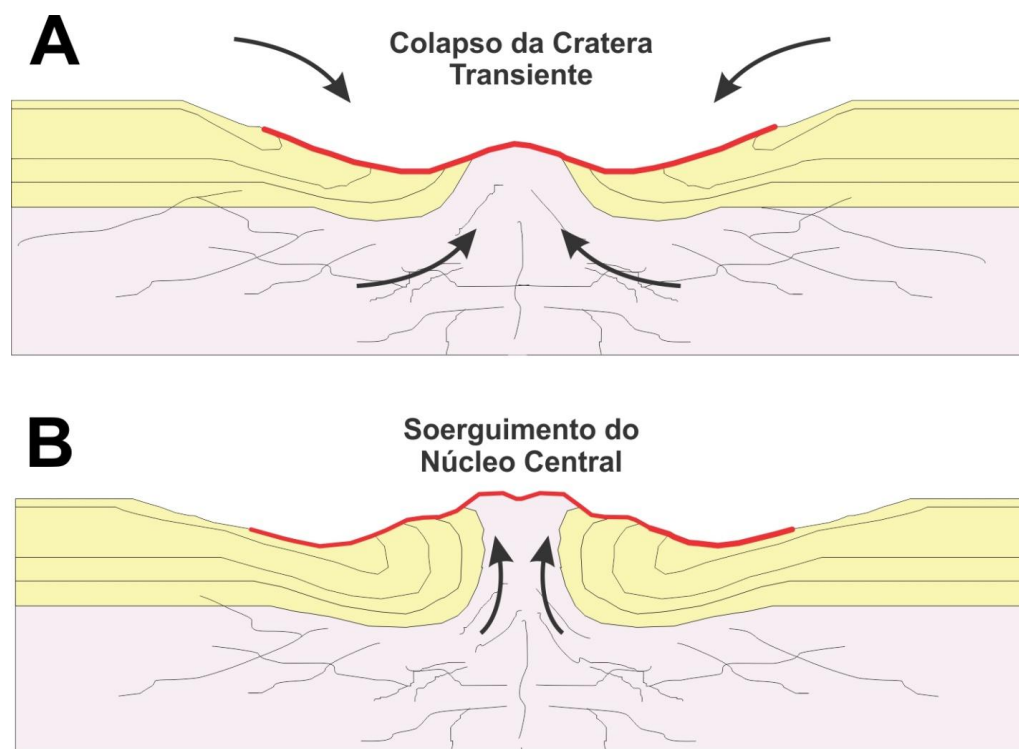


Figura 2.8. Modelo sobre a evolução de uma cratera do tipo complexa na fase de modificação. (A) colapso da cratera transiente e comportamento pseudo-plástico das rochas; (B) o núcleo atinge seu pico máximo e o esforço cisalhante é menor que o limite de coesão das rochas que voltam a se comportar como um corpo rígido. Baseado em Collins et al. (2002).

Para as crateras simples a acomodação se dá apenas pelo colapso das paredes da cratera transiente com o fluxo de material para o centro da estrutura (Fig. 2.8 A). Para crateras complexas ocorre o soerguimento do assoalho da cratera transiente e o colapso concomitante das paredes da cratera transiente. Essa forma final se deve à reologia das rochas durante o impacto, que é semelhante a um fluido de Bingham. O fluido de Bingham não escoava até que o limi-

te crítico de esforços exceda a coesão, após o qual o escoamento é diretamente proporcional ao esforço, como em materiais Newtonianos. A formação do núcleo soerguido continua a aumentar até que o esforço cisalhante diminua e permaneça abaixo do limite de coesão, até que o movimento é cessado e esse soerguimento é “congelado” (Fig. 2.8 B).

2.3 Critérios para identificação de estruturas de impacto

A associação de uma estrutura geológica ou geomorfológica a processos de impacto ocorre se, e somente se, for verificada a presença de material meteorítico, de feições de metamorfismo de choque nas rochas-alvo e/ou de assinaturas geoquímicas características. Todavia, aspectos geométricos, morfológicos e geofísicos podem ajudar no reconhecimento e na caracterização das crateras de impacto meteoríticas. Neste item será apresentado um resumo das principais ferramentas e feições utilizadas para a identificação de uma estrutura de impacto.

2.3.1 Geometria e morfologia

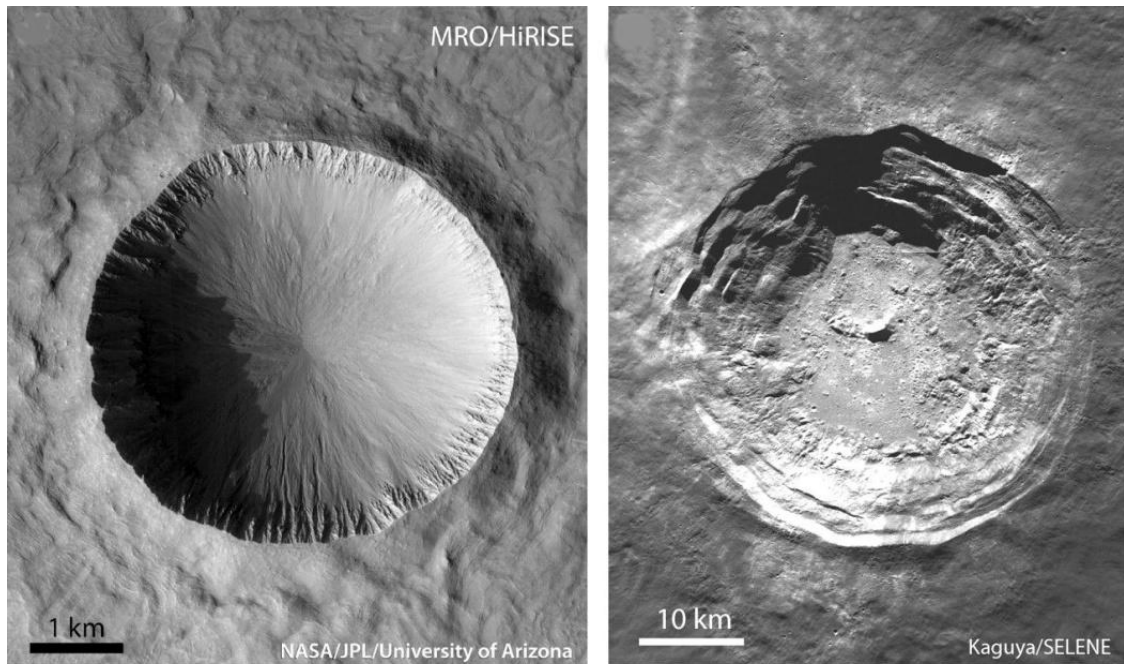
Mesmo que não sejam fatores diagnósticos de impacto, a geometria e a morfologia têm um papel importante na especulação da origem de impacto de uma cratera (French e Koeberl, 2010). Em geral, é o tamanho da cratera de impacto o fator determinante de sua geometria e morfologia e este depende fundamentalmente da dimensão, velocidade, ângulo de incidência e porosidade do projétil, bem como da composição da rocha-alvo e a gravidade do planeta. As crateras de impacto são comumente divididas em três grupos: simples; complexas e do tipo bacias multi-anelares (e.g., Melosh, 1989). Essa classificação considera o diâmetro das crateras e foi proposta com base nas estruturas observadas na superfície da Lua (Fig 2.9). Como a gravidade e a atmosfera exercem forte influência sobre o impacto, não é possível estabelecer uma relação direta entre crateras dos componentes do sistema solar e seu diâmetro. Por exemplo, a intensidade de impacto necessária para formar na Terra uma cratera de 4 km de diâmetro, é a mesma para a formação de uma cratera com 15 km de diâmetro na Lua (French, 1998).

As *Crateras Simples* são as menores estruturas, com diâmetro entre 0-20 km. São caracterizadas por uma geometria uniformemente côncava, em forma de ‘tigela’, similar à geometria de uma cratera transiente (ver item 2.1), sugerindo pouco ou nenhum colapso gravitacional após o impacto. Possuem profundidade máxima no centro da estrutura e são desprovi-

das de núcleo soerguido e terraços nas bordas. A razão entre a profundidade e o diâmetro nas crateras varia entre (0,2) e (0,33) (Melosh, 1989).

As *Crateras Complexas* têm diâmetro final entre 20 e 150 km, com razões profundidade/diâmetro relativamente baixas. Entretanto, alguns trabalhos sugerem estruturas com diâmetro de até 5 km (Kenkmann, 2002). As crateras complexas apresentam algumas feições morfológicas importantes, formadas pelo colapso gravitacional da cratera transiente (O'Keefe and Ahrens, 1999), dentre elas estão: bordas colapsadas, bacias anelares e núcleo central soerguido (Melosh, 1989). A área de borda é caracterizada por escarpas anelares e terraços condicionados por falhamentos normais com dobramentos associados. Os falhamentos normais e seus dobramentos associados são diagnósticos para a demarcação da região de borda e conseqüentemente para a determinação do diâmetro final da estrutura. As bacias anelares representam à área entre o núcleo soerguido e as bordas da cratera ou anéis e são chamadas de bacias, pois nelas é depositada a maior parte das brechas dos materiais fundidos produzidos pelo impacto e pelo colapso da estrutura. Nas crateras complexas, o núcleo central soerguido pode ser expresso topograficamente por um pico simples ou por um sistema de anéis centrais. Esses últimos são típicos de crateras complexas maiores e formados em situações onde o pico central entra em colapso e gera um sistema de anéis montanhosos no centro da estrutura, antes que o movimento gerado pelo impacto cesse.

As *Bacias Multi-Anelares* são as maiores estruturas de impacto observáveis (com diâmetros superiores a 150 km) e tipicamente apresentam um formato de anéis concêntricos; essas crateras são normalmente produto de colisões ocorridas no início da formação do Sistema Solar quando projéteis de maior dimensão eram mais abundantes (Bland, 2004). Elas são bem preservadas em superfícies como as de Marte, da Lua e de satélites de Júpiter. Entretanto, elas correspondem a morfologias bastante erodidas na Terra, não tendo sido possível ainda provar sua existência no planeta. As Crateras de Vredefort e Chixulub são potenciais candidatos terrestres de bacias multi-anelares (French, 1998).



**Fi-
gura**

2.9. Exemplos de crateras de impacto simples e complexas observadas na superfície lunar. Compilado de Collins et al.(2012).

2.3.2 Assinatura geofísica

A geofísica é uma ferramenta importante no reconhecimento inicial e estudo de crateras de impacto terrestre, pois cerca de 20% dessas estruturas estão encobertas por sedimentos pós-impacto (Pilkington e Grieve, 1992). Em geral, os métodos geofísicos são usados para auxiliar o reconhecimento de crateras de impacto e adicionalmente revelar a sua relação com o processo formador.

As crateras de impacto na superfície terrestre apresentam assinaturas geofísicas típicas (Pilkington e Grieve, 1992; Pilkington e Hildebrand, 2003). Todas apresentam uma anomalia gravimétrica circular negativa. Em crateras simples, esta anomalia é relacionada à presença de níveis de brecha, enquanto em crateras complexas, é relacionada ao forte fraturamento das rochas impactadas no centro da estrutura. Acompanhando a anomalia gravimétrica negativa, é comum encontrar-se anomalias magnéticas negativas associadas a uma redução na susceptibilidade magnética das rochas impactadas. Nota-se, entretanto, que algumas crateras complexas tendem a exibir altos magnéticos em seu centro, devido ao efeito de magnetismo de choque (piezomagnetismo). Por exemplo, a maior estrutura de impacto conhecida no planeta,

a cratera de Vredefort (300 km), apresenta rochas ‘super-magnéticas’ em seu centro (Hart et al., 1999).

Além dos métodos gravimétricos e magnetométricos, métodos sísmicos estão cada vez mais sendo usados para investigação estrutural das crateras, em especial daquelas que são cobertas por uma lâmina d’água (e.g. Morgan et al., 2000). Além disso, os dados sísmicos fornecem importantes parâmetros para a comparação com os modelos numéricos (Collins et al., 2002). A correta interpretação de dados geofísicos em crateras de impacto, usualmente soterradas e/ou deformadas por eventos tectônicos mais jovens do que o impacto, exige o conhecimento do comportamento dos diversos métodos em áreas com geometria bem controlada.

2.3.3 Metamorfismo de choque e microestruturas

O metamorfismo de choque é um tipo de metamorfismo cujas feições são originadas por processos decorrentes da passagem das ondas de choque na rocha-alvo (ver figura 2.3) (French, 1998).

Um dos principais efeitos das ondas de choque nas rochas-alvo é a formação de brechas. Brechas de diversos tipos são provavelmente o mais abundante e muitas vezes o mais perceptível efeito dos impactos (e.g. French et al., 1997; Dressler e Sharpton, 1997; Dressler e Reimold, 2004). As brechas podem se formar nas rochas-alvo sob o assoalho da cratera (brechas paraúctones), ou podem ser depositadas no interior da cratera durante o estágio de modificação (brechas alóctones). A maioria das brechas é produzida em pressões relativamente baixas (<1 GPa) no final do processo de impacto (Melosh, 1989). Mesmo sendo muito abundantes em estruturas de impacto reconhecidas, a presença de brechas não é considerada diagnóstica no reconhecimento de crateras de impacto (French e Koeberl, 2010).

Uma das feições diagnósticas de impacto em rochas-alvo é a formação de *shatter cones* (cones de estilhaçamento) (Fig. 2.10). Os *shatter cones* são estruturas macroscópicas tridimensionais com aspecto estriado e formato de cones agregados (Gibson e Spray, 1998). Em geral, estão associados a regimes de pressões de 2 a 10 GPa e se desenvolvem melhor em rochas relativamente homogêneas de granulação fina, tais como carbonatos. Modelos numéricos, propostos por Sagy et al. (2002) e Baratoux e Melosh (2003) indicam que as estrias e o aspecto cônico dessas estruturas se devem à interação das frentes de ondas de choque com heterogeneidades presentes nas rochas e ao longo de fraturas.

Outra importante característica diagnóstica de impacto é a formação de fraturas planares (PFs) e de feições de deformação planares (PDFs) em silicatos, principalmente em quartzo e feldspatos em pressões inferiores a 10 GPa (Stöffler e Langenhorst, 1994; French et al., 1997, 2004). Estes PFs, que são idênticos a uma clivagem, geralmente ocorrem em séries múltiplas, com 2 ou 3 séries por grão (Stöffler e Langenhorst, 1994; French et al., 1997; French, 2004). Os conjuntos de fraturas podem ter 0,5-5 mm de comprimento, dependendo do tamanho do grão. Eles não atravessam as bordas dos grãos e são orientados em ângulos específicos com relação ao eixo-c do quartzo (Bunch e Cohen, 1964; Bunch, 1968; French, 2004). Os PFs consistem em fraturas expostas, muitas vezes preenchidas por minerais secundários. As fraturas são relativamente finas (tipicamente 3-10 μm), mas mais espessas do que as feições de deformação planar.



Figura 2.10. Exemplo de *shatter cones* desenvolvidos em filitos da estrutura de impacto de Araguaína.

Os PDFs, segundo Stöffler e Langenhorst (1994), são lamelas de material amorfo formado para acomodar a compressão da passagem da onda choque na estrutura cristalina do silicato (quartzo). O material amorfo, por sua vez, é em geral representado por quartzo diaplético ou por lechatelierita. O quartzo diaplético é formado quando a temperatura no interior dos PDFs (TC - temperatura de compressão) excede a temperatura de fusão do quartzo (TF), sem que a temperatura na descompressão (TD) esteja acima de TF. Em outras palavras, não há destruição completa da estrutura cristalina do mineral. A lechatelierita é formada quando

TC e TD estão acima da TF do quartzo durante a descompressão. Diferente das fraturas planares, que podem estar presentes no mesmo mineral, os PDFs não são fraturas abertas. Elas ocorrem em vários conjuntos fechados, extremamente estreitos e paralelos às regiões planas. PDFs individuais são também estreitos (tipicamente $< 2-3 \mu\text{m}$) e menos espaçados (tipicamente $2-10 \mu\text{m}$) que as fraturas planares (French, 1998). Além de serem diagnósticas do evento de impacto, as feições de deformação planar são excelentes geobarômetros. As pressões são estimadas através da orientação cristalográfica dos conjuntos de PDFs em relação ao eixo-c de quartzo (Stöffler e Langenhorst, 1994; French, 1998).

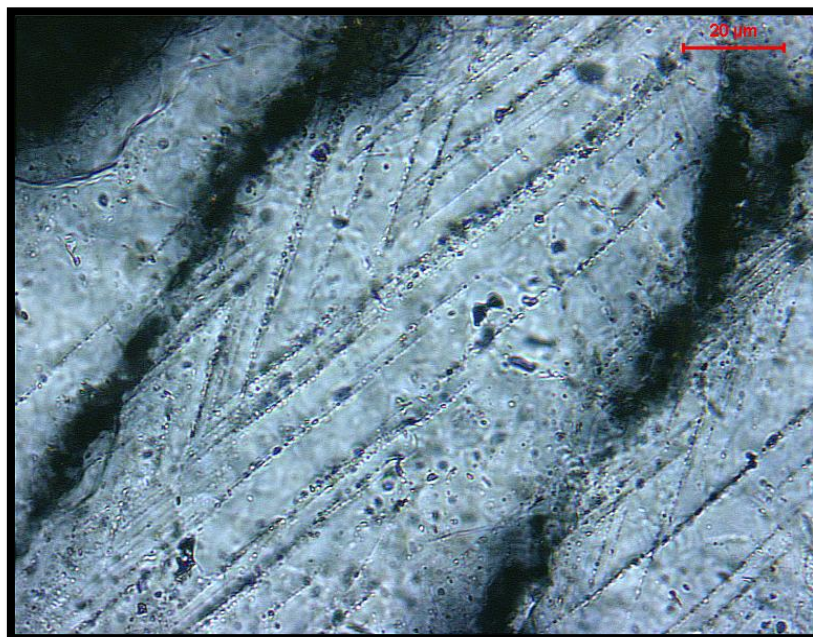


Figura 2.11. Exemplo de PDFs desenvolvidos em cristais de quartzo do granito da estrutura de impacto de Araguinha.

Além dos PFs e PDFs outra importante feição de impacto é a presença de polimorfos de sílica (SiO_2), que são gerados devido às altas pressões durante os primeiros estágios do evento de impacto. Os dois polimorfos usados para caracterização de impacto são a coesita e estishovita (Chao et al., 1960; Chao et al., 1962). A coesita, embora esteja associada a eventos de impacto, pode também ser encontrada na forma de microinclusões em granadas geradas em profundidade por meio de processos tectônicos (Carswell et al., 2003) e seu uso como diagnóstico de impacto deve ser feito com cautela (French e Koeberl, 2010). Por sua vez, a ocorrên-

cia superficial de estishovita está, até o momento, somente associada a crateras de impacto (Stöffler e Langenhorst, 1994; French, 1998).

2.3.4 Assinatura geoquímica

Como descrito anteriormente, durante as primeiras fases do processo de crateramento, uma enorme quantidade de rocha é fundida, formando os fundidos de impacto ou *impact melts* (e.g., Dence, 1971; Grieve e Cintala, 1992; Osinski et al., 2008; Wünnemann et al., 2008). Ainda que os fragmentos de meteorito raramente sobrevivam a um evento de impacto, quantidades detectáveis de material derivado do meteorito são por muitas vezes incorporadas ao fundido de impacto durante a formação da cratera.

A detecção de pequenas quantidades de material extraterrestre se baseia na análise de elementos que são altamente enriquecidos em meteoritos em relação às rochas da crosta terrestre. Na prática, essas análises são restritas principalmente aos elementos siderófilos como Ni, Co, Cr, Au e elementos do grupo da platina (PGE; Ru, Rh, Pd, Os, Ir e Pt). Em particular, as análises Ir tem sido efetivamente utilizadas para estabelecer origens por meio de impacto, notadamente para a camada do limite Cretáceo-Paleógeno (K-Pg) (Alvarez et al., 1980) e para certo número de estruturas de impacto (Palme et al., 1981; Palme, 1982; Koeberl, 1998).

2.4. Presente e futuro: questões relacionadas ao processo de crateramento por impacto

Desde a exploração da superfície lunar, nas décadas de 1960 e 1970, muitos estudos foram feitos sobre o tema de crateras de impacto, tanto em relação ao próprio processo de crateramento, quanto em relação aos seus efeitos em escala regional e planetária. Neste item serão abordadas algumas questões em debate na literatura. Para tal, foram usados como base os artigos de revisão de French (2004), sobre a importância do processo de crateramento de impacto; Jourdan e colaboradores (2009), sobre a datação de estruturas de impacto; Osinski e colaboradores (2013), sobre a geração de sistemas hidrotermais em estruturas de impacto e de Louzada e colaboradores (2011), sobre a (des)magnetização das superfícies de planetas rochosos através de impactos meteoríticos. Estes temas serão discutidos ao longo da tese, com base nos estudos das crateras de Araguainha e Vargeão.

2.4.1 A formação de núcleos soerguidos em crateras complexas

A principal característica que diferencia uma estrutura de impacto do tipo simples de uma do tipo complexa é a presença de um núcleo central soerguido. O núcleo central soer-

guido pode ser representado apenas por uma elevação topográfica central (*central peak*) ou por um pico central anelar (*peak ring*), a formação de um ou de outro depende principalmente do tamanho da cratera transiente e das propriedades das rochas impactadas (Melosh e Ivanov, 1999). A formação de núcleos soerguidos, bem como de outras feições morfológicas, está diretamente relacionada à fase de modificação da cratera (e.g. French, 1998). Segundo Osinski e Spray (2005) existem dois mecanismos que atuam nessa fase. Ao mesmo tempo em que ocorre o soerguimento do assoalho da cratera transiente, no qual há movimentação de material para o centro e para o alto, ocorre também o colapso das paredes da cratera transiente, com fluxo de material para o centro e para baixo.

Nos estudos sobre a formação de crateras complexas, muitos modelos numéricos assumem que as rochas-alvo adquirem um comportamento hidrodinâmico durante o processo de crateramento associado à perda de coesão das rochas durante o processo de crateramento. Para explicar esta perda de coesão durante o crateramento alguns mecanismos são usualmente propostos, dentre os quais: a fusão por fricção ou *frictional melting* (Dence et al., 1977); a atenuação térmica ou *thermal softening* (O'Keefe and Ahrens, 1999); o falhamento dinâmico ou *dynamic faulting* (Senft and Stewart, 2009) e a fluidificação acústica ou *acoustic fluidization* (Melosh, 1979, Melosh and Ivanov, 1999). Cada um destes mecanismos tem sido propostos com base em feições de campo, ou resultados de simulações numéricas, e sua atuação no processo final de modificação é ainda motivo de debate na literatura (e.g., Senft and Stewart, 2009).

2.4.2 Fundidos de impacto (*Impact melts*): *petrologia e petrogenética*

A fusão instantânea de parte das rochas-alvo é uma dos processos mais importantes de geração de produtos de impacto durante o processo de crateramento (French, 1998). Parte desse material fundido (*impact melts*) é ejetada para fora da cratera e pode contribuir para a formação de depósitos distais. O material remanescente é redistribuído ao longo da estrutura de impacto, formando feições similares àquelas observadas em rochas magmáticas, tais como diques e derrames (e.g. Dressler and Reimold 2001; Spray, 2010). Os estudos feitos até então neste tipo de material concentram-se principalmente sobre a estrutura de impacto de Sudbury, no Canadá. Sudbury é uma das maiores estruturas de impacto reconhecidas no planeta (ca. 200 km de diâmetro) e possui o maior volume de fundido de impacto entre todas as estruturas terrestres. O Complexo Ígneo de Sudbury (SIC) foi alvo de muitos trabalhos petrológicos e petrogenéticos, devido em grande parte ao seu potencial econômico (e.g., Grieve e Masaitis,

1994). Destes estudos, é imperativo ressaltar os trabalhos de Lightfoot et al.(1997; 2002) sobre detalhes de formação do próprio SIC, bem como os trabalhos de Zieg e Marsh (2005) sobre os processos de cristalização ocorridos na SIC e suas implicações para os corpos magmáticos em geral. Contudo, estudos em estruturas de impacto com menor volume de material fundido ainda são escassos (e.g. French, 2004). Esse déficit em relação a crateras menores deixa em aberto diversas questões, que tangem à formação das próprias crateras e as condições de fusão das rochas-alvo, bem como questões de cunho mais magmático, tais como (Dressler and Reimold, 2001): os mecanismos de colocação dos fundidos; as possíveis misturas que ocorrem entre os fundidos durante o processo de crateramento; as condições e a duração do processo de resfriamento e de cristalização dos fundidos.

2.4.3 A datação dos eventos de impacto

Atualmente, cerca de 180 estruturas de impacto foram identificadas em todo planeta (*Earth Impact Database*, 2012. www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/index.html). Algumas dessas estruturas, associadas a eventos de impacto de grandes proporções, são comumente correlacionadas a mudanças significativas no clima e na biosfera do planeta (e.g. Jourdan et al., 2009). Além disso, os eventos de impactos podem auxiliar na datação de sequências sedimentares, da mesma forma que os episódios vulcanoclásticos. Durante o processo de crateramento um grande volume de material (fundido e clástico) é ejetado e depois depositado em bacias sedimentares, podendo servir como marco temporal. Sendo assim, a precisa datação das estruturas de impacto pode ser crucial na correlação entre o eventos ao longo de uma bacia, ou mesmo em eventos em escala global, com implicações para a compreensão da importância desse tipo de processos em escala regional e planetária (e.g. Alvarez et al., 1980; Deutsch e Scharer, 1994).

Compilações recentes de dados geocronológicos relacionados às crateras de impacto mostram que uma quantidade significativa de estruturas de impacto comprovadas permanecem sem idade definida (e.g., Jourdan et al., 2009; 2012). Apenas 50% das crateras possui uma idade determinada e destas cerca de 28% possui idades suficientemente precisas que permitam uma boa correlação, com erros iguais ou menores a 2% (valor definido por Jourdan et al., 2009). Jourdan e colaboradores (2009) apontam a baixa precisão e exatidão dos métodos de datação comumente utilizados em materiais de impacto, como responsáveis pelas elevadas incertezas nas idades. Segundo estes autores, é possível aumentar a exatidão da datação ao analisar várias amostras irmãs usando técnicas modernas de datação radiométrica. No entanto,

mesmo em métodos de datação radiométrica erros sistemáticos podem existir (e.g., alteração mineral, metamorfismo). Para evitar esses erros, Jourdan et al. (2009) sugerem o uso dos métodos Ar^{40}/Ar^{39} e U/Pb, pois estes permitiriam avaliar de forma mais cautelosa a validade de uma idade, através do espectro de idades ou da curva de concórdia, respectivamente.

Na América do Sul, das oito estruturas de impacto reconhecidas (*Earth Impact Database*, 2012. www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/index.html). Até a presente tese, apenas Araguinha possuía um estudo consistente de datação radiométrica, com idades Ar^{40}/Ar^{39} de 245.5 ± 3.5 e 243.3 ± 3.0 Ma (Hammerschmidt e Engelhardt, 1995), ambas com erros acima de 2%.

2.4.4 Hidrotermalismo

O processo de impacto pode causar diversos tipos de efeitos, relacionados sobretudo com a enorme transferência de energia entre o projétil e a superfície impactada. Os efeitos variam tanto em escala espacial, de metros até a escala interplanetária, quanto em escala temporal, de frações de segundo até milhares de anos. Neste contexto, é importante ressaltar o efeito de fusão das rochas-alvo (ver item 2.2.1). Com exceção da formação de tektitos e esférulas, que podem ser depositados a vários quilômetros de distância da cratera, a fusão das rochas-alvo pode ser considerada um efeito pontual. No entanto, a fusão das rochas-alvo produz alguns efeitos secundários, que podem perdurar por até algumas centenas de milhares de anos (e.g., French, 1998; 2004). Neste caso, o efeito mais duradouro é a formação de um sistema hidrotermal ligado à fonte de calor gerada pelo material fundido (e.g., Schimeder e Jourdan, 2013). Em geral, o reconhecimento de processos hidrotermais associados às estruturas de impacto é feito através dos dados químicos obtidos em fundidos e brechas de impacto (e.g. French, 2004). Além disso, estudos mais recentes têm encontrado em várias estruturas de impacto um tipo específico de alteração hidrotermal, que é associada aos veios localizados no assoalho dessas estruturas (e.g., Osinski et al., 2013). Algumas dessas ocorrências estão ligadas à formação de grandes depósitos minerais, como as jazidas de cobre de Sudbury (Canadá) e as jazidas de ouro em Vredefort (África do Sul) (e.g.). Além de associações com depósitos minerais, o estudo da alteração hidrotermal em estruturas de impacto terrestres abre margem para discussão de temas controversos na literatura, tais como a presença de água líquida em outras superfícies planetárias (e.g. Marzo et al., 2010) e a origem da vida na Terra (e.g., Farmer 2000; Osinski et al., 2001).

2.4.5 Os efeitos de impacto na magnetização das rochas: implicações para estudo de superfícies planetárias

Os estudos sobre a magnetização de outros planetas e de materiais extraterrestres são fundamentais para a compreensão da origem dos campos magnéticos que atualmente são medidos pelas sondas espaciais. Esses estudos podem também fornecer indícios sobre a natureza dos campos magnéticos presentes no início da formação do Sistema Solar (Rochette et al., 2009). O interesse pelo estudo do magnetismo de materiais extraterrestres começou no final da década de 1950, atingido o clímax durante a época das missões lunares. Já nos primeiros estágios de investigação das amostras trazidas pelas missões Apollo, os possíveis efeitos do magnetismo de choque nos portadores magnéticos foram reconhecidos e suas implicações para o magnetismo da superfície lunar foram apontadas (e.g. Helsley, 1970; Hide, 1972). O comportamento complexo da magnetização observada nas amostras lunares desencadeou a investigação dos efeitos de impacto sobre a magnetização remanescente (e.g. Martelli e Newton, 1977; Cisowski e Fuller, 1978; Srnka et al., 1979). O termo magnetismo de choque (*shock-magnetism*) designa o conjunto de efeitos magnéticos sofridos por um material durante um evento de colisão (impacto), em especial aqueles produzidos por colisões de hipervelocidade, como no caso da formação de crateras de impacto meteoríticas.

Recentemente, o interesse sobre o magnetismo de choque foi retomado com as descobertas de grandes anomalias magnéticas na crosta da Lua (Halekas et al., 2003) e de Marte (e.g. Hood et al., 2003; Lillis et al., 2008). Em ambos os casos, as anomalias são associadas aos efeitos das ondas de choque provocados pelo impacto meteorítico. Atualmente, as pesquisas em magnetismo de choque concentram-se em três tópicos principais. O primeiro envolve o estudo dos efeitos de ondas de choque produzidas em laboratório (ou com explosões artificiais) na magnetização de rochas terrestres ou em monocristais de minerais magnéticos (e.g. Rochette et al., 2003; Gilder et al., 2004; Louzada et al., 2007; Gatacceca et al., 2007; 2008; Nishioka et al., 2007;). O segundo envolve o estudo magnético de crateras de impacto terrestres e dos produtos de impacto relacionados (e.g., Carporzen et al., 2005; ; Nakamura e Iyeda, 2005; Szabó e Halls, 2006; Louzada et al., 2008; Adachi e Kletetschka, 2008). Por fim, o magnetismo de meteoritos continua a ser um campo de estudos importante, mais recentemente incorporando uma série de novos métodos de investigação magnética, com o intuito de definir os campos magnéticos primordiais associados à formação do Sistema Solar (e.g. Acton et al., 2007).

Capítulo 3

Materiais e métodos

Neste capítulo serão apresentados as técnicas e materiais utilizados na presente tese.

3.1 Trabalhos de campo e amostragem

Em Araguainha foram utilizadas as amostras coletadas durante campanhas de campo efetuadas em 2006 e 2007. Essas amostras abrangem todas as litologias aflorantes na parte interna do núcleo soerguido e perfazem um total de 100 sítios de amostragem. Para Vargeão os trabalhos de campo foram realizados em 2009 e 2010. Durante essas campanhas de campo foi efetuado reconhecimento geológico e amostragem ao longo de 53 sítios.

A amostragem para aplicação de técnicas de magnetismo de rocha foi feita de duas maneiras: (i) coleta de cilindros através de uma perfuratriz portátil, movida a gasolina, que possui uma broca diamantada que retira testemunhos cilíndricos de 2,5 cm de diâmetro e (ii) coleta de blocos que posteriormente são perfurados em furadeira de bancada para a retirada de testemunhos cilíndricos, também de 2,5 cm de diâmetro. Em ambas os casos, as amostras são marcadas e orientadas com bússola magnética e, quando possível, também com bússola solar. Depois de devidamente marcados, os testemunhos cilíndricos são cortados em espécimes de 2,2 cm de altura para as medidas paleomagnéticas. Para os estudos magnéticos, o número de amostras deve ser suficiente para eliminar ou amenizar erros de amostragem e erros experimentais (Lowrie, 1997). Em geral, são coletados de 6 a 10 cilindros por sítio.

Além da coleta de testemunhos e blocos orientados, foram coletados blocos (amostras de mão) não orientados para os estudos petrográficos, geoquímicos e de propriedade espectrais. Para os estudos petrográficos e de propriedades espectrais, os blocos são serrados e uma parte é selecionada para a confecção de laminas delgadas e polidas, enquanto a outra é utilizada nos estudos espectrais.

3.2 Estudos petrográficos

Os estudos petrográficos foram realizados em todos os grupos de rocha amostrados. Nesta etapa foi feita a classificação detalhada por tipo e fácies litológica. Essa classificação foi usada como base para os demais estudos. Foram utilizados para esta etapa o microscópio óptico e o microscópio eletrônico de varredura.

3.2.1 Petrografia óptica

Os estudos petrográficos foram efetuados com o microscópio petrográfico Nikon modelo LV100POL, sob luz transmitida e refletida do Laboratório de Mineralogia Experimental do GET/Toulouse, em seções delgadas convencionais e delgadas-polidas em amostras frescas representativas dos produtos de impacto e das rochas de referência. As descrições foram efetuadas segundo técnicas clássicas de microscopia petrográfica (MacKenzie *et al.*, 1995), com ênfase ao reconhecimento e classificação de texturas, bem como as microestruturas geradas durante o impacto (French, 1998).

3.2.2 Petrografia em Microscópio Eletrônico de Varredura

Estudos em microscópio eletrônico de varredura (MEV) acoplado a um sistema EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*) foram realizados para identificar as relações entre as fases minerais, principalmente aquelas impressas pelo impacto. Para as amostras de Araguinha, foram utilizados um MEV modelo LEO 430i (Cambridge/Leica) do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do IGc/Unicamp e um LEO 440I (Cambridge/Leica) do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do GSA-IGc/USP. No caso de Vargeão, o equipamento utilizado foi um microscópio Jeol JSM 6360LV do GET/Toulouse. Estes microscópios possuem aumento de até 250.000 vezes e estão equipados com detectores EDS. As análises foram efetuadas em seções delgado-polidas e em fragmentos de rochas (somente em Araguinha).

3.3 Estudos geoquímicos

Os estudos geoquímicos foram feitos apenas para rochas de Vargeão. Nesta etapa foi investigada a evolução geoquímica dos produtos fundidos e também os efeitos provocados pela onda de choque nas rochas não fundidas. A investigação compreendeu estudos geoquímicos em rocha total e química mineral em algumas fases. Para ambos os estudos foram feitas análises em rochas não impactadas para efeito de comparação.

3.3.1 Química mineral

As análises químicas pontuais quantitativas foram efetuadas por espectrometria de dispersão de onda (WDS), nas principais fases minerais e nos vidros. Estas foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do GET/Toulouse. O equipamento a ser utilizado é

um *Cameca* modelo SX50, equipado com 3 espectrômetros WD, cada um com dois a quatro cristais analisadores (PET, TAP, PC1, PC3; TAP, PC2; LIF, PET). As análises foram efetuadas em seções delgado-polidas cobertas com uma fina película de carbono.

3.3.2 *Química de rocha total*

As análises químicas de rocha total foram realizadas para determinação de elementos maiores, menores, traços e terras raras. Essas análises foram feitas por ICP-MS (Espectrometria de Massas com Plasma Acoplado Indutivamente), no espectrometro modelo ELAN 6000 DRC da Perkin Elmer e por ICP-OES (Espectrometria de Emissão Ótica com Plasma Acoplado Indutivamente), no espectrômetro Thermo Elemental IRIS radial, ambos do *Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques* (CRPG) de Nancy (França).

3.4 *Estudos Magnéticos*

Estudos magnéticos foram realizados em ambas as estruturas de impacto. Eles foram conduzidos de duas formas: a primeira com o intuito de identificar e caracterizar os portadores de magnetização e a segunda para extrair informações estruturais e direcionais (trama magnética e orientação do vetor magnetização) nas rochas-alvo e nos produtos de impacto. Todas as análises foram feitas no Laboratório de Paleomagnetismo do IAG-USP.

3.4.1 *Curvas Termomagnéticas*

A análise termomagnética de altas temperaturas é ideal para estimar as temperaturas de Curie/Néel, que são características de cada fase mineral magnética, bem como proporciona informações sobre a estrutura magnética dos grãos e as reações termoquímicas que produzem novos minerais ou alteram a fração ferromagnética. As curvas termomagnéticas de baixa temperatura (70 K inicial até temperatura ambiente) fornecem informações sobre transições cristalográficas (i.e. transição de Morin, transição de Verwey), que são diagnósticas dos portadores magnéticos. As curvas termomagnéticas (alta e baixa temperatura) foram obtidas a partir de amostras pulverizadas. A aquisição de dados foi feita com um susceptômetro Kappridge KLY4 acoplado a um sistema de aquecimento e resfriamento CS3-CLS, ambos da Agico Ltd. As análises de alta temperatura foram efetuadas em atmosfera de argônio de modo a minimizar alterações mineralógicas durante o aquecimento. Já para as de baixas temperaturas foi utilizado nitrogênio líquido para resfriamento da amostra.

3.4.2 Curvas de aquisição de magnetização

As curvas de aquisição de magnetização remanescente isothermal (MRI) permitem estimar a coercividade e a magnetização de saturação (MRIS) das populações de minerais magnéticos. A técnica consiste em induzir, em temperatura constante (ambiente), campos progressivamente mais elevados até a completa saturação da amostra. Para esse experimento foi utilizado um magnetizador do tipo pulse da *Magnetic Measurements* modelo MMPM10, que atinge campos máximos de 9 T na bobina de 1,25 cm de diâmetro, na qual as amostras foram submetidas a campos indutores que variam de 10 mT a 6 T ao longo de mais de 40 etapas de magnetização. A magnetização remanescente isothermal adquirida em cada etapa foi medida em um magnetômetro tipo *spinner* da *Molspin Ltd.* A análise dos dados foi feita a partir de curvas cumulativas-gaussianas (Robertson e France, 1994), usando a planilha de cálculo elaborada por Kruiver et. al. (2001).

3.4.3 Curvas de Histerese

As curvas de histerese foram obtidas através do Magnetômetro de amostra vibrante (VSM) da Princeton Ltd. Para tais medidas as amostras são transformadas em pó para serem insridas no porta-amostra do equipamento. O procedimento consiste em medir a magnetização induzida na amostra por um campo magnético que varia até 1000 mT, podendo ser revertido para produzir um ciclo de histerese completo. O efeito de histerese ocorre porque a magnetização dos minerais ferromagnéticos (l.s.) não cai a zero quando o campo magnético externo que foi aplicado é retirado. Além de estimar a estrutura de domínios magnéticos dos portadores de magnetização, os parâmetros fornecidos pelos ciclos de histerese podem fornecer informações acerca do percentual de mistura entre populações de grãos monodomínio, multidomínio e superparamagnéticos (Dunlop, 2002).

3.4.4 Anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM)

A susceptibilidade magnética (k) pode ser definida como a razão entre a magnetização induzida e o campo indutor, ou seja, $M_I = [k] \cdot H$. O estudo de fábricas magnéticas em rochas é baseado na análise da anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) que reflete a orientação média da forma dos grãos (anisotropia de forma) e/ou da sua estrutura cristalina (anisotropia magnetocristalina) (ver: Tarling e Hrouda, 1993; Tauxe, 2005). A variação espacial de K é dada por um tensor de segunda ordem que é representado por um elipsóide cujos eixos principais são dados por $k_1, \geq k_2 \geq k_3$. Analogamente à geologia estrutural, o elipsóide de sus-

ceptibilidade pode fornecer dados sobre a lineação e a foliação magnética das rochas; neste caso o valor de k_1 (ou k_{\max}) fornece a atitude da lineação magnética e k_3 (ou k_{\min}) o pólo da foliação magnética. O grau de anisotropia e a simetria do tensor de ASM são respectivamente representados pelos parâmetros P ($P = k_1 / k_3$) e T ($T = [2 (\ln F / \ln L) - 1]$, onde $L = k_1 / k_2$ e $F = k_2 / k_3$).

As medidas de anisotropia de susceptibilidade magnética deste projeto foram efetuadas em um suceptômetro do tipo Kappabridge (modelo KLY4S, Agico Ltd.). Os cilindros coletados em campo foram cortados em espécimes, cilindros menores com cerca de 2,2 cm de altura. A orientação marcada em campo foi transferida para cada cilindro menor. Os dados de ASM gerados para os diferentes sítios de amostragem foram tratados utilizando-se a estatística do tipo *bootstrap* de Constable e Tauxe (1990).

3.4.5 Anisotropia de remanência anisterética (AAR)

Utiliza-se a anisotropia de remanência anisterética (AAR) para isolar a anisotropia dos minerais ferromagnéticos (e.g. Jackson, 1991, Trindade et al., 2001, Martin-Hernandez e Ferré, 2007). A magnetização remanescente anisterética é adquirida através da aplicação de um campo constante (DC) simultaneamente ao decaimento de um campo alternado AF (com campo pico em Haf) induzindo uma magnetização muito estável em portadores magnéticos com coercividade remanescente abaixo de Haf. Para tal, utiliza-se um demagnetizador/magnetizador LDA3-AMU1 da Agico Ltd. As medidas de magnetização remanescente são efetuadas em um magnetômetro tipo spinner JR-6 (Agico Ltd.). A anisotropia de remanência anisterética (AAR) é obtida a partir das medidas de magnetização remanescente anisterética adquiridas ao longo de diferentes posições. Da mesma forma que na ASM, a AAR é um tensor de segunda ordem, representado por um elipsoide cuja intensidade e a orientação dos três eixos principais são $A_1 \geq A_2 \geq A_3$. O grau de anisotropia e a simetria do tensor de AAR são respectivamente representados pelos parâmetros P ($P = A_1 / A_3$) e T ($T = [2 (\ln F / \ln L) - 1]$, onde $L = A_1 / A_2$ e $F = A_2 / A_3$). As médias por sítio foram obtidas utilizando-se a estatística do tipo *bootstrap* de Constable e Tauxe (1990).

3.4.6 Paleomagnetismo

Para se determinar o vetor de magnetização remanescente e as componentes que o compõem foi necessário fazer a desmagnetização gradual dos espécimes, medindo a magnetização remanescente a cada etapa de desmagnetização. O procedimento de desmagnetização

utilizado neste trabalho foi o por campos magnéticos alternados (AF). As medidas de magnetização foram efetuadas no magnetômetro tipo spinner JR-6 (Agico Ltd.) e as etapas de desmagnetização no desmagnetizador LDA3 (Agico Ltd.), ambos do Laboratório de Paleomagnetismo do IAG/USP. Estes equipamentos são acomodados numa sala magneticamente isolada (*magnetically shielded room*), com campo magnético interno inferior a 1000 nT, concebida para evitar interferências do campo magnético ambiente durante medidas de fracos valores de remanência. Foram utilizados os procedimentos tradicionais para investigação da estabilidade magnética na identificação das componentes de magnetização das amostras orientadas (Collinson, 1983). Para a identificação das componentes de magnetização foram feitas análises vetoriais utilizando diagramas ortogonais de Zijdeveld (1967) e análise por componentes principais (Kirschvink, 1980). O tratamento dos dados foi feito com a ajuda do programa Remasoft (Agico Ltd.).

3.5 Estudos de espectroscopia e fotometria

A espectroscopia de reflectância tem a função de medir, em diferentes comprimentos de onda, a energia eletromagnética refletida de uma dada superfície em relação à energia nela incidente. Os dados compõem o espectro de reflectância da amostra (Meneses et al., 2001). O conhecimento acerca do comportamento de um material imageado em relação aos fenômenos de absorção, reflexão e emissão da radiação eletromagnética permite analisar a composição química/molecular dos objetos estudados (Alvarenga et al., 2003), servindo de base para a coleta de informações contidas em imagens multi- ou hiperspectrais de sensoriamento remoto. A caracterização espectral dos minerais e rochas tem por objetivo obter informação composicional, complementar à informação morfológica/estrutural que os mapas fotogeológicos geralmente fornecem (van der Meer, 1996).

As propriedades espectrais e fotométricas dos produtos de fusão coletados na cratera de Vargeão foram obtidas com ajuda do instrumento IEEP (Imageador espectral para a exploração planetária) do IRAP do Observatório Midi-Pyrenées (Toulouse). As medições espectrais e fotométricas foram realizadas em amostras com frações de diferentes tamanhos (45-2000 nm) a fim de obter as melhores comparações com os regolitos planetários e com estudo das propriedades físicas dessas superfícies (inversão do modelo fotométrico de Hapke). Quanto aos objetos em Marte, foram usados também os dados de imagens Hirise visível (resolução de 30 cm) associada com os dados espectroscópicos das sondas CRISM / OMEGA.

3.6 Datação radiométrica

Determinações geocronológicas foram efetuadas utilizando a sistemática U-Pb em cristais de zircão da estrutura de impacto de Vargem, obtidos em veios de material fundido e brechados de riodacitos da borda da estrutura.

Datações U-Pb em zircão foram obtidas utilizando LA-ICP-MS no laboratório de Magmas e Vulcões (Clermont-Ferrand). O método utilizado para datação isotópica de zircão com LA-ICP-MS é basicamente semelhante ao desenvolvido para monazita (Paquette e Tiepolo 2007). O sistema de ablação a laser foi diretamente operado em lâminas petrográficas polidas com o intuito de preservar as relações texturais. Para datar os zircões, o laser foi ajustado com um *spot* de 20 μm de diâmetro a uma taxa de repetição de 3 Hz e energia de 4 mJ, produzindo um fluxo de 9,5 J/cm². As idades foram estimadas utilizando-se o pacote de programas Isoplot/Ex v.2.49 (Ludwig, 2001). Concentrações de U, Th e Pb foram calibradas em relação ao GJ-1, zircão padrão certificado (Jackson et al., 2004). As análises foram projetadas em diagramas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ contra $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (Tera e Wasserburg 1972), onde os pontos de análise situam-se ao longo de uma linha de mistura entre a composição do Pb comum, no intercepto superior, e a idade do zircão, no intercepto inferior. Este método é comumente usado para datar zircões fanerozóicos usando técnicas *in situ* (Claoué-Long et al, 1995; Jackson et al 2004).

Estimativas da temperatura de cristalização do fundido no veio datado foram realizadas por meio da utilização do termômetro de Ti em quartzo (TitaniQ) (Wark e Watson 2006), em cristais neoformados no veio brechado. O conteúdo de titânio em quartzo foi analisado na microsonda do laboratório GET/Toulouse, operando nas seguintes condições: tensão de aceleração de 15 kV, corrente de feixe 200 nA e tempo de contagem de 300 s. As temperaturas foram determinados graficamente utilizando Ti-isopletas desenhadas no diagrama de Thomas et al. (2010).

Capítulo 4

Resultados obtidos para a estrutura de impacto de Araguainha

Neste capítulo serão descritos os principais estudos realizados na estrutura de impacto de Araguainha, realizados por outros autores e principalmente aqueles decorrentes deste doutoramento.

4.1 Trabalhos prévios

Araguainha é uma das estruturas de impactos de mais bem estudadas da América do Sul, neste tópico será apresentado um resumo dos principais trabalhos desenvolvidos nas áreas de geologia e geofísica.

4.1.1 Geologia

Araguainha é a maior estrutura de impacto reconhecida na América do Sul (*Earth Impact Database*, 2012. www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/index.html), com cerca de 40 km de diâmetro e geometria circular. A estrutura é cortada pelo Rio Araguaia no limite entre os estados do Mato Grosso e Goiás e seu centro está situado nas coordenadas 16°47'S e 52°59'W. A estrutura de impacto de Araguainha está alojada em rochas sedimentares da Bacia do Paraná (Fig. 4.1) (Dietz e French, 1973; Crósta et al. 1981; Engelhardt et al., 1992; Lana et al., 2006, 2007). As relações estratigráficas regionais em afloramentos e em testemunhos de sondagem sugerem que as rochas-alvo desse impacto compreenderam aproximadamente 2 km de sequência supracrustal de rochas Permianas a Devonianas. Essa sequência engloba três ou talvez quatro supersequências estratigráficas (ver Milani et al., 2007): Paraná, Gondwana I e Gondwana II. Pertencentes a essas supersequências, foram identificadas como rochas-alvo no interior da estrutura litotipos pertencentes aos Grupos Passa Dois, Tubarão e Paraná (e.g., Theilen-Willige, 1981; Lana et al., 2007a). Idades radiométricas Ar/Ar obtidas por Hammerschmidt e Engelhardt (1995) em produtos de impacto indicam que a colisão ocorreu no Permiano Superior há aproximadamente 245 Ma.

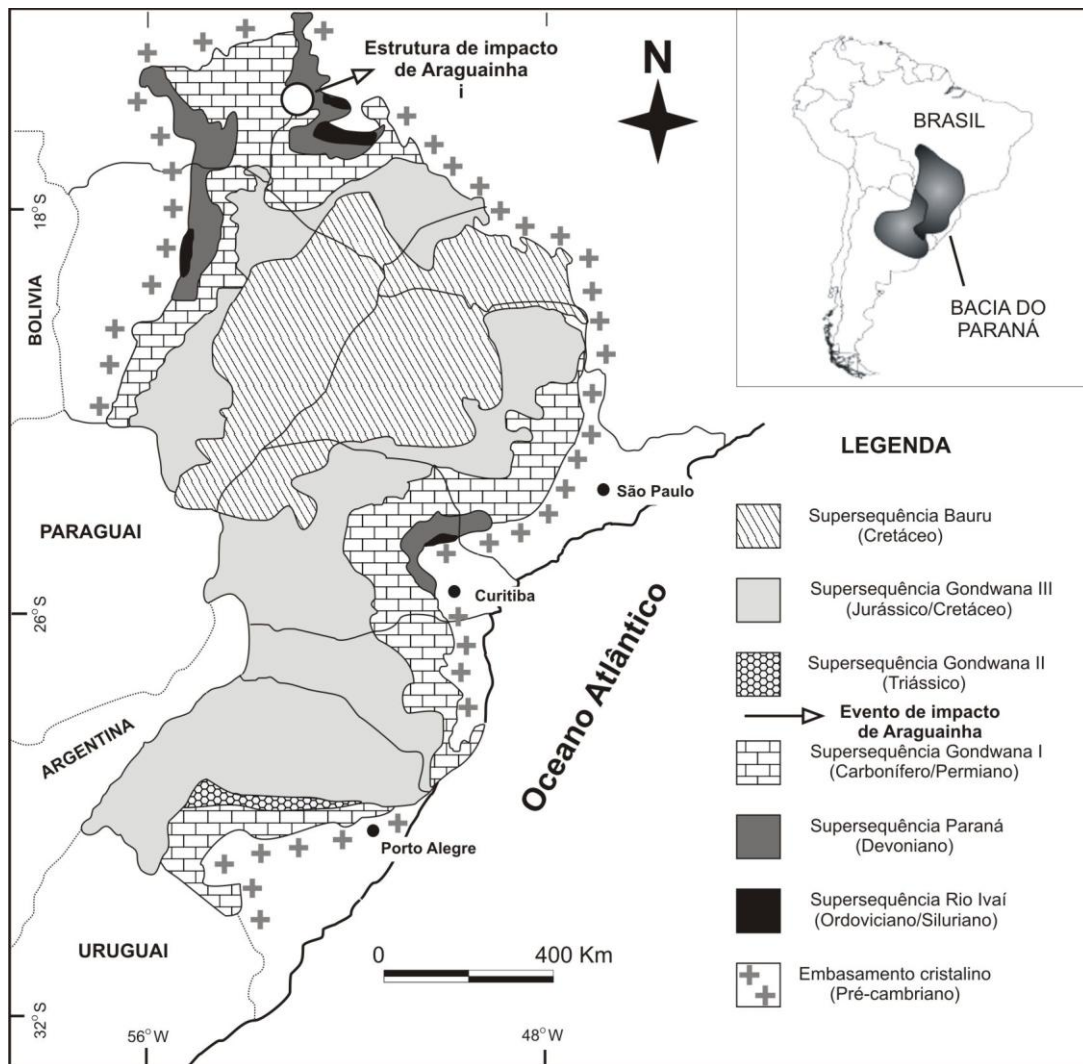


Figura 4.1. Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (Santos et al. 2006).

A estrutura de impacto de Araguainha apresenta muitas feições típicas de crateras complexas, como bordas colapsadas, anéis concêntricos, bacias anelares e núcleo central soerguido (Fig 4.2). Embora o processo erosivo tenha mudado significativamente a morfologia original da borda da cratera, alguns blocos rochosos quilométricos (Fm. Aquidauana e Grupo Passa Dois) ainda preservam feições originadas na fase de modificação, como falhamentos normais, brechação e dobramentos. Os anéis concêntricos, por sua vez, são caracterizados por sinformes constituídos por *red beds* da Fm. Aquidauana, e siltitos e carbonatos do Grupo Passa Dois. A bacia anelar é formada, ao centro, por arenitos ferruginosos dobrados da Fm. Ponta Grossa e, na porção norte, por *red beds* dobrados da Fm. Aquidauana.

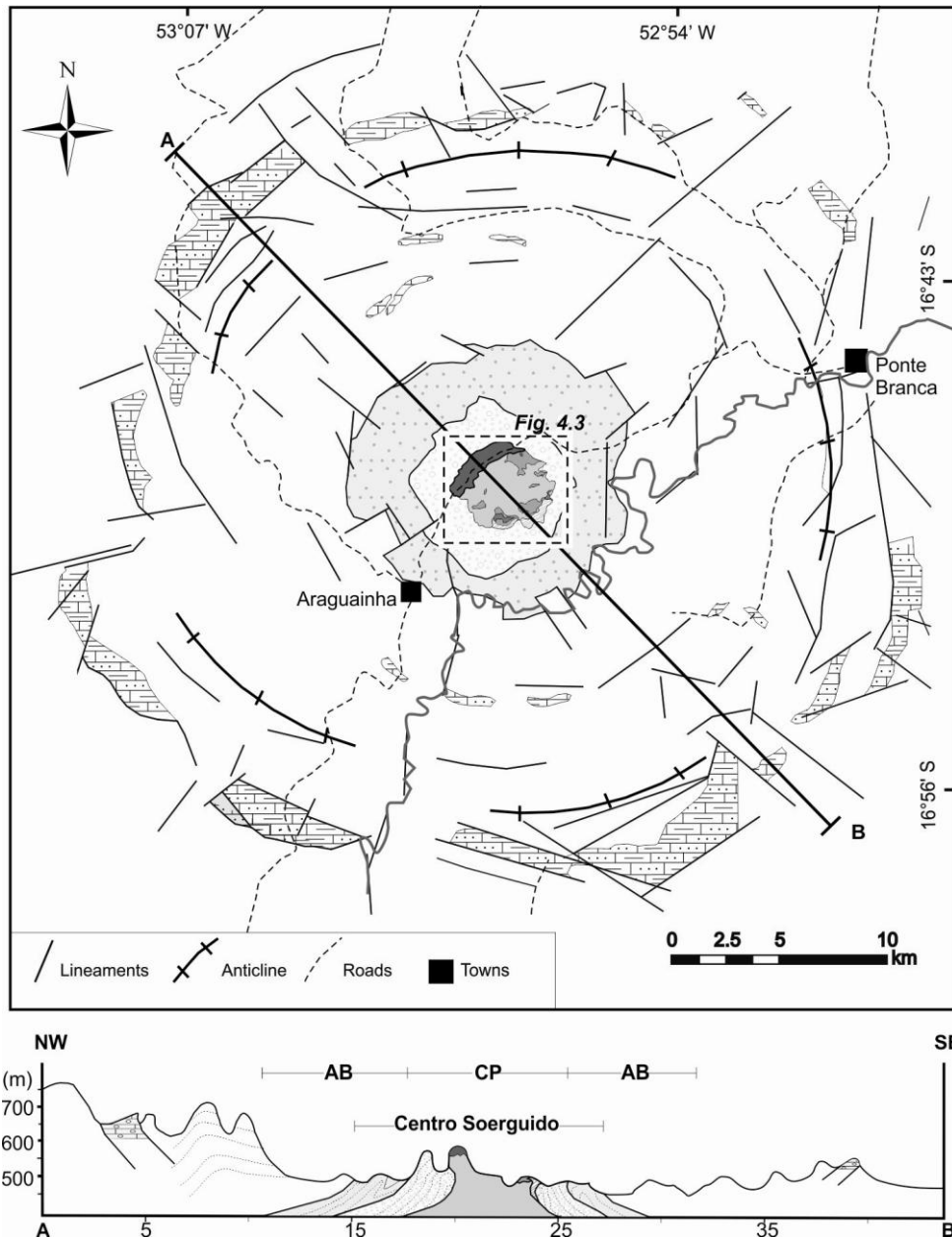


Figura 4.2. Mapa geológico da estrutura de impacto de Araguainha e seção transversal A-B com orientação NW-SE, mostrando a topografia e as variações litológicas ao longo de toda a estrutura.

O centro da estrutura é caracterizado por um amplo núcleo soerguido (~10-12 km de diâmetro), o qual é circundado por uma zona que varia de 8-10 km de anéis montanhosos, onde a maior parte dos estratos foram largamente dobrados e falhados durante o impacto (Lana et al., 2006; 2007). A parte central do núcleo soerguido consiste de uma zona de 5 km de diâmetro composta por quatro principais litologias: filito do embasamento metamórfico; granito porfírico; rochas fundidas (*impact melts*) e brechas poli-

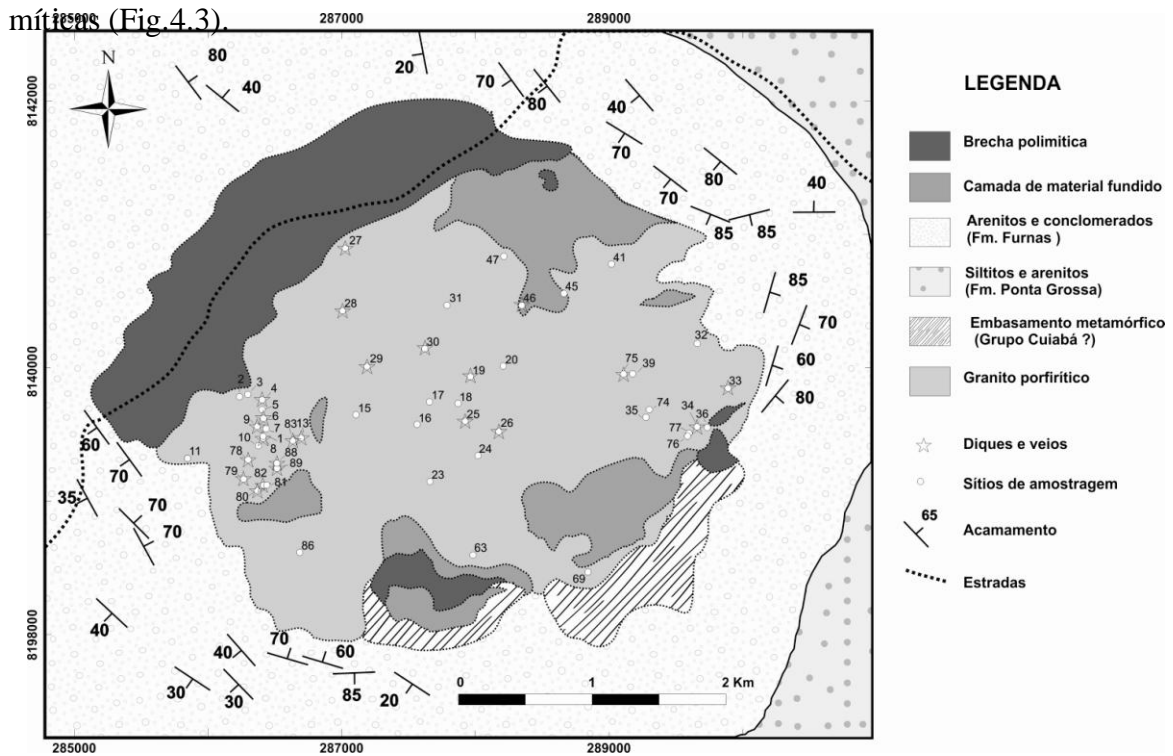


Figura 4.3. Mapa geológico do pico central de Araguainha, mostrando as rochas-alvo expostas, impactitos e estruturas. Círculos brancos (e números) representam os locais de amostragem.

Toda essa área possui feições macroscópicas e microscópicas típicas de uma estrutura de impacto (Theilen-Willige, 1981; Crósta et al., 1981; Engelhardt et al., 1992; Hippert e Lana, 1998), que incluem cones de estilhaçamento (*shatter cones*), feições de deformação planar em grãos de quartzo, formação de *kink bands* em micas, microtexturas de desvitrificação e uma grande quantidade de diques brechóides.

4.1.2 Geofísica

Os primeiros trabalhos geofísicos realizados em Araguainha utilizaram o método magneto-telúrico (MT) com o objetivo de determinar a profundidade do embasamento cristalino sob a estrutura e estimar a altura do soergimento de seu núcleo central. Masero *et al.* (1994) e Fischer e Masero (1994) realizaram levantamentos magneto-telúricos cortando o Domo de Araguainha. Eles concluíram que o embasamento tem uma forma de anel simétrico bem definido a uma profundidade de 1.000 metros, entre os raios de 9 e 20 km a partir do centro, decaindo externamente após o raio de 20 km. No interior desse anel e em direção ao centro, o topo do granito se eleva até aflorar a

partir de 1,5 a 2 km do centro. Masero et al. (1997), através de modelagem 2-D e 3-D dos dados MT, descobriram um corpo de formato discóide no interior do granito a profundidades entre 3 e 7 km, caracterizado por valores baixos de resistividade entre 20 Ω .m e 500 Ω .m. Eles relacionam tal anomalia a processos de falhamento e brechação induzidos pelo impacto.

Estudos gravimétricos e magnetométricos foram conduzidos por Vasconcelos (2007). Segundo Vasconcelos (2007) a assinatura gravimétrica permite diferenciar o soerguimento central de Araguainha em duas regiões complementares. A primeira (NCS - Núcleo Central Soerguido), com soerguimento estimado de 0,4 km, ocorre abaixo das formações Furnas e Ponta Grossa como resposta ao alto gravimétrico circundante ao baixo central. A segunda (EGS - Embasamento Granítico Soerguido), associada ao baixo gravimétrico central, é marcada nos modelos pelo soerguimento de 1 km do embasamento. Desta maneira, o soerguimento central total de Araguainha somaria aproximadamente 1,4 km. Os dados magnetométricos apontam uma anomalia negativa que Vasconcelos (2007) atribui à redução de susceptibilidade devido a uma pressão de choque maior que 10 GPa.

Mais recentemente, estudos de tomografia de resistividade elétrica realizados no núcleo central por Tong e colaboradores (2010), mostraram um importante contraste de resistividade elétrica entre brechas polimíticas e o pacote de material fundido (*impact melts*). Segundo os autores, o modelo de resistividade de Araguainha fornece uma evidência empírica em relação aos modelos numéricos existentes, na qual o fundido de impacto e as brechas ressurgem em direção ao centro da cratera, na fase final do processo de formação desse tipo de estrutura.

4.2 Trama magnética do núcleo soerguido

Os resultados descritos neste ítem fazem parte do artigo científico intitulado “*Magnetic fabric of Araguainha complex impact structure (Central Brazil): Implications for deformation mechanisms and central uplift formation*” publicado no jornal *Earth and Planetary Science Letters* (Anexo 1).

4.2.1 Petrografia

O núcleo soerguido é constituído predominantemente por granitos porfiríticos com estrutura maciça, que preserva texturas magmáticas que são sistematicamente ob-

servadas em cada afloramento (Fig. 4.4). Este granito é composto por megacristais de K-feldspato, com 1 a 3 cm de comprimento, imersos numa matriz fanerítica média-grossa formada por feldspato alcalino, plagioclásio, biotita, quartzo e por minerais acessórios como zircão, turmalina e opacos. Os megacristais de ortoclásio variam de euédricos a subédricos e comumente possuem inclusões de quartzo, plagioclásio e biotita. Os cristais de feldspato alcalino na matriz possuem de 2 a 6 mm e normalmente contem inclusões de quartzo anédrico, biotita e muscovita. O plagioclásio varia de subédricos a anédricos e frequentemente exibem fraturas. Foram identificadas ao menos duas gerações de quartzo. A primeira ocorre como inclusões finas ou mimerquitas associadas às bordas do feldspato alcalino, e raramente apresentam evidências de deformação por choque. A segunda população compreende os cristais maiores com feições de choque, como PFs e PDFs. Os cristais de biotita são predominantemente anédricos com diversos tamanhos. Alcançando até 3 mm, e por vezes apresentam *kink bands* ou feições de estilhaçamento (Fig.4.4).

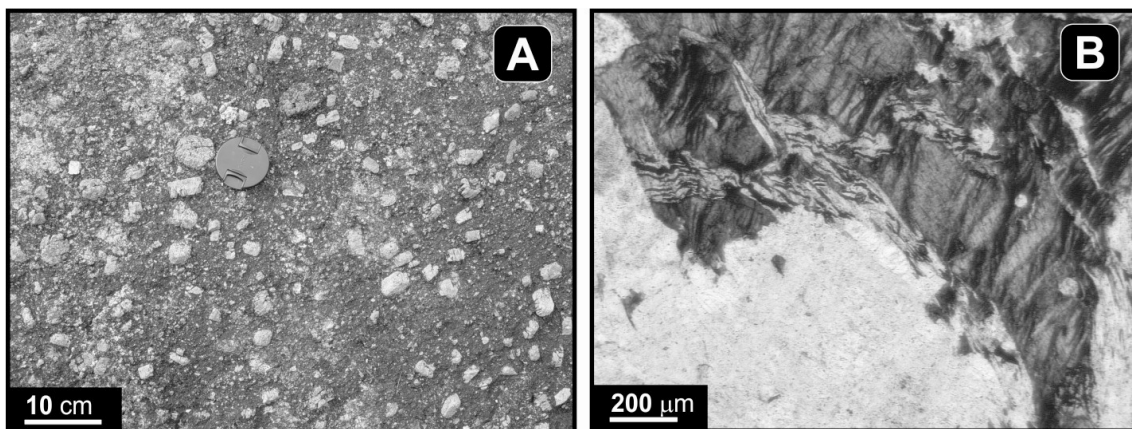


Figura 4.4. (A) Textura típica do granito porfírico; (B) fotomicrografia da biotita com *kink-bands* e estilhaçamento.

As feições de metamorfismo de choque em amostras do granito são sobrepostas por microestruturas que indicam deformação frágil e cataclase, compreendendo: (i) fraturamento pervasivo com micro-falhas localizadas (Figs. 4.5A e 4.5B); (ii) bandas cataclásticas discretas (Figs. 4.5C e 4.5D); (iii) bandas cataclásticas formando uma rede

interconectada (Fig. 4.5E). A distribuição dessas microestruturas pode ser observada na figura 4.5F.

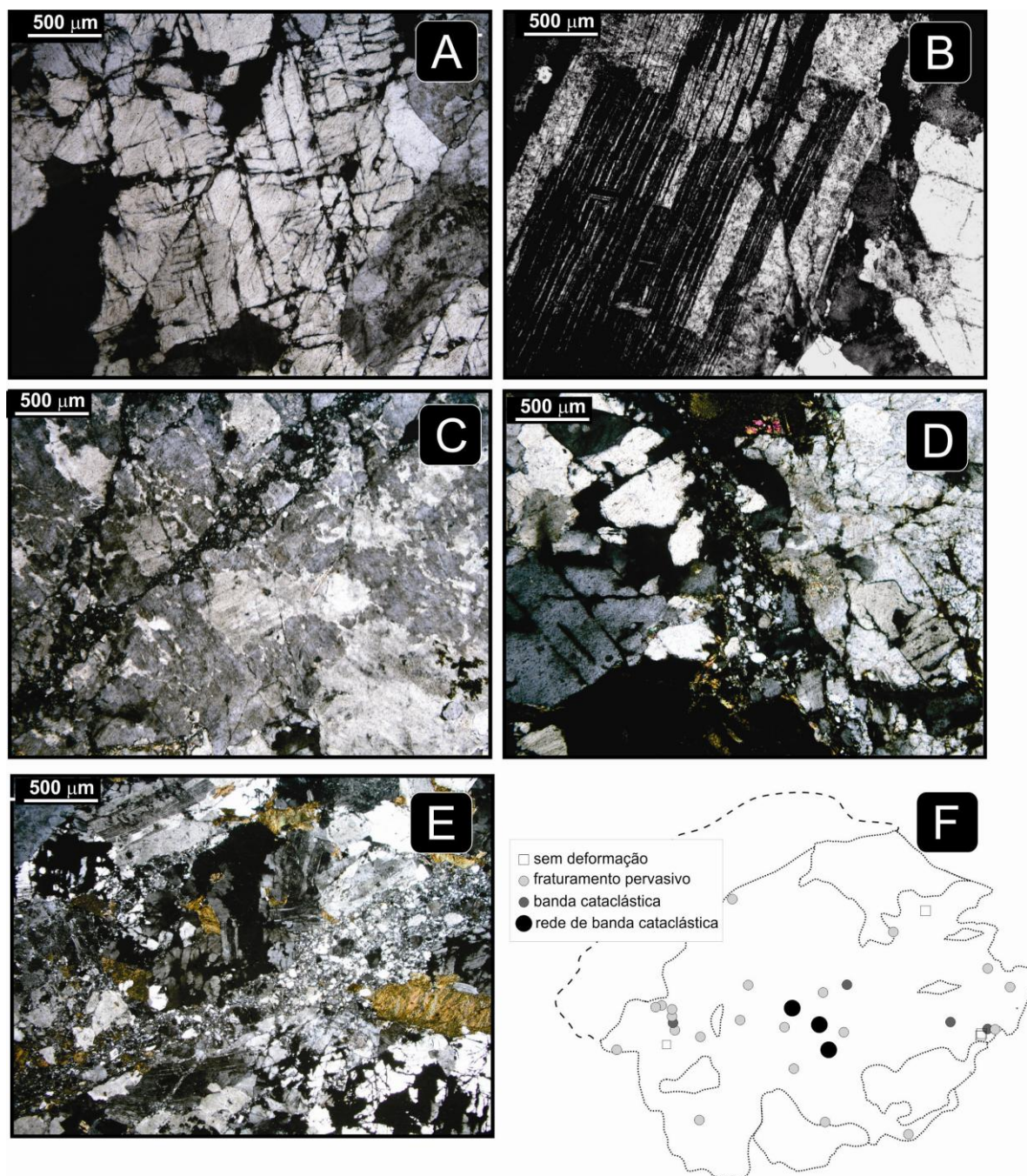


Figura 4.5. Fotomicrografias de microestruturas no granito porfirítico. (A) textura fraturada pervasiva; (B) Micro-falha em cristal de plagioclásio com deslocamento da geminação polissintética; (C) bandas cataclásticas em megacristal de K-feldspato; (D) Detalhe de (C), mostrando a variação de tamanho dos clastos e suas formas; (E) interligado bandas cataclásticas; (F) mapa de distribuição de microestruturas.

O micro-fraturamento pervasivo é observado em quase todos os sítios, e consiste da abertura e do deslocamento de fraturas planares em quartzo e sua propagação em outros minerais. Estas microestruturas são irregulares e formam corredores de 10-60 μm de largura, que são preenchidos por microclastos angulosos e sub-angulosos de poucos milímetros de tamanho incorporados numa matriz fina (Fig. 4.5A). Essas fraturas são localmente preenchidas por filmes finos de fundido, que carregam uma quantidade substancial de óxido de ferro (ver também Machado et al., 2009). Em alguns casos, o deslocamento destas fraturas resulta na propagação de micro-falhas, que são bem marcadas em cristais de plagioclásio pelo deslocamento da geminação polissintética da albita (Fig. 4.5B). O deslocamento aparente varia de algumas dezenas de micrometros a alguns milímetros. Estes planos de falha geralmente apresentam uma matriz fina cominuída produzida por abrasão mecânica durante os movimentos de falhas.

Em alguns sítios, as micro-falhas formam bandas cataclásticas discretas (Fig.4.5C). Ao longo destas bandas, fragmentos minerais mostram fortes reduções de tamanho com predominância de fragmentos de 1 μm ou menos, formando uma matriz muito fina. Na maioria dos casos, as paredes das bandas cataclásticas são bem definidas e formam corredores com 15-150 μm de largura preenchidos por microclastos angulosos a sub-angulosos de poucos milímetros de tamanho imersos em uma matriz muito fina (Fig.4.5D). Estes microclastos geralmente mostram certa imbricação, que é bem definida nas bordas das bandas. Em alguns casos, contudo, as bandas têm um contato difuso, mostrando uma redução gradativa de tamanho de grão no granito. Em alguns lugares, essas estruturas são acompanhadas por deformação lamelar em clastos de isolados de plagioclásio, extinção tipo tabuleiro de xadrez em quartzo, sugerindo que uma deformação frágil-dúctil ocorreu, ao menos localmente. É importante salientar que a deformação e redução do tamanho dos clastos, bem como a largura das bandas onde concentra-se a deformação são semelhantes aos observados em faixas cataclásticas de origem tectônica formadas em litologias semelhantes (Lin, 1999).

No núcleo do pico central, bandas cataclásticas com larguras de centenas de micrometros até alguns milímetros formam uma rede irregular e interligada (Fig. 4.5E). Clastos fortemente assimétricos, intensamente fraturados e micro-falhados são observados dentro dessas zonas. Esta rede de bandas cataclásticas posteriores à cataclase pervasiva é observada principalmente no centro do núcleo soerguido e resulta muito prova-

velmente de uma maior concentração da tensão de cisalhamento naquele local, modificando e conectando as bandas cataclásticas.

4.2.2 Magnetismo

A suscetibilidade magnética média ($k_m = (k_{max} + k_{int} + k_{min}) / 3$) no granito porfirítico varia de 60 a 416 μSI (média de 202 μSI); valores de k_m entre 100 e 300 μSI são encontrados em 86% dos sítios amostrados (Tabelas 1, e Fig. 4.6). O grau de anisotropia P varia 1,02 a 1,16 (média de 1,08), com 74% dos espécimes dentro do intervalo 1,05 a 1,10 (Fig. 4.6). A distribuição dos valores P em toda a área não apresenta qualquer tendência particular, apesar de microestruturas que indicam grau de deformação mais elevado na parte central do núcleo soerguido. O parâmetro de forma T varia dentro de uma faixa bastante ampla, desde -0,74 até 0,96 (média de 0,50), mas elipsoides AMS oblatos são largamente dominantes, principalmente para valores de P superiores a 1,1, onde os elipsoides estão mais bem resolvidos (Fig. 4.6).

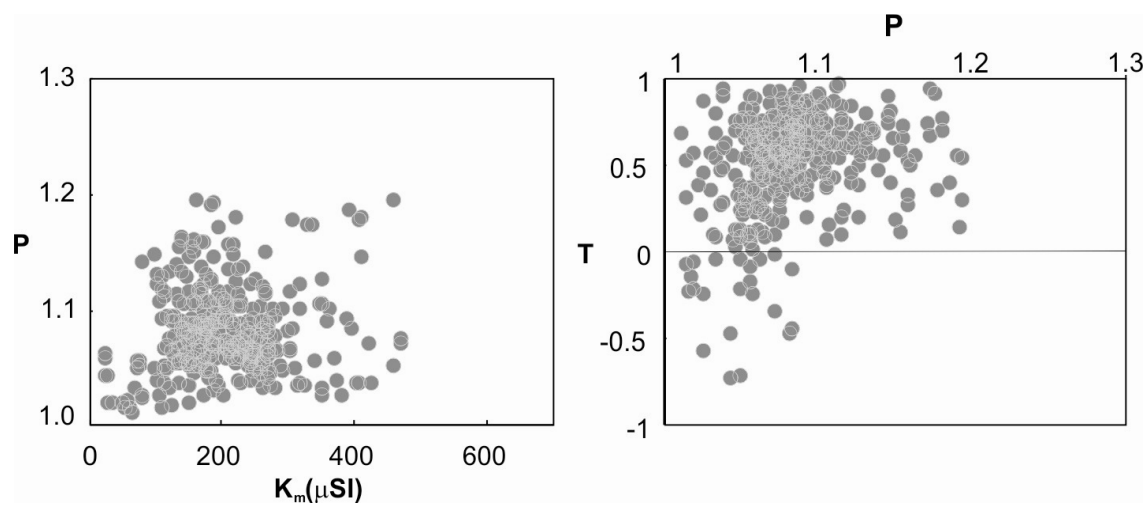


Figura 4.6. Dados escalares de AMS (A) Diagrama P vs k_m ; (B) Diagrama P vs T.

Como esperado a partir de sua forma predominantemente oblata, a trama AMS do granito Araguainha mostra foliações bem definidas para todos os locais estudados (Fig. 4.7). Isto é mostrado pelos valores pequenos do semi-ângulo dos eixos maior e menor das elipses de confiança de 95% para k_{min} (os valores e e z na Tabela 4.1 correspondem aos erros associados a cada eixo do elipsóide). Para alguns locais k_{min} e também k_{max} mostram forte agrupamento. A fim de definir a confiabilidade das tramas magnéticas

(foliação e lineação), foi estipulado um ângulo de corte para dados AMS, definido em $e < 30^\circ$ (ver Tabela 4.1).

Tabela 4.1. Dados de AMS para o núcleo granítico de Araguinha

Sítio	Nc	Ns	Parâmetros médios de AMS					Tensor							
			k _m (mSI)	L	F	P	T	k _{max}		erro		k _{min}		erro	
								Dec(°)	Inc(°)	z	e	Dec(°)	Inc(°)	z	e
<i>Domínio da margem</i>															
1B	2	3	142.20	1.01	1.02	1.04	0.39	-	-	-	-	-	-	-	-
2	3	12	160.32	1.02	1.04	1.06	0.46	128	12	34	9	34	18	10	6
3A	3	8	256.11	1.01	1.04	1.05	0.59	143	18	15	7	45	24	8	4
3B	2	4	214.46	1.01	1.05	1.06	0.59	-	-	-	-	-	-	-	-
4	3	6	243.98	1.02	1.04	1.06	0.44	174	26	19	4	57	44	12	3
5	3	10	222.14	1.01	1.06	1.07	0.74	174	35	29	4	40	45	6	3
6A	2	6	170.33	1.02	1.05	1.06	0.49	149	19	44	6	52	20	9	5
7	4	14	238.01	1.02	1.05	1.06	0.45	176	2	48	4	85	34	12	4
10	3	13	161.71	1.02	1.08	1.10	0.57	23	9	14	7	117	27	7	5
11	3	11	205.43	1.02	1.13	1.15	0.74	214	33	14	3	78	48	5	2
12	3	7	416.12	1.01	1.07	1.07	0.79	36	72	30	5	145	6	13	5
13	2	6	253.52	1.02	1.07	1.08	0.59	164	34	7	3	34	44	4	3
32	3	10	126.16	1.02	1.04	1.06	0.18	24	3	11	4	278	77	12	4
33	3	10	175.42	1.01	1.06	1.08	0.63	58	0	13	8	148	26	10	4
34B	3	10	142.11	1.02	1.05	1.07	0.31	22	12	12	8	115	8	14	6
35	3	12	185.73	1.02	1.07	1.09	0.61	4	40	20	5	128	33	7	4
36	3	5	759.94	1.00	1.02	1.02	0.78	17	73	32	2	277	3	5	2
37B	3	9	116.06	1.03	1.09	1.12	0.52	52	1	24	5	143	28	6	3
41	3	7	204.96	1.01	1.03	1.04	0.33	326	54	12	6	154	35	9	6
45	3	9	160.70	1.01	1.08	1.10	0.68	350	34	63	2	163	56	6	2
47	3	9	159.01	1.01	1.08	1.10	0.69	145	33	21	5	326	57	15	5
63	3	10	60.23	1.03	1.02	1.05	-0.09	358	32	12	6	148	54	20	5
69	4	13	148.72	1.05	1.11	1.16	0.34	53	13	27	3	163	55	11	4
74	3	3	204.41	1.01	1.08	1.10	0.78	3	28	23	4	115	36	4	3
77A	4	12	71.73	1.01	1.02	1.03	0.43	7	41	57	5	120	24	10	5
77B	3	4	113.20	1.02	1.06	1.08	0.53	-	-	-	-	-	-	-	-
86	3	10	258.26	1.02	1.08	1.10	0.60	155	9	18	4	52	53	4	3
<i>Domínio central</i>															
15	3	8	214.29	1.03	1.08	1.12	0.43	173	60	10	3	311	23	3	3
16	3	8	248.91	1.02	1.05	1.07	0.47	167	37	15	4	343	53	9	5
17	3	11	249.25	1.02	1.05	1.07	0.52	117	79	16	6	324	9	8	6
18	4	11	231.49	1.02	1.04	1.06	0.41	132	27	10	3	338	60	9	4
19	3	15	262.30	1.03	1.05	1.08	0.28	127	17	11	5	356	64	11	5
20	3	10	250.03	1.02	1.03	1.06	0.20	182	54	8	4	335	33	11	4
23	3	9	209.53	1.02	1.06	1.08	0.58	315	17	13	4	80	62	5	3
24	3	8	194.93	1.02	1.03	1.05	0.25	357	22	40	9	111	45	12	1
25B	3	10	238.64	1.02	1.05	1.07	0.51	5	36	14	4	119	29	12	3
26	3	10	162.66	1.02	1.06	1.08	0.42	14	8	21	4	113	47	6	4
27	3	8	274.21	1.02	1.09	1.11	0.70	152	19	24	5	36	51	8	3
28A	3	7	130.60	1.02	1.02	1.04	-0.15	301	32	7	4	81	51	15	5
29A	3	11	311.14	1.03	1.11	1.14	0.60	333	34	26	4	92	35	4	3
30B	4	17	310.49	1.01	1.05	1.06	0.74	330	33	15	12	157	56	58	11
31	3	10	176.38	1.02	1.09	1.11	0.69	9	27	15	4	163	60	6	3

N = número de espécimes medidos; k_m = susceptibilidade média $(k_{max} + k_{int} + k_{min}) / 3$, L = lineação (k_{max} / k_{int}) ; F = foliação (k_{int} / k_{min}) ; P = grau de anisotropia (k_{max} / k_{min}) ; T = parâmetro de Jelinek [Jelinek, 1981] $((2 \ln F / \ln L) - 1)$; Dec = declinação; Inc = inclinação, $z = e$ e semi-ângulo dos eixos maior e menor da elipse de confiança de 95%, respectivamente.

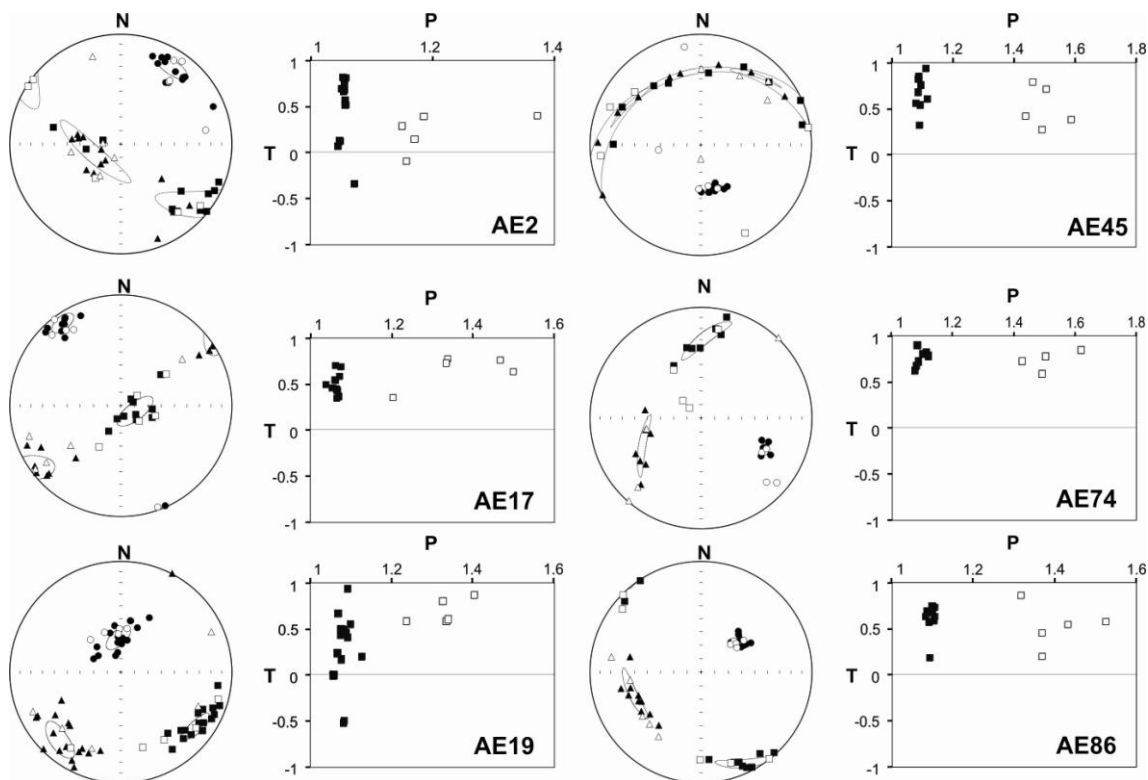


Figura 4.7. Estereogramas de hemisfério inferior representativos da AMS e da AAR e diagramas PT. Quadrados= k_{\max} e A_{\max} ; triângulos = k_{\min} ; círculos = k_{\min} e A_{\min} . (AMS em preto e AAR em branco). Elipses em linha tracejada: elipse de confiança de 95%.

O padrão de foliação AMS define dois domínios estruturais: (i) a margem do núcleo granítico, em torno do colar de arenitos da Formação Furnas na área do centro sorguido e (ii) o setor central do granito Araguainha, representado pelos sítios 15-20, 23-26 e 29-31 (que coincide com o centro geográfico da estrutura de impacto). O primeiro domínio apresenta um padrão estrutural coerente, com foliações apresentando orientações concêntricas com mergulhos que passam de moderados a fortes. Nas margens oeste, sudeste e leste, as foliações mergulham predominantemente para fora, enquanto nos setores sul e sudeste as foliações mergulham para dentro. Por outro lado, os ângulos de mergulho de foliações no setor central variam fortemente entre sítios vizinhos, mas há uma tendência dominante para o centro geográfico da estrutura (nove dos treze sítios) (Fig. 4.8). Em vários locais a lineação AMS é indefinida, devido à natureza predominantemente planar dos elipsoides de AMS (Fig. 4.7). Onde as lineações podem ser definidas, elas seguem o mesmo padrão observado para foliações. Na zona marginal elas mostram um padrão relativamente homogêneo, sendo caracterizado por orientações tan-

genciais às bordas do núcleo do granito, com mergulho suave a moderado (Fig.4.8). Na zona central as lineações apresentam um padrão complexo (Fig.4.8), com fortes variações tanto em orientação quanto em mergulho.

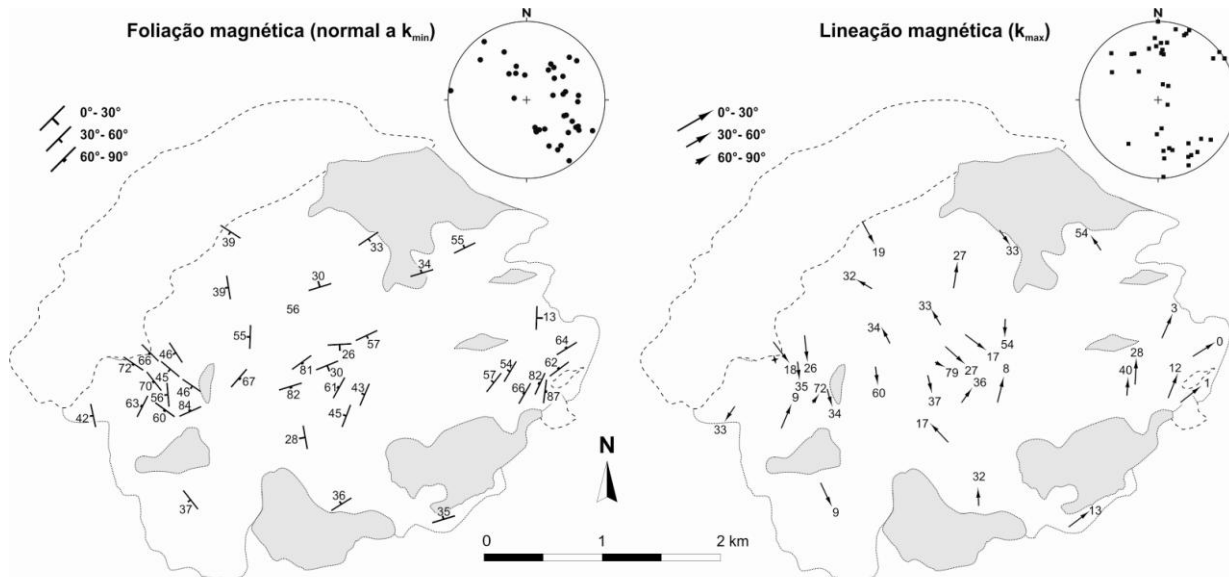


Figura 4.8. Padrão da trama de AMS do granito Araguainha: (A) lineação magnética (paralela à K_{max}), (B) foliação magnética (normal a k_{min}). Polos da foliação (círculos) e lineações (quadrados) são representados em estereogramas de hemisfério inferior.

O modelo descrito acima pode refletir a orientação cristalográfica preferencial da matriz paramagnética (principalmente cristais de biotita no caso do granito Araguainha) e/ou a orientação alongada de cristais de óxido de ferro (hematita e magnetita). A fim de caracterizar a contribuição da fração ferrimagnética (essencialmente magnetita), foi aplicada a técnica de AAR em seis dos sítios estudados: 45, 74 e 86, na margem do granito, 2, 17 e 19, no domínio central.

A comparação dos eixos principais de AMS e AAR mostram tramas semelhantes entre os dois métodos (Figura 4.7 e Tabela 4.2), com foliações e lineações magnéticas de ambos os métodos coincidentes dentro de 25°. A trama de AAR mostra um maior grau de anisotropia, como normalmente observado em outros estudos (e.g., Trindade et al., 1999). O fato de que nos seis sítios estudados as tramas AAR são perfeitamente coaxiais com as tramas de AMS, demonstra que os grãos de óxido de ferro são orientados paralelamente à trama AMS e podem controlar a sua anisotropia.

Tabela 4.2. Dados de AAR para o núcleo granítico de Araguainha

Sítio	Parâmetros de AAR					Tensor							
	N	L	F	P	T	A_{max}		erro		A_{min}		erro	
						Dec(°)	Inc(°)	z	e	Dec(°)	Inc(°)	z	e
AE2	5	1.07	1.10	0.29	1.17	131	5	17	10	39	19	15	6
AE17	5	1.04	1.31	0.76	1.39	107	76	28	9	327	11	11	6
AE19	5	1.05	1.26	0.56	1.36	144	27	28	1	349	60	9	2
AE45	5	1.11	1.38	0.43	1.52	260	3	42	5	163	66	19	6
AE74	4	1.05	1.41	0.76	1.55	304	64	7	14	132	27	13	60
AE86	5	1.09	1.30	0.55	1.39	145	3	22	2	51	56	3	2

N = número de espécimes medidos; L = lineação (A_{max} / A_{int}); F = foliação (A_{int} / A_{min}); P = grau de anisotropia (A_{max} / A_{min}); parâmetro T de Jelinek [Jelinek, 1981] ($(2\ln F / \ln L) - 1$); Dec = declinação; Inc = inclinação, z = e e semi-ângulo dos eixos maior e menor da elipse de confiança de 95%, respectivamente

4.3 Trama magnética dos produtos de impacto

Os resultados descritos neste ítem fazem parte do artigo científico intitulado “*Magnetic fabric of melt-bearing rocks from Araguainha (Brazil): insights into melt segregation, transfer and collection during impact cratering*” submetido ao jornal *Terra Nova* (Anexo 2).

4.3.1 Petrografia

Os veios derivados de material fundido durante o impacto foram mapeados em todo o centro do núcleo soerguido. Eles variam de 1-2 milímetros até centímetros de espessura e são preenchidos por material vermelho a vermelho-acinzentado (dependendo do seu conteúdo de óxido de ferro) (Fig. 4.9A). Normalmente esses veios têm ramificações e conexões com diques mais espessos, formando padrões irregulares que chegam a poucos metros de comprimento. Os veios geralmente contêm fragmentos minerais angulosos (principalmente de quartzo) e fragmentos de granito incorporados numa matriz criptocristalina formada pela fusão de feldspato alcalino e plagioclásio (Machado et al., 2009) (Fig. 4.9B). Os diques apresentam uma cor avermelhada dominante e a sua espessura varia de 2 a 120 centímetros (Fig. 4.9C). Eles são formados por minerais e clastos líticos envoltos em uma matriz de granulação fina. Os clastos variam de angulosos a sub-arredondados e são compostos de quartzo, feldspato, fragmentos líticos e raramente biotita. A matriz dos diques é principalmente criptocristalina formada a partir do fundido de K-feldspato e plagioclásio. Nestas rochas, o teor de óxido de ferro é ge-

ralmente grande, com pequenos cristais de hematita e magnetita disseminada por toda a matriz (Fig.4.9B).

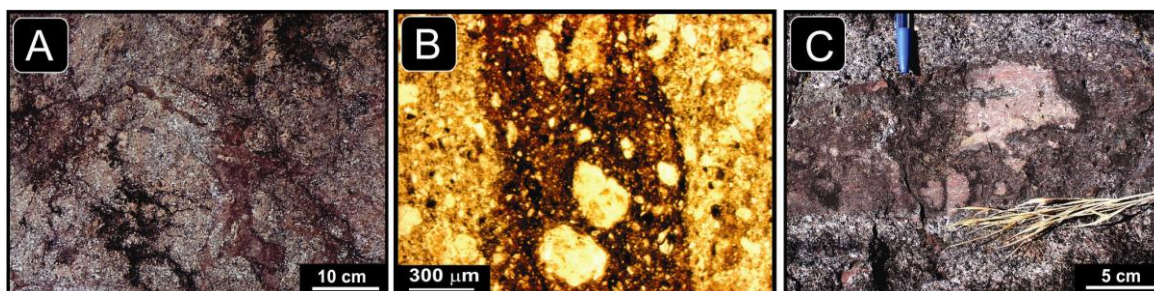


Figura 4.9. Veios e diques de Araguainha: (A) rede de veios em escala mesoscópica (sítio 33); (B) fotomicrografia de veio rico em óxido de ferro; (C) dique (sítio 8).

A camada de material derivado dos fundidos de impacto aparece como rochas rosa a acinzentadas contendo clastos milimétricos a centimétricos incorporados numa matriz granular fina-média. A distribuição de clastos ao longo da pilha de material fundido aflorante no núcleo soerguido não é homogênea. Rochas ricas em fundido com um teor relativamente baixo de clastos apresentam uma estrutura maciça e assemelham-se macroscopicamente a rochas magmáticas microgranulares e porfíricas (Fig. 4.10A). Essas rochas foram chamadas de "granito parcialmente fundido ou simplesmente GPF" por Silva et al. (2011). Os clastos são principalmente cristais derivados do granito original; clastos de outras rochas alvo não foram observados. Em alguns locais essas rochas estão foliadas, apresentam inúmeros clastos, por vezes alongados e orientados (Fig.4.10B). O GPF apresenta texturas que variam de fanerítica-fina a afanítica na escala de afloramento. O conteúdo clastos/cristal parece diminuir para o topo da pilha, alcançando as proporções mais elevadas sob a brecha superior (Fig.4.10C).

Em seção delgada os clastos mais abundantes correspondem a agregados de quartzo poligonais, que têm formas subédricas/anédricas. Biotitas reliquiares são raras e por vezes são parcialmente substituídas por minerais opacos (óxidos de ferro xenomórficos finos). A textura da matriz varia de acordo com a proporção e a ocorrência de quartzo e feldspato (Fig. 4.10D). Biotita, moscovita, clorita e outros acessórios são encontrados disseminados dentro da matriz ou cercando os agregados de quartzo reliquiar.

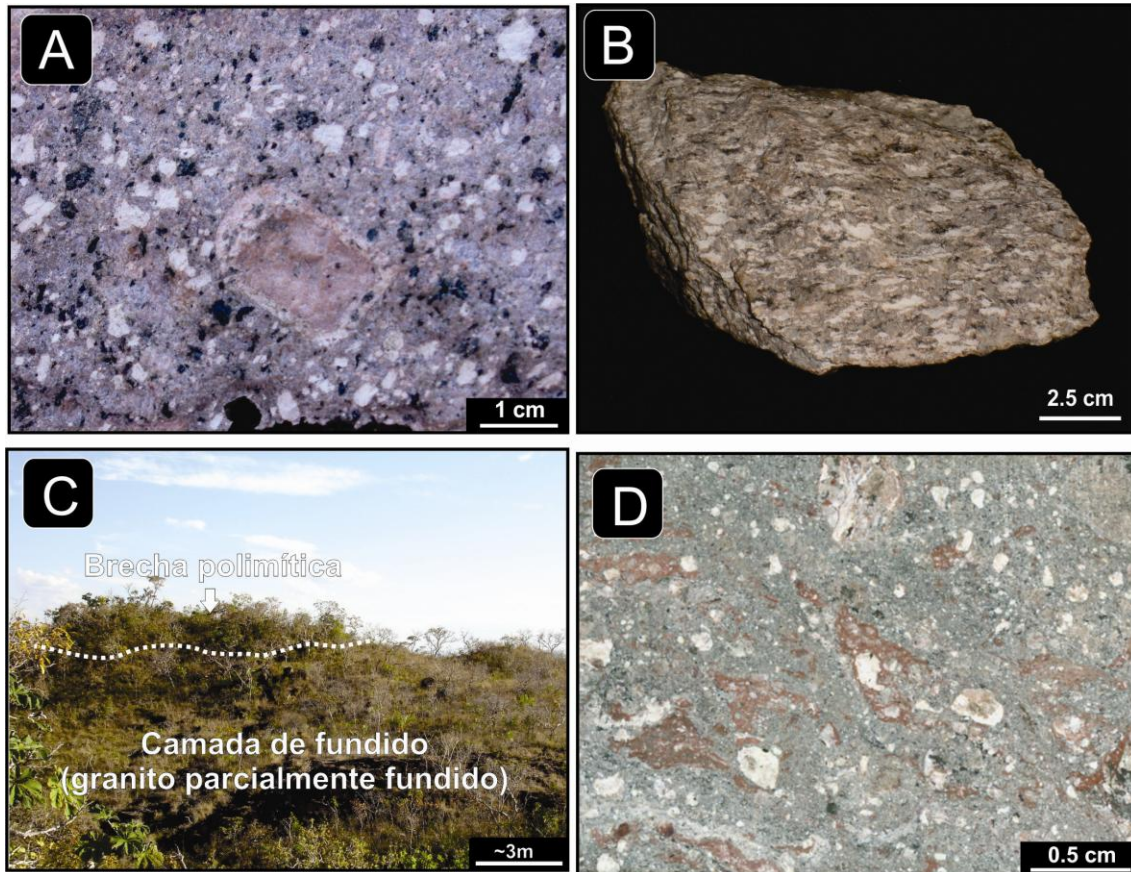


Figura 4.10. (A) granito Araguainha parcialmente fundido exibindo uma textura microgranular porfírica; (B) amostra mão de GPF rico em clastos e foliado (Sítio 68); (C) contato entre o granito parcialmente fundido e a brecha polimítica (sítio 43); (D) amostras de granito parcialmente fundido a partir da base da camada pobre em clastos (sítio 62).

4.3.2 Magnetismo

Os veios e diques de fundido apresentam uma gama maior de susceptibilidade magnética que os granitos, com valores de k_m de até 906 μSI . Nos veios, os valores de k_m são distribuídos em dois grupos principais, um que varia de 50 a 150 μSI e outro grupo com valores entre 300 e 400 μSI (Fig. 4.11), em função do seu conteúdo de óxidos. Diques, principalmente, têm valores elevados. Os valores de P em veios e diques variam de 1,00-1,17 (moda de 1,02) (Tabela 4.3) e os valores T abrangem uma vasta gama (-0,90 a 0,97), com uma média de 0,11, indicando um elipsoide de AMS principalmente oblato, mas tramas prolatas são também frequentemente observadas (Tabela 4.3 e Fig. 4.11). Nas camadas de GPF ricas em clastos, k_m varia 71-829 μSI , com valores concentrados entre 100 e 300 μSI (Fig. 4.11), que corresponde a aproximadamente 88% das amostras. Estas rochas apresentam valores P ligeiramente maiores do que as outras rochas fundidas e do que o próprio granito fonte. Os valores de P variam entre 1,05 e 1,37, com uma concentração de entre 1,05 e 1,18 (Fig. 4.11). Os espécimes com

$P > 1,15$ correspondem aos sítios com estruturas de fluxo incipientes observadas em campo (Fig. 4.11). Os valores de T das estruturas mais foliadas variam entre 0,00 e 0,98, com uma média de 0,63 (Tabela 4.3), indicando uma predominância de elipsoides de AMS oblatos. Finalmente, a expressiva camada GPF pobre em clastos mostra valores de K_m variando entre 22 e 646 μ SI (média de 191). Em contraste com a camada rica em clastos, estas rochas apresentam um grau de anisotropia muito baixo, variando entre 1,00 e 1,14 com uma moda de 1,01 (Fig. 4.11). Os valores de T variam entre -0,64 e 0,91, com uma média de 0,07 (Tabela 4.3).

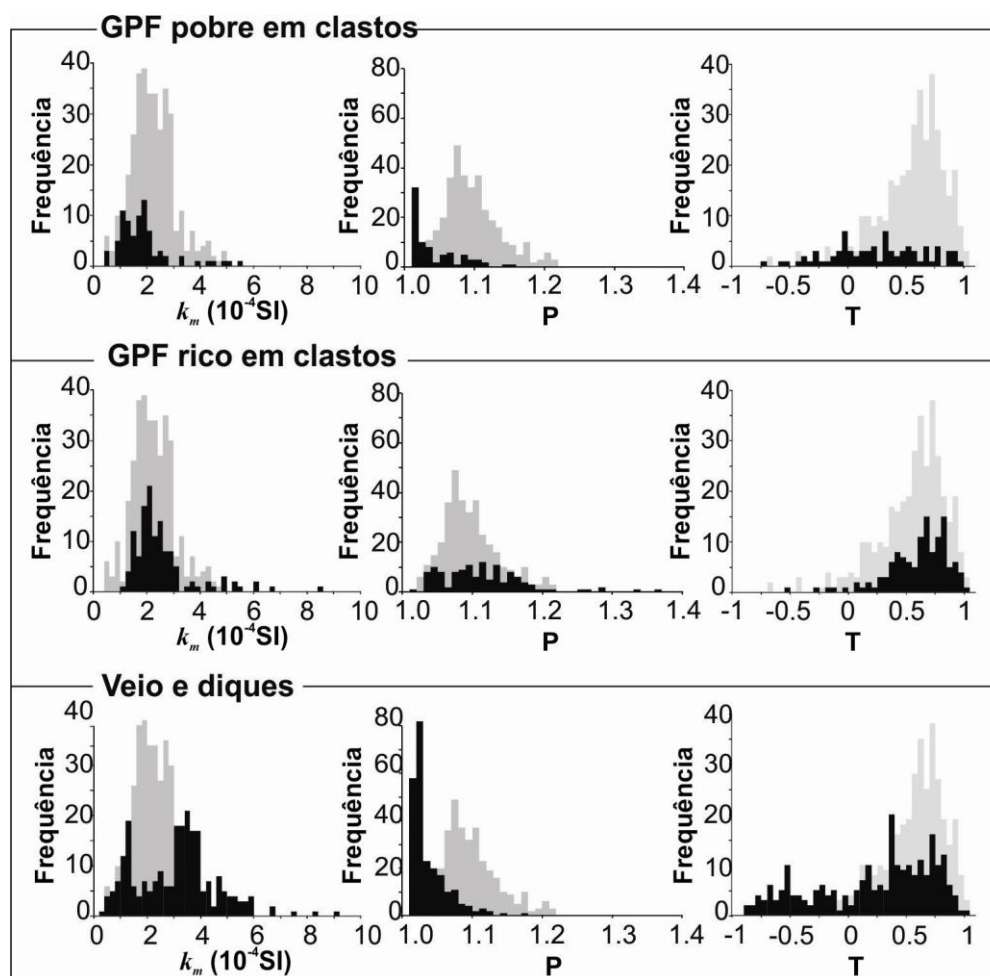


Figura 4.11. Histogramas de dados escalares de AMS para o GPF e os Veios/diques. k_m = média da susceptibilidade magnética $(k_{\max} + k_{\text{int}} + k_{\min}) / 3$, P = grau de anisotropia (k_{\max} / k_{\min}) ; T = parâmetro de Jelinek (Jelinek, 1981) $((2\ln F / \ln L) - 1)$ histogramas cinzas ao fundo representam os dados da matriz sólida granítica.

Tabela 4.3. Dados de AMS para os materiais fundidos de Araguainha

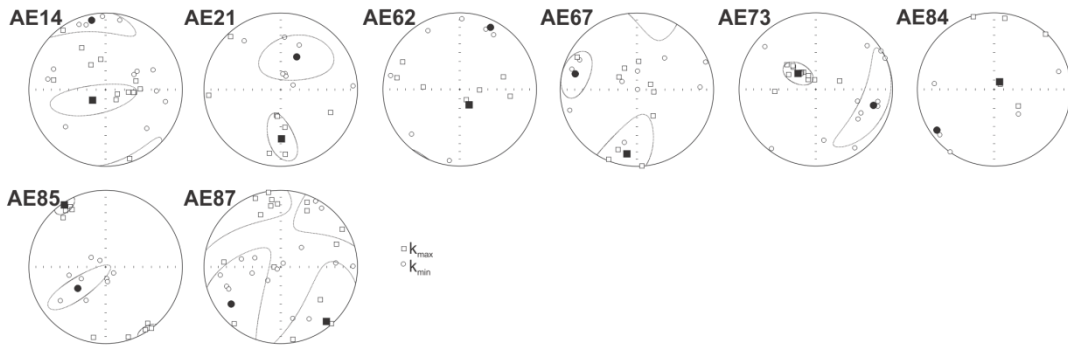
Sítio	N	Km (mSI)	Parâmetros médios de AMS				Autovetores							
			L	F	P	T	K _{max}		erro		K _{min}		erro	
							Dec(°)	Inc(°)	e	z	Dec(°)	Inc(°)	e	z
<i>GPF pobre em clastos</i>														
14	13	239.19	1.01	1.01	1.02	0.30	235	71	43	17	349	71	64	21
21	8	387.36	1.00	1.00	1.01	-0.09	178	35	26	17	30	50	48	20
62	7	214.79	1.00	1.01	1.02	0.27	139	67	49	20	25	10	32	14
67	10	145.85	1.01	1.02	1.02	0.15	186	17	90	22	283	18	36	17
73	12	120.05	1.03	1.04	1.07	0.11	312	63	12	7	102	22	56	13
84	5	40.42	1.02	1.04	1.07	0.14	32	78	69	24	240	8	81	17
85	9	169.74	1.01	1.01	1.02	0.14	329	3	19	9	232	56	37	7
87	8	86.85	1.00	1.01	1.01	0.26	130	32	90	34	227	11	70	27
<i>GPF rico em clastos</i>														
22	6	525.95	1.08	1.19	1.27	0.41	342	72	11	3	172	17	12	4
39	9	196.46	1.01	1.05	1.07	0.61	183	2	63	3	89	53	6	4
40	8	154.09	1.01	1.03	1.04	0.38	15	39	40	19	253	34	24	15
42	9	152.53	1.02	1.12	1.14	0.74	354	36	90	9	124	42	9	7
43	11	202.20	1.02	1.08	1.10	0.64	352	55	14	2	204	31	5	3
44	10	294.47	1.02	1.08	1.10	0.61	55	58	20	3	196	26	6	3
46A	12	216.33	1.01	1.12	1.14	0.79	147	53	24	2	19	24	5	2
48A	11	233.33	1.01	1.05	1.07	0.57	332	3	19	6	82	80	11	6
61	8	171.89	1.01	1.03	1.05	0.37	277	26	90	4	35	43	7	5
68	12	133.46	1.02	1.09	1.12	0.52	73	12	29	5	222	77	6	5
71	19	212.63	1.02	1.07	1.10	0.48	310	51	20	5	108	37	9	6
72	10	507.20	1.01	1.03	1.03	0.46	199	13	29	6	104	22	8	4
<i>Veios e diques</i>														
8A	4	408.09	1.01	1.01	1.01	-0.33	5	27	18	4	251	38	33	7
8B	10	235.85	1.03	1.03	1.05	0.05	279	55	21	14	107	35	29	13
9	17	328.98	1.01	1.03	1.04	0.54	288	60	12	2	84	28	5	3
25A	5	241.00	1.01	1.01	1.02	0.34	209	60	29	8	113	3	21	9
29B	7	363.29	1.02	1.05	1.07	0.49	316	71	19	5	112	17	10	6
30B	7	199.34	1.02	1.10	1.12	0.70	33	67	8	4	224	22	58	9
34A	7	67.07	1.01	1.01	1.02	0.26	16	37	20	7	276	13	14	8
78	10	133.03	1.02	1.07	1.09	0.45	230	33	25	5	121	26	7	6
82	28	397.62	1.01	1.00	1.01	-0.44	253	80	5	4	38	8	24	6
83	35	363.89	1.00	1.01	1.01	0.14	193	9	18	13	287	23	46	11
88	29	327.77	1.01	1.03	1.04	0.46	103	85	32	5	264	4	11	6
89A	9	626.58	1.00	1.00	1.01	0.09	238	53	38	10	0	28	15	9
89B	6	328.28	1.01	1.01	1.02	0.25	17	17	20	10	267	49	52	10
6B	9	98.84	1.01	1.04	1.05	0.63	103	54	31	2	201	6	6	3
8A	14	434.18	1.01	1.01	1.01	-0.03	178	87	10	8	292	1	53	9
76A	13	109.50	1.01	1.01	1.02	-0.07	36	39	12	3	187	47	22	4
76B	7	83.31	1.01	1.00	1.01	-0.51	15	27	16	8	114	16	32	10
80	20	334.71	1.01	1.02	1.03	0.32	159	77	11	3	265	4	11	4
81	16	289.07	1.01	1.02	1.03	0.59	88	4	15	6	358	1	9	5

N = número de espécimes medidos; k_m = susceptibilidade média $(k_{max} + k_{int} + k_{min}) / 3$, L = lineação (k_{max} / k_{int}) ; F = foliação (k_{int} / k_{min}) ; P = grau de anisotropia (k_{max} / k_{min}) ; T = parâmetro de Jelinek [Jelinek, 1981] $((2 \ln F / \ln L) - 1)$; Dec = declinação; Inc = inclinação, $z = e$ e semi-ângulo dos eixos maior e menor da elipse de confiança de 95%, respectivamente.

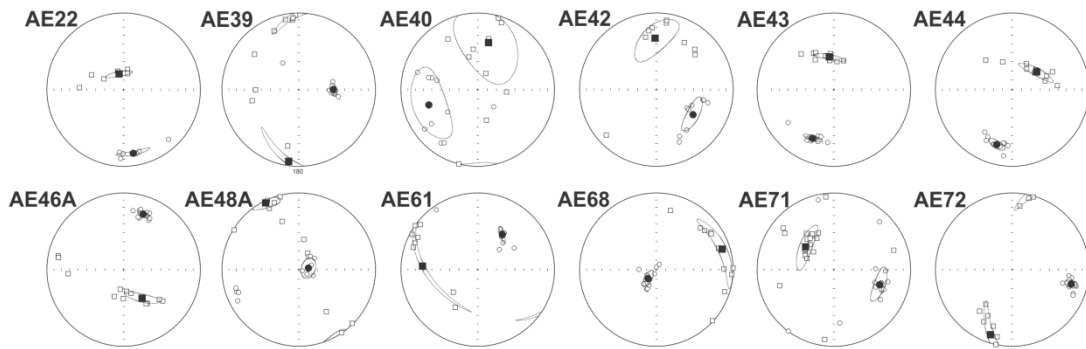
Assim como no granito, para a maioria dos sítios de material fundido k_{min} e também k_{max} mostram forte agrupamento. Utilizamos o mesmo ângulo de corte para dados

AMS de $e < 30^\circ$ (ver Tabela 4.3) para definir os sítios com dados direcionais confiáveis (ver Fig. 4.12).

GPF pobre em clastos



GPF rico em clastos



Veios e diques

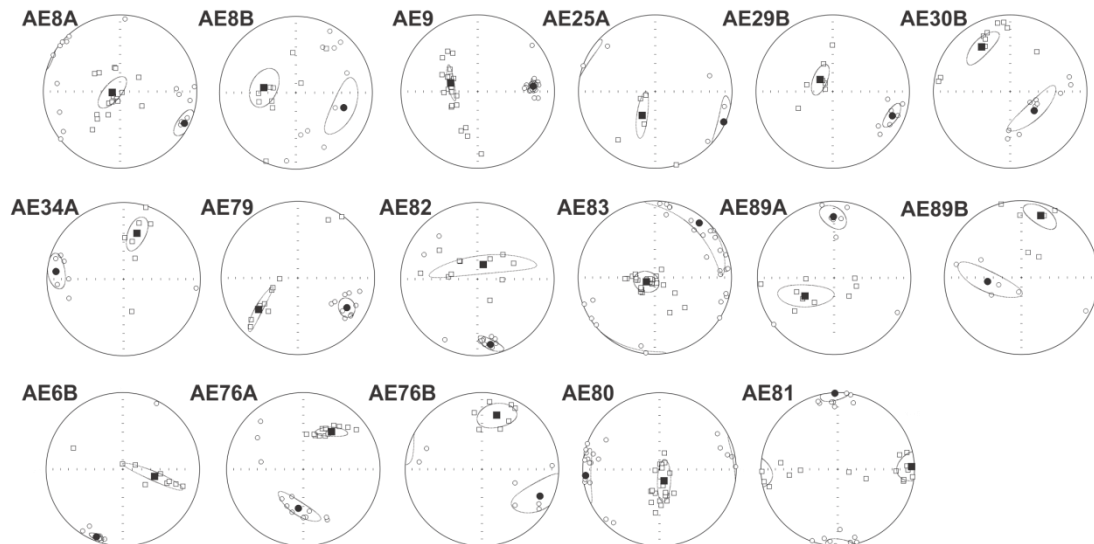


Figura 4.12. Diagramas estereográficos (hemisfério inferior) com dados AMS dos materiais fundidos relacionados com o impacto de Araguainha. Quadrados = k_{max} ; círculos = k_{min} . Médias em preto.

Os veios têm uma trama de AMS bem definida, com planos de foliação paralelos às paredes dos veios e mergulhos acentuados a verticais; o mergulho da lineação varia de horizontal a vertical (Fig. 4.12). Nos diques, foliações verticais ou de mergulho quase vertical são predominantes; lineações são bem definidas e mostram uma forte tendência de mergulho vertical (Fig. 4.12). A trama AMS da camada de fundido pobre em clastos é relativamente bem definida. A foliação mergulha com ângulo bastante variável (Tabela 4.3) para dentro e para fora da estrutura. A lineação AMS mergulha também de forma bastante variada, de íngreme a suave (em dois casos: AE 48A e AE68) (Fig. 4.12). Por outro lado, a trama de AMS de quase todos os sítios da camada de fundido pobre em clastos exibe um padrão disperso, praticamente aleatório, com valores de dispersão para k_{\max} e k_{\min} , acima de 30° . Juntamente com os baixos valores de P típicos desse litotipo, esses dados demonstram que estas rochas têm uma tendência para o comportamento isotrópico (Tabela 4.3).

A técnica AAR foi aplicada em dois sítios, AE83 e AE14, que representam os diques de fundido e a camada de fundido pobre em clastos, respectivamente (Fig. 4.13 e Tabela 4.4). Apesar de seu baixo grau de anisotropia, o dique mostra uma trama coaxial entre a AMS e AAR (Fig. 4.13), que confirma a existência de lineações magnéticas verticais e sugerem que a trama de AMS nestes litotipos é controlada pela magnetia. Na camada de fundido pobre em clastos a trama de AAR não define qualquer eixo, o que confirma o comportamento isotrópico revelado pela AMS.

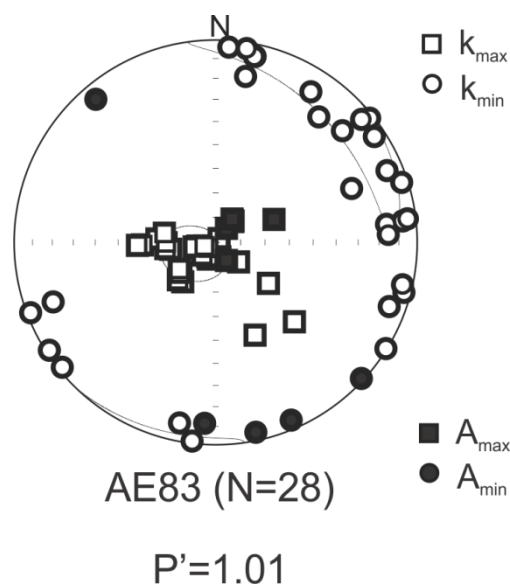


Figura 4.13. Comparação entre dados de AMS e AAR do dique do sítio 83.

4.4 Paleomagnetismo dos produtos de impacto e novos dados geocronológicos

Os resultados descritos a seguir fazem parte do artigo científico intitulado “*The Pangea conundrum: Implications of a new paleomagnetic pole from the Permian-Triassic Araguainha Impact Structure (Central Brazil)*” submetido ao jornal *Gondwana Research* (Anexo 3).

4.4.1 Paleomagnetismo

O tratamento AF até 140 mT removeu até 80% da magnetização na maioria das amostras. O restante foi integralmente removido após desmagnetização térmica após o passo de 680 °C. Das 137 amostras analisadas, 108 apresentam uma única direção estável, a componente característica (ChRM) (Fig. 4.14). Algumas direções secundárias correspondem a coercividades de até 20 mT e temperaturas de desbloqueio de 350 °C.

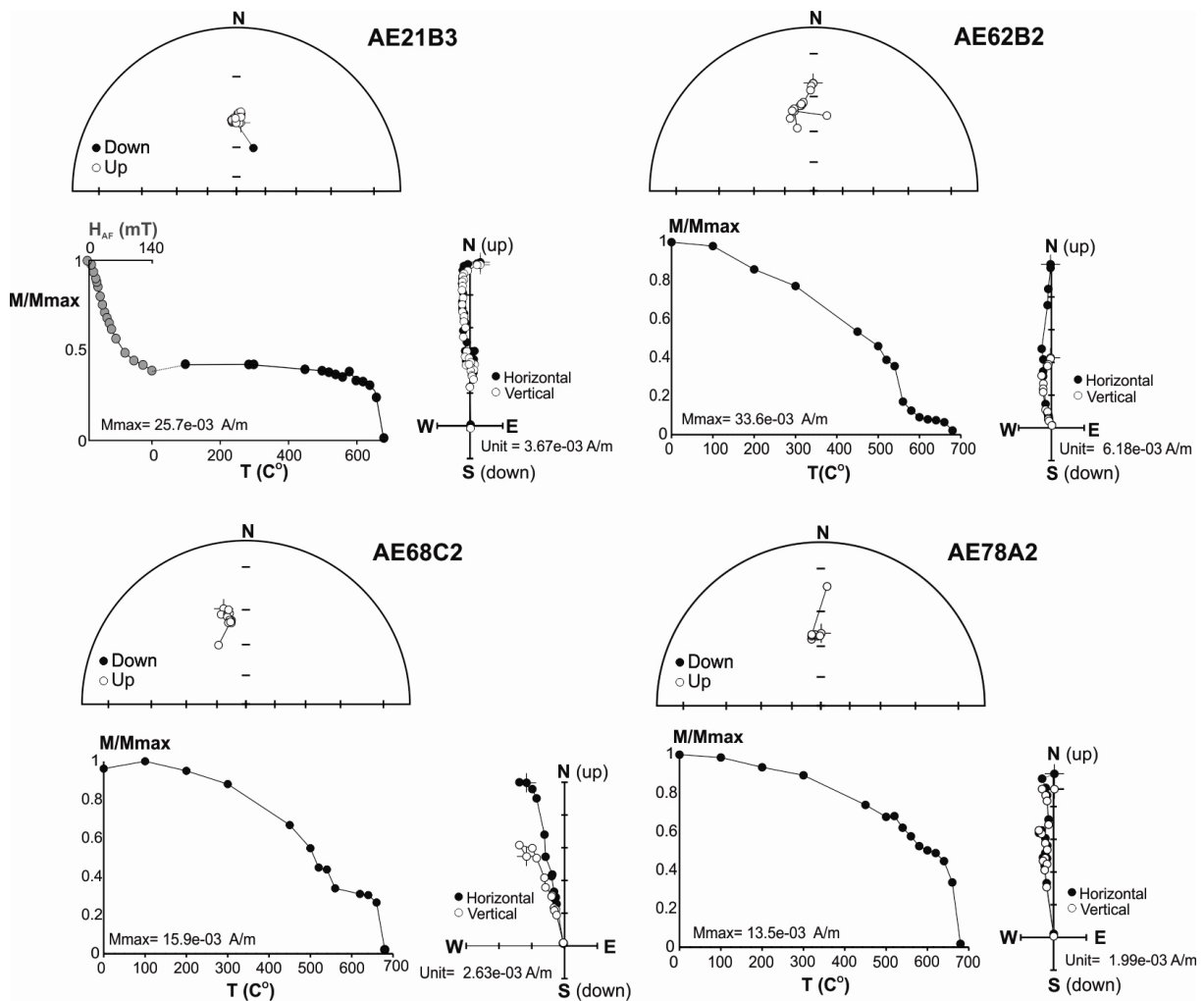


Figura 4.14 Diagramas estereográficos, projeções ortogonais e curvas de intensidade obtidas para amostras de sítios representativos.

Para 20 amostras (9 sítios) a direção secundária não é completamente isolada da ChRM por subtração vetorial. Neste caso, os sítios foram analisados por grandes círculos (Halls, 1976) e as médias foram obtidas a partir da combinação das intersecções dos grandes círculos com as direções extraídas dos mesmos sítios.

Análises por componentes principais (PCA) para vetores e grandes círculos apresentaram desvio angular máximo (MAD) inferior a 10°. Direções médias para cada sítio são apresentados na Tabela 4.4 e na Figura 4.15.

Tabela 4.4. Dados paleomagnéticos obtidos nos materiais fundidos de Araguainha.

Sítio	n/N	Direções características médias				PGV		
		Declinação (deg)	Inclinação (deg)	α_{95} (deg)	k	Plat (deg S)	Plon (deg W)	Swi (deg)
*8	dez/13	355.7	-40.5	3.9	126.1	-82.5	338.8	8.3
14	3/6	5.3	-27	15.4	65.1	-84.2	193.1	8.9
21	4/4	358.1	-41.8	3.1	900	-82.5	320.6	2.7
22	6/6	1.9	-44.4	6.2	133.5	-80.4	296.7	5.7
*29	7/8	9	-38.3	2.3	667.2	-80.3	247.5	3.3
*30	6/9	1.3	-41.1	4	285.4	-83.1	297.6	5.3
39	5/5	5.3	-34.4	2.9	694.6	-84.5	240.4	3.3
40	6/6	355	-38.4	5.9	131.5	-83.0	351.3	6.6
42	5/5	6.5	-38.5	10	63.5	-82.3	258.1	10.2
43	6/6	336.2	-37.6	15.5	23.9	-67.3	21.0	9.9
44	5/5	347.5	-42.4	3.8	400	-75.9	1.4	4.6
46	6/6	338.9	-45.6	6.2	122.7	-68.0	5.4	8.3
48	5/5	357.7	-37	5.7	179.1	-85.5	334.8	6.1
61	6/6	346.2	-44.3	6.1	126.6	-74.2	358.8	7.8
62	6/6	352.1	-39	4.4	238.2	-80.9	0.2	5.4
67	7/7	359.2	-30.7	14.8	19	-88.5	35.0	15.0
68	4/6	353.1	-29.2	6.7	189.3	-83.3	46.1	6.3
71	4/6	359.1	-35.5	9.9	161.3	-87.0	325.3	5.0
**72	6/7	158.4	-40.3	15.1	23.5	43.0	302.9	63.8
73	5/5	353.7	-37.2	2.1	1293.5	-82.8	2.5	2.0
*78	6/6	8.3	-42.6	5	198	-78.9	264.1	6.1
*79	3/4	350.8	-40.8	10	153.4	-79.1	358.7	7.8

n/N (número de espécimes analisados/número de espécimes usados no cálculo da média); α_{95} (cone de confiança de Fisher); k (parâmetro de precisão de Fisher); PGV (Polo Geomagnético Virtual); Plong (longitude do polo); Plat (latitude do polo); Swi (dispersão intra-sítio).

* Sítio descartado

As direções são sempre bem-agrupadas como atestam os valores de k superiores a 100 para a maioria dos sítios. As ChRMs de Araguainha são todas de polaridade normal, compatível com a magnetização adquirida após o Supercron Inverso do Permo-Carbonífero (PCRS), que terminou há ca. de 269 Ma (Lanci et al., no prelo), e a direção secundária encontrada é aleatória. Antes de definir o polo paleomagnético, o método de corte de Vandamme, (1994) foi aplicada para a seleção de dados. O ângulo de corte final foi de $20,6^\circ$ após a rejeição de apenas um sítio (AE72), que corresponde à dispersão local mais elevada ($S_w = 63,8^\circ$). O parâmetro de dispersão do pólo paleomagnético é (Fig. 4.15) O polo paleomagnético final da estrutura de impacto de Araguainha (AIS) tem $Lat = -83,7^\circ$; $Lon = 340,1^\circ$ ($K = 83,5$; $A95 = 3,5^\circ$, $N = 21$).

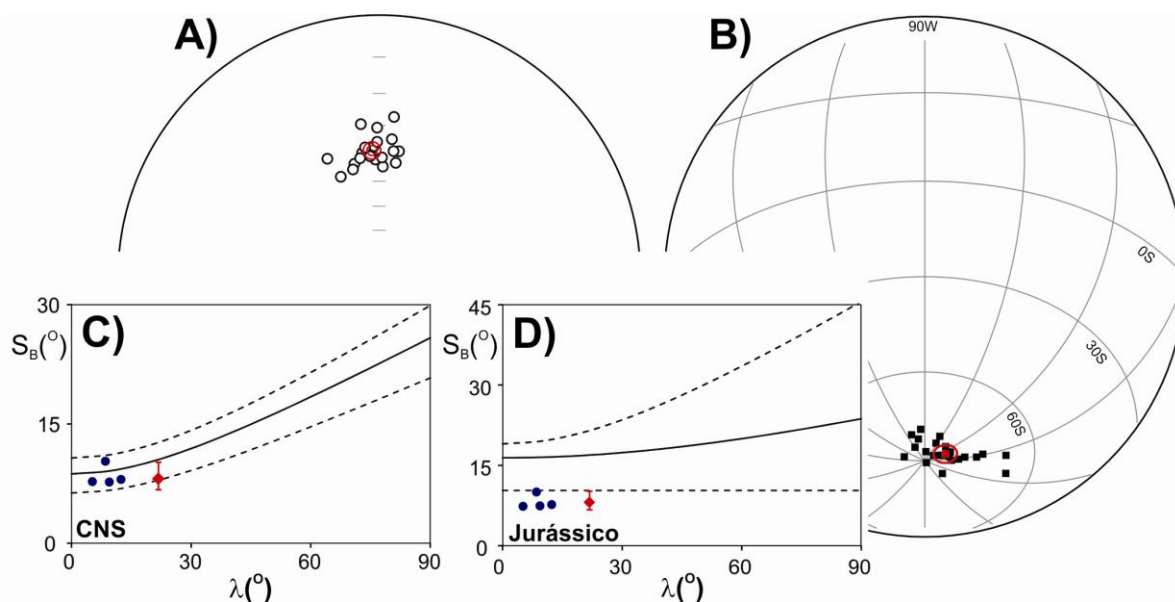


Figura 4.15. Direções médias e curvas S-parâmetro para a recolha Araguainha (em vermelho): (A) do site significa direções características, (B) do site significa pólos geomagnéticos virtuais, comparação de S-parâmetro com (C) Superchron normal Cretáceo (CNS) e (D) modelos Jurássico (de Biggin et al., 2008), círculos azuis sólidos representam o parâmetro-S para PCRS de Kruiver et al. (2000).

4.4.2 Dados geocronológicos

Os primeiros estudos geocronológicos publicados sobre a estrutura de Araguainha compreendem uma isocrônica mineral Rb-Sr de idade 243 ± 19 Ma, derivada de produtos de alteração de cordierita no GPF (Deutsch et al, 1992.) e a análise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotita e rocha total dos *impact melts* (Hammerschmidt e von Engelhardt, 1995). Estes últimos resultados foram re-examinados por Jourdan et al. (2009), que recalcularam uma idade de 246 ± 4 Ma (ou 248 ± 4 Ma, usando a nova constante de decaimento

de Renne et al., 2010). Jourdan e colaboradores (2009) advertiram que a perturbação do espectro de desgaseificação nas amostras analisadas por Hammerschmidt e Engelhardt (1995), denota que a idade recalculada deve ser tomada como certa restrição, observando também que as análises foram realizadas usando um monitor de fluxo de nêutrons que não havia sido calibrado em relação aos padrões internacionais.

Mais recentemente, idades radiométricas multi-métodos foram obtidas por Tohver et al. (2012) a partir de amostras do granito parcialmente fundido. Nesse trabalho, a análise de agregados granulares neocristalizados de zircão produziu um conjunto de idades U-Pb cuja idade Concordia integrada é de $247,8 \pm 3,8$ Ma. De acordo com os autores, a possibilidade de perda de Pb a partir desta população de zircões sugere que esta é uma idade mínima para o evento de impacto. A melhor evidência para a idade do impacto provém do sistema U-Th-Pb em monazita neocristalizada e do sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em grãos de quartzo ricos em inclusões derivados do preenchimento de cavidades miarolíticas. Tohver et al. (2012) obtiveram uma idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $254,5 \pm 3,2$ Ma (2σ) e $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ de $255,2 \pm 4,8$ Ma (2σ) em monazita, e idade isocrônica de 254 ± 10 mA (MSWD = 0,52) para os grãos de quartzo com inclusões. O cálculo de média ponderada dos dados resultou em uma idade de $254,7 \pm 2,5$ Ma (0,99%, 2σ) para o evento de impacto. Esta idade é condizente com a componente de magnetização estável e polaridade normal determinada no estudo paleomagnético de Araguainha.

4.5 Mineralogia magnética

Estudos de mineralogia magnética acompanham os artigos sintetizados nos itens 4.2, 4.3 e 4.4 (Anexos 1 a 3, respectivamente). Como cada artigo possui uma sessão de mineralogia magnética, abaixo serão resumidos os principais resultados para os granitos do núcleo central e os materiais que contêm fundidos de impacto (veios, diques e brechas).

O granito e os materiais relacionados ao impacto apresentam um comportamento magnético comparável em histerese, nas curvas termomagnéticas e nas curvas de aquisição de IRM. Todos os dados apontam para a presença de duas fases magnéticas com valores de coercividade contrastante em todos esses materiais. Os granitos tem componente paramagnética dominante, como indicam os valores relativamente baixos de susceptibilidade magnética, as fortes inclinações das curvas de histerese em altos campos e

o comportamento hiperbólico das curvas termomagnéticas em temperaturas inferiores a 400 °C (Fig. 4.16). Sobreposto ao sinal da matriz paramagnética, encontra-se um sinal ferrimagnético composto por duas fases magnéticas, uma delas de baixa coercividade, com campo saturante inferior a 200 mT, e uma outra fase cujo campo saturante é em geral superior a 2500 mT (Fig. 4.16B), provavelmente correspondendo a magnetita e hematita, respectivamente. Os espectros de coercividade para os granitos, obtidos por meio da aquisição parcial de magnetização anisterética, revelam um pico em cerca de 10-20 mT e um valor de magnetização de fundo ('background' de Trindade et al., 2001) correspondendo a cerca de 50% da magnetização remanente total, indicando uma forte contribuição da componente de alta coercividade.

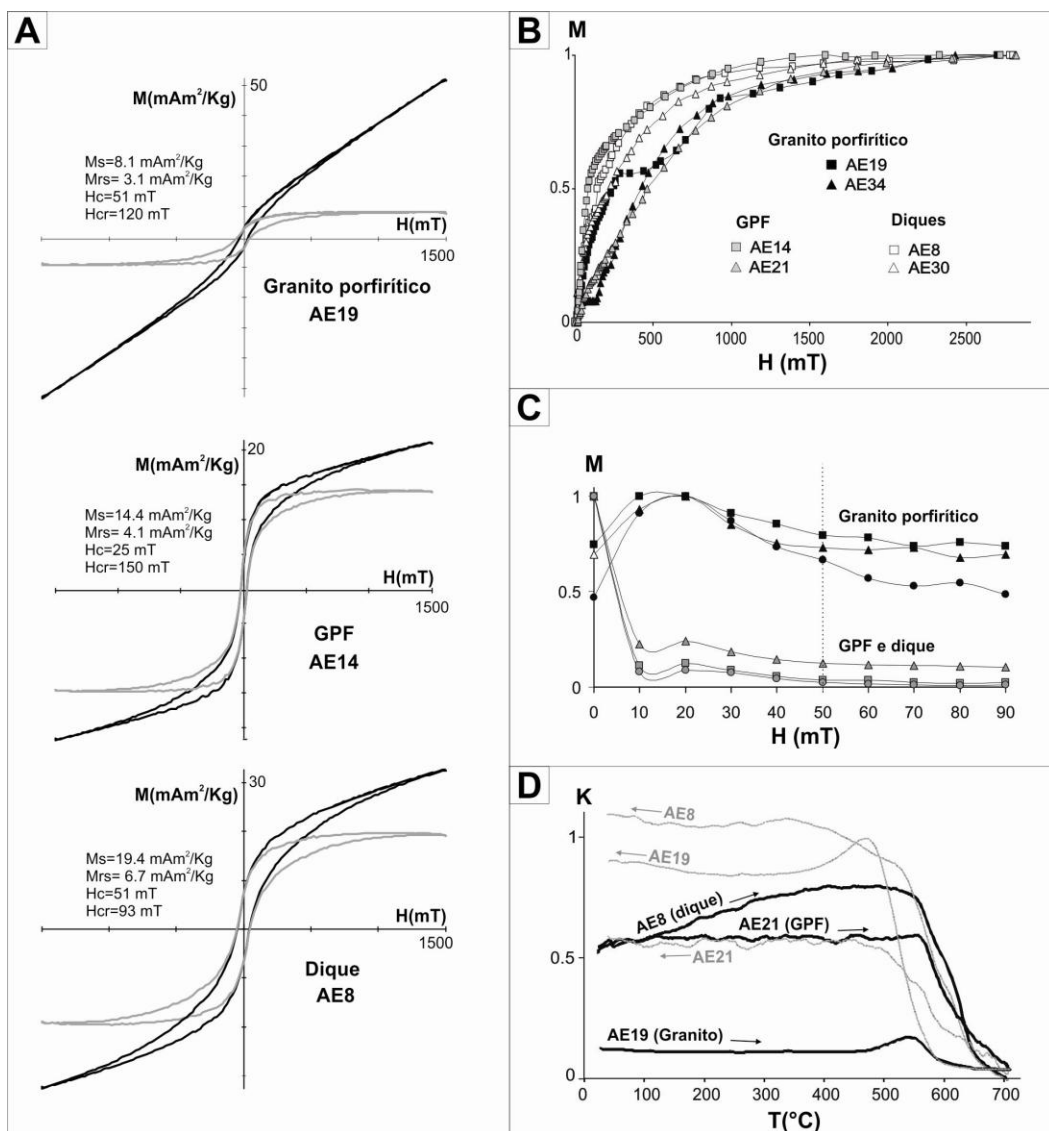


Figura 4.16. Estudo de mineralogia magnética: (A) ciclos de histerese; (B) curvas de aquisição de magnetização isotermal (IRM); (C) espectro de coercividades; (D) curvas termomagnéticas (variação de susceptibilidade, K, por temperatura).

As amostras dos diques e do GPF mostram também dois componentes ferromagnéticos, mas a proporção entre estes componentes e a matriz paramagnética é significativamente diferente. Nesses materiais as propriedades magnéticas são fortemente controladas pela fração ferrimagnética de baixa coercividade (Fig., 4.16). Isto é demonstrado pelos espectros de coercividade (Fig. 4.16C), com predominância da fração de baixa coercividade (entre 0-10 mT) e da rápida saturação das curvas de aquisição de IRM (Fig. 4.17B). No entanto, a influência da fração de alta coercividade, provavelmente hematita, é evidente nos ciclos de histerese com forma de cintura de vespa (Fig. 4.17A) (Tauxe et al., 1996). As curvas termomagnéticas (Fig. 4.16D) de alta temperatura são em geral irreversíveis, com um aumento significativo nos valores de susceptibilidade magnética após o ciclo de aquecimento. As transições para valores elevados de susceptibilidade ocorrem entre 650 e 550 °C, corroborando a interpretação de hematita e magnetita como principais portadores magnéticos.

Capítulo 5

Resultados obtidos para estrutura de impacto de Vargeão

5.1 Trabalhos prévios

O Domo de Vargeão é um importante exemplo terrestre de estrutura de impacto desenvolvida essencialmente em rochas basálticas (Crósta et al., 2012). Localizada no oeste do Estado de Santa Catarina, a estrutura tem centro definido nas coordenadas 26°49'S e 52°10'W. Ela possui geometria circular, com aproximadamente 12 km de diâmetro. Até o momento, poucos estudos foram realizados nessa estrutura, um resumo dos mesmos será apresentado a seguir.

5.1.1 Geologia

O evento de impacto de Vargeão ocorreu na parte central da Bacia do Paraná, afetando rochas do Eotriássico-Cretáceo do Grupo São Bento (Fig. 5.1). O Grupo São Bento, a partir da base para o topo, é formado pelas formações Piramboia, Botucatu e Serra Geral (Milani et al., 2007).

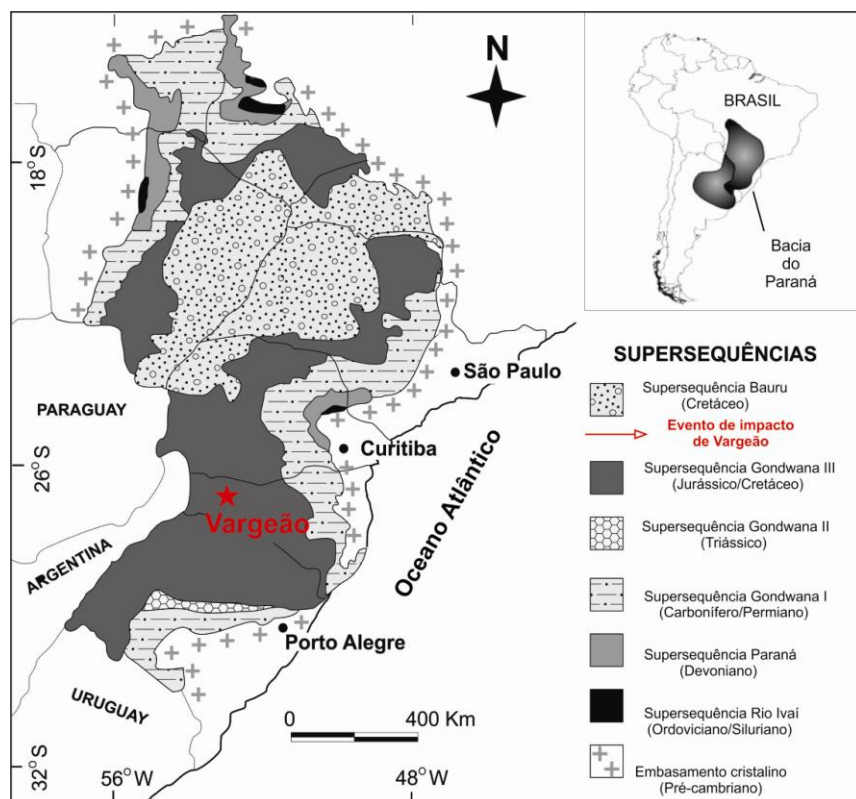


Figura 5.1. Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (Santos et al. 2006).

A Formação Pirambóia é composta por arenitos que podem ser separadas em dois grandes sistemas, compreendendo na parte inferior um registro eólico úmido (fácies de interdunas úmidas) e na parte superior um registro eólico seco (fácies de dunas) (Caetano-Chang e Wu 1994). A Formação Botucatu consiste em um sistema eólico seco formado pela acumulação de dunas eólicas, sem desenvolvimento de fácies interdunares úmidas (Scherer, 2000). A Formação Serra Geral corresponde às rochas vulcânicas da grande província ígnea Paraná-Etendeka, incluindo derrames basaltos predominantemente toleíticos (90% das rochas) e vulcânicas ácidas e intermediárias em menor quantidade (Piccirillo e Melfi, 1988).

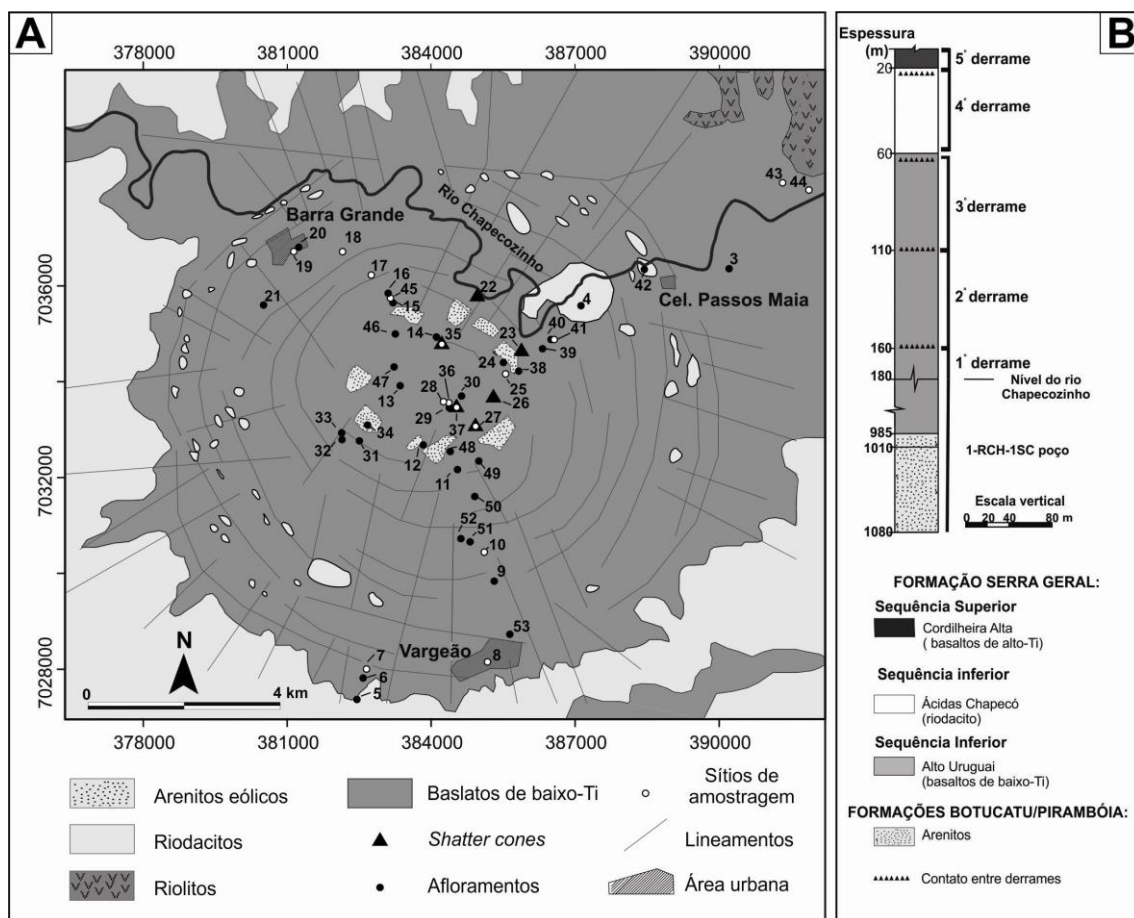


Figura 5.2. Aspectos geológicos locais: (A) mapa geológico da estrutura de impacto de Vargeão com os pontos de amostragem usados neste trabalho (Modificado de Crósta et al., 2012); (B) testemunho de sondagem próxima à estrutura mostrando variações litológicas ao longo da estratigrafia. Os sítios 1 (basalto) e 2 (vulcânicas ácidas) situam-se fora da área do mapa e servem como rochas de referência, não afetadas pelo evento de choque.

Relações estratigráficas demonstram que o impacto afetou predominantemente rochas vulcânicas cretáceas da Formação Serra Geral e, em menor frequência, arenitos das formações Pirambóia e Botucatu (Kazzuo-Vieira et al., 2004; Crósta et al., 2012). A estrutura de Vargeão é do tipo complexa e possui bordas e núcleo central soerguido bem preservado, possui ainda um conjunto de anéis concêntricos bem definidos (Fig. 5.2). Segundo Crósta e colaboradores (2012) a região de borda da estrutura é caracterizada por falhas gravitacionais concêntricas, que afetam estratos de basaltos toleíticos do Membro Serra Geral Inferior (espessura de até centenas de metros) e riocacitos pórfiros do Membro Goio En (com algumas dezenas de metro). A unidade de riocacitos pórfiros recobre a unidade basáltica e constitui a borda externa da estrutura em quase toda sua circunferência, sendo um importante marcador estratigráfico dos deslocamentos verticais ocorridos durante o colapso da cratera. Os anéis concêntricos são elevações topográficas com cristas alinhadas, limitadas por fraturas radiais. Em geral, esses anéis são constituídos por brechas líticas intercaladas com blocos de basalto não deformados.

O núcleo central soerguido pode ser dividido em dois domínios. O primeiro é caracterizado por um colar de elevações topográficas, constituídas por blocos de arenitos das Formações Pirambóia/Botucatu, que em geral apresentam elevado grau de deformação. O segundo domínio é representado por uma depressão central constituída essencialmente por brechas monomíticas desenvolvidas nos basaltos e algumas ocorrências de brechas polimíticas (Crósta et al., 2012). As principais feições de impacto impressas nas rochas de Vargeão são mais bem observadas na região do núcleo soerguido e incluem: brechas de impacto, fusão parcial de rochas basálticas, *shatter cones* em arenitos e em basaltos e feições microscópicas de deformação (Crósta et al., 2012).

5.1.2 Geofísica

Um estudo geofísico integrando dados sísmicos e magnetométricos foi realizado por Kazzuo-Vieira et al. (2009). As análises de perfis sísmicos ao longo desta cratera mostram que no centro de Vargeão existe uma estrutura em forma de cúpula que representa o núcleo central comumente encontrado em crateras de impacto complexas. Esta estrutura explica como os arenitos das formações Pirambóia e Botucatu estão aflorando no centro da cratera, deslocados verticalmente de várias centenas de metros em relação à sua posição normal estratigráfica nesta porção da Bacia Paraná.

5.2 Fusão e hidrotermalismo

Os resultados descritos aqui fazem parte do artigo científico intitulado “*Hydrothermal alteration in the Vargeão basaltic impact structure (South Brazil): implications for recognition of impact-induced hydrothermalism on Mars*” a ser submetido ao jornal *Icarus* (Anexo 4).

5.2.1 Petrografia

Neste tópico serão apresentados os resultados petrográficos obtidos para as rochas basálticas e a brecha polimítica de Vargeão. As descrições referentes ao riodacito serão feitas no tópico 5.3, que trata das idades radiométricas obtidas para esta estrutura.

5.2.1.1 Rochas não chocadas

As rochas não chocadas compreendem as rochas encontradas fora da estrutura do impacto e podem ser divididas basicamente em rochas ácidas e basaltos, além dos arenitos, situados estratigraficamente abaixo dos derrames.

Em geral, as rochas vulcânicas ácidas da região são porfiríticas, com até 15% de fenocristais de andesina, clinopiroxênio (augita e pigeonita), e subordinadamente titanomagnetita e apatita. A matriz tem textura afanítica a fanerítica fina, composta principalmente por vidro ou, quando cristalina, por plagioclásio, clinopiroxênio, quartzo, feldspato alcalino xenomórfico e sem geminações, apatita, titanita e minerais opacos (magnetita e titanomagnetita). O material vítreo pode representar mais da metade da matriz original, mas na maioria das vezes foi devitrificado. O material de devitrificação é constituído de cristalitos muito finos, que devem corresponder principalmente a quartzo e feldspato alcalino. Como referência de vulcânicas ácidas não chocadas foram utilizadas amostras do sítio 2, que fica a oeste da estrutura.

Como referência de basaltos não afetados por choque foram utilizados os derrames localizados a nordeste da estrutura do impacto (sítio 44 da figura 5.2). Essas rochas têm uma estrutura maciça, com textura afanítica a fanerítica fina (Fig. 5.3A). Eles são compostos de cristais euédricos a subédricos de plagioclásio, piroxênio, óxidos de Fe-Ti e resíduo intersticial (mesotaxis) (Fig. 5.3B). O resíduo intersticial é formado por material desvitrificado que é muitas vezes substituído por filossilicatos ou zeólitas. Além

disso, estas rochas têm amígdalas preenchidas por sílica amorfa, zeólita e calcita (Fig. 5.3C).

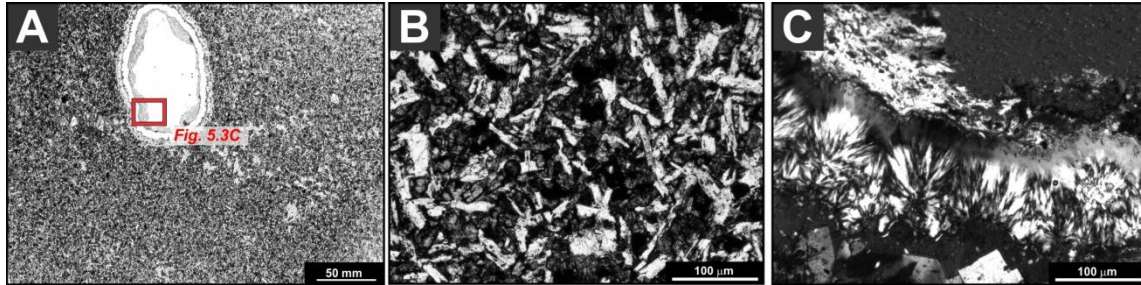


Figura 5.3. Características petrográficas dos basaltos não chocados: (A) foto de seção delgada da amostra VG44 com textura típica; (B) fotomicrografia da VG44 mostrando a textura sub-ofítica; (C) Fotomicrografia da VG44 mostrando um detalhe da amígdala preenchida por zeólita.

5.2.1.2 Rochas chocadas

Basaltos chocados são encontrados ao longo de toda a estrutura. Na zona da borda, as rochas foram afetadas por uma deformação local frágil que está associada com zonas de falhas. Estas zonas são caracterizadas por blocos de basalto que estão interligados por veios brechóides. Normalmente, estes veios têm poucos centímetros de largura, mas em alguns afloramentos apresentam ramificações e ligações que formam padrões irregulares de até alguns metros de tamanho. Os veios são compostos de clastos minerais e fragmentos líticos incorporados em uma matriz de granulação fina (Figura 5.4A). Imagens de retroespalhamento (MEV) mostram que esses clastos têm reduções de tamanho graduais com formas que variam de sub-angular para arredondado (Fig. 5.4B). A matriz é formada por cristais fragmentados (com tamanhos de até $1 \mu\text{m}$ ou menos), muitos cristais diminutos de ox-hidróxido de ferro e alguns filossilicatos (Fig. 5.4C).

Na colar central, quase todas as rochas são fragmentadas e exibem localmente uma rede de pequenos veios brechóides. Estes veios consistem em duas variedades: os veios vermelhos, que variam de milímetros a poucos centímetros de largura e podem alcançar até alguns centímetros de comprimento, e veios brancos, que têm geralmente alguns milímetros de comprimento e de largura (Fig. 5.4D e 5.4G). Relações de corte

mostram que os veios brancos foram formados depois dos veios vermelhos (Fig. 5.4D e 5.4G).

Os veios vermelhos são representados por uma quantidade variável de clastos incorporados em uma matriz oxidada fina (Fig. 5.4E e 5.4H). As formas dos clastos variam de sub-angulares a sub-arredondados (Fig. 5.4H). Eles são formados principalmente por plagioclásio alterado, fragmentos líticos e piroxênio. A matriz é composta de materiais microcristalinos, restos de vidro e, em alguns casos, pequenos cristais fragmentados (Fig. 5.4H 5.4I). Estes veios foram alterados e desenvolvem fases formadas durante evento hidrotermal, consistindo em calcita, filossilicatos e oxi-hidróxidos de ferro, subordinadamente contém também quartzo e zeólita. A calcita pode ocorrer como pequenas bolsas que são muitas vezes bordejadas por filossilicatos ou em formas alongadas como aquelas associadas com as bordas dos veios (Fig. 5.4F). Os filossilicatos são representados por uma mistura de esmectita e clorita, em substituição ao material vítreo da matriz ou associado com as formas alongadas de calcita. Os oxi-hidroxidos de ferro ocorrem disseminados por toda a matriz na forma de pequenos cristais. Quartzo e zeólita são associados com as formas alongadas de carbonato (calcita) nas extremidades dos veios vermelhos. Os veios brancos não contém clastos e são compostos de zeólita, filossilicatos e quartzo. Geralmente, esses veios são preenchidos por zeólita com bordas formadas por filossilicatos (celedonita) (Fig. 5.4J).

Na depressão central, os afloramentos são representados por algumas ocorrências de rochas dispersas numa área de plantio. Assim como no colar central, estas rochas são fraturadas e possuem localmente pequenos veios (vermelhos e brancos). Os veios vermelhos são formados por clastos minerais e fragmentos líticos embebidos numa matriz de granulação fina (Fig. 5.4K). Esses clastos têm formas que variam de sub-angular a sub-arredondado (Fig. 5.4E). A matriz é formada por diminutos cristais fragmentados, pequenos cristais de oxi-hidróxido de ferro e minerais de argila (Fig. 5.4E). Em contraste com o colar central, estas rochas mostram uma alteração hidrotermal pervasiva. A alteração associada com veios vermelhos é caracterizada por uma dissolução preferencial de maskelynita por fluidos hidrotermais (Fig. 5.4M). Neste caso, a maskelynita é substituída pelo zeólita e filossilicatos (Fig. 5.4N). Nesta região, os veios brancos não têm clastos e são compostas de zeólita e filossilicatos. Eles são preenchidos por zeolita e bordejados por celedonita (Fig. 5.4O).

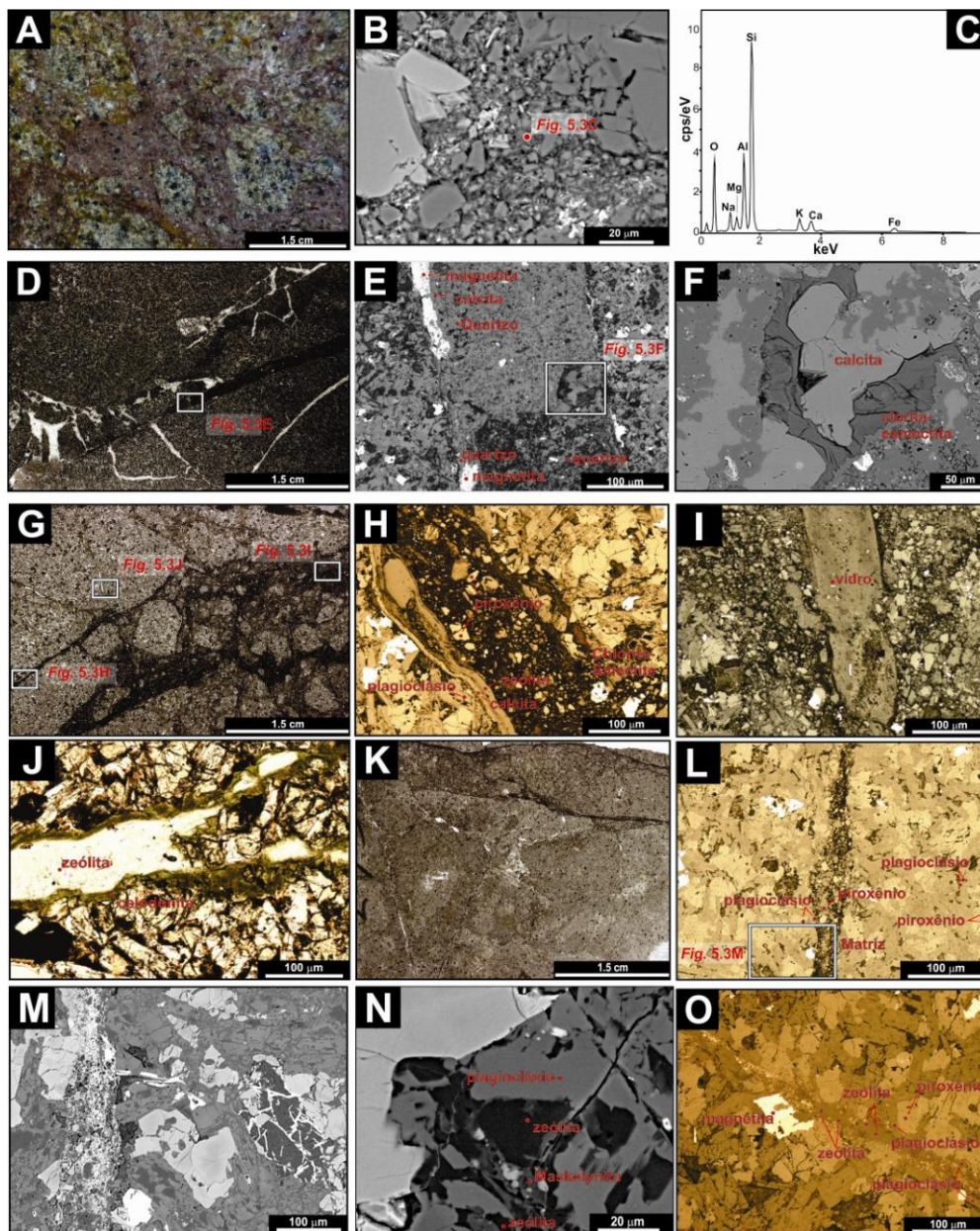


Figura 5.4. Características petrográficas dos basaltos chocados: (A) textura típica dos veios vermelhos da área de brecha na borda (amostra VG53); (B) imagem MEV elétrons retroespalhados (BSE) mostrando os clastos e sua relação com a matriz dentro da veio vermelho (amostra VG53); (C) A análise em MEV-EDS da matriz do veio vermelho da amostra VG53; (D) seção fina total da amostra VG17A, com textura típica e veios vermelhos e brancos (área de collar central); (E) Fotomicrografia da veio vermelho da amostra VG17A (luz refletida); (F) imagem SEM-BSE mostrando um detalhe da VG50 com crescimento de calcita e clorita-esmectita; (G) seção fina total com a rede de veios (área de collar central); (H) Fotomicrografia da veio vermelho com zoneamento da amostra VG50 (luz refletida); (I) Microfotografia do vidro restante da amostra VG50 (luz refletida) (J) Fotomicrografia do veio branco da amostra VG50 (luz transmitida); (K) seção fina total da VG47 com veios vermelhos e brancos (depressão central); (L) Fotomicrografia da veio vermelho da amostra VG47 (luz refletida); (M) deformação generalizada (amostra VG47, depressão central); (N) Imagem SEM-BSE mostrando o veio vermelho e a imagem SEM-BSE mostrando um detalhe da substituição de maskelinita pela zeólita (amostra VG47, depressão central) ; (O) Fotomicrografia da veio branco da amostra VG47 (luz refletida).

5.2.1.3 Brecha polimítica

A brecha polimítica é composta por clastos milimétricos a centimétricos, que variam de angulosos a subangulosos, e estão imersos em uma matriz vermelha de granulação fina (Fig.). Os clastos são compostos por minerais (quartzo e feldspato) e fragmentos líticos (essencialmente basaltos e algumas casos arenito). Por vezes os fragmentos líticos apresentam fraturamento e alteração. Comumente a alteração é caracterizada pela transformação do piroxênio em óxido de ferro e amorfização do feldspato. Nos fragmentos de arenito não são observadas alterações pós-impacto. Além dos clastos e fragmentos, observam-se algumas ocorrências de bolsas de vidro, que se mesclam com os fragmentos e clastos. A matriz é avermelhada e composta principalmente por sílica amorfa, diminutos grãos de basalto com dimensões micrométricas e oxi-hidróxidos de ferro.

5.2.2 Geoquímica e química mineral

Amostras representativas de rochas basálticas foram amostrados muito longe do centro de impacto para estudos de elementos maiores (VG1, VG3 e VG44). Os resultados são fornecidos na Tabela 5.1. Os basaltos que compõem a Formação Serra Geral são toleíticos e classificados segundo seu conteúdo de Ti (Mantovani et al., 1988). O nível de afloramento atual da estrutura de impacto corresponde ao dos basaltos de baixo Ti ($\text{TiO}_2 < 2\%$). Veios brechóides nessas rochas ainda contém vidro, que foi identificado no MEV e analisado com microsonda eletrônica (Tabela 5.1). As composições apresentam SiO_2 entre 33 e 39%, alto conteúdo de Fe_2O_3 conteúdos (16-24%), MgO relativamente alto (em relação às rochas encaixantes) e conteúdos variáveis de CaO, Na_2O e K_2O . Apesar dos elevados conteúdos de água (deduzida a partir da soma de óxidos $< 100\%$), os valores elevados de Fe_2O_3 e MgO e as texturas observadas nas lâminas analisadas sugerem-se que estas composições representam o fundido originado das rochas-alvo basálticas. Por comparação, as análises de vidro da brecha polimítica (Tabela 5.1) exibem um teor maior de SiO_2 (58-63%), Na_2O e K_2O , e teores mais baixos de Fe_2O_3 , sugerindo que a fusão deste material encontrado junto com a brecha polimítica teria se originado a partir de fontes diferentes (basalto, arenito ou riodacito). Além disso, a soma de óxidos está mais próxima de 100%, indicando que os vidros são muito menos alterados do que nos basaltos.

Tabela 5.1. Composição das rochas-alvo e vidros.

Amostra	Basalto de		Ácida Chapecó		Botucatu		Vidros							
	alto-Ti		baixo-Ti		riodacito**		Arenito***		VG50 (veio brechoide)		VG 28 (brecha polimítica)			
	VG1	VG 44	VG 3	VG4	-	-	P4-V3	P4-V2	P4-V1	C1-P4	C1-P3	C2-P2	C2-P3	
SiO ₂ (wt %)	49.79	49.80	51.08	64.34	95.11	-	33.84	39.20	39.86	58.33	58.65	60.98	63.35	
TiO ₂	3.46	1.75	1.73	1.44	0.08	-	0.93	0.49	0.53	0.77	0.64	0.57	0.37	
Al ₂ O ₃	12.64	12.53	12.80	12.7	1.27	-	3.78	3.88	4.07	12.99	12.31	12.96	15.41	
Fe ₂ O ₃ *	15.29	14.84	14.98	7.38	0.27	-	24.46	15.72	17.04	7.69	7.86	6.85	5.21	
MnO	0.22	0.24	0.21	0.15	< dl	-	0.20	0.28	0.16	0.08	0.11	0.23	0.10	
MgO	4.38	4.63	4.69	1.35	0.11	-	5.30	6.11	6.38	4.74	6.68	5.81	4.19	
CaO	8.54	8.65	8.47	2.77	1.18	-	3.01	4.62	0.00	4.94	7.48	6.53	5.44	
Na ₂ O	2.69	2.23	2.29	3.32	0.12	-	2.79	2.92	0.00	6.17	5.72	5.71	6.55	
K ₂ O	1.51	0.88	1.14	4.08	0.50	-	0.67	0.24	0.00	0.19	0.19	0.30	0.17	
P ₂ O ₅	0.58	0.21	0.20	0.45	0.03	-	na	na	na	na	na	na	na	
Lo.i	0.55	3.15	1.75	1.24	0.96	-	-	-	-	-	-	-	-	
Soma	99.65	98.91	99.34	99.21	99.63	-	74.98	73.46	68.04	95.90	99.64	99.94	100.79	
CIA	38	39	39	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
CIW	40	40	41	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

* total de ferro como Fe₂O₃
 ** em Nédélec et al. 2013
 *** em Crosta et al., 2012

CIA (índice químico de alteração) = Al₂O₃/([Al₂O₃]+[CaO]+[Na₂O]+[K₂O])
 CIW (índice químico de intemperismo) = [Al₂O₃]/([Al₂O₃]+[CaO]+[Na₂O])
 dl: limite de detecção na: não analisado

A composição de fenocristais de plagioclásio das amostras de basalto VG3, e VG44 são apresentadas na Tabela 5.2. Os cristais mostram composições desde An59 (núcleo) até An32 (borda). A amostra de basalto chocado VG47, coletada próximo ao centro da cratera, exibe cristais parcialmente convertidos em maskelynita (plagioclásio vítreo chocado), indicando pressões de choque superiores a 25 GPa. Chen e El Goresy (2000) propuseram que maskelynita é produto de fusão *in situ* durante o choque. Suas composições de maskelynita são muito semelhantes às do plagioclásio (Tabela 5.2).

Tabela 5.2. Composição de amostras representativas de plagioclásio e maskelynita; fórmula estrutural do plagioclásio calculado com base em 8O.

	Plagioclásio								Maskelynita					
	VG03			VG44					VG47					
	núcleo	núcleo	borda	núcleo	núcleo	borda	borda	C4-P3	C4-P6	C4-P5	C4-P1	C4-P8	C5-P19	C5-P21
SiO ₂ (wt %)	52.84	53.38	53.78	53.10	52.92	54.47	58.27	45.34	45.41	45.97	45.98	47.07	47.33	47.65
Al ₂ O ₃	28.59	27.46	27.39	28.03	27.53	26.66	24.31	24.77	24.92	25.90	28.04	29.81	28.76	27.59
Fe ₂ O ₃ *	0.95	1.36	0.92	0.82	0.89	0.81	0.70	2.31	2.18	1.52	0.12	0.68	0.24	0.18
CaO	12.35	11.12	11.00	11.88	11.72	10.62	7.21	10.41	10.87	10.41	6.99	13.20	5.83	7.76
Na ₂ O	4.42	4.84	5.06	4.72	4.83	4.17	6.92	2.27	1.92	2.25	5.59	3.19	5.99	4.80
K ₂ O	0.34	0.37	0.34	0.28	0.34	2.01	0.72	0.66	0.65	0.39	0.02	0.16	0.05	0.02
Soma	99.54	98.73	98.54	98.85	98.24	98.80	98.13	86.13	86.32	86.71	86.77	94.25	88.21	88.09
Si	2.41	2.45	2.47	2.44	2.45	2.51	2.66							
Al	1.54	1.49	1.48	1.52	1.50	1.45	1.31							
Fe ³⁺	0.03	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02							
Ca	0.60	0.55	0.54	0.58	0.58	0.52	0.35							
Na	0.39	0.43	0.45	0.42	0.43	0.37	0.61							
K	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.12	0.04							
Soma de cátions	5.00	5.00	5.00	5.01	5.01	5.00	5.00							
Ab	39	43	44	41	42	37	60							
An	59	55	53	57	56	52	35							
Or	2	2	2	2	2	12	4							

* total de ferro como Fe₂O₃

Análises em filossilicatos hidrotermais representativos são apresentadas na Tabela 5.3. A maioria deles são tri-octaédricos, correspondendo a (Mg, Fe)-esmectitas próximas à composição da saponita. Outros filossilicatos correspondem a composições de camada mista (clorita/esmectita). Finalmente, a amostra VG50 ($XMg = 0.36$) contém também celadonita.

Tabela 5.3. Composição de filossilicatos hidrotermais representativos.

	VG 17	VG 50		VG 47		
	saponita	camada mista (clorita + nontronita?)		camada mista (clorita + nontronita?)		
		C3-P5	C2-P6	C5-P8	C6-P2	C4-P10
SiO ₂ (wt %)	50.44	48.48	39.82	48.99	44.11	
TiO ₂	0.03	0.01	0.24	0.2	0.46	
Al ₂ O ₃	7.49	9.71	7.89	4.11	15.93	
FeO*	6.55	7.79	18.81	17.12	15.21	
MnO	0.07	0.04	0.12	0.03	0.04	
MgO	17.81	15.19	9.02	5.33	4.53	
CaO	2.14	1.86	1.88	0.41	2.78	
Na ₂ O	< dl	< dl	1.17	< dl	2.33	
K ₂ O	0.34	0.21	0.36	6.08	0.42	
Cl	0.03	na	na	0.07	na	
Soma	84.90	84.31	80.56	82.27	85.81	

* total Fe como FeO
dl: limite de detecção
na: não analisado

Tabela 5.4. Composição de zeólitas hidrotermais representativos.

	VG50			VG47	
	C2-P2-3 heulandita	C2-P2A-3	C2-P3-3	C6-P5-3 Na-Ca zeólita	C5-P3 analcima
SiO ₂ (wt %)	51.67	53.28	51.52	45.65	51.55
Al ₂ O ₃	19.07	19.05	19.09	27.25	29.88
CaO	9.68	9.83	9.93	7.73	0.59
Na ₂ O	0.14	0.15	0.26	5.40	12.47
K ₂ O	1.71	1.06	1.66	0.15	0.05
Soma	82.77	83.37	82.46	86.18	94.54

Análises de zeólitas hidrotermais representativas são apresentadas na Tabela 5.4. A maioria delas são Ca-zeólitas próxima à composição da heulandita ou stilbita. Além

disso, a amostra VG47 também contém um zeólita Ca-Na, assim como analcima, especialmente como produto de substituição maskelynita.

5.2.3 Espectroscopia de reflexão – VNIR

Três imagens foram feitas superfícies lisas de cada uma das amostras. A primeira imagem é uma varredura da superfície da amostra, como se vê na luz natural. A segunda imagem é uma representação na escala de cinza do valor do índice de fases hidratadas (preto corresponde a zero e branco corresponde a um). A terceira imagem, representada na Figura 5.5, é uma composição colorida RGB (*Red*, *Green* e *Blue*) obtida através da combinação do índice de fases hidratadas (em azul), o índice de piroxênio (no verde, valores do índice de 0 a 0,1 foram reajustados para a escala 0-255) e o índice de estado de oxidação (em vermelho, os valores do índice entre -0,5 e 0,5 foram reajustados para a escala 0-255). Um triângulo colorido ajuda a visualizar as variações dos três índices na imagem colorida.

A amostra VG17 possui veios vermelhos e brancos que correspondem às regiões mais hidratadas das amostras. O índice de hidratação é baixo fora dos veios e o índice de piroxênio é alto. Veios brancos contêm fases mais hidratadas do que os vermelhos, enquanto a oxidação mais forte está associada com os veios vermelhos. A maioria dos veios é rodeada por uma auréola, visível na varredura, que correspondente à frente de oxidação.

As amostras VG50 e VG53 são mais hidratadas do que a amostra VG17. Elas contêm veios vermelhos principais e várias pequenas venulações. Há uma forte correlação, nas duas amostras, entre as zonas com maior enriquecimento de fases hidratadas (em azul) com as zonas com maior índice de oxidação (em vermelho).

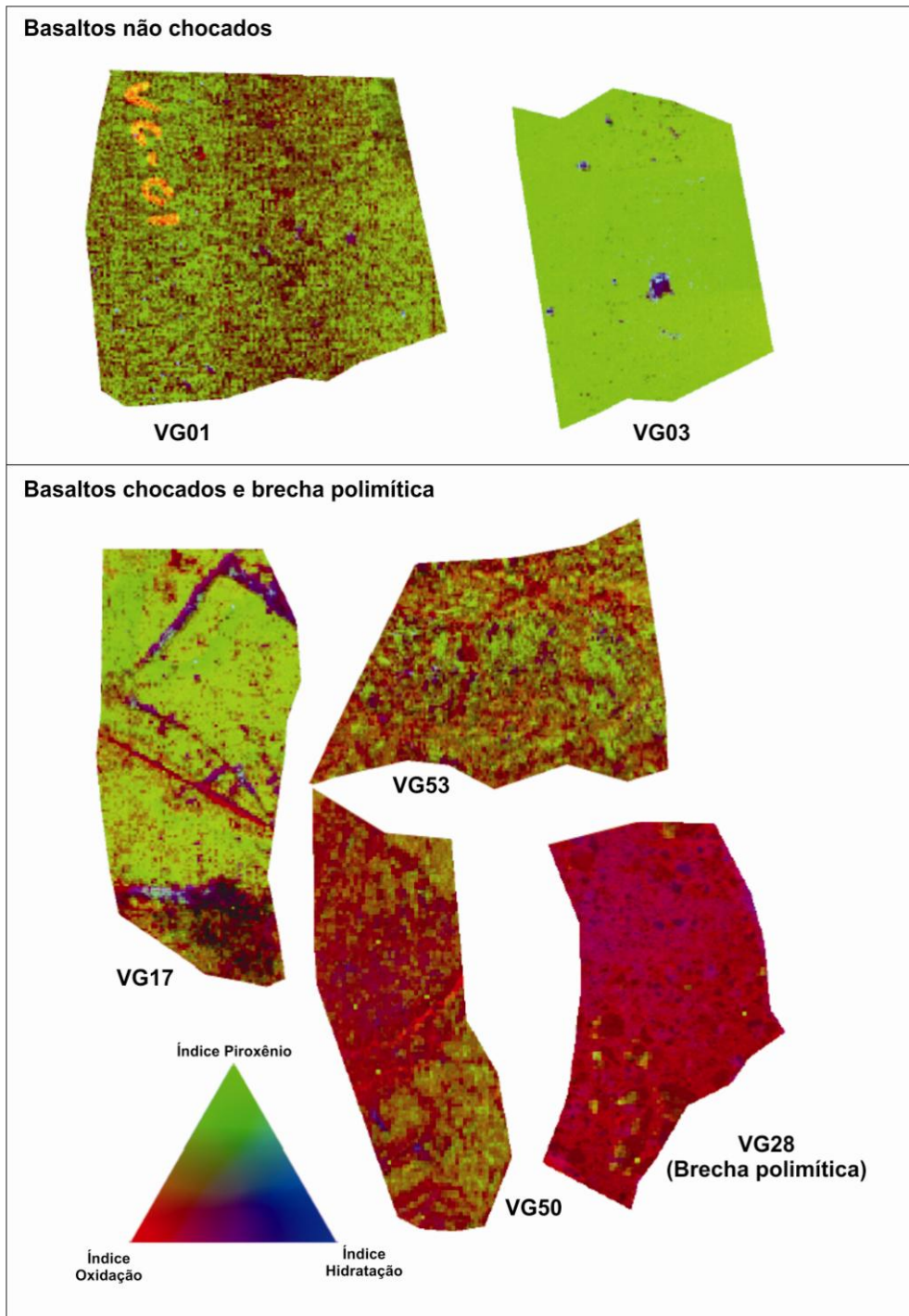


Figura 5.5. Os resultados da análise espectral dos dados VNIR sobre a superfície do VG17, VG28, VG50 e VG53. Três imagens são dadas para cada amostra: a) A varredura da superfície da amostra, como se vê na luz natural, b) a representação em escala de cinza do valor do índice de fases hidratadas (preta corresponde a 0 e branco corresponde a 1), c) uma imagem de cor RGB composta obtida por combinação do índice de fases hidratadas (em azul) com o índice piroxênio (no verde, valores do índice de 0-0,1 redimensionados estão entre 0 e 255) e o índice de estado de oxidação (em vermelho, índice de valor de -0,5 a 0,5 são redimensionados entre 0 e 255). O triângulo colorido na parte inferior direita ajuda a interpretação da imagem composta de cores.

A brecha polimítica VG28 exhibe valores elevados do índice de hidratação e do índice de oxidação, com exceção do interior de alguns fragmentos grandes, cuja mineralogia dos basaltos está preservada, como indicado pelos elevados índices de piroxênio.

O comportamento observado nas amostras de basalto que sofreram efeitos do impacto contrasta com aqueles dos basaltos ditos de ‘referência’, amostrados fora da estrutura de impacto. As amostras VG01 e VG03 apresentam elevados índices de piroxênio (verde). No caso da amostra VG03, em alguns pontos observa-se altos índices de hidratação, provavelmente associados à presença de fases hidratadas preenchendo amígdalas na rocha vulcânica. No caso da amostra VG01 observa-se ocorrência disseminada de fases oxidadas, mas em proporção significativamente menor que a encontrada nos basaltos chocados.

5.3 Idades radiométricas

Os resultados descritos neste ítem fazem parte do artigo científico intitulado “*In situ U/Pb dating of impact-produced zircons from the Vargeão Dome (Southern Brazil)*” publicado no jornal *Meteoritical and Planetary Science* (Anexo 5).

5.3.1 Datação U/Pb in situ

A amostra de referência de riódacito (VG4) possui cor acinzentada a avermelhada e textura porfírica. A assembleia de fenocristais é constituída por plagioclásio (3-12 mm de comprimento), augita (2-5 mm) e óxidos de ferro (Ti-magnetita e ilmenita), localmente com formas esqueléticas e estreladas. A apatita ocorre como microfenocristal. A matriz é félsica e contém numerosos óxidos de ferro, bem como alguns pequenos cristais de clinopiroxênio. Essa assembleia mineral é típica de um magma de alta temperatura insaturado em água. Badeileíta (e não zircão) é o principal mineral de Zr na matriz, como relatado por Janasi et al. (2011). Os cristais de badeileíta são pequenos (10-20 μ m de comprimento) e laminares. A composição de rocha total da amostra VG4 é apresentada na Tabela 5.5. Com 64.34% p.p. de SiO₂, compatível com aquela dos riódacitos do tipo Chapecó (i.e., SiO₂ entre 63% e 69%, Piccirillo et al., 1988).

As composições dos piroxênios e feldspatos são apresentadas nas Tabelas 5.6 e 5.7, respectivamente. Os fenocristais de piroxênio são augitas com $X_{Mg} = 0.67-0.63$ (Secco et al., 1988) e os fenocristais de plagioclásio são andesina cálcica (An 43-42).

Estas composições estão no intervalo habitual para os riódacitos do tipo Chapecó (e.g., Janasi et al., 2007).

Tabela 5.5. Composição da rocha de referência (VG4) e análises pontuais (VG5).

(%Peso)	VG4	VG5 análise de vidro <i>in situ</i>				
	Rocha total	P22	P23	P20	P21	P24
SiO ₂	64.34	45.58	55.49	69.56	70.43	93.51
Al ₂ O ₃	12.7	4.73	10.89	17.29	16.72	3.33
Fe ₂ O ₃ a	7.38	14.12	10.05	0.36	0.9	0.71
MnO	0.15	0.05	0.15	0.05	0	0
MgO	1.35	11.38	10.38	0	0.48	0.1
CaO	2.77	0.63	1.36	1.45	1.27	0.26
Na ₂ O	3.32	0	0.04	4.3	4.46	0.58
K ₂ O	4.08	1.08	0.1	8.03	6.42	0.68
TiO ₂	1.44	0.08	0	0.28	0.02	0.22
P ₂ O ₅	0.45	na	na	na	na	na
l.i.	1.24					
Total	99.21	77.65	88.46	101.32	100.7	99.39
Zr (ppm)	671					

a= Total de Ferro como Fe₂O₃ na= não analisado

Tabela 5.6. Análises de piroxênios representativos. Fórmula estrutural com base em 6 O.

(% Peso)	VG4					VG5										
						Fenocristais					Fragmentos					
	P41 borda	P40 núcleo	P46 núcleo	P48 borda	P47 núcleo	P12 núcleo	P22 borda	P23 núcleo	P15 núcleo	P16 núcleo	P2 borda	P3 borda	P1 núcleo	P5 núcleo	P4 borda	P6 borda
SiO ₂	50.05	49.66	48.14	48.44	48.5	51.23	51.14	50.87	51.68	51.23	51.38	51.57	51.18	50.57	52.92	52.77
TiO ₂	0.69	0.7	0.69	0.71	0.63	0.64	0.65	0.7	0.66	0.65	0.92	0.85	0.68	0.71	0.8	0.85
Al ₂ O ₃	0.99	1.06	0.9	1.08	0.87	1.11	1.1	1.07	0.99	0.95	1.27	1.26	1.62	1.31	1.41	1.42
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃ (c)	2.26	3.06	2.9	3.46	4.62	0.68	0	0.03	0.04	0.38	4.05	3.9	17.94	17.86	13.86	14.31
FeO(c)	13.69	12.95	12.58	12.21	11.53	15.53	15.51	15.24	15.42	15.09	11.02	10.96	3.67	6.38	6.52	6.1
MnO	0.64	0.66	0.7	0.75	0.87	0.74	0.62	0.63	0.72	0.69	0.5	0.63	0.32	0.46	0.35	0.35
MgO	13.13	12.96	12.61	13.01	13.08	12.94	12.74	12.99	13.24	13.27	11.48	12.12	7.96	8.31	8.57	8.58
CaO	17.09	17.49	16.95	16.72	16.94	16.73	16.68	16.81	17.14	16.83	17.49	17.33	5.92	7.01	6.25	5.67
Na ₂ O	0.18	0.19	0.15	0.21	0.23	0.21	0.25	0.19	0.15	0.18	1.7	1.52	7.76	6.52	7.29	7.51
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.08	0.01	0.02
Total	98.73	98.74	95.63	96.6	97.33	99.87	98.71	98.58	100.03	99.27	99.81	100.14	97.08	99.23	97.99	97.57
Si	1.93	1.92	1.92	1.91	1.90	1.955	1.97	1.96	1.96	1.96	1.95	1.95	1.97	1.94	2.02	2.02
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.018	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Al/Al IV	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.045	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.03	0.06	0.00	0.00
Al VI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.005	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.05	0.00	0.06	0.06
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.001	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.07	0.09	0.09	0.10	0.14	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.12	0.11	0.52	0.52	0.40	0.41
Fe ²⁺	0.44	0.42	0.42	0.40	0.38	0.496	0.50	0.49	0.49	0.48	0.35	0.35	0.12	0.20	0.21	0.20
Mn ²⁺	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.024	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
Mg	0.76	0.75	0.75	0.77	0.77	0.736	0.73	0.75	0.75	0.76	0.65	0.68	0.46	0.47	0.49	0.49
Ca	0.71	0.72	0.73	0.71	0.71	0.684	0.69	0.70	0.70	0.69	0.71	0.70	0.25	0.29	0.26	0.23
Na	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.015	0.02	0.01	0.01	0.01	0.13	0.11	0.58	0.48	0.54	0.56
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.002	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Wo(Ca)	37.13	38.33	38.25	37.69	38.38	35.718	35.86	35.94	36.02	35.75	41.58	40.54	29.81	29.75	26.87	25.36
En(Mg)	39.67	39.51	39.59	40.82	41.24	38.412	38.10	38.64	38.70	39.22	37.97	39.45	55.75	49.11	51.25	53.35
Fs(Fe ²⁺)	23.21	22.15	22.16	21.49	20.39	25.87	26.03	25.43	25.29	25.03	20.45	20.01	14.43	21.14	21.88	21.30
XMg	0.63	0.64	0.64	0.66	0.67	0.598	0.59	0.60	0.61	0.61	0.65	0.66	0.79	0.70	0.70	0.72

A parte não brechada da amostra VG5 é muito semelhante ao da amostra de referência em termos da composição mineral. A principal diferença é a existência de algumas bandas irregulares de origem magmática. Fenocristais de piroxênio são constitu-

ídeos de augita com $X_{Mg} = 0.60-0.59$ (Tabela 5.6). Os fenocristais de plagioclásio possuem composição $An = 44-42$ (Tabela 5.7). Os veios brechoides com fundido de impacto foram reconhecidos no campo em função de sua cor vermelho púrpura. A sua espessura é de alguns mm a 1 cm de espessura. Eles são ricos em fragmentos de rocha e fenocristais (Fig. 5.6A). Em seção delgada, os fragmentos líticos são muitas vezes obscurecidos (Fig. 5.6B). Os fragmentos de plagioclásio ocorrem praticamente inalterados (Tabela 5.7), enquanto que os fragmentos de piroxênio ocorrem localmente acastanhados e alterados. As composições dos fragmentos de piroxênio são variáveis. Alguns deles não foram modificados, enquanto que outros contêm uma percentagem diferente de sódio ($Na_{apfu} = 0,1-0,6$), sendo de fato aegirina-augitas (Tabela 5.6).

Tabela 5.7. Análises de feldspatos representativos. Fórmula estrutural com base em 8 O.

	VG4				VG5							
	F42 núcleo	F43 borda	F45 borda	F44 núcleo	F1 núcleo	F2 borda	F9 núcleo	F8 núcleo	F7 núcleo	F17 núcleo	F18 borda	
(% Peso)												
SiO₂	56.19	55.08	56.63	57.26	57.69	58.35	58.18	66.18	58.47	56.93	58.54	
TiO₂	0.08	0.1	0.05	0.05	0	0.03	0.05	0.08	0.02	0.04	0.03	
Al₂O₃	25.53	25.04	25.69	25.68	26.11	25.82	25.21	18.62	25.84	26.24	25.83	
Fe₂O₃	0.79	0.76	0.65	0.61	0.74	0.78	0.78	0.44	0.77	0.59	0.83	
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
CaO	8.61	8.53	8.81	8.66	8.82	8.7	8.41	0.49	8.66	9.13	8.83	
Na₂O	6.06	6.07	6.13	5.9	6.19	6.12	6.49	4.35	6.44	5.8	6.28	
K₂O	0.75	0.59	0.69	0.75	0.68	0.65	0.63	9.84	0.52	0.65	0.27	
Total	98.01	96.16	98.66	98.9	100.22	100.45	99.76	99.99	100.72	99.37	100.6	
Si	2.582	2.58	2.584	2.601	2.589	2.609	2.621	2.993	2.608	2.576	2.61	
Ti	0.003	0.004	0.002	0.002	0	0.001	0.002	0.003	0.001	0.001	0.001	
Al^{IV}	1.383	1.382	1.382	1.374	1.381	1.36	1.339	0.993	1.358	1.399	1.357	
Fe³⁺	0.027	0.027	0.022	0.021	0.025	0.026	0.027	0.015	0.026	0.02	0.028	
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Ca	0.424	0.428	0.431	0.421	0.424	0.417	0.406	0.024	0.414	0.443	0.422	
Na	0.54	0.551	0.542	0.519	0.539	0.53	0.567	0.381	0.557	0.509	0.543	
K	0.044	0.035	0.04	0.043	0.039	0.037	0.036	0.568	0.03	0.038	0.015	
Total	5.002	5.005	5.003	4.982	4.997	4.981	4.997	4.975	4.993	4.986	4.975	
Ab	53.577	54.33	53.498	52.777	53.797	53.875	56.16	39.208	55.668	51.47	55.396	
An	42.076	42.216	42.516	42.808	42.322	42.337	40.23	2.418	41.358	44.73	43.063	
Or	4.347	3.454	3.986	4.415	3.882	3.788	3.606	58.374	2.974	3.801	1.541	

Nas seções delgadas, o material fundido por impacto aparece como vidro com abundantes minerais neofornados. Análises por microsonda eletrônica do vidro mostram uma composição bastante variada, com SiO₂ de 46-94% (Tabela 5.5). Essa alta variabilidade é observada em algumas outras estruturas de impacto (e.g., estrutura Zha-

manshin, Dressler e Reimold, 2001) e sugere fusão *in situ*, em vez de abranger um grande conjunto de rochas fundidas. O quartzo é uma fase neoformada abundante, muitas vezes cristalizada na forma de cristais aciculares, localmente com crescimento perpendicular à borda do veio (Fig. 5.6B e 5.6C). Veios mais finos são ramificações do veio maior. Em geral, estes pequenos veios não contêm quaisquer fragmentos líticos. Eles são preenchidos por quartzo neoformado ou por outras fases substituindo o antigo fundido de impacto.

Cristais de zircão foram observados no interior dos veios de impacto, mas nunca na parte não brechada do riodacito, o que sugere que os zircões estão unicamente relacionados aos processos de impacto. Eles são frequentemente associados com quartzo (Figs. 5.6B e 5.6C). Estes novos cristais são automórficos (Fig. 5.6D) a subautomórficos (Figs. 5.6B, 5.6C e 5.6F). Os tamanhos variam de 10 a 50 μm . O novo cristal de zircão da Figura 5.6 (B e C) está enraizado na zona de contato entre o veio e a matriz do riodacito. Em outros locais, os cristais de zircão são intersticiais (Fig. 5.6E). Todos estes zircões intersticiais foram observados perto das bordas dos veios. Como a seção delgada fornece apenas uma observação em 2D, não foi possível precisar quais as relações exatas dos cristais com os veios, mas sugerem fortemente que eles estão intimamente associados com os produtos de impacto e não com o basalto original. Além disso, deve-se destacar que tanto nos riodacitos de referência, ou mesmo nas porções não chocadas do riodacito amostrado dentro da estrutura de impacto, a principal fase que contém Zr é a badeleíta e não o zircão. As observações SEM mostram que os zircões possuem pouco ou nenhum zoneamento (Fig. 5.6G).

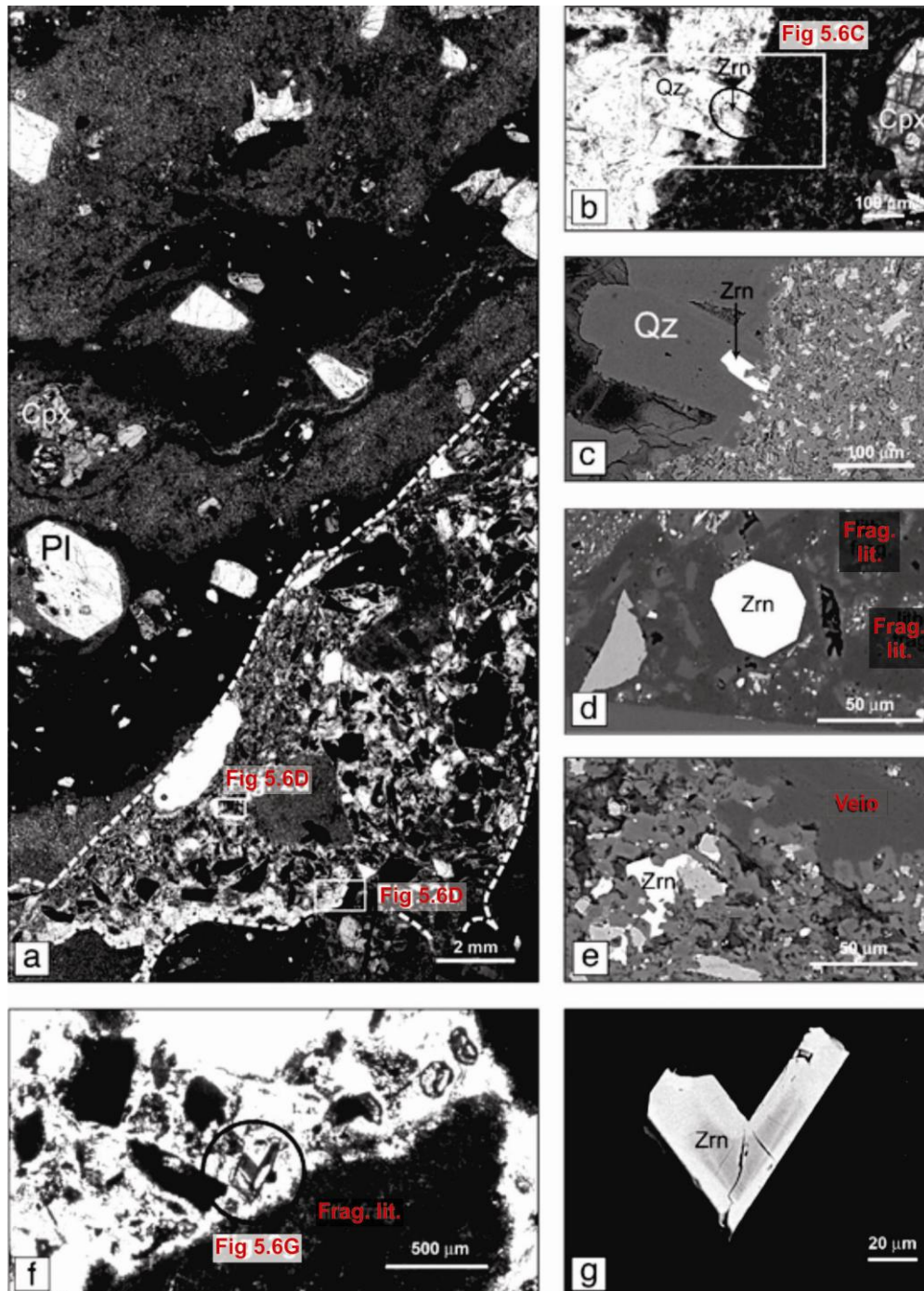


Figura 5.6. Características microscópicas da amostra de riodacito VG5: (A) seção fina com área brechada e fundidos delineados e separados por linha tracejada; (B) Fotomicrografia do contato entre veio de fusão (à esquerda) e a matriz do riodacito (direita); zircão recentemente cristalizado é um círculo; (C) SEM elétrons retroespalhados (BSE) mostrando imagem de zircão e em forma de ripas de quartzo crescido para dentro da fronteira com a veia de fusão. (D) zircão euédricos (B1/Z2 na Tabela 5.8), em fusão (vidro); frag. lit.: Fragmentos líticos; (E) imagem de BSE zircão intersticial (No. 7 na Tabela 5.8); (F) Detalhe da microfotografia da área selecionada da seção fina: cristais de zircão em cotovelo e geminados (circulado; B2Z1 na Tabela 5.8) e escurecimento dos fragmentos líticos no fundido de impacto; (G) Imagem BSE dos cristais de zircão geminados, evidenciando um zoneamento de crescimento. Abreviaturas de minerais após Whitney e Evans (2010).

Tabela 5.8. Dados U-Pb para zircões obtidos *in situ* através de ablação a laser em ICP-MS.

					2 σ erro			2 σ erro	Idade (Ma)	2 σ erro
	Pb ppm ^a	Th ppm ^a	U ppm ^a	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U
B0/Z2-1	49	3641	1505	2.4	0.1559	0.0058	0.01902	0.00053	121.4	3.3
B0/Z2-2	19	1089	660	1.6	0.1696	0.0067	0.01957	0.00055	124.9	3.4
B0/Z3	9.7	345	150	2.3	1.23	0.0465	0.02861	0.00088	181.9	5.5
B1/Z2	39	3278	1113	2.9	0.134	0.005	0.01957	0.00053	124.9	3.4
B1/Z3	24	1977	785	2.5	0.1582	0.0056	0.01854	0.0005	118.4	3.2
B1/Z6	12	569	214	2.7	0.913	0.0355	0.02657	0.0008	169	5
B2/Z1-1	25	1916	839	2.3	0.1301	0.0047	0.01918	0.00053	122.4	3.3
B2/Z1-2	18	1173	607	1.9	0.1403	0.0058	0.01986	0.00055	126.8	3.5
B2/Z1-3	27	2209	925	2.4	0.1377	0.0045	0.01896	0.0005	121.1	3.3
B2/Z2-1	32	3023	950	3.2	0.1289	0.005	0.01909	0.00053	121.9	3.3
B2/Z2-2	36	3546	1052	3.4	0.1307	0.005	0.01913	0.00053	122.1	3.3
B2/Z4	13	852	464	1.8	0.1948	0.0086	0.01923	0.00055	122.8	3.4
B3/Z1	4.9	289	122	2.4	0.4425	0.0425	0.02114	0.0009	134.9	5.7
B3/Z2-1	47	3906	1551	2.5	0.1286	0.0044	0.01918	0.00053	122.4	3.3
B3/Z2-2	45	2507	1694	1.5	0.1386	0.0059	0.01885	0.00053	120.4	3.3
B3/Z2-3	53	3187	1846	1.7	0.1364	0.0045	0.01965	0.00053	125.5	3.4
B3/Z3-1	26	1666	871	1.9	0.1326	0.0049	0.01934	0.00053	123.5	3.3
B3/Z3-2	18	1163	604	1.9	0.1672	0.0113	0.01928	0.0006	123.1	3.8
B4/Z1-1	39	2897	1187	2.4	0.1413	0.0066	0.01925	0.00055	122.9	3.4
B4/Z1-2	33	2422	1036	2.3	0.1585	0.0059	0.01933	0.00053	123.4	3.4

a: margem de incerteza concentração de aproximadamente 20%.

b: Os dados não corrigidos para Pb comum.

Constantes de decaimento determinado pelo Jaffrey et al. (1971) e recomendado pela Steiger e Jäger (1977).

As análises de 20 pontos foram dispostas no diagrama ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb contra ²³⁸U/²⁰⁶Pb (Tera e Wasserburg, 1972). Elas caem ao longo de uma linha de discórdia indicando um intercepto inferior com a Concórdia em 122.0 ± 1.3 Ma (Tabela 5.8 e Fig. 5.7). Quando se exclui os três pontos que contêm uma quantidade significativa de Pb comum (elipses brancas distantes da concórdia na Fig. 5.7), as proporções isotópicas ²⁰⁶Pb / ²³⁸U médias das 17 análises restantes produzem uma idade de 123.0 ± 1.4 Ma (MSWD = 1.04), que pode ser interpretada como a idade de cristalização dos zircões.

Curiosamente, as concentrações de Th e U nos zircões datados são particularmente elevadas (Tabela 5.8), variando entre 290 e 3910 ppm de Th, com um valor médio de 2.080 ± 1.150 ppm (1 σ), e 120-1850 ppm de U com um valor médio de 910 ± 490 ppm (1 σ). Esses conteúdos permitem calcular uma razão Th/U média de 2.3 ± 0.5 , que também é excepcionalmente alta para uma rocha magmática rica em sílica. De acordo com Wang et al. (2011), o aumento da temperatura no magma deve gerar maiores concentrações de Th em relação ao U, o que sugere que todos esses zircões foram cristalizados em alta temperatura durante um único evento em 123.0 ± 1.4 Ma.

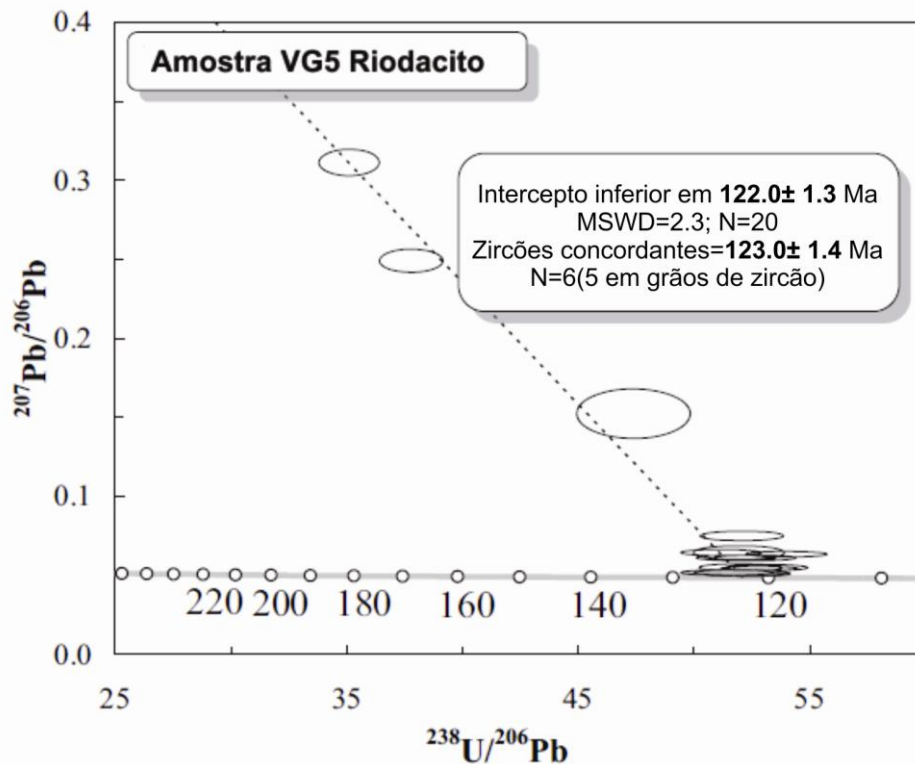


Figura 5.7. Diagrama Tera-Wasserburg: Concórdia mostrando as análises de zircões relacionados ao impacto da amostra VG5; elipses cinza= zircões concordantes.

5.3.2 Termometria

O Ti substitui a sílica na estrutura cristalina do Quartzo. Os teores de Ti de cristais de quartzo recém-formados, associados com os cristais de zircão, são apresentados na Tabela 5.9. Vinte e uma análises foram realizadas com 1-4 análises por cristal de quartzo. O conteúdo Ti varia entre 1033 a 9 ppm, com um valor médio de 336 ± 210 ppm (1σ). A distribuição do conteúdo de Ti é apresentada na Figura 5.8. Ela é tipicamente unimodal com uma estrutura bem definida, apesar de assimétrica. O pico correspondente a valores no intervalo de 301-350 ppm. Wark e Watson (2006) calibraram a dependência da temperatura de cristalização com esta substituição a 1,0 GPa, obtendo o geotermômetro "TitaniQ". A dependência da pressão deste termômetro foi então verificado por Thomas et al. (2010). Suas isopleias são reproduzidas na Figura 5.8 para uma atividade de TiO_2 de 0,5, recomendado pelos autores para casos em que não há rutilo presente. Consideramos que os veios foram cristalizados durante o estágio de modificação, ou seja, durante o soerguimento do núcleo e colapso das bordas. Portanto, provavelmente o quartzo cristalizou em condições próximas da superfície. A temperatura média correspondente é $710 \text{ }^\circ\text{C}$ ($-120 \text{ }^\circ / +70 \text{ }^\circ$, 1σ).

Tabela 5.9. Análises de Ti em quartzo para VG5.

	Peso de Ti (ppm)	Intervalo de precisão		Limite de detecção(ppm)
		Mínimo	Máximo	
VG5B1-q1	288	230	346	53
VG5B1-q2	302	245	358	52
VG5B1-q3	1033	968	1097	53
VG5B1-q5	316	259	373	52
VG5B5-Q1	9	0	65	53
VG5B5-Q2	321	263	379	53
VG5B5-Q3	413	354	473	54
VG5B5-Q4	312	253	371	54
VG5B5-Q5	101	45	157	53
VG5B5-Q6	345	287	403	53
VG5B1-Q6	328	269	386	54
VG5B1-Q7	633	573	694	53
VG5B4-q1	42	0	98	54
VG5B4-q2	418	360	476	52
VG5B4-q3	243	185	301	54
VG5B4-q4	266	209	323	53
VG5B4-q5	297	238	356	55
VG5B4-q6	247	189	306	54
VG5B4-q7	349	290	409	54
VG5B4-q8	457	398	515	53
VG5B4-Q9	330	271	388	54
Médias	336	280	394	53
Desvio Padrão	210			
Interpretação termométrica ^a				T=710°C (590°-780°C)

^aUsando a figura 8b de Thomas et al. (2010) em pressão atmosférica.

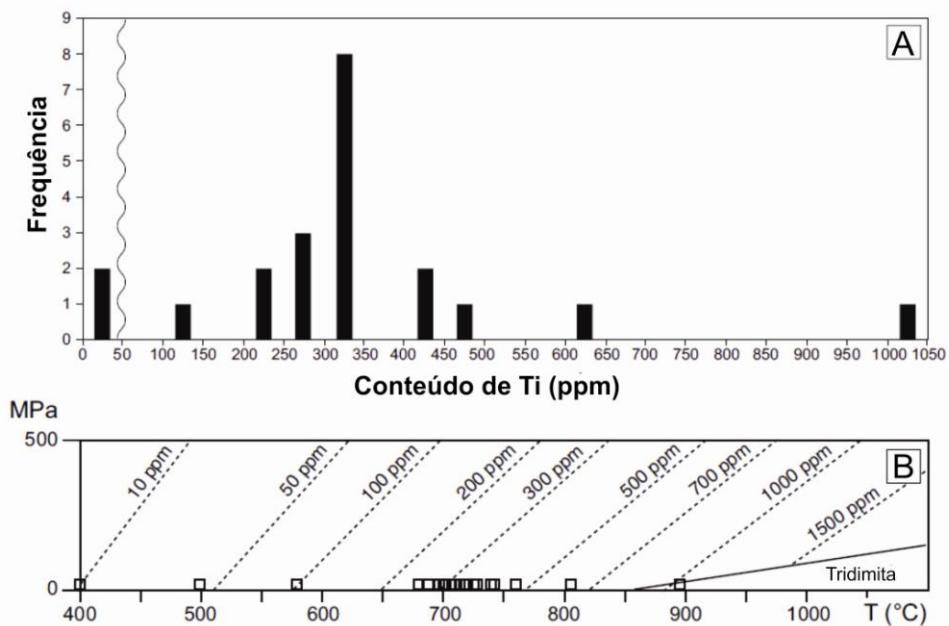


Figura 5.8. (A) Histograma de conteúdos Ti em quartzo neocristalizado dos veios de brecha contendo os zircões analisados. (B) Diagrama dos resultados analíticos no diagrama isoplet de Thomas et al. (2010).

5.4 Propriedades magnéticas

Os resultados descritos aqui são preliminares. Parte deles está incorporado no artigo científico intitulado “*Hydrothermal alteration in the Vargeão basaltic impact structure (South Brazil): implications for recognition of impact-induced hydrothermalism on Mars*” a ser submetido ao jornal *Icarus* (Anexo 4). O conjunto de análises magnéticas mais aprofundadas fará parte de um artigo científico separado, que trata apenas do magnetismo associado a eventos de impacto em alvos basálticos.

5.4.1 Parâmetros escalares de AMS

A suscetibilidade magnética média, $k_m = (k_{max} + k_{int} + k_{min}) / 3$, nos basaltos não chocados variam de 4 a 52 mSI (média de 22 mSI). Nessas rochas, o grau de anisotropia P varia entre 1.00 e 1.02, e os intervalos parâmetro de forma T estão entre -0.08 e 0.92 (média de 0.22). Nos basaltos chocados k_m varia entre 3 e 70 (mSI) (média de 26 mSI). O grau de anisotropia P dessas rochas varia 1.00-1.05 (média de 1.01), e os intervalos T estão entre -0.76 e 0.91 (média de 0.14). Os valores de k_m dos riocácitos variam de 7 a 15 mSI (média de 11 mSI). O grau de anisotropia P varia de 1.01 e 1.02, e os valores T encontram-se entre -0.75 e 0.83 (média de 0.07). Na brecha polimítica k_m varia entre 4 e 103 mSI (média de 22 mSI). P neste caso, varia de 1.00 a 1.04 (média de 1.01), e os valores de T estão entre -0.40 e 0.72 (média de 0.31). Considerando todas as litologias, nota-se que há um aumento no valor de k_m e P em sentido ao centro da estrutura (Figs. 2A e 2B). O parâmetro de forma T indica um elipsoide de AMS predominantemente prolatado nos basaltos não chocados e apresentam um comportamento mais disperso dentro da estrutura.

5.4.2 Magnetização remanescente

A magnetização remanescente natural (NRM) do basalto não chocado varia de 0.01-48.95 A / m (média de 12.66 A / m). Nessas rochas. O campo destrutivo médio (MDF) varia de 1.52 a 41.55 mT (média de 17.52 mT). Por sua vez, a NRM dos basaltos chocados varia de 0.17 de 339.08 A / m (média de 29.46 A / m) e o MDF varia de 0.01 a 81.38 mT (média de 20.23 mT). Para os riocácitos, os intervalos de NRM são de 2.43-38.22 A / m (média de 29.46 A / m) e os de MDF 7.30-15.70 mT (média de 10.88 mT). Na brecha polimítica a NRM varia entre 0.20 e 15.25 A / m (média de 3.02

A / m) e os intervalos de MDF são de 2.24 e 19.39 mT (média de 8.12 mT). A NRM e o MDF apresentam uma tendência de aumento no sentido do centro da estrutura.

5.4.3 Mineralogia magnética

As curvas termomagnéticas têm um comportamento semelhante para todas as litologias. Curvas de alta temperatura mostram um aumento de susceptibilidade entre 200 e 450 ° C, seguido por uma forte queda em torno de 580 ° C. Este comportamento sugere a presença de maghemita e magnetita como os principais portadores magnéticos destas rochas. Curvas de baixa temperatura para quase todas as amostras exibem uma transição magnética em torno de -156 ° C (transição de Verwey), o que confirma a presença de magnetita.

Capítulo 6

Discussão e conclusões

6.1 A reologia das rochas-alvo durante a formação de núcleos soerguidos

A mais marcante diferença entre crateras de impacto simples e complexas é a presença de um núcleo central soerguido (e.g., Grieve e Therriault, 2000). A morfologia e geometria interna das crateras complexas dependem principalmente da composição, da resistência e das estruturas pré-existentes das rochas-alvo (e.g., Lana et al., 2003; Collins et al., 2008). Para compreender melhor a formação de crateras complexas, muitos modelos numéricos foram desenvolvidos e atualmente alcançam bons níveis de complexidade e realismo. Embora existam modelos de caráter mais estático e outros de caráter mais dinâmico, ambos consideram que durante a formação de estruturas impacto complexas é necessário que as rochas ora se comportem de forma fluida e ora de forma plástica (e.g., Melosh e Ivanov, 1999). Em geral, os modelos assumem que durante a formação de crateras complexas, as rochas comportam-se como um fluido de Bingham, ou seja, como fluido viscoso cujo comportamento plástico é delimitado por uma tensão de escoamento. Em outras palavras, o fluido de Bingham não escoou até que o limite crítico de esforços exceda a coesão, após o qual o escoamento é diretamente proporcional ao esforço, como em materiais newtonianos (Fig. 6.1).

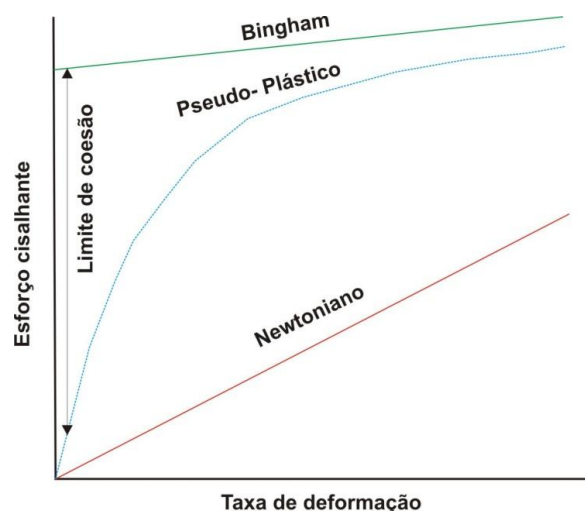


Figura 6.1. Diagrama de esforço vs. Deformação para diferentes materiais. Notar que o fluido de Bingham escoou de forma semelhante ao Newtoniano após exceder o limite de coesão.

Traduzindo a reologia de Bingham em termos de formação do núcleo soerguido em crateras complexas, durante o estado de modificação a ascensão do núcleo da cratera irá cessar somente quando o esforço cisalhante estiver abaixo do limite de coesão. Embora os modelos numéricos possam reproduzir a geometria de crateras complexas e fornecer um mecanismo para a sua formação, eles não explicam satisfatoriamente o porquê de rochas essencialmente frágeis adquirirem um comportamento hidrodinâmico. Outro ponto importante é que para explicar a morfologia final das crateras complexas a força de coesão das rochas-alvo nos modelos numéricos deve ser algumas ordens de grandeza menor do que aquelas obtidas em experimentos de laboratório, nos quais as condições reológicas são quase estáticas (Melosh, 1979). Isto sugere que durante o estágio de modificação, algum mecanismo deve reduzir de forma transiente a coesão das rochas impactadas (e.g., Melosh, 1979; Senft e Stewart, 2009). Para explicar a redução da coesão durante o crateramento foram propostos alguns mecanismos de enfraquecimento das rochas-alvo, dentre os quais: a fusão por fricção (Dence et al., 1977); a atenuação térmica (O'Keefe and Ahrens, 1999); o falhamento dinâmico (Senft and Stewart, 2009) e a fluidificação acústica (Melosh, 1979, Melosh and Ivanov, 1999).

Com base em observações do padrão dos diques de fusão na estrutura de impacto de Sudbury (Canadá), Dence e colaboradores (1977) propuseram que o mecanismo de enfraquecimento é dado pela lubrificação de falhas a partir da fusão das rochas por atrito (*cf* Scott e Benn, 2001). Neste caso, a deformação deve ser dividida e concentrada em falhas preenchidas com os diques/veios de fusão. Em nossos estudos, tanto em Araguainha quanto em Vargeão, apenas algumas fraturas foram preenchidas por material fundido, mas a quantidade de fundido pode ser considerada insuficiente para reduzir a coesão durante o colapso da cratera (*cf*. Melosh e Ivanov, 1999). Recentemente, Senft e Stewart (2009) propuseram um modelo alternativo de enfraquecimento por falhas associadas a altas velocidades de deslizamento durante o colapso. Enquanto Araguainha mostra um importante conjunto de falhas na borda (Lana et al., 2006, 2008), o núcleo granítico soerguido não mostra uma rede de fraturas/falhas macroscópica, que poderia corroborar esse mecanismo. Um terceiro mecanismo atribui a perda de coesão das rochas-alvo ao aumento da temperatura durante o choque. Este mecanismo, inicialmente proposto por O'Keefe e Ahrens (1993, 1999), baseia-se no comportamento mecânico de metais a temperaturas elevadas. Ele exige que as rochas-alvo sejam aquecidas a temperaturas próximas do *solidus*, o que resultaria num padrão de deformação mais pene-

trante do que a fusão por atrito como mecanismo de enfraquecimento. No entanto, de acordo com leis escalares para o processo de formação de crateras (Melosh, 1989), os eventos de impacto da mesma ordem de grandeza dos que geraram Araguainha ou Vargeão não são suficientemente fortes para que as ondas de choque aqueçam as rochas a temperaturas próximas da do *solidus* de granitos ou basaltos. Essas leis mostram que o aquecimento por choque só é eficaz em grandes crateras de impacto com diâmetros superiores a 200 km (Melosh e Ivanov, 1999).

Finalmente, a redução da coesão das rochas-alvo também pode ser conseguida através da fluidificação acústica (Melosh, 1979). Este mecanismo assume que as flutuações de pressão (> 3 MPa) de alta-frequência durante as fases iniciais do processo de crateramento, podem reduzir a força de fricção das rochas-alvo, reduzindo periodicamente a sobrecarga. A idéia fundamental de fluidificação acústica se baseia no fato de que para um material de Coulomb a tensão de escoamento é uma função linear da pressão de sobrecarga. Se alguma fração da energia total é liberada como ondas elásticas de curto comprimento, estas poderão gerar oscilações na tensão normal, sendo o falhamento facilitado por uma diminuição transitória abaixo do limiar de Coulomb. A morfologia das crateras é bem descrita por um modelo fenomenológico no qual uma parte do volume da cratera possui a reologia de um material de Bingham para um curto período de tempo após o impacto. O modelo original de fluidificação acústica sugere que essas propriedades reológicas podem ser alcançadas pelas rochas-alvo se elas forem subdivididas em blocos limitados por superfície de deslizamento, nas quais ocorrem as oscilações de alta frequência (Melosh e Ivanov, 1999). Simulações numéricas de impacto de crateras que incorporaram a fluidificação acústica através de uma aproximação pelo modelo de bloco com dimensões métricas a decamétricas conseguem reproduzir bem a morfologia geral das crateras complexas (Melosh e Ivanov, 1999; Collins e Wünnemann, 2005; Collins, et al, 2002;. Wünnemann e Ivanov , 2003). No entanto, Collins e colaboradores (2004) propuseram que em casos reais a deformação devido à fluidificação acústica poderia ocorrer em escala microscópica e observou que este mecanismo geraria um fraturamento pervasivo, que se desenvolveria a partir da formação de defeitos microscópicos nos cristais até bandas de cisalhamento generalizadas. Até a presente tese, este tipo de estruturação estava restrito ao cataclasitos observadas nos diques de arenito do Upheavel dome (Kenkmann, 2002, 2003).

Nossos dados microestruturais do núcleo granítico de Araguainha indicam que a deformação do núcleo central evoluiu de fraturas frágeis difusas para o desenvolvimento de bandas de cisalhamento discretas no centro da estrutura. A trama magnética associada a esta deformação cataclástica é predominantemente planar, com orientações bem definidas nas bordas do pico central. Este padrão de trama coerente contrasta com a orientação complexa de foliações e lineações observadas no centro do núcleo soerguido. A natureza difusa da deformação e a evolução das microestruturas no alvo granítico sugerem que a fluidificação acústica é o principal mecanismo de enfraquecimento que conduz à formação deste pico anular. As nossas observações sugerem que a fluidificação acústica opera em Araguainha na escala de minerais, ao invés de entre os grandes blocos limitados por falhas, que são de fato ausentes no núcleo granítico. Neste caso, a deformação plástica aparente em escala macroscópica deve ser encarada como o resultado de um fluxo cataclástico possibilitada pela fluidificação acústica na escala de mineral.

Não há nenhuma razão para Araguainha ser o único caso deste tipo mecanismo de colapso em estruturas de impacto. Evidências de movimentos diferenciais entre grandes fragmentos foram encontrados em outras grandes crateras (por exemplo, os gnaisses arqueanos do pico central de Puchezh-Katunki; Masaitis, 1999) e não excluem a possibilidade de que uma fração da deformação também tenha sido afetada em outras escalas, incluindo a escala do mineral, o que implica também numa redução do coeficiente de atrito interno no contexto das vibrações de alta frequência de grãos individuais.

6.2 Petrogenética dos fundidos de impacto (*impact melts*)

Uma das características mais importantes dos impactos em hipervelocidade é a formação de fundidos (French, 1998). A fusão por impacto pode ocorrer durante as fases iniciais do processo de crateramento, sendo regida pela termodinâmica de compressão e alívio das ondas de choque (e.g., Melosh, 1989; Pierazzo et al., 1997). Imediatamente após a passagem das ondas de choque, as temperaturas aumentam acima do ponto de fusão a seco da maioria dos minerais formadores de rocha, produzindo certa quantidade de material fundido (e.g., Grieve e Cintala 1992; Dressler e Reimold 2001). O fundido de impacto é uma mistura do projétil com as rochas-alvo. A rocha resultante contém minerais e fragmentos das rochas impactadas, envoltos por uma matriz ígnea vítrea ou cristalina (French, 1998; Dressler e Reimold, 2001). Durante as fases iniciais

do processo de crateramento, uma parte considerável deste fundido é ejetada para fora da cratera transiente, enquanto o restante é redistribuído ao longo da cratera de impacto modificada. O material redistribuído na cratera resfria e pode formar corpos semelhantes aos observados em rochas ígneas, como derrames e diques (e.g. Grieve e Cintala 1992; Dressler e Reimold 2001; Mohr et al, 2009; Spray et al., 2010). Apesar desse cenário consensual na literatura, o reconhecimento dos produtos de fusão de impacto, sua nomenclatura e sua gênese são ainda motivo de debate na literatura (e.g., Reimold, 1995, 1998; Dressler e Reimold, 2004; Zieg e Marsh, 2005; Reimold e Gibson, 2005, 2006; Osinski et al, 2008; Machado et al., 2009).

Neste estudo, a investigação sobre a formação e a mobilização de fundidos gerados por impacto foram concentrados na estrutura de Araguainha, uma vez que em Vargão esse tipo de material é restrito a pequenas ocorrências na forma de veios. Em Araguainha, Machado e colaboradores (2009) efetuaram um estudo petrográfico e geoquímico das fases de fusão e concluíram que todas elas (veios, diques e granito parcialmente fundido) originaram-se do embasamento granítico. Segundo esses autores, a componente do fundido rica em alumínio e potássio é derivada da fusão incongruente da biotita, que produz ainda óxidos de ferro, enquanto quartzo e feldspato fundem de forma congruente. Mais recentemente, Silva et al. (2011) confirmam que uma fração significativa do granito de Araguainha, situado no núcleo central foi parcialmente fundida pela reação da decomposição da biotita, com produção de óxidos de ferro. De fato, a decomposição da biotita é uma reação de desidratação (envolvendo também quartzo e feldspato), que é capaz de gerar grandes volumes de material granítico fundido na crosta continental (e.g., Brown e Fyfe, 1970). Os minerais refratários produzidos por esta reação dependem da composição do protólito e da fugacidade de oxigênio (Patiño Douce e Beard, 1996). Nossos resultados sugerem que os finos grãos de hematita e magnetita observados nos veios e diques são resultado da oxidação e/ou de fusão incongruente de biotita. De fato, a biotita rica em ferro é bem conhecida por se decompor durante o aquecimento oxidativo em temperaturas abaixo de 650 °C gerando magnetita e hematita como subproduto desse processo (Mintsa mi Nguema et al., 2002).

Assim como Engelhardt e colaboradores (1992), nossas correlações de campo e dados petrográficos sugerem que o fundido derivado do embasamento granítico foi coletado nos veios e, em seguida, nos diques. A nossa interpretação é diferente daquela de Mohr-Westheide et al. (2009) e Lieger et al. (2011) para Vredefort, onde a transferência

dos fundidos para os veios pseudotaquilíticos foi interpretada como ocorrendo a partir dos veios maiores para as menores. Essa interpretação em Vredefort é baseada na idéia de que os fundidos inicialmente formados no local do impacto são injetados de cima para baixo durante o processo de modificação.

Em Araguainha, as rochas sedimentares são mais difíceis de fundir do que as rochas graníticas, tanto que o fundido preservado é exclusivamente proveniente do granito. Experimentos de segregação de fundidos mostram que a deformação dominante é dada por fluxo cataclástico para frações de fundido inferiores a 40% (Rutter e Neumann, 1995; Rosenberg e Handy, 2005). A segregação ocorre facilmente a partir de locais de produção de material fundido, mesmo com uma pequena percentagem de fusão. A cinética de extração de fundido é reforçada através de deformação induzida em gradientes de pressão no fundido (Koenders e Petford, 2007). Fraturas existentes em todas as escalas, formadas durante o choque, representam potenciais locais de dilatação e migração preferencial de fundidos de impacto. A ocorrência de uma rede de fraturas aumenta a permeabilidade da rocha em seis ordens de grandeza, permitindo a extração de fundido granítico, independentemente da sua viscosidade (Rutter, 1997).

A parte central da estrutura do impacto é especialmente bem drenada através da rede de fraturas que está ligada à superfície, ou pelo menos até ao assoalho da cratera. Desta forma, durante o colapso do núcleo soerguido o material fundido pode ser coletado nos setores dilatados e ser transferido por meio deles até a superfície. Yokoyama e colaboradores (2012) mostraram que os planos de fratura no núcleo granítico de Araguainha possuem várias orientações, mas a maioria dos diques são predominantemente subverticais, com foliações NS bem marcadas (Fig. 4.8). Durante a fase de modificação da cratera, fraturas que contêm a direção de σ_1 e que são perpendiculares ao σ_3 permanecem preferencialmente abertas (Yokoyama et al., 2012).

A maioria dos veios e diques em Araguainha tem maior susceptibilidade magnética do que o seu protólito granítico. Este comportamento magnético ocorre devido a uma maior concentração de óxidos de ferro nos veios, que pode ser explicado pelo movimento diferencial ascendente do fundido em direção à superfície, deixando para trás os fragmentos de líticos, bem como os óxidos de ferro recentemente formados. A diferenciação magmática pela migração de fundido é um processo bem conhecido em ambientes magmáticos plutônicos que experimentam uma elevada permeabilidade e/ou cristalização lenta (Srogi e Lutz, 1996), que em Araguainha está associada à grande quanti-

dade de fraturas induzidas pelo impacto. O baixo teor de ferro na camada superior do GPF é consistente com os valores menores de suscetibilidade magnética observados nesses litotipos e com a natureza mais magnésiana da biotita neoformada (Silva et al., 2011).

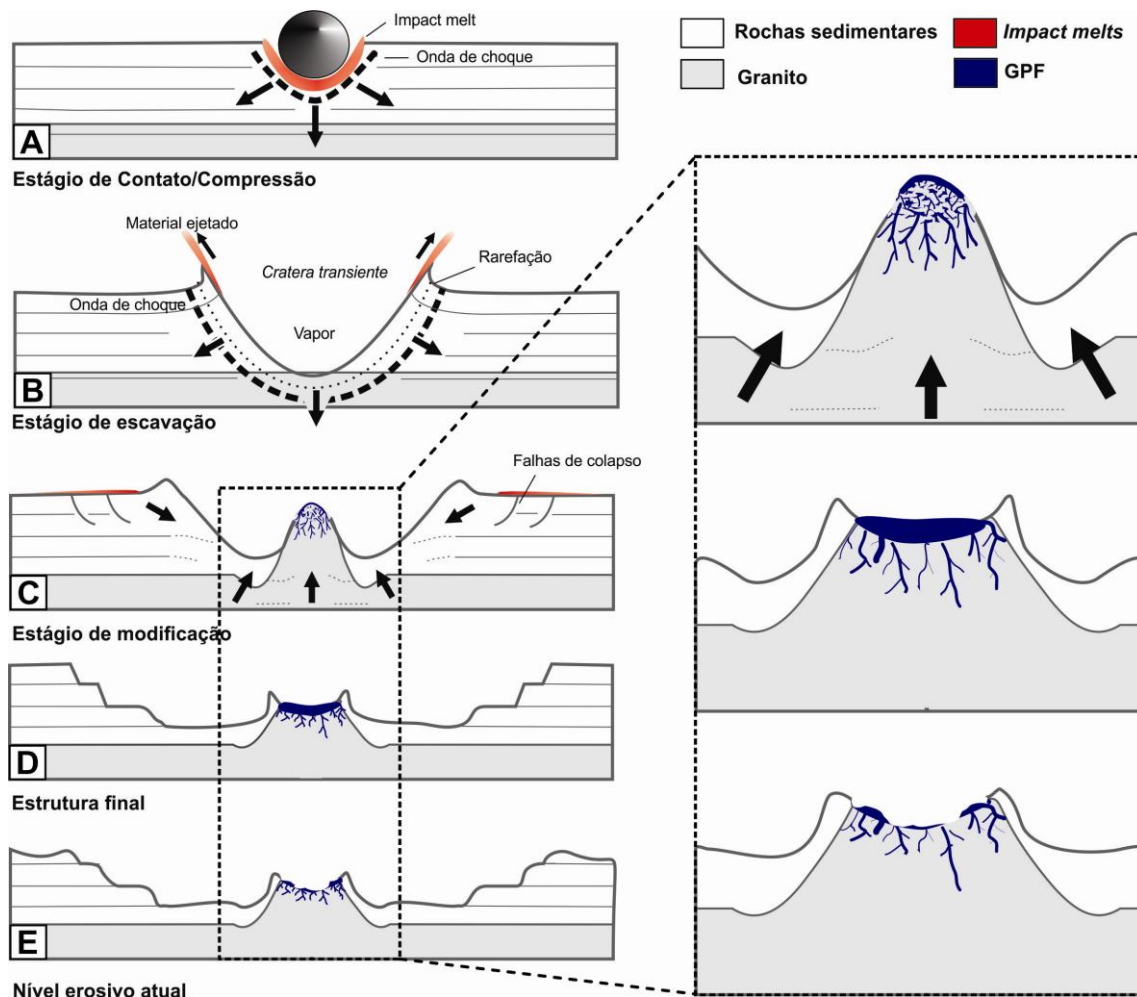


Figura 6.2. Modelo interpretativo de geração e transferência de fundido durante as fases de formação da estrutura de impacto de Araguainha: (A) o estágio de contato/ compressão começa quando o projétil toca a superfície do solo (rochas-alvo) e energia cinética é transferida para as rochas-alvo em a forma de ondas de choque, produzindo material fundido por impacto ou *impact melt* (em vermelho); (B) o estágio de escavação é dominado por interações entre as ondas de choque e as ondas de rarefação com a rocha-alvo, formando a chamada cratera transitória. Em Araguainha, sugerimos que não houve produção de um grande volume de material fundido por impacto ou que a maior parte pode ter sido ejetada para fora da cratera transitória; (C) o estágio de modificação começa assim que a cratera transitória atinge a sua máxima dimensão, logo há o colapso da borda interior e a elevação do assoalho cratera transitória. Aqui, sugerimos que o granito é parcialmente fundido durante a descompressão e elevação do centro. A massa fundida é recolhida pelas fraturas que formam veios e diques; (D) no final do estágio de modificação, uma quantidade significativa de fundido (granito parcialmente fundido) se acumula na depressão central; (E) nível de erosão do Araguainha central de elevação.

A camada de GPF, os veios e os diques de fundido são, portanto, produtos complementares do mesmo mecanismo de diferenciação. Giroux e Benn (2005) utilizando

tramas de AMS também observaram uma diferenciação magmática interna dentro do dique Whistle (ligado ao Complexo Ígneo Sudbury), que é preenchido com um fundido máfico. Todavia, eles consideram que o mergulho das lineações é indicativo da precipitação de sulfetos maciços, fracionados por um processo gravitacional. Neste estudo, sugerimos que o fracionamento de óxidos nos fundidos de Araguainha ocorreu principalmente através de um mecanismo de deformação direcionada (e.g. *filter press*), pois um processo gravitacional é pouco eficiente em fundidos félsicos, com alta viscosidade.

Interpretamos que no final do estágio de modificação da cratera de Araguainha, um volume significativo de material fundido tenha sido recolhido no topo do núcleo, precisamente na interface entre o núcleo soerguido e as brechas superiores, que marcam uma importante fronteira litológica e reológica (Fig. 6.2).

6.3 A datação dos eventos de impacto a partir de zircões

Os eventos de impactos meteoríticos e a formação de crateras podem constituir extraordinários registros na evolução terrestre (Shoemaker, 1977). De acordo com Deutsch e Schärer (1994), existem dois caminhos distintos no trato de datação de eventos de impacto: datar feições primárias, locais e diretamente relacionadas com o metamorfismo de choque, com brechação ou com a fusão das rochas-alvo; datar feições secundárias, tanto locais quanto distais, relacionadas aos processos pós-impacto como o hidrotermalismo, a sedimentação e, em casos excepcionais, feições relacionadas aos efeitos ambientais do evento de impacto. Idades precisas dos eventos de impacto são importantes, particularmente para que se possa fazer uma ligação dos mesmos com grandes mudanças paleoambientais, tanto na geosfera quanto na biosfera (Jourdan et al., 2012). Todavia, as recentes compilações de dados geocronológicos para as crateras de impacto demonstram que somente metade das estruturas reconhecidas está datada, e somente uma pequena parcela delas possui datação adequada (e.g., Jourdan et al., 2009; 2012).

Na categoria dos cronômetros relativos fazem parte os métodos cuja idade é dada na forma de intervalos. Neste caso, os dois principais métodos utilizados são o paleomagnetismo e a bioestratigrafia. Com raras exceções, em ambos os métodos as idades obtidas não permitem, isoladamente, uma boa correlação com possíveis efeitos ambientais, sejam eles regionais ou planetários (e.g., Deutsch e Schärer, 1994). Na categoria de cronômetros absolutos fazem parte os métodos de datação por decaimento radioativo, que é considerada a mais exata e confiável. Jourdan et al. (2009) sugerem o uso sistemá-

tico dos métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e U/Pb em zircão, pois estes permitiriam avaliar de forma mais cautelosa a validade de uma idade, através do espectro de idades ou da comparação dos resultados com a curva de concórdia, respectivamente.

O método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ é uma técnica analítica robusta, quando os eventos de impacto a serem datados são bem compreendidos (Jourdan et al., 2012). O poder deste método reside na capacidade de verificar a validade dos dados geocronológicos internamente por meios estatísticos e de múltiplas linhas de evidência. No entanto, de acordo com Jourdan et al. (2009), o método apresenta alguns problemas, tais como: perda de ^{40}Ar por alteração metamórfica; presença de ^{40}Ar reliquiar que não sofreu degaseificação durante o impacto; redistribuição e perda de ^{39}Ar e ^{37}Ar durante o processo de irradiação. Para evitar os problemas acima citados é recomendada a análise de várias amostras irmãs e uma interpretação cautelosa dos espectros de idades (Jourdan et al., 2009). Embora a datação U-Pb em zircão seja considerada um poderoso geocronômetro, a sua aplicação para datar impactos é restrito em função da escassez de zircões autigênicos (e.g., Jourdan et al., 2012). Além disso, este método é geralmente aplicado em zircões separados a partir de impactitos que contêm uma mistura de cristais herdados de várias fontes, reduzindo drasticamente a possibilidade de se obter uma idade exata (Ferrière et al., 2010; Tohver et al., 2012). Todavia, técnicas mais avançadas de microscopia vêm ajudando no reconhecimento de feições de deformação planar em zircões e consequentemente na identificação de zonas passíveis de datação U/Pb (e.g., Tohver et al., 2012).

Na América do Sul, das oito estruturas de impacto reconhecidas (*Earth Impact Database*, 2012. www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/index.html), apenas Araguainha possuía uma datação radiométrica, com idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $245,5 \pm 3,5$ e $243,3 \pm 3,0$ Ma, ambas com erros acima de 2%. Uma investigação recente utilizando os métodos geocronológicos U-Pb SHRIMP e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datou as fases neocristalizadas nas rochas fundidas de Araguainha, fornecendo uma idade exata para o impacto de $254,7 \pm 2,5$ Ma, que coincide com o limite Permo-Triássico (Tohver et al., 2012). Além disso, recentes dados paleomagnéticos obtidos a partir dos fundidos de Araguainha, quando comparados as curvas de deriva polar aparente do Gondwana e da Laurussia para o Fanerozóico, confirmam que o impacto ocorreu próximo do limite Permo-Triássico (Yokoyama et al., submetido)

No estudo de Vargeão, foi aplicado o método de datação U/Pb em zircões que foram encontrados em veios brechados nos riodacitos da estrutura de impacto. Levando-se em conta a localização e as relações texturais desses zircões nos veios brechados, pode-se assumir que eles possuem uma natureza sin- a imediatamente pós-impacto. Nenhum cristal de zircão magmático foi encontrado nos riodacitos, onde o portador primário de Zr é a badeleíta (Janasi et al., 2011). Desta forma, os zircões observados são automórficos e não herdados, isto é, foram cristalizados livremente no fundido de impacto e podem ser considerados como originários do impacto. Em muitos casos, os cristais de zircão e quartzo cresceram a partir da margem do veio em sentido ao seu centro, que é uma característica típica da cristalização rápida em rochas subvulcanicas (London, 2008). Como a badeleíta é um mineral de temperatura muito elevada (Heaman e LeCheminant, 1993), seus cristais pré-existentes podem ter sobrevivido a fusão de impacto. No entanto, o piroxênio por vezes contém Zr como elemento traço (Bea et al., 2006; Janasi et al., 2011), sendo um possível reservatório de Zr para o crescimento de um novo zircão. A estimativa de 710 °C de temperatura para o fundido obtida através do TitânioQ é consistente com a cristalização a partir de um fundido félsico. Não obstante, deve ser ressaltado que esta pode ser apenas uma estimativa do valor mínimo de temperatura, pois as condições de equilíbrio podem não ter sido atingidas, caso o arrefecimento pós-impacto tenha sido demasiado longo ou rápido. Seja qual for o caso, esta estimativa apoia a conclusão de que os zircões foram produzidos a partir da cristalização do fundido de impacto. Nenhum dos 20 cristais de zircão analisados produziu uma idade correspondente às rochas ácidas Chapecó (ou seja, 134 ± 1 Ma). Entre estas análises, 17 delas apresentaram uma idade exata e concordante de 123.0 ± 1.4 Ma (MSWD = 1,04). À medida que os cristais de zircão analisados obviamente cristalizaram a partir da fusão de impacto, a sua idade também pode ser considerada como a idade do impacto de Vargeão. É importante ressaltar que a datação precisa do impacto através do zircão é melhorada pelo método *in situ*, pois permite verificar o caráter autigênico dos cristais analisados e sua relação direta com os produtos de impacto.

6.4 O hidrotermalismo pós-impacto e suas implicações nos estudos de superfícies planetárias

Nas últimas três décadas, os estudos sobre a superfície marciana tem se concentrado na busca de evidências de água líquida como meio potencial para existência de

vida (Tosca et al., 2008). Neste contexto, o desenvolvimento de sistemas hidrotermais é considerado uma peça fundamental, pois os mesmos poderiam gerar oásis temporários para a vida (Cabrol et al., 2001). Dentre as possibilidades de desenvolvimento de sistemas hidrotermais em Marte, um dos mais importantes está relacionado a crateras de impacto (Schulze-Makuch et al., 2007). A formação de uma cratera de impacto pode produzir um grande volume de material fundido, fornecendo calor suficiente para acionar um sistema hidrotermal, desde que a água requerida esteja disponível no ambiente (e.g., Naumov, 2005). Naumov (2005) relata, por exemplo, que a parte central de uma estrutura de impacto pode apresentar gradiente de temperatura de até 100 °C/km, e daí facilmente desenvolver um sistema hidrotermal.

Sistemas hidrotermais induzidos por impacto foram reconhecidos na Terra e em Marte, como recentemente revisado por Osinski et al. (2013). De acordo com estes autores, sistemas hidrotermais foram identificados em mais de setenta estruturas de impacto terrestres através de dados de campo, petrografia e geoquímica. Já sistemas hidrotermais marcianos foram identificados através de dados fornecidos por sondas orbitais (por exemplo, a *Mar Express*) ou robôs *rovers* (por exemplo, o *Curiosity*). Embora as condições atuais da superfície de Marte sejam frias e secas, portanto, esteja desprovida de água em estado líquido, minerais hidratados parecem estar associados a algumas crateras de impacto. Esses minerais podem ter sido formados por hidrotermalismo relacionado ao impacto (Marzo et al., 2010). No entanto, há um debate sobre a origem e significado desses minerais hidratados (e.g., Fairén et al., 2010). Seriam estes filossilicatos relacionado a alteração hidrotermal induzida por impacto ou representariam uma camada de rochas mais antigas Noachianos (>3,6 Ga) exumada ?

Estudos detalhados em potenciais sistemas hidrotermais induzidos por impacto são escassos em Marte. Portanto, é difícil estabelecer quais as características típicas de alteração hidrotermal induzida por impacto naquele planeta. Na Terra, argilas e zeólitas foram registradas na maior parte das estruturas de impacto, assim como outras fases minerais secundárias, que variam em função das rochas-alvo (Naumov, 2005; Osinski et al., 2013). Todavia, nem sempre é fácil fazer distinção entre as fases geradas por impacto e fases posteriores associadas ao intemperismo, que se desenvolve em detrimento das fases hidrotermais e/ou devido ao forte faturamento das rochas-alvo (Mutik et al., 2008). Além disso, a natureza das rochas-alvo terrestres é geralmente diferente das rochas-alvo marcianas, com apenas poucas exceções notáveis: as estruturas de impacto em

basalto de Lonar (Índia) e de Vargeão (Brasil). A estrutura de Lonar possui apenas 1,8 km de diâmetro e a alteração hidrotermal de suas brechas de impacto foi estudada a partir de amostras de testemunhos de sondagem (Hagerty e Newsom, 2003). As principais fases minerais de alteração encontradas em Lonar foram saponita, ou seja, (Mg, Fe)-esmectita, e zeólitas (Hagerty e Newsom, 2003). A modelagem geoquímica sugere que estes minerais foram cristalizados a partir de um fluido aquoso, com $\text{pH} = 9$ e $T \leq 170$ °C.

A estrutura de impacto de Vargeão é muito maior e fornece muitos afloramentos de basaltos brechados, que estão moderadamente modificados pela alteração hidrotermal. No caso de Vargeão, o hidrotermalismo gerado por impacto possivelmente teve como reservatório de fluido um proto-aquífero Guarani, que foi formado nos arenitos eólicos do Grupo São Bento. Embora as fases de alteração observadas em Vargeão sejam similares àquelas observadas em Lonar, foram detectadas fases minerais que correspondem a condições de temperaturas mais elevadas. A ocorrência de minerais de estratos mistos formados por clorita/esmectita, associados a analcima e zeólitas fibrosas de Ca-Na, indicam temperaturas no intervalo de 270-200 ° C.

Em função do nível de erosão, Vargeão permite acessar as feições hidrotermais mais profundas, associadas ao fraturamento das rochas-alvo. A zona fraturada em Vargeão pode ser um correspondente do embasamento da crosta marciana, que estratigraficamente é sotoposta por depósitos sedimentares, derrames vulcânicos e materiais de impacto ejetados (e.g., Clifford, 1993). Nesta conjuntura, os veios observados em Vargeão podem ser considerados como os canais de percolação dos fluidos hidrotermais (que podem ter sido originados em parte no proto-aquífero Guarani).

6.5 Os efeitos da SRM vs. fusão e alteração hidrotermal: implicações no estudo de superfícies planetárias.

O interesse pelo estudo do magnetismo de materiais extraterrestres começou no final da década de 1950, atingido o clímax durante a época das missões lunares. Já nos primeiros estágios de investigação sobre as amostras trazidas pelas missões Apollo, os possíveis efeitos do magnetismo de choque nos portadores magnéticos foram reconhecidos e suas implicações para o magnetismo da superfície lunar foram apontadas (e.g. Helsley, 1970; Hide, 1972). O comportamento complexo da magnetização observada nas amostras lunares desencadeou uma série ensaios sobre efeitos de impacto na magne-

tização remanescente. Devido à composição das rochas lunares, os primeiros ensaios de impacto utilizaram rochas terrestres de composição basáltica (basaltos e gabros). Hargraves e Perkins (1969) foram os primeiros a notar a possível existência de magnetização remanescente de choque (SRM). Utilizando pequenos cilindros de basalto, produziram pressões de impacto de 1 a 10 GPa. Esses experimentos mostraram que a intensidade da magnetização remanescente foi reduzida de $\frac{1}{2}$ a $\frac{1}{4}$, com uma moderada mudança na direção. A partir do trabalho de Hargraves e Perkins (1969), muitos experimentos de laboratório foram realizados, tanto em rochas (e.g. Nagata 1971; Martelli e Newton, 1977; Cisowski e Fuller; 1978; Pesonen et al., 1997; Nishioka et al., 2007; Gattacceca et al., 2007; 2008), quanto em minerais (e.g., Wasilewski, 1976; Kletetschka et al., 2004; Gilder et al. 2004; Louzada et al., 2007., 2010). As principais interpretações dos resultados obtidos nesses trabalhos sugerem que: a MRN pode ser afetada até mesmo por valores baixos de pressão (i.e. marteladas); o aumento de pressão afeta progressivamente as frações magnéticas de mais alta coercividade; a direção da magnetização remanescente pode ser rotacionada devido à passagem das ondas de choque; a anisotropia de suscetibilidade magnética é afetada pelas pressões de impacto e aparentemente marcam o sentido de propagação das ondas de choque; as magnetitas SD e pirrotitas monoclinicas apresentam transições magnéticas em pressões próximas a 3 GPa, que são irreversíveis; a eficiência de aquisição de SRM em relação à aquisição de TRM e IRM depende das pressões de choque e também do campo magnético ambiente; durante o impacto há geração de plasma e de campos magnéticos transientes, mas até o presente momento nenhuma evidência desse processo foi encontrado em amostras naturais.

Embora uma grande quantidade de ensaios sobre SRM tenha sido feita, as pressões e temperaturas neles produzidas são ínfimas em comparação àquelas estimadas para a formação de crateras de impacto (e.g. Melosh, 1989). Nesta conjuntura, estudos em estruturas de impacto terrestres são imprescindíveis. Um dos primeiros estudos sobre paleomagnetismo e magnetismo de rochas em estruturas de impacto foi realizado por Hargraves e Perkins (1969) na Meteor Crater (Arizona-EUA). A Meteor Crater é uma cratera de impacto do tipo simples, com aproximadamente 1,2 km de diâmetro, alocada em rochas sedimentares permianas do platô do Arizona. Dados paleomagnéticos sugerem que uma componente relacionada ao campo atual pode ser fruto do metamorfismo de impacto e/ou da alteração intempérica pós-impacto, mas sua origem não é conclusiva e demandaria de testes de estabilidade magnética (i.e. conglomerado; dobra). Embora este

estudo seja de grande importância, a composição das rochas-alvo não são boas representantes da superfície lunar. Sendo assim, um dos mais importantes análogos terrestres é pequena Lonar Crater (1,88 km de diâmetro), na Índia. As primeiras investigações paleomagnéticas de Lonar foram realizadas por Cisowski e Fuller (1978). Os estudos magnéticos nos basaltos mostraram a presença de duas componentes de magnetização remanescente, de baixa e de alta coercividade. De acordo estes autores, a variação da magnetização nos basaltos está relacionada à capacidade de aquisição da SRM em função do espectro de coercividades. Recentemente, novos estudos foram realizados em Lonar por Louzada et al. (2008) nas mesmas litologias estudadas por Cisowski e Fuller (1978). Neste estudo foram realizados testes de estabilidade magnética, como o teste de conglomerado em clastos do depósito de ejecta e o teste da dobra nas rochas da borda da cratera. Os resultados obtidos mostraram que os basaltos de Lonar contêm duas componentes magnéticas estáveis: a baixa coercividade/ baixa temperatura (LC_LT). Os testes do conglomerado e do dobra foram negativos, descartando assim a presença de magnetização remanescente choque (SRM). Segundo Louzada e colaboradores (2008) qualquer magnetização remanescente choque adquirida durante o impacto foi substituída por uma magnetização viscosa pós-impacto e/ou a uma magnetização remanescente química. Os resultados obtidos por Louzada et al. (2008) em Lonar são semelhantes aos obtidos por Hargraves e Perkins (1969) na Meteor, sugerindo que a SRM não é preservada em crateras pequenas. As principais investigações acerca da SRM em grandes crateras de impacto foram realizadas por e por Halls (1979) e Carporzen et al. (2005).

Halls (1975) estudou a magnetização das rochas da estrutura de impacto de Slate Islands, Canadá. Essa estrutura é do tipo complexa e possui cerca de 30 km de diâmetro. As rochas-alvo são representadas por rochas supracrustais arqueanas e ígneas, e metavulcânicas do Proterozóico, metassedimentos e diabásios. Os resultados paleomagnéticos das rochas metavulcânicas mostraram a presença de duas componentes de magnetização, uma coerente com as direções encontradas nas mesmas rochas fora da estrutura (magnetização primária), e outra encontrada apenas nas rochas de dentro da cratera, onde ocorrem os *shatter cones*. A presença dessa importante componente secundária associada aos *shatter cones* é considerado forte indicativo da aquisição de SRM. Todavia, estudos recentes em *shatter cones* mostram o desenvolvimento pequenos filmes de vidro associados as estrias do cone, que poderiam conter diminutos cristais de magnetita/hematita tais como aqueles encontrados nos PDFs de Vredefort (Carporzen et al.,

2005) ou na feições de cataclase de Araguainha (Yokoyama et al., 2012). Neste caso, a mudança da magnetização estaria associada a formação de nova mineralogia e não a modificação dos portadores pré-existentes e aquisição de uma SRM.

Os trabalhos de Carporzen foram realizados na estrutura de impacto de Vredefort, África do Sul. Vredefort é a maior cratera de impacto do mundo (*Earth Impact Database*, 2008. www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/index.html). Dados aeromagnéticos mostram uma anomalia magnética negativa associada às rochas do núcleo central, que é contrastante com a forte magnetização observada em superfície (e.g. Hart et al, 1995; 2000). Os resultados obtidos por eles mostraram que as rochas possuem forte intensidade de magnetização e apresentam direções de magnetização aleatórias, inclusive na escala de centímetros. Primeiramente, os autores atribuíram esse comportamento magnético a geração de campos magnéticos anômalos no plasma de impacto, que teriam sido gravados nas magnetitas encontradas nos PDFs formados durante o impacto. Atualmente, acredita-se que o comportamento anômalo da magnetização em Vredefort tenha sido originado principalmente pela ação de raios que afetaram a estrutura por mais de 2 bilhões de anos (REF). Todavia, a formação de magnetitas em PDFs está diretamente relacionada ao evento de impacto e pode ser um processo importante na magnetização de crateras terrestres.

Os dados sobre SRM obtidos em ensaios ou diretamente em rochas de impacto podem ser importantes para o entendimento de grandes anomalias magnéticas na crosta da Lua (Halekas et al., 2003) e de Marte (e.g. Hood et al., 2003; Lillis et al, 2008). Em ambos os casos, as anomalias são associadas aos efeitos desmagnetizantes das ondas de choque provocados pelo impacto meteorítico (e.g., Louzada et al., 2012). Todavia, em grandes impactos uma série de outros fatores podem alterar mais drasticamente a mineralogia magnética e magnetização das rochas alvo do que a SRM. Como discutido no item 6.2, durante as fases iniciais de impacto uma grande quantidade de fundido pode ser produzida e se distribuir ao longo de quase todo assoalho da estrutura. Todo esse material atuaria como uma fonte de calor potencialmente eficaz na desmagnetização térmica das rochas ao redor. Além disso, o próprio material fundido desenvolve uma nova mineralogia magnética, que pode se alinhar vetorialmente ao campo magnético ambiente (ver item 4.4), ou ser aleatória quando o campo for nulo, como no caso da Lua e de Marte. Outro fator que pode modificar bastante a assinatura magnética de crateras de impacto é a alteração hidrotermal, que se desenvolve tanto nas rochas-alvo dentro e a

o redor da estrutura quanto nos impactitos. Como mostrado no item 5.4, o sistema hidrotermal desenvolvido em crateras de impacto podem modificar a mineralogia magnética existente. No caso de Vargeão, titanomagnetitas são constantemente transformadas em maghemita. Além disso, a alteração de materiais fundidos nos veios produz a formação de novos minerais magnéticos, tais como ferridrita e hematita. Essa nova mineralogia pode produzir mudanças significativas no sinal das anomalias magnetométricas, uma vez que há uma tendência de produção de minerais mais oxidados, cuja coercividade é mais alta e a magnetização mais baixa.

Capítulo 7

Considerações Finais

Os estudos apresentados aqui podem contribuir com o debate em torno do processo de crateramento por impacto, bem como de suas implicações regionais e planetárias. Os dados que foram obtidos através de ferramentas geofísicas, geoquímicas e petrográficas aplicadas em duas estruturas de impacto da bacia do Paraná (Brasil) permitem explorar, sob uma nova óptica, diversos mecanismos que operam durante a formação de crateras complexas.

A deformação pervasiva, cataclástica e multiescalar das rochas-alvo surgem como uma evidência da ação fluidificação acústica na perda de coesão das rochas. Este mecanismo é discutido no item 6.1 e reflete os resultados obtidos para o núcleo soerguido de Araguainha, que sugerem uma trama magnética associada à deformação e portada por pequenos cristais de magnetita, oriundas da decomposição da biotita pré-existente.

Neste contexto, a formação de óxidos de ferro é um subproduto da decomposição da biotita. Este tipo de mecanismo, que é bem estabelecido em rochas graníticas em ambientes tectônicos, é descrito como elemento principal na fusão das rochas graníticas de Araguainha. De acordo com esses autores, o granito fundiu isoladamente das outras rochas-alvo e não pode ser classificada como um impact melt. Como discutido no item 6.2, dados de campo, petrológicos e magnéticos apontam pra uma fusão parcial do granito, onde o fundido é coletado por veios e posteriormente por diques. Além disso, infere-se que durante os processos de fusão e migração de fundido ocorre uma diferenciação magmática, que é dirigida pelo mecanismo de *filter pressing*, repercutindo numa maior concentração de óxidos de ferro nos diques em relação à camada de granito parcialmente fundido (GPF).

A produção de material fundido em Araguainha é relativamente pequena em comparação a outras estruturas de impacto. Entretanto, o tempo de resfriamento deste material pode alcançar até algumas dezenas de milhares de anos (item 6.3), o que o tornou um potencial alvo paleomagnético. Os resultados paleomagnéticos, descritos no item 4.4, validam a idade obtida por Tohver e colaboradores (2012) e posicionam o continente Sul-americano na configuração paleogeográfica conhecida como Pangea A, contribuindo assim para o debate sobre a paleogeografia global durante o Permo-Triássico.

Embora Araguainha forneça novas reflexões sobre o processo de crateramento, sua composição litológica não permite uma boa analogia com a superfície de outros planetas ou satélites. Além disso, processos pós-impacto como o hidrotermalismo são pouco evidentes e possivelmente limitados aos depósitos de brechas polimíticas (Jovane et al., 2011). Neste contexto, os estudos em Vargeão permitiram acessar, mesmo que sutilmente, esses aspectos que não foram observados em Araguainha.

Vargeão é predominantemente formada por rochas vulcânicas (basaltos e riodacitos) e subordinadamente por arenitos eólicos. Seu estado erosivo é relativamente alto e fundidos relacionados ao impacto resumem-se a pequenos veios brechóides e a uma mínima ocorrência de brechas polimíticas (item 5.2). Os fundidos no caso dos riodacitos apresentaram condições favoráveis para o desenvolvimento de neocristais de zircão. Como apresentado no item 5.3 e discutido no item 6.3, a utilização de técnicas de datação *in situ* permitiu acessar com segurança cristais de zircão automórficos, sendo desta forma, possível precisar a idade de impacto de Vargeão em 123.0 ± 1.4 Ma.

Muito embora os veios preservem algum material diretamente relacionado a fusão, em sua maioria eles são alterados pela ação de fluidos hidrotermais (item 5.2). Os dados petrológicos obtidos para esses veios sugerem a percolação de pouco fluido cujas temperaturas estavam entre 170° - 270° C. Neste caso, especulasse que o proto-aquífero Guarani, formado pelos arenitos eólicos do Grupo São Bento, seja a fonte de fluido que alimentou o sistema hidrotermal em Vargeão.

Os estudos realizados aqui permitiram contribuir sobre o debate de alguns mecanismos operantes durante a formação de crateras complexas. Todavia, problemas em escala maior, como a modificação de grandes superfícies planetárias, ainda carecem de exploração através dos materiais envolvidos nesta tese de doutoramento. Este tipo de problema será abordado numa próxima etapa de estudo.

Referências

Acton, G., Yin, Q.-Z., Verosub, K.L., Jovane, L., Roth, A., Jacobsen, B., Ebel, D.S., 2007. Micromagnetic coercivity distributions and interactions in chondrules with implications for paleointensities of the early solar system. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 112 (3): art. no. B03S90.

Acuña, M.H., Connerney, J.E.P., Ness, N.F., Lin, R.P., Mitchell, D., Carlson, C.W., McFadden, J., Anderson, K.A., Reme, H., Mazelle, C., Vignes, D., Wasilewski, P. & Cloutier, P., 1999. Global distribution of crustal magnetization discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER experiment. *Science*, 284 (5415): 790-793.

Adachi, T. e Kletetschka, G., 2008. Impact-pressure controlled orientation of shatter cone magnetizations in Sierra Madera, Texas, USA. *Studia Geophysica et Geodeatica*, 52 (2): 237-254.

Alvarenga, B. S.; D'arco, E.; Adami, M.; Formaggio, A.R., 2003. O ensino de conceitos e práticas de espectrorradiometria laboratorial: estudo de caso com solos do estado de São Paulo. Belo Horizonte: *INPE*, 739-747

Alvarez, L.W., Alvarez, W., Asaro, F., Michel, H.V.. 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208 (4448):1095-1108.

Arkani-Hamed, J., 2002. Magnetization of the Martian crust. *Journal of Geophysical Research E*, 107(E5): 5032.

Baratoux, D. e Melosh, H.J., 2003. The formation of shatter cones by shock wave interference during impacting. *Earth and Planetary Science Letters*, 216 (1-2):43-54

Bea F., Montero P., and Ortega M. 2006. A LA-ICP-MS evaluation of Zr reservoirs in common crustal rocks: implications for Zr and Hf geochemistry, and zircon-forming processes. *The Canadian Mineralogist*, 44: 693-714.

Biggin, A.J., van Hinsbergen, D.J.J., Langereis, C.G., Straathof, G.B., Deenen, M.H.L., 2008. Geomagnetic secular variation in the Cretaceous Normal Superchron and in the Jurassic. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 169, 3-19.

Bland, P.A., 2004. Planetary surface processes. In: "An Introduction to the Solar System". McBride N., Gilmour I. (eds) *Cambridge University Press*, 127-156.

Brown, M., Fyfe, W.S., 1970. The production of granitic melts during ultrametamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 28, 310-318.

Bunch, T.E. e Cohen, A.J., 1964. Shock deformation of quartz from two meteorite craters. *Bulletin of the Geological Society of America*, 75 (12):1263-1266.

- Bunch, T.E., 1968. Some characteristics of selected minerals from craters. *Shock Metamorphism of Natural Materials*, 413-432.
- Caetano-Chang, M.R. e Wu F.T., 1994. Model outcrop of the Piramboia Formation [Afloramento - modelo da Formação Piramboia]. *Geociencias (Sao Paulo)*, 13 (2): 371-385.
- Cabrol, N.A., Wynn-Williams, D.D., Crawford, D.A., Grin, E.A., 2001. Recent aqueous environments in martian impact craters: an astrobiological perspective. *Icarus* 154: 98-112.
- Carporzen L., Gilder S.A., Hart R.J., 2005. Paleomagnetism of Vredefort meteorite crater and implications for craters on Mars. *Nature* , 435 (7039).
- Carswell, D.A., Tucker, R.D., O'Brien, P.J., Krogh, T.E., 2003. Coesite micro-inclusions and the U/Pb age of zircons from the Hareidland Eclogite in the Western Gneiss Region of Norway. *Lithos*, 67 (3-4):181-190.
- Chao, E.C.T., Shoemaker, E.M., Madsen, B.M., 1960. First natural occurrence of coesite. *Science*, 132 (3421):220.
- Chao, E.C.T., Fahey, J.J., Littler, J., Milton, D.J., 1962. Stishovite, SiO₂, a very high pressure new mineral from Meteor Crater, Arizona. *Journal of Geophysical Research B*, 67:419-421.
- Chen, G., Ahrens, T.J., Hide, R., 1995. Hypervelocity Impacts and Magnetization of Small Bodies in the Solar System. *Icarus*, 115 (1):86-96.
- Chen, M., El Goresy, A., 2000. The nature of maskelynite in shocked meteorites: not diaplectic glass but a glass quenched from shock-induced dense melt at high pressures. *Earth and Planetary Science Letters*, 179, 489-502.
- Cisowski, S.M., Fuller, M., 1978. The effect of shock on the magnetism of terrestrial rocks. *Journal of Geophysical Research B*, 83 (B7):3441-3458
- Claoué-Long, J.C., Compston, W., Roberts, J., Fanning, C.M., 1995. Two Carboniferous ages: A comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and Ar/Ar analysis. *SEPM Spec. Publ.*, 54: 3-21.
- Clifford, S.M., 1993. A model for the hydrologic and climatic behavior of water on Mars. *Journal of Geophysical Research E*, 98 (E6):10,973-"11,016".
- Collins, G.S. e Wünnemann, K., 2005. How big was the Chesapeake Bay impact? Insight from numerical modeling, *Geology*, 33(12), 925-928,
- Collins, G.S., Melosh, H., Morgan, J., Warner, M., 2002, Hydrocode simulations of Chicxulub Crater collapse and peak-ring formation: *Icarus*, 157: 24-33.

- Collins G. S., Melosh H. J., Ivanov B. A., 2004. Modeling damage and deformation in impact simulations. *Meteoritics and Planetary Science*, 39: 217–231.
- Collins G. S., Kenkmann, T., Osinski, G.R., Wunnemann, K., 2008. Mid-sized complex crater formation in mixed crystalline-sedimentary targets: Insight from modeling and observation, *Meteoritics and Planetary Science*, 43,12., 1955-1977.
- Collins, G.S., Melosh, H.J., Osinski, G.R., 2012. The impact-cratering process. *Elements*, 8 (1): 25-30.
- Collinson, D.W. 1983. Methods in Rock Magnetism and Paleomagnetism. *Chapman & Hall*. 503p.
- Constable C. e Tauxe L., 1990. The bootstrap for magnetic-susceptibility tensors. *Journal of Geophysical Research B*, 95 (B6): 8383-8395.
- Crósta, A.P., Gaspar; J.C., Candia, M.A.F., 1981. Feições de metamorfismo de impacto no Domo de Araguinha. *Rev. Bras. Geoc.*, 11: 139-146.
- Crósta A.P., Kazzuo-Vieira C., Pitarello L., Koeberl C., Kenkmann T. 2012. Geology and impact features of Vargeão Dome, southern Brazil. *Meteoritics and Planetary Science*, 47: 51-71.
- Dence, M.R., 1971. Impact melts. *Journal of Geophysical Research*, 76 (23): 5552-5565.
- Dence, M.R., Grieve, R.A.F., Robertson, P.B., 1977. Terrestrial impact structures: Principal characteristics and energy considerations. *Impact and Explosion Cratering*, p247-275.
- Dence M. R., 2004. Structural evidence from shock metamorphism in simple and complex impact craters: Linking observations to theory. *Meteoritics and Planetary Science*, 39: 267–286.
- Deutsch, A., Buhl, D., Langenhorst, F., 1992. On the significance of crater ages: New ages for Dellen (Sweden) and Araguinha (Brazil). *Tectonophysics*, 216 (1-2):205-218.
- Deutsch, A. e Scharer, U., 1994. Dating terrestrial impact events. *Meteoritics*, 29 (3): 301-322.
- Dressler, B.O., Sharpton, V.L., 1997. Breccia formation at a complex impact crater: Slate Islands, Lake Superior, Ontario, Canada. *Tectonophysics*, 275 (4): 285-311.
- Dressler, B.O. e Reimold, W.U., 2001. Terrestrial impact melt rocks and glasses. *Earth-Science Reviews*, 56 (1-4):205-284.
- Dressler, B. O., 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

- Dunlop, D.J. (2002). Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc), 1, Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J. Geophys. Res.*, 107,
- Dunlop D.J. e Arkani-Hamed J.,2005. Magnetic minerals in the Martian crust. *J. Geophys. Res. Planets*, 110 (E12): 1-11.
- Dietz, R.S. e French, B.M., 1973. Two probable astroblemes in Brazil. *Nature*, 244: 561-562.
- Engelhardt, W.von, Matthäi, S.K. , Walzebuck, J., 1992. Araguinha impact crater, Brazil. I.The interior part of the uplift. *Meteoritics*, 27, 442-457.
- Fairén, A.G. et al., 2010. Noachian and more recent phyllosilicates in impact craters on Mars. *Proc. Nat. Acad. Sci.* 107, 12,095-12,100.
- Farmer, J.D., 2000. Hydrothermal systems: Doorways to early biosphere evolution. *GSA Today*, 10 (7): 1-9.
- Ferrière, L., Koeberl, C., Thöni, M., Liang, C., 2010. Single crystal U-Pb zircon age and Sr-Nd isotopic composition of impactites from the Bosumtwi impact structure, Ghana: Comparison with country rocks and Ivory Coast tektites. *Chemical Geology*, 275 (3-4):254-261.
- Fischer, G. e Masero, W., 1994. Rotational properties of the magnetotelluric impedance tensor: the example of the Araguinha impact crater, Brazil. *Geophysical Journal International*, 119 (2), pp. 548-560
- French, B. M., 1998. Traces of Catastrophe: a Handbook of Shock-metamorphic Effects in: Terrestrial Meteorite Impact Structures. *Lunar and Planetary Institute*, Houston. 130 pp.
- 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 (2):169-197.
- French, B.M., Koeberl, C., Gilmour, I., Shirey, S.B., Dons, J.A., Naterstad, J., 1997. The Gardnos impact structure, Norway: Petrology and geochemistry of target rocks and impactites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61 (4): 873-904.
- 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 (1-2):123-170.
- Gattacceca, J., Lamali, A., Rochette, P., Boustie, M., Berthe, L., 2007. The effects of explosive-driven shocks on the natural remanent magnetization and the magnetic properties of rocks. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 162 (1-2): 85-98.

- Gattacceca, J., Berthe, L., Boustie, M., Vadeboin, F., Rochette, P., De Resseguier, T., 2008. On the efficiency of shock remanent processes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 166(1-2): 1-10.
- Gibson, H.M. e Spray, J.G., 1998. Shock-induced melting and vaporization of shatter cone surfaces: Evidence from the Sudbury impact structure. *Meteoritics and Planetary Science*, 33 (2):329-336.
- Gibson, R.L., e Reimold, W.U., 2005, Shock pressure distribution in the Vredefort impactstructure, South Africa, in Kenkmann, T., Horz, F., and Deutsch, A., eds., Large Meteorite Impacts III: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 384, p. 329–349.
- Gilder, S.A., LeGoff, M., Chervin, J.-C., Peyronneau, J., 2004. Magnetic properties of single and multi-domain magnetite under pressures from 0 to 6 GPa. *Geophysical Research Letters*, 31 (10):L10612 1-5.
- Giroux, L.A., Benn, K., 2005. Emplacement of the Whistle dyke, the Whistle embayment and hosted sulfides, Sudbury impact structure, based on anisotropies of magnetic susceptibility and magnetic remanence. *Economic Geology* 100, 1207-1227.
- Grieve, R.A.F., Stoffer, D., Deutsch, A., 1991. The Sudbury Structure: controversial or misunderstood? *Journal of Geophysical Research*, 96 (E5):22,753-"22,764".
- Grieve, R.A.F. e Cintala, M.J., 1992. An analysis of differential impact melt-crater scaling and implications for the terrestrial impact record. *Meteoritics*, 27 (5):526-538.
- Grieve, R.A.F. e Masaitis, V.L. 1994. The economic potential of terrestrial impact craters. *International Geology Review*, 36 (2): 105-151.
- Grieve, R. e Therriault, A.M., 2000. Vredefort, Sudbury, Chicxulub: Three of a kind? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28: 305-338.
- Grieve, R.A.F. e Therriault, A.M., 2004. Observations at terrestrial impact structures: Their utility in constraining crater formation. *Meteoritics and Planetary Science*, 39 (2):199-216.
- Hagerty, J.J., Newsom, H.E., 2003. Hydrothermal alteration at the Lonar lake impact structure, India: implications for impact cratering on Mars. *Meteoritics and Planetary Science*, 38, 365-381
- Halekas, J.S., Lin, R.P., Mitchell, D.L., 2003. Magnetic fields of lunar multi-ring impact basins. *Meteoritics and Planetary Science*, 38 (4):565-578.
- Halls, H.C., 1976. Least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 45: 297-304.

- Halls, H.C., 1975. Shock-induced remanent magnetisation in late Precambrian rocks from Lake Superior. *Nature*, 255 (5511):692-695.
- Hammerschmidt, K. e Engelhardt, W.von, 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Araguainha impact structure, Mato Grosso, Brazil. *Meteoritics*, 30: 227-233.
- Hargraves, R. B., and W. E. Perkins. 1969. Investigations of the effect of shock on natural remanent magnetism. *J.Geophys.Res.* 74: 2576-2589,
- Hart, R., Moser, D., Andreoli, M., 1999. Archean age for the granulite facies metamorphism near the center of the Vredefort structure, South Africa. *Geology*, 27(12), 1091-1094.
- Heaman L.M., and LeCheminant A.N. 1993. Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO₂). *Chemical Geology* 110, 95-126.
- Helsley, C.E., 1970. Magnetic properties of lunar dust and rock samples. *Science*, 167 (3918),693-695.
- Hide, R., 1972. Comments on the moon's magnetism. *The Moon*, 4 (1-2),39.
- Hippert, J. e Lana, C., 1998. Aerial crystallization of hematite in impact bombs from the Araguainha astrobleme, Mato Grosso, central Brazil. *Meteoritics and Planetary Science*, 33, 1303-1309.
- Hood, L.L., Richmond, N.C., Pierazzo, E., Rochette, P., 2003. Distribution of crustal magnetic fields on Mars, Shock effects of basin-forming impacts. *Geophysical Research Letters*, 30 (6), 14-1.
- Ivanov, B.A. e Deutsch, A., 1999, Sudbury impact event: cratering mechanics and thermal history, in Dressler, B.O., Sharpton, V. L., eds, *Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution II*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 339, 389-397.97
- Jackson, M., 1991. Anisotropy of magnetic remanence: a brief review of mineralogical sources, physical origins, and geophysical applications, and comparison with susceptibility anisotropy. *Pure Appl. Geophys.* 136, 1-28.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211 (1-2),47-69.
- Jaffey, A.H., Flynn, K.F., Glendenin, L.E., Bentley, W.C., Essling, A.M., 1971.Precision measurement of half-lives and specific activities of U235 and U238. *Physical Review C*, 4 (5),1889-1906

- Janasi V.A., Montanheiro T.J., Freitas V.A., Reis P.M., Negri F.A. and Dantas F.A. 2007. Geology, petrography and geochemistry of the acid volcanism of the Paraná magmatic province in the Piraju-Ourinhos region, SE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 37, 745-759.
- Janasi V.A., Freitas V.A., and Heaman L.H. 2011. The onset of flood basalt volcanism, northern Paraná Basin, Brazil: a precise U-Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. *Earth and Planetary Science Letters* 302, 147-153.
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks, *Tectonophysics* 79, 63-67.
- Jourdan, F., Renne, P.R., Reimold, W.U., 2009. An appraisal of the ages of terrestrial impact structures. *Earth and Planetary Science Letters*, 286 (1-2), 1-13.
- Jourdan, F., Reimold, W.U., Deutsch, A., 2012. Dating terrestrial impact structures. *Elements*, 8 (1), 49-53.
- Kazzuo-Vieira, C., Crósta, A.P., Choudhuri, A., 2004. Impact features from Vargeão dome, southern Brazil. *Meteoritics and Planetary Science*, 39 (SUPPL.)
- Kazzuo-Vieira, C., Crósta, A.P., Gamboa, F., Tygel, M., 2009. Geophysical characterization of the structure's impact dome Vargeão, Brazil [Caracterização geofísica da estrutura de impacto do domo de Vargeão, Brasil]. *Revista Brasileira de Geofísica*, 27 (3), 375-388.
- Kenkmann T. 2002. Folding within seconds. *Geology*, 30, 231-234.
- Kenkmann, T., 2003. Dike formation, cataclastic flow, and rock fluidization during impact cratering: an example from Upheaval Dome structure, Utah, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 214, 43-58,
- Kirschvink, J.L. 1980. The last-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 62, 699-718.
- Kletetschka G., Wasilewski P.J., Taylor P.T., 2000. Unique thermoremanent magnetization of multidomain sized hematite: Implications for magnetic anomalies. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 176, 469-479
- Kletetschka, G., Connerney, J.E.P., Ness, N.F., Acuña, M.H., 2004. Pressure effects on martian crustal magnetization near large impact basins. *Meteoritics and Planetary Science*, 39 (11), 1839-1848.
- Koeberl, C., 1998. Identification of meteoritic components in impactites. *Geological Society Special Publication*, 140, 133-153.
- Koeberl, C., 2002. Mineralogical and geochemical aspects of impact craters. *Mineralogical Magazine*, 66 (5), 745-768

- Koenders, M.A., Petford, N., 2007. Shear-induced pressure changes and seepage phenomena in a deforming porous layer – III. *Geophys. J. Int.* 171, 943-953.
- Krehl, P.O.K, 2009. *History of Shock Waves, Explosions and Impact: A Chronological and Biographical Reference*. Springer Berlin Heidelberg. 1288 pp
- Kruiver, P.P., Dekkers, M.J., Langereis, C.G., 2000. Secular variation in Permian red beds from Dome de Barrot, SE France. *Earth and Planetary Science Letters*, 179 (1), 205-217.
- Kruiver, P.P., Dekkers, M.J., Heslop, D., 2001. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 189(3-4),269-276.
- Lana, C., Gibson, R.L., Reimold, W.U., 2003, Impact tectonics in the core of the Vredefort dome: implications for formation of central uplift in large impact structures. *Meteoritics and Planetary Sciences*, 38, 1093-1107.
- Lana, C., Romano, R., Reimold W.U., Hippertt J., 2006, Collapse of large complex impact structures: implications from the Araguainha impact structure, *Geology*, 34, 9-12.
- Lana C.C, Souza Filho C.R., Marangoni Y.R., Yokoyama E., Trindade R.I.F., Thover E., Reimold, W.U., 2007. Insights into the morphology, geometry, and post-impact erosion of the Araguainha peak-ring structure, central Brazil. *GSA Bulletin*, 119(9/10), 1135-1150.
- Lana, C., Filho, C.R.S., Marangoni, Y.R., Yokoyama, E., Trindade, R.I.F., Tohver, E., Reimold, W.U. 2008. Structural evolution of the 40 km wide Araguainha impact structure, central Brazil. *Meteoritics and Planetary Science*, 43 (4),701-716.
- Lanci, L., Tohver, E., Wilson, A., Flint, S., 2013. Upper Permian magnetic stratigraphy of the lower Beaufort Group, Karoo Basin. *Earth and Planetary Science Letters*.
- Lieger, D., Riller, U., Gibson, R.L., 2011. Petrographic and geochemical evidence for an allochthonous, possibly impact melt, origin of pseudotachylite from the Vredefort Dome, South Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 4490-4514.
- Lightfoot, P.C., Farrow, C.E.G., 2002. Geology, geochemistry, and mineralogy of the Worthington Offset Dike: A genetic model for offset dike mineralization in the Sudbury igneous complex. *Economic Geology*, 97(7):1419-1446.
- Lightfoot, P.G., Keays, R.R., Morrison, G.G., Bite, A., Farrell, K.P., 1997. Geochemical relationships in the Sudbury igneous complex: Origin of the main mass and offset dikes. *Economic Geology*, 92 (3): 289-307.
- Lillis, R.J., Frey, H.V., Manga, M., Mitchell, D.L., Lin, R.P., Acuña, M.H., Bougher, S.W., 2008. An improved crustal magnetic field map of Mars from electron reflectometry: Highland volcano magmatic history and the end of the martian dynamo. *Icarus*, 194 (2),575-596.

- Lillis, R.J., Purucker, M.E., Halekas, J.S., Louzada, K.L., Stewart-Mukhopadhyay, S.T., Manga, M., Frey, H.V., 2010. Study of impact demagnetization at Mars using Monte Carlo modeling and multiple altitude data. *Journal of Geophysical Research E*, 115 (7).
- Lin, A., 1999. Roundness of clasts in pseudotachylytes and cataclastic rocks as an indicator of frictional melting, *J. Struct. Geol.*, 21(5), 473-478.
- London D. 2008. Pegmatites. The Canadian Mineralogist Special Publication 10, Mineralogical Association of Canada, Québec, 347 pp.
- Louzada, K.L., Stewart, S.T., Weiss, B.P., 2007. Effect of shock on the magnetic properties of pyrrhotite, the Martian crust, and meteorites. *Geophysical Research Letters*, 34 (5), art. no. L05204.
- Louzada, K.L., Weiss, B.P., Maloof, A.C., Stewart, S.T., Swanson-Hysell, N.L., Soule, S.A. 2008. Paleomagnetism of Lonar impact crater, India. *Earth and Planetary Science Letters*, 275 (3-4), 308-319.
- Louzada, K.L., Stewart, S.T., Weiss, B.P., Gattacceca, J., Bezaeva, N.S., 2010. Shock and static pressure demagnetization of pyrrhotite and implications for the Martian crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 290 (1-2), 90-101.
- Lowrie, W., 1997. Fundamentals of Geophysics, Geomagnetism and Paleomagnetism, Cap. 5, pg. 229-306, Cambridge University Press, Cambridge.
- Ludwig, K.R., 2003. User's Manual for Isoplot/Ex
- Machado, R., Lana, C., Stevens, G., Souza-Filho, C.R., Reimold, W.U., McDonald, I., 2009. Generation, mobilization and crystallization of impact-induced alkali-rich melts in granitic target rocks: Evidence from the Araguinha impact structure, central Brazil, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73 ,23., 7183-201
- Mackenzie W.S., Donaldson, C.H., Guilford, C., 1995. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Harlow, Longman. 148 p.
- Mantovani, M.S.M., Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., 1988. Geochemical stratigraphy of Paraná continental flood basalts: a contribution from borehole samples. In: Piccirillo, E.M., Melfi, A.J. (Eds), *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects*. Universidade de São Paulo, IAG, pp. 15-24.
- Martin-Hernandez F. e Ferré E., 2007. Separation of paramagnetic and ferrimagnetic anisotropies: A review. *Journal of Geophysical Research B*, 112 (B3), B03105
- Martelli, G., Newton, G., 1977. Hypervelocity cratering and impact magnetisation of basalt. *Nature*, 269 (5628), 478-480.
- Marzo, G.A., Davila, A.F., Tornabene, L.L., Dohm, J.M., Fairén, A.G., Gross, C., Kneissl, T., Bishop, J.L., Roush, T.L., McKay, C.P., 2010. Evidence for Hesperian impact-induced hydrothermalism on Mars. *Icarus*, 208 (2), 667-683

- Masaitis, V.L., Shafranovsky, G.I., Grieve, R.A.F., Langenhorst, F., Peredery, W.V., Therriault, A.M., Balmasov, E.L., Fedorova, I.G., 1999. Impact diamonds in the Suevitic Breccias of the black member of the onaping formation, sudbury structure, Ontario, Canada. *Special Paper of the Geological Society of America*, 339,317-321.
- Masero, W., Schnegg, P.-A., Fontes, S.L., 1994. A magnetotelluric investigation of the Araguainha impact structure in Mato Grosso-Goiás, central Brazil. *Geophysics Journal International*, 116, 366-376.
- Masero, W., Fischer, G., Schnegg, P.-A., 1997. Electrical conductivity and crustal deformation from magnetotelluric results in the region of the Araguainha impact, Brazil. (1997) *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 101 (3-4), 271-289.
- Melosh, H.J., 1979. Acoustic fluidization: a new geologic process? *Journal of Geophysical Research*, 84 (B13),7513-7520.
- Melosh, H. J., 1989. Impact cratering: A geologic process. Oxford University Press, New York, 245pp.
- Melosh, H.J., 1996. Dynamical weakening of faults by acoustic fluidization. *Nature*, 379 (6566), pp. 601-606.
- Melosh, H.J. e Gaffney, E.S., 1983. Acoustic fluidization and the scale dependence of impact crater morphology. *Journal of Geophysical Research*, 88 (Supplement), A830-A834.
- Melosh, H.J., e Ivanov, B., 1999. Impact Crater Collapse: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 27, 385-415.
- Meneses, P. R.; Madeira Netto, J. da S. (orgs.), 2001. Sensoriamento Remoto - Reflexão dos Alvos Naturais. Brasília, Editora UnB. 262 p.
- Milani, E.J., Gonçalves De Melo, J.H., De Souza, P.A., Fernandes, L.A., França, A.B., 2007. Paraná basin [Bacia do paraná]. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15 (2),265-287.
- Mintsa Mi Nguema, T., Trindade, R.I.F., Bouchez, J.L., Launeau, P., 2002. Selective thermal enhancement of magnetic fabrics from the Carnmenellis granite (British Cornwall). *Phys. Chem. Earth* 27, 25-31.
- Mohit, P.S. e Arkani-Hamed, J., 2004. Impact demagnetization of Martian crust. *Icarus*, 168(2), 305-317.
- Mohr-Westheide, T., Reimold, W. U. Riller U., Gibson R. L. 2009. Pseudotachylitic breccia and microfracture networks in Archean gneiss of the central uplift of the Vredefort Impact Structure, *South Africa. South Afr. Journ. Geol.*, 112(1),1-2

- Morgan, J. V., Warner, M. R., Collins, G. S., Melosh, H. J., Christeson, G. L., 2000, Peak ring formation in large impact craters, *Earth and Planetary Science Letters*, 183, 347–354.
- Mutik, N., Kirsimäe, K., Somelar, P., Osinski, G., 2008. Post-impact alteration of surficial suevites in Ries crater, Germany: hydrothermal modification or weathering processes? *Meteor. Planet. Sci.* 43, 1827-1840.
- Nagata, T., 1971. Introductory notes on shock remanent magnetization and shock demagnetization of igneous rocks. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, 89 (1):159-177.
- Nakamura, N., Iyeda, Y., 2005. Magnetic properties and paleointensity of pseudotachylytes from the Sudbury structure, Canada: Petrologic control. *Tectonophysics*, 402 (1-4 SPEC. ISS), 141-152.
- Naumov, M.V., 2005. Principal features of impact-generated hydrothermal circulation systems: mineralogical and geochemical evidence. *Geofluids*, 5, 165-184.
- Nédélec, A., Paquette, J.-L., Yokoyama, E., Trindade, R.I.F., Aigouy, T., Baratoux, D., 2013. In situ U/Pb dating of impact-produced zircons from the Vargeão Dome (Southern Brazil). *Meteoritics and Planetary Science*, 48 (3), 420-431.
- Nishioka, I., Funaki, M., Sekine, T., 2007. Shock-induced anisotropy of magnetic susceptibility: Impact experiment on basaltic andesite. *Earth, Planets and Space*, 59 (12), e45-e48.
- O'Keefe J. D. e Ahrens, T.J., 1993. Planetary cratering mechanics. *J. Geophysics. Res.*, 98 ,E9., 17011–17028.
- O'Keefe, J.D. e Ahrens, T.J., 1999. Complex craters: Relationships of stratigraphy and ringsto impact conditions. *J. Geophys. Res.*, 104(E11), 27,091-27,104.
- Osinski, G.R., 2004. Impact melt rocks from the Ries structure, Germany: An origin as impact melt flows? *Earth and Planetary Science Letters*. 226 (3-4), 529-543.
- Osinski, G.R., e Spray, J.G., 2005. Tectonics of the Haughton impact event, Devon Island, Canadian High Arctic: *Meteoritics and Planetary Science*, 40, 1813-1834.
- Osinski, G.R., Spray, J.G., Lee, P., 2001. Impact-induced hydrothermal activity within the Haughton impact structure, arctic Canada: Generation of a transient, warm, wet oasis. *Meteoritics and Planetary Science*, 36 (5), 731-745.
- Osinski, G.R., Grieve, R.A.F., Collins, G.S., Marion, C., Sylvester, P., 2008. The effect of target lithology on the products of impact melting. *Meteoritics and Planetary Science*, 43 (12), 1939-1954.

- Osinski, G.R., Tornabene, L.L., Banerjee, N.R., Cockell, C.S., Flemming, R., Izawa, M.R.M., McCutcheon, J., Parnell, J., Preston, L.J., Pickersgill, A.E., Pontefract, A., Sapers, H.M., Southam, G., 2013. Impact-generated hydrothermal systems on Earth and Mars. *Icarus*, 224 (2), 347-363.
- Palme, H., 1982. Identification of projectiles of large terrestrial impact craters and some implications for the interpretation of Ir-rich Cretaceous/Tertiary boundary layers. *Geological Implications of Impacts of Large Asteroids and Comets on Earth*, 190, 223-233.
- Palme, H., Grieve, R.A.F., Wolf, R., 1981. Identification of the projectile at the Brent crater, and further considerations of projectile types at terrestrial craters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45 (12), 2417-2424.
- Paquette, J.L., Tiepolo, M., 2007. High resolution (5 μm) U-Th-Pb isotope dating of monazite with excimer laser ablation (ELA)-ICPMS. *Chemical Geology*, 240 (3-4), 222-237.
- Patiño Douce, A.E., Beard, J.S., 1996. Effects of P, f(O₂) and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes. *J. Petrol.* 37, 999-1024.
- Pesonen, L.J., Deutsch, A., Hornemann, U., Langenhorst, F., 1997. Magnetic properties of diabase samples shocked experimentally in the 4.5 to 35 GPa range. 28th Lunar and Planetary Science Conference, pp. 1087-1088.
- Piccirillo E.M., Comin-Chiaramonti P., Melfi A.J., Stolfa D., Bellieni G., Marques L.S., Giaretta A., Nardy A.J.R., Pinese J.P.P., Raposo M.I.B. and Roisenberg A. 1988. Petrochemistry of continental flood basalt-rhyolite suites and related intrusives from the Paraná Basin (Brazil). In *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin*, edited by Piccirillo E.M., and Melfi A.J. IAG-USP, São Paulo, Brazil, pp 107-156.
- Piccirillo E.M., and Melfi A.J. 1988. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin*. IAG-USP, São Paulo, Brazil, 600pp.
- Pierazzo, E., Vickery, A.M., Melosh, H.J., 1997. A reevaluation of impact melt production. *Icarus*, 127 (2), 408-423.
- Pike, R.J., 1980. Control of crater morphology by gravity and target type: Mars, Earth, Moon. (*Geochimica et Cosmochimica Acta*, Supplement, 14 (3), 2159-2189)
- Pilkington, M. e Grieve, R.A.F., 1992. The geophysical signature of terrestrial impact craters. *Rev. Geophys.*, 30(2), 161-181.
- Pilkington, M. e Hildebrand, A.R., 2003. Transient and disruption cavity dimensions of complex terrestrial impact structures derived from magnetic data. *Geophys. Res. Lett.*, 30(21), 2087.
- Reimold, W. U. 1995. Pseudotachylite in impact structures — generation by friction melting and shock brecciation? A review and discussion. *Earth Sci. Rev.* 39, 247–265.

- Reimold, W. U. 1998. Exogenic and endogenic breccias: a discussion of major problematics. *Earth-Sci. Rev.* 43, 25–47.
- Reimold, W. U., Gibson, R.L. 2005. “Pseudotachylite” in large impact structures. *Impact Tectonics* (eds. C. Koeberl and H. Henkel), *Impact Studies Series*, vol. 6, *Springer-Verlag*, 1-53.
- Reimold, W. U., Gibson, R. L. 2006. The melt Rocks of the Vredefort Impact Structure - Vredefort granophyre and pseudotachylitic breccias: implications for impact cratering and the evolution of the Witwatersrand Basin. *Chem. Erde*, 66,1–35.
- Renne, P.R., Mundil, R., Balco, G., Min, K., Ludwig, K.R., 2010. Joint determination of 40K decay constants and 40Ar*/40K for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for 40Ar/39Ar geochronology. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74 (18), 5349-5367
- Robertson, D.J. e France, D.E., 1994. Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetization acquisition curves. *Phys. Earth Plan. Inter.*, 82(3-4), 223-234.
- Rochette, P., Lorand, J.P., Fillion, G., Sautter, V., 2001. Pyrrhotite and the remanent magnetization of SNC meteorites: a changing perspective on Martian magnetism. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 190(1-2), 1-12.
- Rochette, P., Fillion, G., Ballou, R., Brunet, F., Ouladdiaf, B. & Hood, L., 2003. High pressure magnetic transition in pyrrhotite and impact demagnetization on Mars. *Geophys. Res. Lett.*, 30(13), 1683.
- Rochette, P., Weiss, B.P., Gattacceca, J., 2009. Magnetism of extraterrestrial materials. *Elements*, 5 (4), 223-228.
- Roddy, D.J., 1979, Structural deformation at Flynn Creek impact crater, Tennessee: Lunar and Planetary Science Conference 10, Houston: New York, *Pergamon Press*, 2519–1534.
- Rosenberg, C., Handy, M.R., 2005. Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust. *J. metamorphic Geol.* 23, 19-28.
- Rutter, E.H., 1997. The influence of deformation on the extraction of crustal melts: a consideration of the role of melt-assisted granular flow. In: Holness, M.B. (ed.), *Deformation-enhanced fluid transport in the Earth’s crust and mantle*. *Chapman & Hall*, London, p. 82-10.

- Rutter, E.H., Neumann, D.H.J., 1995. Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions with applications for the extraction of granitic magmas. *J. Geophys. Res.* 100, 15681-15695.
- 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, R.V., Souza, P.A., de Alvarenga, C.J.S., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., de Oliveira, C.G., de Araújo, L.M., 2006. Shrimp U-Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Research*, 9 (4):456-463.
- Secco L., Carbonin S., Dal Negro A., Mellini M. and Piccirillo E.M. 1988. Crystal chemistry of pyroxenes from basalts and rhyodacites of the Paraná Basin (Brazil). In *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin*, edited by Piccirillo E.M., and Melfi A.J. *IAG-USP*, São Paulo, Brazil, pp 107-156.
- Scott, R.G., K. Benn, K., 2001. Peak-ring rim collapse accommodated by impact melt-filled transfer faults, Sudbury impact structure, Canada, *Geology*, 29 ,8., 747-750,
- Senft, L.E. e Stewart, S.T., 2009. Dynamic fault weakening and the formation of large impact craters. *Earth and Planetary Science Letters*, 287 (3-4): 471-482.
- Scherer, C. 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in Southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology*, 137 , 63-84
- Schulze-Makuch, D., Dohm, J.M., Fan, C., Fairén, A.G., Rodriguez, J.A.P., Baker, V.R., Fink, W., 2007. Exploration of hydrothermal targets on Mars. *Icarus*, 189 (2), 308-324.
- Shoemaker, E.M., 1977. Why study impact craters? em Roddy, D.J., et al., (eds.) *Impact and Explosion Cratering*, Pergamon, New York, 1-10.
- Silva, D., Lana, C., Stevens, G., Souza Filho, C.R, 2011. Effects of shock-induced incongruent melting within Earth's crust: the case of biotite melting. *Terra Nova* 23 (4), 225-231.
- Spray, J.G., 2010. Frictional melting processes in planetary materials: From hypervelocity impact to earthquakes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 38, 221-254.
- Spray, J.G., Thompson, L.M., Biren, M.B., O'Connell-Cooper, C., 2010. The Manicouagan impact structure as a terrestrial analogue site for lunar and martian planetary science. *Planet. Space Sci.* 58, 538-55.
- Spray, J.G., Butler, H.R., Thompson, L.M, 2004. Tectonic influences on the morphometry of the Sudbury impact structure: Implications for terrestrial cratering and modeling. *Meteoritics and Planetary Science*, 39 (2), 287-301.

- Srnka, L.J., Martelli, G., Newton, G., Cisowski, S.M., Fuller, M.D., Schaal, R.B., 1979. Magnetic field and shock effects and remanent magnetization in a hypervelocity impact experiment. *Earth and Planetary Science Letters*, 42 (1), 127-137.
- Srogi, L., Lutz, T.M., 1996. The role of residual melt migration in producing compositional diversity in a suite of granitic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 144, 563-576.
- Steiger, R.H. e Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Earth and Planetary Science Letters*, 36 (3),359-362.
- Stoffler, D. e Langenhorst, F., 1994.Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: I. Basic observation and theory. *Meteoritics*, 29 (2),155-181.
- Szabó, E., Halls, H.C., 2006.Deformation of the Sudbury Structure: Paleomagnetic evidence from the Sudbury breccias. *Precambrian Research*, 150 (1-2):,27-48.
- Tarling, D.H.e Hrouda, F., 1993. The Magnetic Anisotropy of Rocks. *Chapman and Hall*, London. 217 pp.
- Tauxe L., 2005. Lectures in Paleomagnetism, <http://earthref.org/MGIC/books/Tauxe/2005/>
- Tauxe, L., Mullender T.A.T., Pick T.P., 1996. Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *J. Geophys. Res.*, 101(B1), 571-583.
- Tera, F., Wasserburg, G.J., 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 14 (3), 281-304.
- Theilen-Willige, B., 1981. The Araguainha impact structure, Central Brazil, *Rev. Bras.Geociências*, 11: 91-97.
- Thomas, J.B., Watson, E.B., Spear, F.S., Shemella, P.T., Nayak, S.K., Lanzirrotti, A., 2010. TitaniQ under pressure: The effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160 (5), 743-759.
- Tohver E., Lana C., Cawood P.A., Fletcher I.R., Jourdan F., Sherlock S., Rasmussen B., Trindade R.I.F., Yokoyama E., Souza Filho C.R., Marangoni, Y. 2012. Geochronological constraints on the age of a Permo-Triassic impact event: U-Pb and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ results for the 40 km Araguainha structure of central Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 86,214-227.
- Tong, C. H., Lana, C., Marangoni, Y. R, Elis, V.R. , 2010. Geoelectric evidence for centripetal resurge of impact melt and breccias over central uplift of Araguainha impact structure, *Geology*, 38 (1), 91-94

- Tosca, N.J., Knoll, A.H., McLennan, S.M., 2008. Water activity and the challenge for life on early mars. *Science*, 320 (5880), 1204-1207.
- Trindade, R.I.F., Raposo, M.I.B., Ernesto, M., Siqueira, R., 1999. Magnetic susceptibility and partial anhysteretic remanence anisotropies in the magnetite-bearing granite pluton of Tourão, NE Brazil. *Tectonophysics*, 314 (4):443-468.
- Trindade, R.I.F., J-L. Bouchez, O. Bolle, A. Nédélec, A. Peschler, and F. Poitrasson (2001), Secondary fabrics revealed by remanence anisotropy: methodological analysis and examples from plutonic rocks, *Geophys. J. Int.*, 147, 310–318
- Vandamme, D., 1994. A new method to determine paleosecular variation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 85, 131-142.
- van de Meer, F. , 1996. Spectral mixture modelling and spectral atratigraphy in carbonate lithofacies mapping. In: ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 51,150-162.
- Vasconcelos, M. A. R., 2007. Caracterização geofísica da estrutura de impacto de Araguainha, MT/GO. Dissertação de Mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Wang X., Griffin W.L., Chen J., Huang P., and Li X. U and Th content and Th/U ratios of zircons in felsic and mafic magmatic rocks: improved zircon-melt distribution coefficients. *Acta Geologica Sinica*, 85, 164-174.
- Wark, D.A., Watson, E.B., 2006. TitaniQ: A titanium-in-quartz geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152 (6),743-754.
- Wasilewski, P., 1976. Shock-loading meteoritic b.c.c. metal above the pressure transition: Remanent-magnetization stability and microstructure. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 11 (3),P5-P11.
- Whitney D.L., and Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
- Wünnemann, K., Ivanov, B.A.,2003. Numerical modeling of crater depth-diameter dependence in acoustically fluidized target, *Planetary and Space Science*, 51(13),831–854.
- Wünnemann, K., Collins, G.S., Osinski, G.R., 2008. Numerical modelling of impact melt production in porous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 269 (3-4), 529-538.
- Yokoyama, E., Trindade, R.I.F., Lana, C.C., Souza-Filho, C.R., Baratoux, D., Marangoni, Y.R., Tohver, E., 2012. Magnetic fabric of Araguainha complex structure (Central Brazil): implications for deformation mechanisms and central uplift formation. *Earth and Planetary Science Letters*, 331-332, 347-359.

Zieg, M.J. e Marsh, B.D., 2005. The Sudbury Igneous Complex: Viscous emulsion differentiation of a superheated impact melt sheet. *GSA Bulletin*, 117(11-12), 1427-1450.

Zijderveld, J.D., 1967. Natural remanent magnetizations of Exeter volcanic traps (Permian Europe). *Tectonophysics*, 4(2), 121-153.

Anexos

Anexo 1



Magnetic fabric of Araguinha complex impact structure (Central Brazil): Implications for deformation mechanisms and central uplift formation

E. Yokoyama ^{a,*}, R.I.F. Trindade ^a, C. Lana ^b, C.R. Souza Filho ^c, D. Baratoux ^d, Y.R. Marangoni ^a, E. Tohver ^e

^a Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Rua do Matão, 1226, 05508-090, Brazil

^b Departamento de Geologia (DEGEO), Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), Ouro Preto 35400-000, Minas Gerais, Brazil

^c Departamento de Geologia e Recursos Naturais, Instituto de Geociências, UNICAMP, 13083-970, Brazil

^d Observatoire Midi-Pyrénées, Laboratoire Dynamique Terrestre et Planétaire, UMR 5562, CNRS & Université Paul Sabatier, 14, Avenue Edouard Belin, 31 400, Toulouse, France

^e Tectonics Special Research Center, University of Western Australia, 35 Stirling Highway, Crawley, WA 6009, Australia

ARTICLE INFO

Article history:

Received 14 April 2011

Received in revised form 26 October 2011

Accepted 5 January 2012

Available online 18 May 2012

Editor: L. Stixrude

Keywords:

complex impact crater
weakening mechanism
microstructures
magnetic anisotropy
Araguinha

ABSTRACT

The weakening mechanisms involved in the collapse of complex impact craters are controversial. The Araguinha impact crater, in Brazil, exposes a complex structure of 40 km in diameter, and is an excellent object to address this issue. Its core is dominated by granite. In addition to microstructural observations, magnetic studies reveal its internal fabric acquired during the collapse phase. All granite samples exhibit impact-related planar deformation features (PDFs) and planar fractures (PFs), which were overprinted by cataclasis. Cataclastic deformation has evolved from incipient brittle fracturing to the development of discrete shear bands in the center of the structure. Fracture planes are systematically decorated by tiny grains (<10 μm) of magnetite and hematite, and the orientation of magnetic lineation and magnetic foliation obtained by the anisotropies of magnetic susceptibility (AMS) and anhysteretic remanence (AAR) are perfectly coaxial in all studied sites. Therefore, we could track the orientation of deformation features which are decorated by iron oxides using the AMS and AAR. The magnetic fabrics show a regular pattern at the borders of the central peak, with orientations consistent with the fabric of sediments at the crater's inner collar and complex in the center of the structure. Both the cataclastic flow revealed from microstructural observations and the structural pattern of the magnetic anisotropy match the predictions from numerical models of complex impact structures. The widespread occurrence of cataclasis in the central peak, and its orientations revealed by magnetic studies indicate that acoustic fluidization likely operates at all scales, including the mineral scales. The cataclastic flow made possible by acoustic fluidization results in an apparent plastic deformation at the macroscopic scale in the core.

© 2012 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Impact cratering is a major geological process affecting the surface of rocky planets (French, 1998). The scars left on the Earth by the impact of asteroids and comets have a large range of sizes from a few meters to hundreds of kilometers. The largest impact craters exhibit a complex geometry comprising a central uplifted area that stand above a flat floor that is in turn surrounded by annular basins and annular rings (e.g., Grieve and Theriault, 2000). This morphology is acquired in a modification stage occurring in a short period of time after the impact (typically in the order of a few minutes). The overall geometry and internal structure of these complex craters seems to be largely dependent on the composition, strength and pre-existing structures of the target rocks (e.g., Collins et al., 2008; Lana et al., 2003), and to a lesser extent on the impact angle. Nevertheless, the

mode of target rock deformation during transient cavity collapse and central uplift formation is not well understood and is still subject of debate in the literature. Several mechanisms may account for the collapse of complex craters, including frictional melt (Dence et al., 1977), thermal softening (O'Keefe and Ahrens, 1999), acoustic fluidization (Melosh, 1979; Melosh and Ivanov, 1999) and dynamic faulting (Senft and Stewart, 2009). All mechanisms, when incorporated in numerical models, can yield similar crater morphologies (e.g. Collins and Wünnemann, 2005; Goldin et al., 2006; Wünnemann and Ivanov, 2003). On the other hand, the effects of these mechanisms can differ at the macroscopic and microscopic scales, producing different styles of structures, as well as different deformation partitioning in the shocked rocks (i.e., penetrating vs. localized deformation).

Studies of the deformation mechanisms on complex craters are mainly based on field mapping, structural geological data and petrographic descriptions. Nonetheless, a consensus about operating mechanisms during the collapse of impact craters has not been reached from these geological observations. In the past two decades,

* Corresponding author.

E-mail address: elder@iag.usp.br (E. Yokoyama).

studies of magnetic anisotropy have been widely used to understand the deformation of complex terranes (e.g., Borradaile and Henry, 1997; Sen and Mamtani, 2006; Tarling and Hrouda, 1993 and references therein), but its use in characterizing the deformation of rocks in the context of an impact crater is incipient. This technique has been successfully applied to the structural analysis of the Sudbury crater (Canada). At Sudbury the fabrics of melt dikes were interpreted in terms of crater collapse mechanisms (e.g. Scott and Benn, 2002; Scott and Spray, 1999), whereas the host-rock fabrics were considered to be strongly modified by the tectonic events that took place long after the impact (e.g. Hirt et al., 1993). More recently, magnetic anisotropy techniques were applied on the study of the granitic core of Vredefort crater, in South Africa (Carpurzen et al., 2012). The magnetic fabric shows in this case random directions that do not correlate with the observed magmatic or metamorphic fabrics. According to Carpurzen et al. (2012) in these rocks, random high-intensity magnetizations resulted from lightning strikes.

In an effort to better understand the target-rock deformation during transient cavity collapse and central uplift formation, we have studied

the granitic rocks belonging to the central uplift of the Araguaiha complex structure, the largest impact crater in South America (Lana et al., 2007, 2008). It is a rare example of a moderately eroded complex impact structure that contains a well-exposed central uplift and two concentric annular rings (Fig. 1B). Despite a little occurrence of metamorphic rocks (phyllites), the target-rocks (granitic and sedimentary rocks) were not tectonically deformed before the impact, and there is no post-impact deformation. Good rock exposures across the central uplift area appear therefore perfectly suited to study the central uplift deformation mechanism (Lana et al., 2008). We focus on the internal fabric of the granitic rocks (Fig. 1), revealed from field-based structural measurements, microscopic observations and magnetic anisotropy data, providing insights into the softening mechanisms operating during the collapse of complex impact craters.

2. Background

The 245 Ma Araguaiha impact structure has a rim-to-rim diameter of about 40 km. It is located at the boundary of Mato Grosso and Goiás states (16°47'S and 52°59'W), in central Brazil (Fig. 1A). The

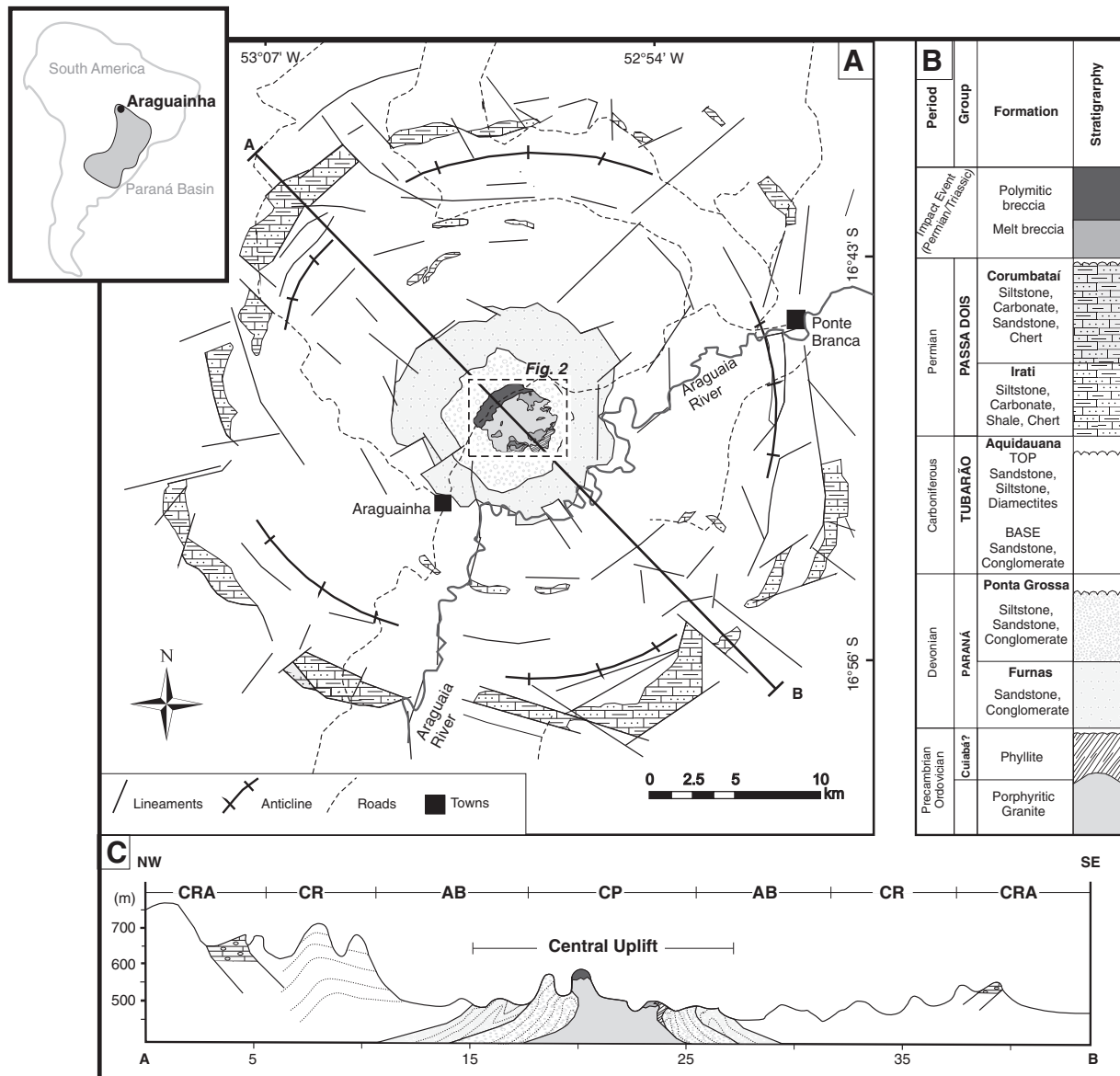


Fig. 1. (A) Geological map of the Araguaiha impact structure; (B) simplified stratigraphic column expected inside and outside the structure; (C) NW–SE rim-to-rim cross-section, showing topography and lithological variations across the structure. CRA = crater rim area; CR = concentric rings; AB = annular basin (AB); CP = central peak. Modified from Lana et al. (2007).

Araguinha impact is regarded as one of the most violent and catastrophic events in the history of the Paraná Basin (Lana et al., 2006) and excavated more than 2000 m of Ordovician to Permian–Triassic sedimentary rocks down to the crystalline basement producing a structural uplift of about 2.5 km high (Fig. 1C) (e.g., Engelhardt et al., 1992; Lana et al., 2006). Previous authors (Theilen-Willige et al., 1982; Lana et al., 2006, 2007) have divided the structural and morphological features of Araguinha into four domains (Fig. 1C): crater rim area (CRA); concentric rings (CR); annular basin (AB); and central peak (CP).

The crater rim area, located at 20–22 km from the center of the crater is characterized by kilometer-scale blocks with accurate geometry of variably deformed rocks from Passa Dois Group and Aquidauana Formation. These blocks are controlled by steep concentric normal faults and km-scale scale folding with vergence towards the center of the crater. Structural and remote sensing data (Thematic Mapper and ASTER) reveal an annular ring area comprising two main ring features at 10–12 km (inner collar) and 14–18 km (outer collar) from the center of the structure (Lana et al., 2007, 2008). The rings form ridges or aligned hills that surround the annular basin. Structural data collected on both the inner collar and the outer collar show a concentric pattern. Several radial faults affect the outer collar, with lateral displacements of 500 m to 2 km. The inner collar is also affected by radial faults, but with smaller lateral displacements (Lana et al., 2008).

The central uplift is characterized by a 5 km wide annular basin and a 6–7 km wide central peak described in detail by Engelhardt et al. (1992) and Lana et al. (2007, 2008). The annular basin is a flat depression formed by sandstones and conglomerates of Ponta Grossa and Furnas Formations, situated between the concentric rings and the central peak. The central peak consists of a 4–5 km wide core of porphyritic granite and a 1–2 km wide collar of upright to overturned sediments of the Furnas Formation. Although erosion has removed much of the impact-related materials, many impact melt rocks and polymict breccia deposits are still preserved in the central peak (e.g., Engelhardt et al., 1992; Hammerschmidt and von Engelhardt, 1995; Lana et al., 2008). Several lines of evidence suggest a 2–2.5 km excavation depth at the center of the Araguinha crater. These include petrographic studies of Engelhardt et al. (1992) indicating temperatures in excess of 2000 °C for impact melts and pressures above 20 GPa in clasts of polymict breccia, as well as the stratigraphic study of target rocks inside and outside the impact structure (Lana et al., 2007) showing that the impact has affected a sedimentary column of more than 1800 m thickness and also part of the crystalline basement.

3. Samples and methods

We performed a detailed mapping of the central peak comprising 190 observational points. The field-based description was complemented by the observation under the microscope of 50 thin sections for the petrographic and microstructural characterization of the different units in the central uplift. The previous lithological unit scheme of Engelhardt et al. (1992) was generally followed in our work. Magnetic studies were performed for 42 sites (Fig. 2). At each site two to four 2.5-cm-diameter oriented cores were collected with a portable rock drill and further cut into three to five 2.2 cm in height specimens, providing a total of 387 specimens.

Our magnetic studies focus on the magnetic anisotropy of the rock, including the anisotropy of magnetic susceptibility and the anisotropy of anhysteretic remanence magnetic susceptibility (k) reflects how much a material is magnetized in presence of an inducing magnetic field (Tarling and Hrouda, 1993). The intensity of the induced magnetization (M_i) with respect to the inducing field (H_i) is expressed through a second-order symmetrical tensor (k), with $M_i = (k) \cdot H_i$. Note that (k) is an intrinsic property of the rock

and depends only on the magnetic properties of its constituent minerals and their degree of alignment. The AMS is obtained by measuring the magnetic susceptibility of a rock sample at low magnetic fields in different orientations in order to define the intensity and orientation of the three principal axes $k_{\max} \geq k_{\text{int}} \geq k_{\min}$. The three main axes are usually represented as an ellipsoid analogous to the strain ellipsoid, with k_{\max} parallel to the 'magnetic lineation' and k_{\min} normal to the 'magnetic foliation' (Rochette et al., 1992; Tarling and Hrouda, 1993). These magnetofabric elements are easily correlated, respectively, to the classical 'lineation' and 'foliation' of Structural Geology. The shape of the anisotropy ellipsoid can be described by two parameters: the degree of anisotropy P (computed as the ratio of k_{\max} to k_{\min}), and the parameter T of Jelinek (1981), used to discriminate between prolate ($T < 0$) and oblate ellipsoids ($T > 0$). In this work, the AMS was determined for all granite samples in a KLY4S Kappabridge susceptometer (Agico Ltd.).

In addition to the AMS, we have measured the anisotropy AAR in order to isolate the anisotropy of ferromagnetic minerals (e.g., Jackson, 1991; Martín-Hernández and Ferré, 2007; Trindade et al., 2001a). The study of the AAR is essential to discriminate the magnetofabric of the ferromagnetic mineral fraction. While the AMS is carried by all minerals in the rock (diamagnetic, paramagnetic and ferromagnetic), the AAR is carried only by the ferromagnetic fraction (i.e., iron oxides and sulfides). In our study, the AAR was induced using a LDA-AMU1 magnetizer (Agico Ltd.) with a DC field of 100 μT and a peak-field of 50 mT, which encompasses most of the remanent coercivity spectra in studied samples (details see Section 4.3). Remanent magnetization after each inducing step was measured with a JR6A magnetometer (Agico Ltd.). For a test site (AE2) we have used 6, 9, 12 and 18 position schemes and estimated the best AAR tensors from least-squares fitting following Trindade et al. (2001b). Since all schemes yielded coherent results we have used the most time-effective six position scheme for the rest of the sites. For each site, the average anisotropy tensor was obtained using the tensor statistics of Jelinek (1981) on nine to twelve specimens for AMS data and from five specimens for AAR data. It is worth noting that other statistical methods applied to the same set of samples, such as the bootstrap method of Constable and Tauxe (1990) or the Monte-Carlo method of Lienert (1991) yield very similar results within error limits.

The study of magnetofabrics must be complemented by additional analyses that enable the identification of the minerals that control both the magnetic susceptibility and the magnetic remanence. This was done through hysteresis cycles, thermomagnetic curves, isothermal remanence (IRM) acquisition curves, and scanning electron microscope (SEM) observations. Hysteresis measurements were performed in a MicroMag VSM (Princeton Instruments corp.) up to 1500 mT at room temperature. Thermomagnetic curves were obtained through heating and cooling cycles from room temperature up to 700 °C in a CS3 furnace coupled with a KLY4S Kappabridge susceptometer (Agico Ltd.). Experiments were done in argon atmosphere to inhibit alteration during heating. IRM acquisition was performed up to 2800 mT with a very detailed routine, which comprises more than 40 measuring steps using a pulse magnetizer MPM10 (Magnetic Measurements Ltd.) and a spinner magnetometer (Molspin Ltd.). SEM observations were done in carbon-coated samples using LEO 430i and LEO 440i Cambridge microscopes coupled with Leica EDS analyzers.

4. Results

4.1. Petrography and microstructures

The porphyritic granite is the dominant lithology exposed on the inner part of the central uplift. A predominantly massive structure preserving the magmatic textures is systematically observed at each outcrop (Fig. 3A). This granite is composed of alkali-feldspar

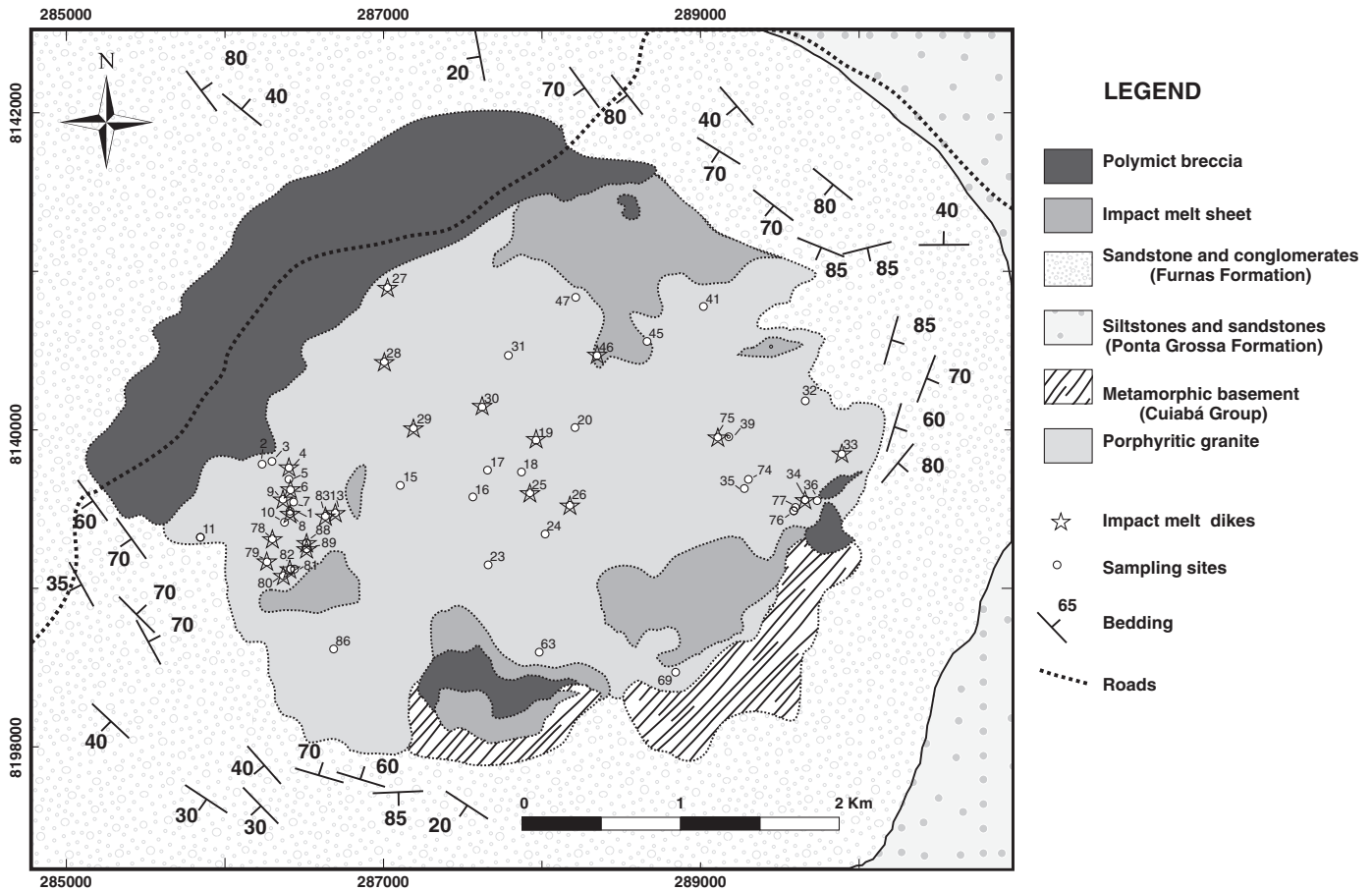


Fig. 2. Geological map of the central peak of Araguainha, showing the exposed target rocks, related impact-materials and structures. White circles (and numbers) represent the sampling sites. Note that the stars represent the sites where melt-dikes occur.

megacrysts, 1 to 3 cm in size, in a coarse-grained matrix of alkali-feldspar, plagioclase, biotite, and quartz with accessory minerals such as zircon, tourmaline, and opaque minerals. The euhedral/sub-euhedral megacrysts of orthoclase commonly exhibit inclusions of quartz, plagioclase and biotite. Alkali-feldspar crystals in the matrix are 2 to 6 mm in size and usually contain inclusions of anhedral quartz, biotite and muscovite. The plagioclase varies in shape from sub-euhedral to anhedral and often exhibits fractures. We have identified at least two generations of quartz. The first occurs as fine inclusions or myrmekite associated with alkali-feldspar rims and rarely exhibits evidence of shock deformation. The second population comprises large grains with shock deformation features, such as planar fractures (PFs) and planar deformation features (PDFs). The biotite grains are predominantly anhedral, with very different sizes, reaching up to 3 mm, sometimes presenting kink bands or shattered grains (Fig. 3B).

Shock metamorphism features in granite samples are overprinted by brittle and cataclastic microstructures, which comprise: (i) pervasive fracturing with localized micro-faults (Fig. 4A, B); (ii) discrete cataclastic bands (Fig. 4C, D); (iii) cataclastic bands forming an interconnected network (Fig. 4E). The distribution of these microstructures throughout the central peak is shown in Fig. 4F.

Pervasive microfracturing is observed in almost all sites and consists of opening and displacement of planar fractures in quartz and their propagation into other minerals. These microstructures are irregular and form 10–60 μm wide corridors filled with angular to sub-angular microclasts of a few millimeters in size embedded into a fine matrix (Fig. 4A). These fractures are locally filled with thin films of quenched melt and carry a substantial amount of iron-oxide grains (see also Machado et al., 2009). In some cases, the

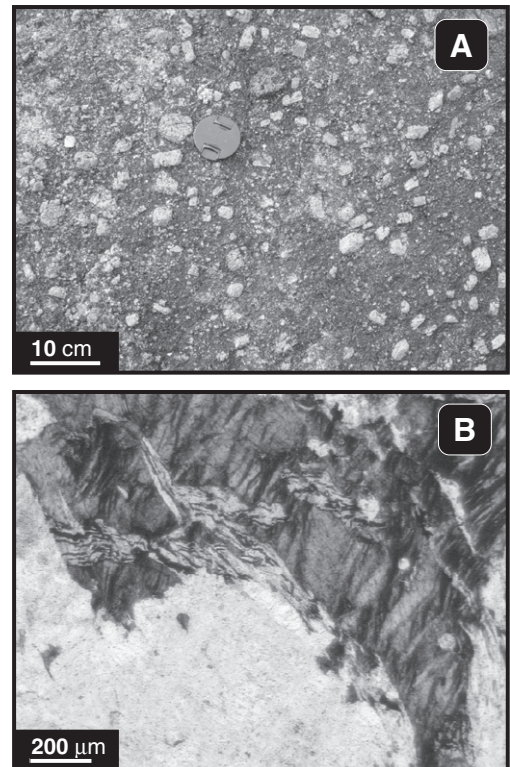


Fig. 3. (A) Typical texture of the porphyritic granite; and (B) photomicrograph of kinked and shattered biotite.

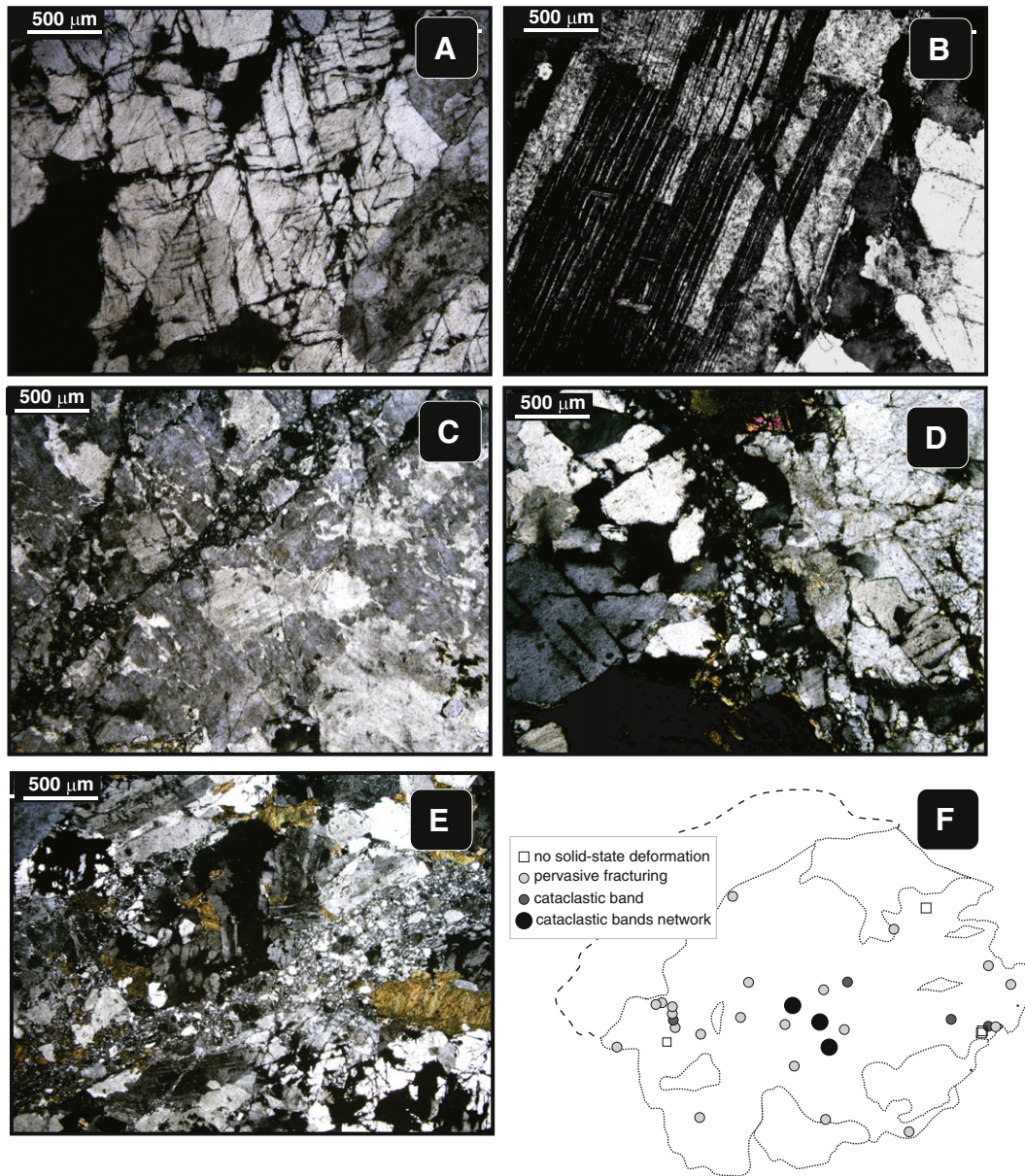


Fig. 4. Photomicrographs of microstructures in the porphyritic granite. (A) Pervasive fractured texture; (B) microfault in plagioclase crystal displacing polysynthetic twinning. (C) Cataclastic bands in k-feldspar megacrystal; (D) detail of (C) showing the clast range size and the clast shapes. (E) Interconnected shear bands; (F) map of microstructure distribution.

displacement of these fractures results in propagation of microfaults, which are well marked in plagioclase crystals by the displacement of polysynthetic twinning (Fig. 4B). The apparent displacement varies from tens of micrometers to a few millimeters. These fault planes usually exhibit a fine-grained comminuted matrix produced by mechanical abrasion during fault movements.

At some sites, microfaults form discrete cataclastic bands (Fig. 4C). Along these bands, mineral fragments show strong size reductions down to 1 μm or less, forming a very fine matrix. In most cases, the walls of the cataclastic bands are well defined and form 15–150 μm wide corridors filled with angular to sub-angular microclasts of a few millimeters in size immersed into a very fine matrix (Fig. 4D). These microclasts usually show an incipient imbrication, which is well defined at the band edges. In some cases, however, the bands have a diffuse contact with a gradational grain size reduction from the surrounding cataclastic granite. It is interesting to stress that the roundness of clasts and the width of the bands are similar to those observed in tectonic cataclastic granites (Lin, 1999). At some places,

these structures are accompanied by bent of twin lamellae in isolated plagioclase clasts and chess-board extinction in quartz clasts suggesting that brittle-ductile deformation occurred, at least locally. In the core of the central peak, cataclastic bands with widths of hundreds of micrometers up to a few millimeters form an irregular and interconnected network (Fig. 4E). Strongly asymmetric clasts, intensely fractured and micro-faulted are usually observed within these zones. This network of cataclastic bands postdate the pervasive cataclasis observed in almost all sites, likely resulting from increased localization of the shear stress, which modify and connect the cataclastic bands.

4.2. Magnetic anisotropy

The mean magnetic susceptibility ($k_m = (k_{\text{max}} + k_{\text{int}} + k_{\text{min}})/3$) in the porphyritic granite ranges from 60 to 416 μSI (average of 202 μSI); k_m values between 100 and 300 μSI are found in 86% of

the sites (Table 1, 1S and Fig. 5). The anisotropy degree P ranges from 1.02 to 1.16 (average of 1.08), with 74% of the specimens within the 1.05–1.10 interval (Fig. 5). The P value distribution throughout the area does not exhibit any particular trend even though microstructures indicate higher strains on the inner part of the Central Peak (CP). The shape parameter T varies within a wide range, from -0.74 to 0.96 (average of 0.50), but oblate AMS ellipsoids are largely dominant for higher P values where the ellipsoid is better resolved (Fig. 6).

As expected from its dominantly oblate shape, the AMS fabric of the Araguainha granite shows well-defined foliations for all studied sites (Fig. 6). This is shown by the small values of the semi-angle of the major and minor axes of the 95% confidence ellipses for k_{\min} (e and z values in Table 1, 1S). For some sites k_{\min} and also k_{\max} show strong clustering. In order to define the reliability of the magnetic fabrics (foliation and lineation), we arbitrarily set the cut-off to accept an AMS data parameter at $e < 30^\circ$ (see Table 1, 1S).

The AMS foliation pattern defines two structural domains: (i) the margin of the granitic core, surrounding the collar of Furnas Formation

sandstones in the central uplift area and (ii) the central sector of the Araguainha granite represented by the sites 15–20, 23–26 and 29–31 (which coincides with the geographic center of the impact structure). The first domain shows a coherent structural pattern with foliations presenting concentric strikes and moderate to steep dips. In the west, southeast and east sectors of the marginal area, the foliations dip predominantly outwards, while in the south and southeast sectors the foliations dip inwards. By contrast the dip angles of foliations in the central sector vary strongly between neighboring sites, but trend dominantly towards the geographic center (nine out of thirteen sites) (Fig. 7). In several sites AMS lineation is undefined because of the predominantly planar nature of AMS ellipsoids (Fig. 6). Where lineations can be obtained they follow the same pattern observed for foliations. In the marginal zone they show a relatively homogeneous pattern, being characterized by orientations tangential to the borders of the granite core with gentle to moderate plunges (Fig. 7). In contrast, the central area shows a complex lineation pattern (Fig. 7), with strong variations in both their orientation and dip.

Table 1
AMS data from Araguainha granitic core.

Site	Localization UTM coordinates	Mean AMS parameters							Jelinek Tensor								
		Nc (mSI)	Ns	k_m	L	F	P	T	k_{\max}		error		k_{\min}		error		
									Dec ($^\circ$)	Inc ($^\circ$)	z	e	Dec ($^\circ$)	Inc ($^\circ$)	z	e	
<i>Margin area domain</i>																	
1B		2	3	142.20	1.01	1.02	1.04	0.39	–	–	–	–	–	–	–	–	–
2		3	12	160.32	1.02	1.04	1.06	0.46	128	12	34	9	34	18	10	6	
3A		3	8	256.11	1.01	1.04	1.05	0.59	143	18	15	7	45	24	8	4	
3B		2	4	214.46	1.01	1.05	1.06	0.59	–	–	–	–	–	–	–	–	
4		3	6	243.98	1.02	1.04	1.06	0.44	174	26	19	4	57	44	12	3	
5		3	10	222.14	1.01	1.06	1.07	0.74	174	35	29	4	40	45	6	3	
6A		2	6	170.33	1.02	1.05	1.06	0.49	149	19	44	6	52	20	9	5	
7		4	14	238.01	1.02	1.05	1.06	0.45	176	2	48	4	85	34	12	4	
10		3	13	161.71	1.02	1.08	1.10	0.57	23	9	14	7	117	27	7	5	
11		3	11	205.43	1.02	1.13	1.15	0.74	214	33	14	3	78	48	5	2	
12		3	7	416.12	1.01	1.07	1.07	0.79	36	72	30	5	145	6	13	5	
13		2	6	253.52	1.02	1.07	1.08	0.59	164	34	7	3	34	44	4	3	
32		3	10	126.16	1.02	1.04	1.06	0.18	24	3	11	4	278	77	12	4	
33		3	10	175.42	1.01	1.06	1.08	0.63	58	0	13	8	148	26	10	4	
34B		3	10	142.11	1.02	1.05	1.07	0.31	22	12	12	8	115	8	14	6	
35		3	12	185.73	1.02	1.07	1.09	0.61	4	40	20	5	128	33	7	4	
36		3	5	759.94	1.00	1.02	1.02	0.78	17	73	32	2	277	3	5	2	
37B		3	9	116.06	1.03	1.09	1.12	0.52	52	1	24	5	143	28	6	3	
41		3	7	204.96	1.01	1.03	1.04	0.33	326	54	12	6	154	35	9	6	
45		3	9	160.70	1.01	1.08	1.10	0.68	350	34	63	2	163	56	6	2	
47		3	9	159.01	1.01	1.08	1.10	0.69	145	33	21	5	326	57	15	5	
63		3	10	60.23	1.03	1.02	1.05	-0.09	358	32	12	6	148	54	20	5	
69		4	13	148.72	1.05	1.11	1.16	0.34	53	13	27	3	163	55	11	4	
74		3	3	204.41	1.01	1.08	1.10	0.78	3	28	23	4	115	36	4	3	
77A		4	12	71.73	1.01	1.02	1.03	0.43	7	41	57	5	120	24	10	5	
77B		3	4	113.20	1.02	1.06	1.08	0.53	–	–	–	–	–	–	–	–	
86		3	10	258.26	1.02	1.08	1.10	0.60	155	9	18	4	52	53	4	3	
<i>Central area domain</i>																	
15		3	8	214.29	1.03	1.08	1.12	0.43	173	60	10	3	311	23	3	3	
16		3	8	248.91	1.02	1.05	1.07	0.47	167	37	15	4	343	53	9	5	
17		3	11	249.25	1.02	1.05	1.07	0.52	117	79	16	6	324	9	8	6	
18		4	11	231.49	1.02	1.04	1.06	0.41	132	27	10	3	338	60	9	4	
19		3	15	262.30	1.03	1.05	1.08	0.28	127	17	11	5	356	64	11	5	
20		3	10	250.03	1.02	1.03	1.06	0.20	182	54	8	4	335	33	11	4	
23		3	9	209.53	1.02	1.06	1.08	0.58	315	17	13	4	80	62	5	3	
24		3	8	194.93	1.02	1.03	1.05	0.25	357	22	40	9	111	45	12	1	
25B		3	10	238.64	1.02	1.05	1.07	0.51	5	36	14	4	119	29	12	3	
26		3	10	162.66	1.02	1.06	1.08	0.42	14	8	21	4	113	47	6	4	
27		3	8	274.21	1.02	1.09	1.11	0.70	152	19	24	5	36	51	8	3	
28A		3	7	130.60	1.02	1.02	1.04	-0.15	301	32	7	4	81	51	15	5	
29A		3	11	311.14	1.03	1.11	1.14	0.60	333	34	26	4	92	35	4	3	
30B		4	17	310.49	1.01	1.05	1.06	0.74	330	33	15	12	157	56	58	11	
31		3	10	176.38	1.02	1.09	1.11	0.69	9	27	15	4	163	60	6	3	

Nc = number of cylinders collected; Ns = number of specimens measured; k_m = mean susceptibility ($k_{\max} + k_{\text{int}} + k_{\min}$)/3; L = lineation (k_{\max}/k_{\min}); F = foliation (k_{int}/k_{\min}); P = degree of anisotropy (k_{\max}/k_{\min}); T = Jelinek's parameter (Jelinek, 1981) ($(2\ln F/\ln L) - 1$); Dec = declination; Inc = inclination; z and e = semi-angle of the minor and major axes of the 95% confidence ellipse, respectively.

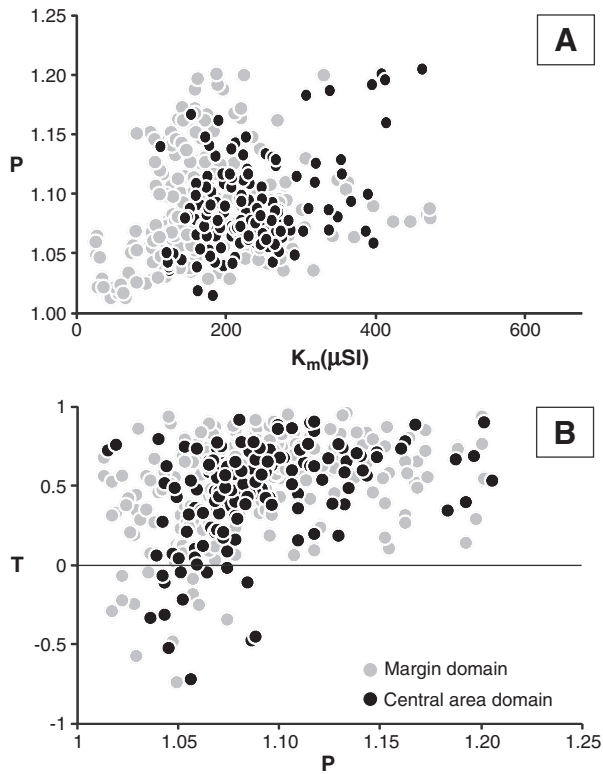


Fig. 5. AMS scalar data (A) P vs. k_m plot; (B) P vs. T plot.

The pattern described above may reflect the preferred crystallographic orientation of the paramagnetic matrix (mainly biotite crystals in the case of the Araguinha granite) and/or the orientation of elongate iron oxide crystals (magnetite and hematite). In order to isolate the contribution of iron oxides in some of the studied sites, the AAR technique was applied in six of them: sites 2, 45, 74 and 86 from the granite margin, and sites 17 and 19 from the central domain. The comparison of AMS and AAR principal axes show similar fabric symmetries between the two methods (Fig. 6 and Table 2), with magnetic foliations and lineations of both methods coinciding within 25° . AAR shows anisotropy degrees as usually observed in other studies (e.g., Trindade et al., 1999). The fact that in the six studied sites the AAR fabrics are perfectly coaxial with the AMS fabrics demonstrates that iron oxide grains are orientated parallel to the AMS fabric and may control its anisotropy. This will be investigated further in the next section.

4.3. Magnetic mineralogy

Thermomagnetic curves and hysteresis cycles show that the scalar magnetic susceptibility of the granite is dominantly controlled by the paramagnetic matrix in several samples (see Figs. 8 and 9, Table 2S). Thermomagnetic curves present a hyperbolic decrease of magnetic susceptibility at low temperatures, which is typical of the paramagnetic behavior, followed by an increase in magnetic susceptibility at around 500°C probably associated with the formation of magnetite due to biotite breakdown during the experimental heating (e.g., Trindade et al., 2001b). This newly formed magnetic phase would be responsible for the strong signal observed in the cooling curve (Fig. 8). The paramagnetic contribution observed in thermomagnetic curves was estimated between 2.7% and 76.9% using the method of

Hrouda et al. (1997) (Table 2S). This significant paramagnetic signal is further confirmed by hysteresis cycles obtained for five samples which are typically far from saturation at 1500 mT inducing fields (Fig. 9A).

In spite of the strong paramagnetic contribution to the total susceptibility in several samples, the orientation of the magnetic susceptibility and remanence ellipsoids is always coaxial, meaning that the oxide grains that decorate microfractures and cataclastic bands are orientated parallel to the bulk fabric defined by the AMS. This ferromagnetic signal is carried by two magnetic phases: one that saturates at fields below 1000 mT in IRM acquisition curves and the other characterized by very high saturation fields in excess of 3 T (Fig. 9B). Some clues about these two phases can be obtained by the coercivity spectra of the same samples (Fig. 9C). Coercivity spectra measured between 0 and 100 mT peaks within the 0–50 mT interval suggesting that the mineral fraction that saturates at low fields is a soft magnetic phase, most likely multidomain magnetite. But the same diagrams also show a significant contribution of a more coercive phase that is not affected by AF fields of 100 mT, suggesting that the other magnetic carrier is hematite. Magnetite and hematite grains are observed in the Araguinha granite samples as tiny iron oxides, smaller than $10\ \mu\text{m}$ in diameter, always associated with deformation features, including in-filling of fractures within feldspar (Fig. 10A), occupying the axial plane of kink bands within biotite grains (Fig. 10B) and within the planar features in quartz (Fig. 10C). Our observations are similar to those of Machado et al. (2009), who show that the iron oxides preserved in fractures of the Araguinha granite do not exhibit significant secondary alteration or hydration. Both observations suggest that the iron oxide formation was associated to shock effects on biotite which broke down into Fe-oxides + Al–Si melt and migrated locally through the fractures.

5. Discussion

5.1. Deformation regime during central uplift formation

Previous works suggest that the formation of the Araguinha's central uplift was associated with large-scale upward movement of the granitic core and inward movement of the sedimentary target rocks controlled dominantly by faults (e.g., Lana et al., 2006; 2008). According to Lana et al. (2008) the inward movement from the crater walls to the collar of the uplift resulted in extreme thickening of the sedimentary target rocks, which have a centripetal bedding orientation related to the imbrication of km-scale thrust sheets. This imbrication and the inward flow of melt pockets between the granitic core and surrounding sedimentary strata are also tracked by gravity and electric sounding surveys at the edge of the central uplift (Tong et al., 2010). Additional rotation of the bedding to vertical orientations at the margin of the central uplift was associated to the progressive upward movement of the granitic core (Lana et al., 2008). The upward movement in the center of Araguinha was likely accommodated through bounding faults (Lana et al., 2007, 2008). Engelhardt et al. (1992) suggested that the granite core uplifted as a uniform plastic mass because no large scale fracture system was identified within the central uplift. Nevertheless, the rheology behavior of the granitic core itself during the uplift is still not well understood. Here we propose a mechanism for such an apparent plastic behavior of the granitic target rocks in the central uplift. Our petrographic analysis suggests that brittle deformation features (cataclasis) are pervasively distributed within the granitic core of the structure. These features are similar to those observed in large seismic fault zones (e.g. Onishi and Shimizu, 2005; Takagi et al., 2000), and also to those observed in smaller impact craters where deformation is dominantly controlled by cataclasis (Kenkmann, 2003; Okubo and Schultz, 2007; Trepmann, 2008). More recently, similar features have also been observed on the central uplift of the 90-km-wide Manicouagan impact structure (Biren

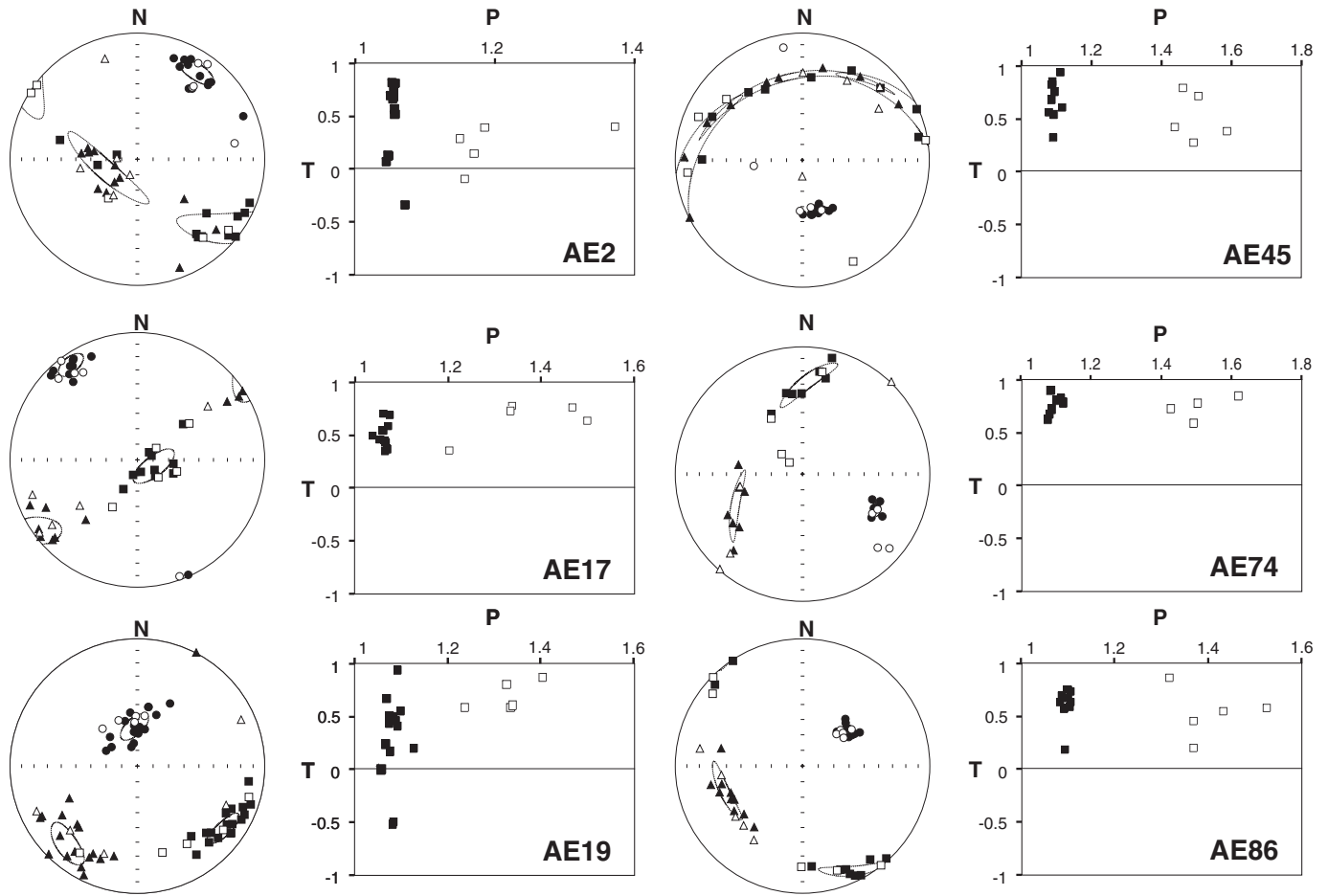


Fig. 6. Representative lower-hemisphere stereoplots of AMS and AAR and P-T diagrams. Squares = k_{max} and A_{max} ; triangles = k_{int} and A_{int} ; circles = k_{min} and A_{min} . (AMS in black and AAR in white). Dashed line ellipses: 95% confidence ellipses.

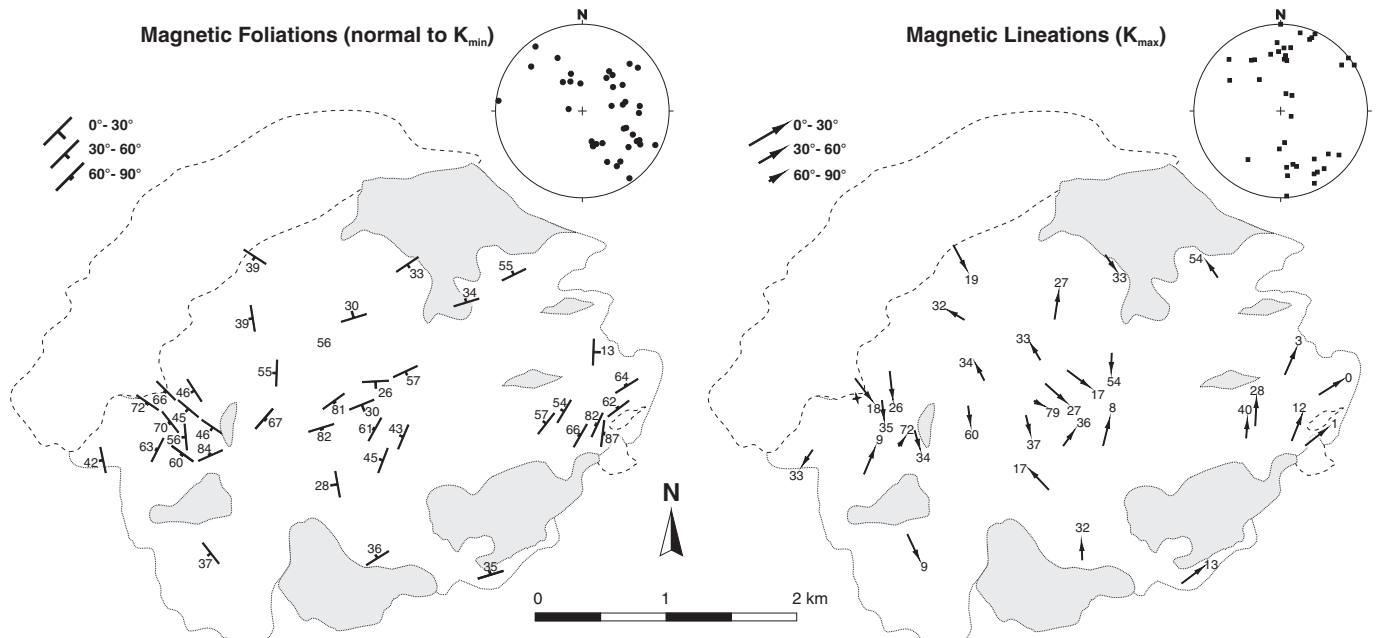


Fig. 7. AMS fabric pattern of the Araguinha granite: (A) magnetic lineation (parallel to K_{max}); (B) magnetic foliation (normal to K_{min}). Foliation poles (circles) and lineation (squares) are represented in lower-hemisphere stereoplots.

Table 2
AAR data from Araguinha granitic core.

Site	Mean AAR parameters					Jelinek tensor							
	N	L	F	P	T	A_{max}		Error		A_{min}		Error	
						Dec (°)	Inc (°)	z	e	Dec (°)	Inc (°)	z	e
AE2	5	1.07	1.10	0.29	1.17	131	5	17	10	39	19	15	6
AE17	5	1.04	1.31	0.76	1.39	107	76	28	9	327	11	11	6
AE19	5	1.05	1.26	0.56	1.36	144	27	28	1	349	60	9	2
AE45	5	1.11	1.38	0.43	1.52	260	3	42	5	163	66	19	6
AE74	4	1.05	1.41	0.76	1.55	304	64	7	14	132	27	13	60
AE86	5	1.09	1.30	0.55	1.39	145	3	22	2	51	56	3	2

N = number of specimens measured; L = lineation (A_{max}/A_{min}); F = foliation (A_{int}/A_{min}); P = degree of anisotropy (A_{max}/A_{min}); T = Jelinek's parameter (Jelinek, 1981) ($(2\ln F/\ln L) - 1$); Dec = declination; Inc = inclination; z and e = semi-angle of the minor and major axes of the 95% confidence ellipse, respectively.

and Spray, 2011). In the central uplift of the Manicouagan pervasive damage is related to shear veins, which show minimal offsets (in order of a few millimeters) and exhibit a microbrecciated texture. Yet, in contrast to the shock veins of Manicouagan, which is twice as big as Araguinha, we did not find high pressure mineral polymorphs or glass within the Araguinha veins.

In Araguinha the intensity of cataclasis varies locally, with a tendency to increase towards the center of the structure (Fig. 4). Early

impact fracture sets are observed throughout the granitic core, usually associated with the planar fractures in quartz (Engelhardt et al., 1992). These microstructures are overprinted by pervasive extensional fractures and associated micro-faults with sub-millimetric dislocations and incipient grinding of crystals along the fault planes. In granites affected by fault zones, similar microstructures (intergranular and transgranular microcracks) are indicative of early fault movements (Lin et al., 2007; Onishi and Shimizu, 2005). Discrete cataclastic bands developed locally allowing solid-state flow involving brittle fragmentation of mineral grains with rotation of grains accompanied by frictional grain boundary sliding and dilatancy (e.g., Sibson, 1977). These cataclastic bands become wider in the center of the structure and form irregular networks (see map in Fig. 4). The same progression in deformation is observed in seismic fault zones, where discrete shear bands along the main fault are replaced by microcracks, which decrease in density away from the wall rock damage zone (Ismat and Mitra, 2001).

Cataclastic deformation at the scale of individual particles primarily involves localized brittle fracture, but the progressive cataclasis in a large volume of rock can produce apparently plastic uniform flow macroscopically (Griggs and Handin, 1960). This process is named cataclastic flow (c.f. Sibson, 1977). Cataclastic flow was reported in the formation of sandstone dikes at the Upheaval Dome impact structure (Kenkmann, 2002, 2003). In Araguinha, which is a much larger impact structure, we propose that cataclastic flow occurred

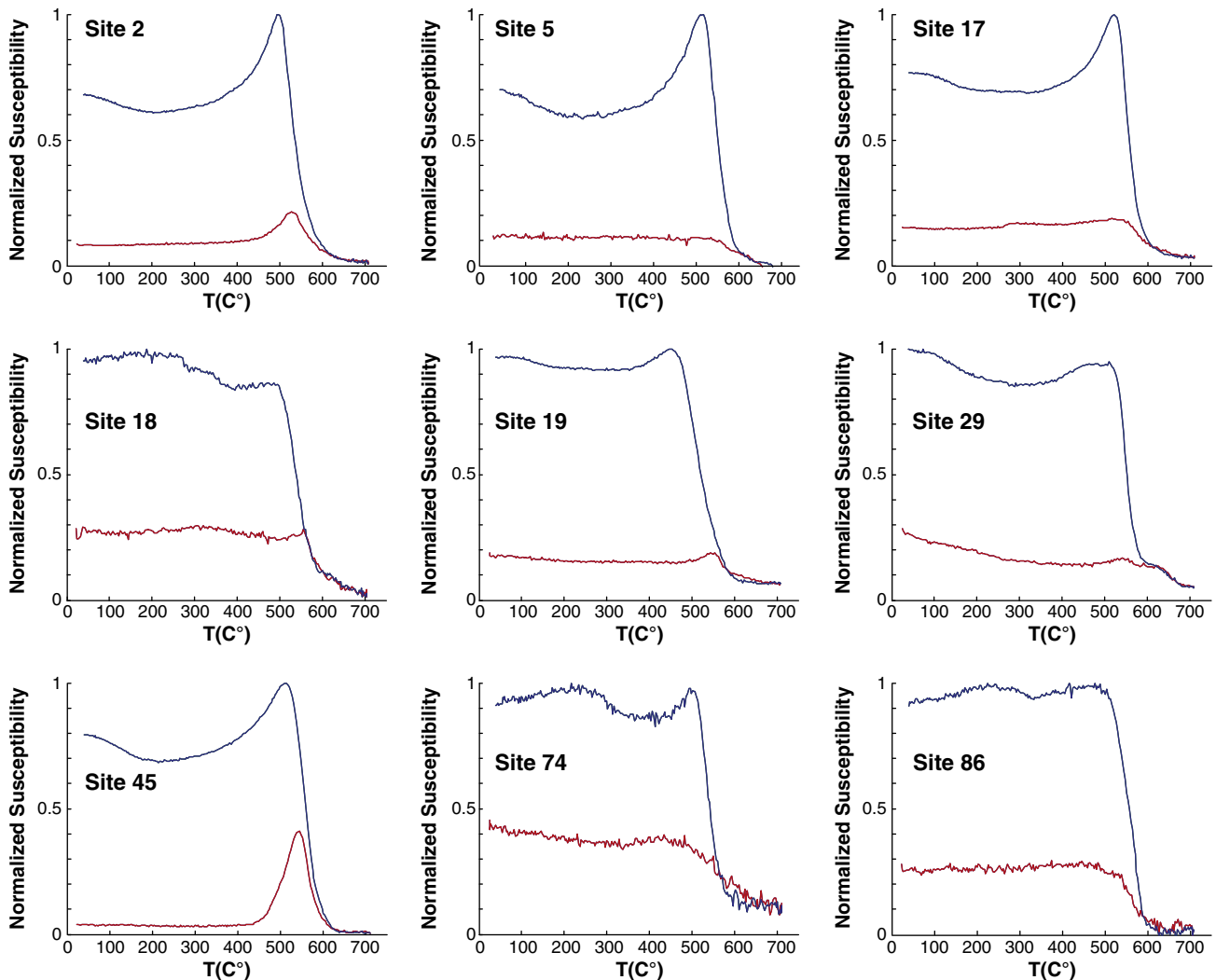


Fig. 8. Representative thermomagnetic curves with magnetic susceptibility change with temperature. Heating and cooling curves are represented by the red lines and blue lines, respectively.

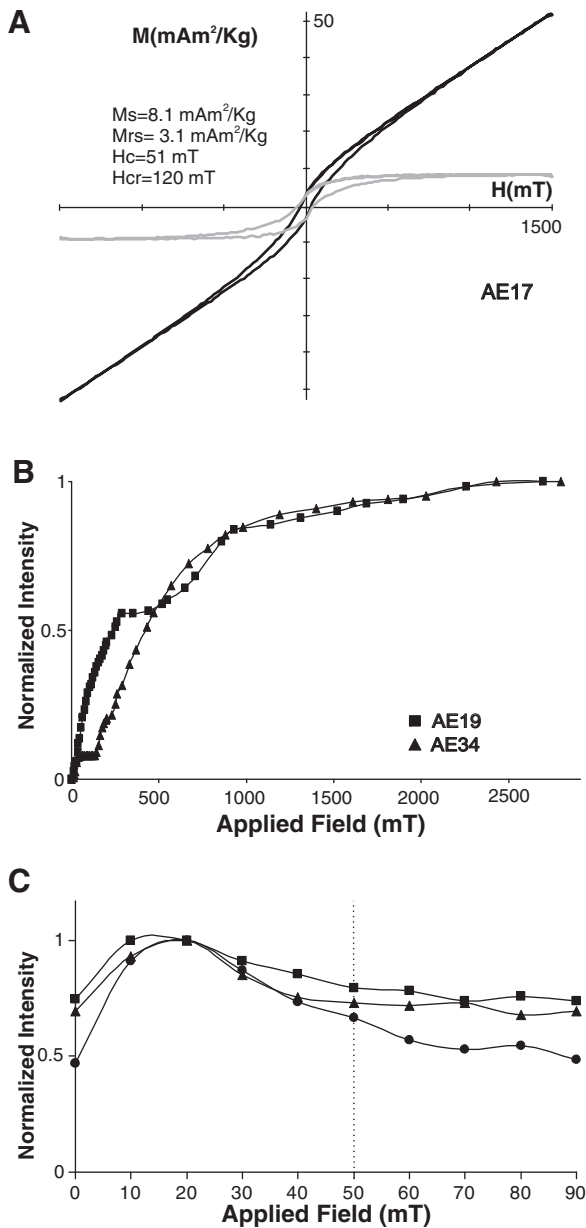


Fig. 9. Magnetic mineralogy. (A) Representative hysteresis loop for granite samples (AE17); (B) curves of isothermal magnetization acquisition with bimodal distribution for two samples (AE19 and AE34); (C) coercivity spectra with unimodal distribution.

pervasively all across the core of the structure, the corresponding microstructures obliterating PDFs in quartz. In addition, geophysical data indicate a strong reduction in electrical resistivity and density within the central uplift which are fully compatible with the widespread occurrence of cataclasis in the center of the impact structure (Masero et al., 1994; Tong et al., 2010).

5.2. Internal structure of the central peak: The significance of magnetic fabric

Thin sections of cataclastic bands from within the granitic core of the Araguinha structure are systematically decorated by tiny magnetite grains (and minor hematite). The anisotropy of magnetic remanence for these oxides is coaxial to the anisotropy of magnetic susceptibility. Therefore, we interpret the magnetic fabric as resulting dominantly from the alignment of these oxide grains along the micro-fault planes, yielding an image of microfault orientations throughout

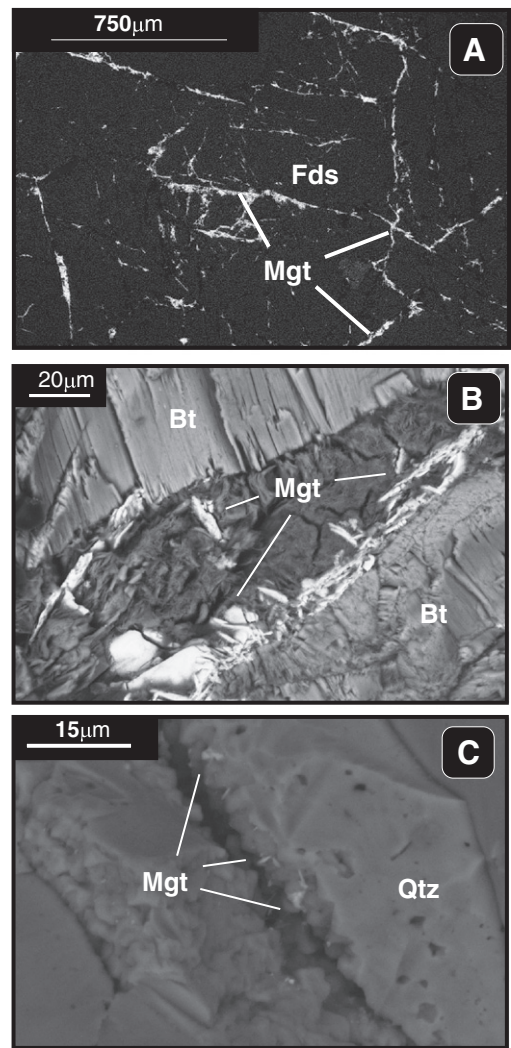


Fig. 10. SEM images. (A) Magnetite filling-in feldspar microfractures; (B) magnetite hosted in biotite microfracture; and (C) fine-grained magnetite along quartz planar fracture. Mgt = magnetite; Fds = feldspar; Qtz = quartz.

the impact structure (Fig. 9). This echoes the correlation between the AMS fabric in granitic cataclasites associated with faults. In this case, the magnetic fabric is characterized by oblate ellipsoids with k_{\min} oriented nearly normal to the fault plane (e.g., Borradaile et al., 1989; Nakamura and Nagahama, 2001). In addition, the degree of anisotropy was found to increase towards the fault gouge in cataclasites from the Nojima Fault (Japan) that cuts across the Ryoke granite (Nakamura and Nagahama, 2001). We can thus use our magnetic anisotropy measurements to track the preferred orientation of cataclastic fractures through the Araguinha granitic core.

Field mapping of collar sediments and the magnetic fabric pattern in the granitic core unravel the post-impact internal geometry in the central peak of the structure. Previous studies at the Araguinha central peak show that vertical exhumation of the granite core was accompanied by thickening of Furnas and Ponta Grossa rocks in the collar (Lana et al., 2006, 2007, 2008). This thickening produced an asymmetric geometry with isoclinal folds formed by differential movement between strata, imbrications of km-scale thrust sheets of the Furnas strata, and formation of radial folds during lateral constriction of sediments (Fig. 1). In Araguinha, even though the thickness of the folded sediment pack is significantly larger, its geometry is similar to that expected from numerical models of the mid-size stratified impact structures (e.g. Collins et al., 2008). This geometry is the result of the interaction between the outward and the downward flow fields in

the central uplift during the structural collapse (e.g., Collins et al., 2002, 2008). But kinematic features that would indicate how the central uplift has collapsed are rare in Araguainha, being limited to the outward vergence of intrafolial folds in the Ponta Grossa Formation (Lana et al., 2008).

In the present study, we observe that the magnetic fabric is mainly oblate and defines a concentric pattern in the border of the granitic core surrounding a central area with complex fabric orientations. The oblate and concentric magnetic fabric pattern in the margin of the granitic core follows the attitude of the intrafolial folds in the Ponta Grossa Formation, suggesting that this area records the structures dominantly associated to outward flow. The variable inward dip foliations in the south and southeast areas might be a consequence of the different rheological behavior of granite and metamorphic basement, since the latter only occur in these areas. In the central area, the magnetic fabric shows a complex pattern with foliation dips varying strongly between neighboring sites and trending dominantly towards the geographical center of the crater. This pattern suggests that the central area recorded the structures associated to the downward flow.

The two structural domains defined by the magnetic fabric, are likely related to the interaction of outward/downward flows and present some differences in their microstructures. On the outer margin of the granitic core the microstructures are mainly composed of pervasive fractures that rarely change to cataclastic bands. The microstructural setting imaged by the magnetic fabric data may have resulted from a certain degree of homogeneity in the outward flow field during crater (c.f. Section 5.3) with subsequent “freezing” of the deformation pattern. By contrast the central area comprises pervasive fractures that evolve to cataclastic bands and, in some cases, form a cataclastic band network. In this case, the association between the microstructures and the magnetofabric pattern suggests that they could have been influenced by oscillatory flows in the center of the impact structure during the collapse.

5.3. Implications for softening mechanism in large impact structures

We recall first that the coefficient of internal friction of target rocks in models must be orders of magnitude lower than laboratory results in quasi-static conditions on natural rocks to explain the final morphology of complex craters (Melosh, 1979). This situation suggests that a strength reduction mechanism may operate during crater formation (e.g., Melosh, 1979). In numerical modeling, this unresolved physical process is reproduced by a transient reduction of internal friction during the crater growth. Internal friction returns gradually back to its static value during crater collapse, freezing the crater in its final shape.

On the basis of observations of the melt dike pattern in the Sudbury impact structure, Dence et al. (1977) has proposed the lubrication of faults by friction melt as a weakening mechanism (e.g., Scott and Benn, 2001). In this case, the deformation must be partitioned and concentrated on faults filled with melt veins (c.f., Spray, 2010 and references therein). At Araguainha, some fractures are indeed filled with quenched melt, but the amount of melt in the central uplift is considered to be insufficient for strength reduction during crater collapse (c.f. Melosh and Ivanov, 1999). Recently, Senft and Stewart (2009) proposed an alternative model of fault weakening caused by high slip velocities during collapse flow. While Araguainha shows an important fault pattern between the supracrustal rocks and the granitic core (Lana et al., 2006, 2008), the granitic core does not show a macroscopic fracture/fault network that could support this mechanism. In addition, this model was developed just for the collapse of large craters (100-km scale) that are much larger than Araguainha. The shear strength of target rocks may also be reduced by thermal softening mechanism, following the ideas of O’Keefe and Ahrens (1993, 1999) based on the mechanical behavior of metals at

high temperatures. For this, target rocks must be heated to temperatures close to their solidus and results in a more pervasive deformation pattern than the frictional melt weakening mechanisms. However, according to scaling laws for the cratering process (Melosh, 1989), impact events of the scale of Araguainha do not produce enough shock heating for the granitic core to be at or above its solidus point. Shock heating may be efficient for larger craters, typically above 200 km in diameters (Melosh and Ivanov, 1999).

Finally, a temporary strength reduction of the target rock can also be accomplished by acoustic fluidization. The concept of acoustic fluidization was elaborated first in the context of fault weakening, as an alternative explanation to the presence of fluids (Melosh, 1979, 1996). The fundamental idea of acoustic fluidization relies on the fact that for a coulomb material the yield stress is a linear function of the overburden pressure. If some fraction of the total energy is released as short wavelength elastic waves generating oscillations in the normal stress, failure will be facilitated by a transient reduction of the overburden below the coulomb threshold. From the fact that crater morphologies are well described by a phenomenological model that presumes that a limited volume enclosing the crater is endowed with the properties of a Bingham plastic material for a short time after the impact, Melosh and Gaffney (1983) applied this concept to impact cratering. The original acoustic fluidization model may be simplified using the one-dimensional block model describing the normal stress oscillations of a block sliding along a surface (Melosh and Ivanov, 1999). The block model for which sliding occurs between large blocks is supported by structural observations on some large impact structures (Melosh and Ivanov, 1999 and references therein). Numerical simulations of impact cratering and modification stage incorporate acoustic fluidization as a block-model approximation and reproduce well the overall morphology of complex craters (Collins and Wünnemann, 2005; Collins et al., 2002; Melosh and Ivanov, 1999; Wünnemann and Ivanov, 2003).

Available geological evidence of acoustic fluidization during the crater collapse has been restricted to cataclastic flow features observed in the sandstone dikes of the Upheaval dome (Kenkmann, 2002, 2003). Our microstructural data from the Araguainha granitic core indicate that deformation inside the central uplift has evolved from pervasive brittle fracturing to the development of discrete shear bands in the center of the structure. The magnetic fabric associated to this pervasive deformation is dominantly planar, with well-defined orientations at the borders of the central peak. This coherent fabric pattern contrasts with the complex orientation of foliations and lineations observed in the core of the central peak. The pervasive nature of deformation and the microstructural evolution observed in the granitic target suggest that the strain in the central peak was partially accommodated by both deformation at the microscopic scale and displacement along fault systems at the border of the granitic core. In this context, we suggest that the reduction of internal friction coefficient operates not only between large blocks, but also at a larger range of scales than previously thought. A reduction of the internal friction coefficient of the rocks may be indeed produced by the action of high-frequency vibrations between individual grains at the mineral level. We note that, for the block-model to be valid, the time for elastic waves to cross a block must be short compared to the period of vibration of one block against another. This condition is eventually more easily satisfied with small mineral grains, than with large rock fragments. This mode of deformation could even dominate within the granitic core in the absence of observation of large fault systems affecting the core itself. The observed deformation at the macroscopic scale could be then given the name of a cataclastic flow; including the possibility that acoustic fluidization operates down to the mineral scale.

There is no reason for Araguainha to be a unique case concerning the collapse mechanism. Evidences for differential motions between large fragments have been found in other large craters (e.g., the

Archean gneisses of the central peak of Puchezh-Katunki, Masaitis, 1999) but this do not exclude the possibility that deformation has also operated at the scale of minerals implying a reduction of the internal friction coefficient in the context of high-frequency vibrations of individual grains.

6. Conclusion

Microstructural data from the Araguinha granitic core indicate that deformation in the central uplift has evolved from pervasive brittle fracturing to the development of discrete shear bands in the center of the structure (cataclasis). The fractures and the shear bands are systematically decorated with tiny iron oxides (magnetite and hematite), which are associated with the breakdown of biotite. The internal structure of the crater was defined from the systematic measurement of magnetic anisotropy (AMS and AAR). AMS and AAR fabric are perfectly coaxial, indicating that the magnetic anisotropy defines the preferential orientation of the magnetite grains in the fractures. Therefore, the magnetic anisotropy measurements track the orientation of cataclastic fractures through the Araguinha granitic core. The complex orientation of foliations and lineations observed in the core is interpreted to be the result of the collapse flow. The structural pattern revealed by magnetic methods and field observations mimics the internal structure predicted by numerical models of impact into layered targets. In addition, these results shed a new light on the debate concerning the weakening mechanism required to explain the formation of complex craters. The pervasive nature of deformation and the microstructural evolution that was observed in the granitic target associated to other structural data (e.g., folds and faults on the crater scale) indicate that acoustic fluidization could operate at different scales. The apparent plastic deformation at the macroscopic scale in the core is in fact a cataclastic flow made possible by acoustic fluidization at the scale of minerals.

Supplementary materials related to this article can be found online at doi:10.1016/j.epsl.2012.01.005.

Acknowledgments

This project was funded by São Paulo State Science Foundation (FAPESP) through research Grant No. 05/51530-3. Elder Yokoyama acknowledges support from the Brazilian Research Council (CNPq). We thank Editor Lars Stixrude and referees John Spray, Boris Ivanov and Jaime Urrutia Fucugauchi for constructive reviews.

References

Biren, M.B., Spray, J.G., 2011. Shock veins in the central uplift of the Manicouagan impact structure: Context and genesis. *Earth and Planetary Science Letters* 303 (3–4), 310–322. doi:10.1016/j.epsl.2011.01.003.

Borradaile, G.J., Tella, S., McArthur, J., 1989. Magnetic fabric as a kinematic indicator of faults: a test case. *Ann. Tectonicae* 3, 3–11.

Borradaile, G.J., Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sci. Rev.* 42 (1–2), 49–93.

Carporzen, L., Weiss, B.P., Gilder, S.A., Pommier, A., Hart, R.J., 2012. Lightning remagnetization of the Vredefort impact crater: No evidence for impact-generated magnetic fields. *J. Geophys. Res.* 117, E01007. doi:10.1029/2011JE003919.

Collins, G.S., Melosh, H.J., Morgan, J., Warner, M., 2002. Hydrocode simulations of Chicxulub Crater collapse and peak-ring formation. *Icarus* 157 (1), 24–33. doi:10.1006/icar.2002.6822.

Collins, G.S., Wünnemann, K., 2005. How big was the Chesapeake Bay impact? Insight from numerical modeling. *Geology* 33 (12), 925–928. doi:10.1130/G21854.1.

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. *Meteorit. Planet. Sci.* 43 (12), 1955–1977.

Constable, C., Tauxe, L., 1990. The bootstrap for magnetic-susceptibility tensors. *J. Geophys. Res.* 95 (B6), 8383–8395.

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. (Eds.), *Impact and Explosion Cratering*. Pergamon Press, New York, pp. 247–275.

Engelhardt, W.von, Matthäi, S.K., Walzbeck, J., 1992. Araguinha impact crater, Brazil. 1. The interior part of the uplift. *Meteoritics* 27, 442–457.

French, B.M., 1998. *Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock-metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures*. Lunar and Planetary Institute, Houston, 120 pp.

Goldin, T.J., Wünnemann, K., Melosh, H.J., Collins, G.S., 2006. Hydrocode modeling of the Sierra Madera impact structure. *Meteorit. Planet. Sci.* 41 (12), 1947–1958.

Grieve, R., Theriault, A., 2000. Vredefort, Sudbury, Chicxulub: three of a kind? *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 28, 305–338. doi:10.1146/annurev.earth.28.1.305.

Griggs, D., Handin, J., 1960. Observation on fracture and a hypothesis of earthquakes, in rock deformation, a symposium. *Geol. Soc. Am. Mem.* 79, 347–373.

Hammerschmidt, K., von Engelhardt, W., 1995. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Araguinha impact structure, Mato Grosso, Brazil. *Meteoritics* 30, 227–233.

Hirt, A.M., Lowrie, W., Clendenen, W.S., Kligfield, R., 1993. Correlation of strain and the anisotropy of magnetic susceptibility in the Onaping Formation: evidence for a near circular origin of the Sudbury basin. *Tectonophysics* 225, 231–254.

Hrouda, F., Jelínek, V., Zapletal, K., 1997. Refined technique for susceptibility resolution into ferromagnetic and paramagnetic components based on susceptibility temperature-variation measurement. *Geophys. J. Int.* 129, 715–719.

Ismat, Z., Mitra, G., 2001. Folding by cataclastic flow at shallow crustal levels in the Canyon Range, Sevier organic belt, west-central Utah. *J. Struct. Geol.* 23 (2–3), 355–378. doi:10.1016/S0191-8141(00)00101-2.

Jackson, M., 1991. Anisotropy of magnetic remanence: a brief review of mineralogical sources, physical origins, and geophysical applications, and comparison with susceptibility anisotropy. *Pure Appl. Geophys.* 136 (1), 1–28. doi:10.1007/BF00878885.

Jelínek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, 63–67.

Kenkmann, T., 2002. Folding within seconds. *Geology* 30 (3), 231–234. doi:10.1130/0091-7613(2002)030<0231:FWS>2.0.CO.

Kenkmann, T., 2003. Dike formation, cataclastic flow, and rock fluidization during impact cratering: an example from Upheaval Dome structure, Utah. *Earth Planet. Sci. Lett.* 214, 43–58. doi:10.1016/S0012-821X(03)00359-5.

Lana, C., Gibson, R.L., Reimold, W.U., 2003. Impact tectonics in the core of the Vredefort dome: implications for formation of central uplift in large impact structures. *Meteorit. Planet. Sci.* 38 (7), 1093–1107.

Lana, C., Romano, R., Reimold, W.U., Hippert, J., 2006. Collapse of large complex impact structures: implications from the Araguinha impact structure. *Geology* 34 (1), 9–12. doi:10.1130/G21952.1.

Lana, C., Souza-Filho, C.R., Marangoni, Y.R., Yokoyama, E., Trindade, R.I.F., Thover, E., Reimold, W.U., 2007. The Araguinha impact structure, central Brazil: a shallowly eroded peak ring structure. *Geol. Soc. Am. Bull.* 119 (9/10), 1135–1150. doi:10.1130/B26142.1.

Lana, C., Souza-Filho, C.R., Marangoni, Y.R., Yokoyama, E., Trindade, R.I.F., Thover, E., Reimold, W.U., 2008. Structural evolution of the 40 km wide Araguinha impact structure, central Brazil. *Meteorit. Planet. Sci.* 43 (4), 1–20.

Lienert, B.R., 1991. Monte Carlo simulation of errors in the anisotropy of magnetic susceptibility: a second-rank symmetric tensor. *J. Geophys. Res.* 96, 19539–19544.

Lin, A., 1999. Roundness of clasts in pseudotachylites and cataclastic rocks as an indicator of frictional melting. *J. Struct. Geol.* 21 (5), 473–478. doi:10.1016/S0191-8141(99)00030-9 DOI:dx.doi.org.

Lin, A., Maruyama, T., Kobayashi, K., 2007. Tectonic implications of damage zone-related fault-fracture networks revealed in drill core through the Nojima Fault, Japan. *Tectonophysics* 443 (3–4), 161–173. doi:10.1016/j.tecto.2007.01.011.

Machado, R., Lana, C., Stevens, G., Souza-Filho, C.R., Reimold, W.U., McDonald, I., 2009. Generation, mobilization and crystallization of impact-induced alkali-rich melts in granitic target rocks: evidence from the Araguinha impact structure, central Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73 (23), 7183–7201. doi:10.1016/j.gca.2009.08.029.

Martin-Hernández, F., Ferré, E.C., 2007. Separation of paramagnetic and ferromagnetic anisotropies: a review. *J. Geophys. Res.* 112 (B3). doi:10.1029/2006JB00434012.

Masero, W., Schnegg, P.-A., Fontes, S.L., 1994. A magnetotelluric investigation of the Araguinha impact structure in Mato Grosso-Goiás, central Brazil. *Geophys. J. Int.* 116, 366–376.

Melosh, H.J., 1979. Acoustic fluidization: a new geologic process? *J. Geophys. Res.* 84 (B13), 7513–7520.

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

Melosh, H.J., 1996. Dynamical weakening of faults by acoustic fluidization. *Nature* 379, 601–606. doi:10.1038/379601a0.

Melosh, H.J., Gaffney, E.S., 1983. Acoustic fluidization and the scale dependence of impact crater morphology. *J. Geophys. Res.* 88 (Suppl. A), 830–834.

Melosh, H.J., Ivanov, B.A., 1999. Impact crater collapse. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 27, 385–415. doi:10.1146/annurev.earth.27.1.385.

Nakamura, N., Nagahama, H., 2001. Changes in magnetic and fractal properties of fractured granites near the Nojima Fault, Japan. *Isl. Arc* 10 (3–4), 486–494.

O'Keefe, J.D., Ahrens, T.J., 1993. Planetary cratering mechanics. *J. Geophys. Res.* 98 (E9), 17011–17028.

O'Keefe, J.D., Ahrens, T.J., 1999. Complex craters: relationships of stratigraphy and rings to impact conditions. *J. Geophys. Res.* 104 (E11), 27091–27104.

Okubo, C.H., Schultz, R.A., 2007. Compactional deformation bands in Wingate Sandstone: additional evidence of an impact origin for Upheaval Dome, Utah. *Earth Planet. Sci. Lett.* 256 (1–2), 169–181. doi:10.1016/j.epsl.2007.01.024.

Onishi, C.L., Shimizu, I., 2005. Microcrack networks in granite affected by fault zone: visualization by confocal laser scanning microscopy. *J. Struct. Geol.* 27 (12), 2268–2280. doi:10.1016/j.jsg.2005.07.007.

Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic-susceptibility. *Rev. Geophys.* 30 (3), 209–226.

- Scott, R.G., Benn, K., 2001. Peak-ring rim collapse accommodated by impact melt-filled transfer faults, Sudbury impact structure, Canada. *Geology* 29 (8), 747–750. doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0747:PRRCAB>2.0.CO.
- Scott, R.G., Benn, K., 2002. Emplacement of sulphide deposits in the Copper Cliff offset dike during collapse of the Sudbury crater rim: evidence from magnetic fabric studies. *Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol.* 7, 1447–1458.
- Scott, R.G., Spray, J., 1999. Magnetic fabric constraints on friction melt flow regimes and ore emplacement direction within the South Range Breccia Belt, Sudbury Impact Structure. *Tectonophysics* 307 (1–2), 163–189.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. Lond.* 33, 191–213.
- Sen, K., Mamtani, M.A., 2006. Magnetic fabric, shape preferred orientation and regional strain in granitic rocks. *J. Struct. Geol.* 28 (10), 1870–1882.
- Senft, L.E., Stewart, S.T., 2009. Dynamic fault weakening and the formation of large impact craters. *Earth Planet. Sci. Lett.* 287 (3–4), 471–482. doi:10.1016/j.epsl.2009.08.033.
- Spray, J.G., 2010. Frictional Melting Processes in Planetary Materials: From hypervelocity Impact to Earthquakes: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 38, 221–254.
- Takagi, H., Goto, K., Shigematsu, N., 2000. Ultramylonite bands derived from cataclasite and pseudotachylite in granites, northeast Japan. *J. Struct. Geol.* 22 (9), 1325–1339. doi:10.1016/S0191-8141(00)00034-1 DOI:dx.doi.org.
- Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman & Hall, London and New York. 247 pp.
- Theilen-Willige, B., 1982. The Araguinha astrobleme/central Brazil. *Geologischen Rundschau* 71, 318–327.
- Tong, C.H., Lana, C., Marangoni, Y.R., Elis, V.R., 2010. Geoelectric evidence for centripetal resurge of impact melt and breccias over central uplift of Araguinha impact structure. *Geology* 38 (1), 91–94.
- Trepmann, C.A., 2008. Shock effects in quartz. Compression versus shear deformation – an example from the Rochechouart impact structure, France. *Earth Planet. Sci. Lett.* 267 (1–2), 322–332. doi:10.1016/j.epsl.2007.11.035.
- Trindade, R.I.F., Raposo, M.I.B., Ernesto, M., Siqueira, R., 1999. Magnetic susceptibility and partial anhysteretic remanence anisotropies in the magnetite-bearing granite pluton of Tourão. NE Brazil. *Tectonophysics* 314, 443–468.
- Trindade, R.I.F., Bouchez, J.-L., Bolle, O., Nédélec, A., Peschler, A., Poitrasson, F., 2001a. Secondary fabrics revealed by remanence anisotropy: methodological analysis and examples from plutonic rocks. *Geophys. J. Int.* 147, 310–318. doi:10.1046/j.0956-540x.2001.01529.x.
- Trindade, R.I.F., Nguema, T.M.M., Bouchez, J.-L., 2001b. Thermally enhanced mimetic fabric of magnetite in a biotite granite. *Geophys. Res. Lett.* 28, 2687–2690.
- Wünnemann, K., Ivanov, B.A., 2003. Numerical modeling of crater depth-diameter dependence in acoustically fluidized target. *Planet. Space Sci.* 51 (13), 831–854. doi:10.1016/j.pss.2003.08.001.

Anexo 2

Terra Nova

Magnetic fabric of melt-bearing rocks from Araguainha (Brazil): insights into melt segregation, transfer and collection during impact cratering

Journal:	<i>Terra Nova</i>
Manuscript ID:	TER-2013-0059
Wiley - Manuscript type:	Paper
Date Submitted by the Author:	21-May-2013
Complete List of Authors:	Yokoyama, Elder; Universidade de São Paulo, Departamento de Geofísica Nedelec, Anne; Université Paul Sabbatier, Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie Trindade, Ricardo; Universidade de São Paulo, Departamento de Geofísica Lana, Cristiano; Universidade Federal de Ouro Preto, Departamento de Geologia Tohver, Eric; School of Earth and Environment, University of Western Australia, Souza Filho, Carlos Roberto; University of Campinas, DGRN Marangoni, Yara; Universidade de São Paulo, Departamento de Geofísica
Keywords:	Impact structure, Magnetic fabric, Granitic melts , Araguainha

SCHOLARONE™
Manuscripts

1 **Magnetic fabric of melt-bearing rocks from Araguainha (Brazil): insights**
2 **into melt segregation, transfer and collection during impact cratering**

3
4 E. Yokoyama^{1,2,*}, A. Nédélec², R.I.F. Trindade¹, C. Lana³, E. Tohver⁴, C.R. Souza-Filho⁵,
5 Y.R. Marangoni¹

6

7

8 1. *Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São*
9 *Paulo, Rua do Matão, 1226, 05508-090, Brazil.*

10

11 2. *Géosciences Environnement Toulouse, UMR 5563, Observatoire Midi-Pyrénées,*
12 *Université de Toulouse, 14, Avenue Edouard Belin, 31 400, Toulouse, France.*

13

14 3. *Departamento de Geologia (DEGEO), Universidade Federal de Ouro Preto*
15 *(UFOP), Ouro Preto 35400-000, Minas Gerais, Brazil*

16

17 4. *Tectonics Special Research Center, University of Western Australia, 35 Stirling*
18 *Highway, Crawley, WA 6009, Australia*

19

20 5. *Departamento de Geologia e Recursos Naturais, Instituto de Geociências,*
21 *UNICAMP, 13083-970, Brazil*

22

23

24

25 **ABSTRACT**

26 Crystalline target rocks may produce considerable amounts of shock-induced melts. We

27 have studied the extraction, transfer, collection and crystallization of granitic melts in the

28 central uplift area of the 40 km wide Araguainha impact structure (Brazil). The melts occur

29 as an upper layer of partially molten granite (PMG layer), connected to melt veins/dykes in

30 the lower granitic uplift. Our petrographic observations and magnetic anisotropy data show

31 that the veins and dykes mainly correspond to a peculiar subset of the fractures previously

32 identified in the granitic solid matrix. In the dykes, the magnetic lineations image the

33 vertical flow of the melt relative to the solid matrix. Differences in the magnetic

34 susceptibility values between the host (and source) granite and the dykes suggest that melt

35 transfer occurred upward and was combined to some magmatic differentiation during melt
36 transfer. These processes occurred during the crater modification stage.

37

38 **Introduction and geological background**

39 An important feature of hypervelocity impacts is the formation of melts that can
40 form large igneous-like bodies and dykes/veins (e.g., French, 1998; Dressler and Reimold
41 2001; Spray, 2010). However, the possible genetic links of melts with the host rocks may
42 be debated (Reimold, 1998; Dressler and Reimold, 2004; Reimold and Gibson, 2005,
43 2006).

44 The 40 km-wide Araguainha impact structure is the largest one recognized in South
45 America (Fig. 1A). This impact event occurred in the northern part of the Paraná Basin at
46 254.7 ± 2.5 Ma (Tohver et al., 2012), excavating the whole sedimentary sequence (Fig. 1B)
47 and part of the crystalline basement (Engelhardt et al., 1992; Lana et al., 2007). This
48 structure displays a central uplift, with granitic rocks exposed in a 4 km wide core
49 surrounded by a collar of deformed clastic sedimentary rocks. Yokoyama et al. (2012)
50 studied the AMS fabric of this granitic core and found that it was controlled by ubiquitous
51 impact-related fracture planes decorated by tiny oxide grains. Machado et al. (2009) and
52 Silva et al. (2011) recognized that the granitic rocks were partially molten due to the
53 impact.

54 The aim of this study is to use Araguainha's magnetic fabric and petrographic data
55 to investigate the melt segregation from the granitic protolith, its collection into melt veins
56 and dykes and final emplacement as an upper melt-rich layer at the top of the granitic core

57 of the impact structure. Our data and interpretation will therefore question the common
58 model of downward transfer of impact melts (Mohr-Westheide et al., 2009).

59

60 **Material and methods**

61 Field-based observations were supplemented by observations on 50 thin sections.
62 Magnetic studies were performed for 39 sites within the central area (Fig. 1C), comprising
63 melt/dykes (18 sites), and partially-molten granite layer (21 sites). At each site, three to six
64 oriented cores were collected, providing a total of 480 (for details see SI-1). Data from 45
65 granitic sites previously studied (Yokoyama et al., 2012) were also used for comparison.

66

67 **Petrography**

68 The granite can be observed in large outcrops distributed in the central area. It
69 contains alkali-feldspar megacrysts, 1-3 cm in size, in a matrix of quartz, alkali-feldspar,
70 plagioclase, biotite and accessories (Fig. 2A). In thin section, quartz grains display shock
71 deformation features (planar fractures and planar deformation features). The opaque
72 minerals are usually associated to biotite or occur disseminated along or inside shock-
73 related microfractures (Yokoyama et al., 2012).

74 The granite grades into a partially molten layer outcropping at the top of small hills
75 in the central part of Araguinha structure (Fig. 1C). These rocks were first described as an
76 impact melt breccia with melt matrix (IBM) (Engelhardt et al., 1992). Recently, the IBM
77 was called “partially molten granite” by Silva et al. (2011). These rocks form a layer that is
78 irregularly located between the granite and polymict breccia. The partially molten granite
79 layer (PMG layer) exhibit porphyritic, fine-grained, microgranular to aphanitic textures.

80 Millimetric to centrimetric crystals and crystal fragments are embedded into the matrix
81 (Fig. 2B). These clasts derived from the original granite; clasts from other target rocks were
82 not observed. The matrix vary from cryptocrystalline to microcrystalline. It is composed of
83 recrystallized feldspar, plagioclase and quartz. Biotite, muscovite, iron oxides and others
84 accessories are observed disseminated along it. At base PMG layer the rocks grade into
85 foliated structure characterized by numerous oriented and/or deformed lithic clasts (Fig.
86 2C). At the top of this layer i.e., immediately under the polymict breccia (Fig. 2D), the
87 clast/crystal content seems much lesser (Fig. 2E). Machado et al. (2009) analyzed the layer
88 and found a typical granitic composition. Silva et al. (2011) noticed that the newly
89 crystallized biotite in this layer has compositions richer in Mg ($X_{Mg} = 0.64-0.50$) than the
90 pre-impact biotite of the granite ($X_{Mg} = 0.37-0.33$).

91 Melt veins were observed everywhere in the granitic core. They range from
92 millimeters to 1-2 centimeters in thickness and are filled with reddish material (depending
93 on their iron oxide content) (Fig. 3A). Usually, these veins have connections with thicker
94 dykes. The veins usually contain angular clasts of minerals (mainly quartz) and granite
95 fragments embedded into a cryptocrystalline matrix (Fig. 3B). Melt dykes (2 to 120
96 centimeters in thickness) show a dominant reddish color (Fig. 3C). They contain clasts
97 enveloped into a matrix. The clasts are composed of quartz, feldspar, lithic fragments and
98 rare biotite. The matrix is mostly formed by cryptocrystalline K-feldspar and plagioclase.
99 The content of iron oxides (hematite and magnetite) is generally large. Machado et al.
100 (2009) observed that, in the granite walls, feldspars melted congruently, whereas biotite
101 broke down into Fe-oxides and melt.

102

103 **Magnetic study**

104 Results are provided in Table 1. The magnetic properties of the granite target
105 determined in Yokoyama et al. (2009) are used for comparison in Figure 4, namely a mean
106 magnetic susceptibility (k_m) ranging from 24 to 480 μ SI (average: 202 μ SI) with a
107 unimodal distribution, anisotropy degrees ($P=k_{max}/k_{min}$) ranging from 1.02 to 1.16 (mode:
108 1.07) and shape parameters (T) ranging from -0.74 to 0.96 (average: 0.50), corresponding
109 to dominantly oblate AMS ellipsoids.

110 Melt veins and dykes exhibit a larger range of bulk magnetic susceptibility (up to
111 906 μ SI) with a bimodal distribution. Their P values vary from 1.00 to 1.17 (mode: 1.02),
112 and their T values cover a wide range (-0.90 to 0.97), with an average of 0.11, indicating
113 that prolate fabrics are quite common despite the predominance of oblate AMS ellipsoids .
114 In the Clast-rich PMG layer, k_m varies from 71 to 829 μ SI (mode: 200 μ SI). These rocks
115 present P values from 1.05 to 1.37, with a concentration of values between 1.05 and 1.18,
116 slightly higher than the other rocks and the target granite itself. The specimens with $P > 1.15$
117 correspond to sites with conspicuous foliated structures (Fig. 2C). The T values mainly
118 range from 0 to 0.98, with an average of 0.63 indicating strongly oblate AMS ellipsoids.
119 Finally, the Clast-poor PMG layer shows k_m values from 22 to 646 μ SI (mean at 191), very
120 low anisotropy degrees, ranging from 1.00 to 1.14 with a mode at 1.01, and T values range
121 from -0.64 to 0.91, with an average of 0.07

122 AMS directional data for each site are presented in Table 1 and Figure 5. For
123 several sites, magnetic foliation poles (k_{min}) and also magnetic lineations (k_{max}) show strong
124 clustering.. The veins have well-defined AMS fabrics, with steeply dipping foliation planes
125 parallel to vein walls; their lineation plunges are variable from horizontal to vertical. In the

126 dykes, steeply dipping to vertical foliations also predominate; lineations are well-defined
127 with vertical to strong plunges. The AMS fabric of the Clast-rich PMG layer samples is
128 relatively well defined. AMS foliations dip variably with dominant steep dips and lineation
129 plunges are steep to gentle. Finally, the AMS fabrics of the Clast-poor PMG layer often
130 display a scattered pattern, showing a tendency to isotropic behavior in agreement with the
131 low P values (Table 1).

132 The AAR technique was applied to a dyke sample AE83 (Fig. 6 and Table 2). The
133 dyke has an AAR fabric coaxial with its AMS fabric confirming the existence of a vertical
134 magnetic lineation and suggesting that the AMS fabric is controlled by magnetite.
135 Hysteresis, thermomagnetic curves and IRM acquisition curves suggest both magnetite and
136 hematite as magnetic carriers (Fig. 6). In the granite walls, Yokoyama et al. (2012)
137 identified the contribution of the same oxides.

138

139 **Discussion**

140 Immediately after the passage of the shock waves, temperatures increase above the
141 dry melting point of most rock-forming minerals producing a large volume of impact melt
142 that is generally expected to be a mix of all target-rocks (Grieve and Cintala, 1992). This
143 impact melt is located in the infilling breccias or at the floor of the crater, possibly
144 concentrated in the annular basin surrounding the central uplift (Dressler and Reimold,
145 2001). Melt originated from the crater basement may also form by friction and/or
146 decompression melting during the crater modification stages (Mohr-Westheide and
147 Reimold, 2011). For the Araguinha impact structure, Machado et al. (2009) provided an
148 extensive petrographic and geochemical study of melt phases and concluded that all of

149 them (melt veins/dykes and PMG layer) originated from the granitic basement. They
150 inferred that an aluminous and potassic melt component was derived from incongruent
151 melting of biotite that also produced solid iron oxides, whereas quartz and feldspars melted
152 congruently. Most recently, Silva et al. (2011) confirm that a significant fraction of the
153 Araguinha granite in the central uplift was partially melted through reaction involving
154 biotite breakdown and production of solid iron oxides. Indeed, biotite dehydration-melting
155 is a reaction (also involving quartz and feldspars) that is able to generate large volumes of
156 granitic melt in the continental crust (Brown and Fyfe, 1970). The refractory minerals
157 produced by this reaction depend on the protolith composition and on the oxygen fugacity
158 (Patiño Douce and Beard, 1996). We suggest that the conspicuous minute hematite grains
159 observed in veins and dykes result from the oxidation and/or incongruent melting of biotite.
160 Indeed, iron-rich biotite is well-known to decompose during oxidative heating at
161 temperature as low as 650°C (Mintsa mi Nguema et al., 2002).

162 Field correlations and petrographic data suggest that melt derived from the granitic
163 basement was collected in veins and then in dykes, as first suggested by Engelhardt et al.
164 (1992). Our interpretation is different from those of Mohr-Westheide et al. (2009) and
165 Lieger et al. (2011) for Vredefort, where melt mobility in pseudotachylitic veins is
166 considered to occur from the larger veins into the smaller ones. We stress that this common
167 view is based on the idea that melt initially formed at the impact site and was injected
168 downward. In Araguinha, the sandstone target rocks are less easy to melt than the granitic
169 rocks and the preserved melt mainly originated from the granite basement.

170 Experiments of granitic melt segregation at strain rates higher than “normal” plate
171 tectonics show that the dominant deformation is cataclastic flow for melt fractions less than

172 40% (Rutter and Neumann, 1995; Rosenberg and Handy, 2005). Segregation occurs easily
173 from melt production sites as soon as a few melt percent are present. Extraction kinetics of
174 melt is enhanced through deformation-induced melt pressure gradients (Koenders and
175 Petford, 2007). Fractures at all scales formed during impact shock represent potential
176 dilational sites. The occurrence of a fracture network increases the permeability of the rock
177 by a factor of 10^6 and will allow extraction of granitic melts, whatever their viscosities
178 (Rutter, 1997). The central part of the impact structure is especially well drained through
179 the fracture network that is connected to the surface, or at least to the base of the crater.
180 Hence, we stress that melt should be sucked into the dilating regions during uplift and
181 collapse of the central impact structure, thus being transferred toward the surface.
182 Yokoyama et al. (2012) traced variably oriented fracture planes in the granitic core, but
183 most dykes are characterized by dominant subvertical, N-S striking foliations that represent
184 only a small part of the fracture pattern (Fig. 7). During the crater modification stage,
185 fractures that contain the direction of σ_1 and that are perpendicular to σ_3 will remain
186 preferentially opened. We speculate that the other fracture sets were sealed after upward
187 expulsion of their melt content, leaving behind the fine decorating oxides responsible for
188 the AMS fabrics of the solid granite (Yokoyama et al., 2012).

189 Comparison between the magnetic fabrics of melt dykes and those of the granitic host
190 rock indicate also that there is a larger proportion of steep to vertical lineations in the dykes
191 than in the granite. The AMS ellipsoids of veins and dykes vary between prolate and oblate,
192 whereas the granitic country rock displays mainly oblate fabrics. We consider that these
193 differences result from the flow of the melt relative to the solid matrix the melt
194 deformation/transfer in veins and dykes having a constrictional or flattening character

195 depending on the site. Our interpretation is in agreement with the conclusions of Tong et al.
196 (2010) who located melt in the Araguainha subsurface using resistivity contrasts and
197 concluded on a centripetal resurgence of the melt during the final stages of the cratering
198 process. Scott and Benn (2001) also interpreted the magnetic fabric of the Copper Cliff
199 offset dyke connected to the Sudbury Igneous Complex, as caused by extrusion of melt
200 from below and subvertical injection of the melt into the dyke during the crater collapse
201 stage.

202 It is also worth noting that most veins and dykes have a higher bulk magnetic
203 susceptibility than their granitic protolith (Fig. 4), due to a higher concentration of iron
204 oxides, that can be explained by the differential movement of the melt toward the surface,
205 leaving behind inherited crystal fragments as well as the newly formed iron oxides.
206 Magmatic differentiation by melt migration is a well known magmatic process in
207 crystallizing plutons that experience high permeability and/or slow crystallization (Srogi
208 and Lutz, 1996). Here, high permeability is due to the shock-induced high fracture density.
209 The consequence is a smaller iron content in the upper PMG layer, consistent with its lower
210 bulk magnetic and with the more magnesian nature of its newly crystallized biotite (Silva et
211 al., 2011). The PMG layer and the melt veins and dykes are therefore the complementary
212 products of the same differentiation mechanism. Giroux and Benn (2005) also noted
213 internal differentiation inside the melt-filled Whistle mafic dyke (connected to the Sudbury
214 Igneous Complex) using AMS fabrics. But, they regarded the steeply plunging lineations as
215 indicating trails of sunken massive sulfides fractionated by a gravity-driven process. Here,
216 we propose that fractionation of oxides in the Araguainha melt mainly occurred by a

217 deformation-enhanced mechanism, because a gravity-driven process is poorly efficient in
218 viscous felsic melts.

219 At the end of the modification stage, a significant volume of melt had been collected
220 at the top of the uplifted core, precisely at the interface between the uplifted core and the
221 upper breccias, as this is a major lithological and rheological interface (Fig. 8).

222

223 **Conclusions**

224 Our study provides a model for melt segregation, transfer and collection during the
225 late cratering stages. Here, the melt distribution in the granitic core of the Araguinha
226 impact structure is the result of the differential migration of the melt relative to the solid
227 matrix and its expulsion upwards. These results can contribute to the debate about the
228 origin and migration of melt in other impact structures.

229

230 **ACKNOWLEDGMENTS**

231 This project was funded by FAPESP through research Grant No. 05/51530-3. E. Yokoyama
232 acknowledges support from the Brazilian Research Council (CNPq). Thanks are also due to
233 CAPES-COFECUB (R. Trindade and A. Nédélec).

234

235

236

237

238

239 **References**

- 240 Brown, M., Fyfe, W.S., 1970. The production of granitic melts during ultrametamorphism.
241 *Contrib. Mineral. Petrol.* 28, 310-318.
- 242 Dressler, B. O., Reimold, W. U., 2001. Terrestrial impact melt rocks and glasses. *Earth-Sci.*
243 *Rev.* 56, 205–284.
- 244 Dressler, B. O., Reimold, W. U., 2004. Order or chaos? Origin and mode of emplacement
245 of breccias in floors of large impact structures. *Earth-Sci. Rev.* 67, 1-54
- 246 Engelhardt, W. von, Matthäi, S.K., Walzebuck, J., 1992. Araguinha impact crater, Brazil.
247 1. The interior part of the uplift. *Meteoritics* 27, 442-457.
- 248 French, B. M., 1998. Traces of catastrophe: a handbook of shock-metamorphic effects in
249 terrestrial meteorite impact structures. Lunar and Planetary Institute, Houston. 130
250 pp.
- 251 Giroux, L.A., Benn, K., 2005. Emplacement of the Whistle dike, the Whistle embayment
252 and hosted sulfides, Sudbury impact structure, based on anisotropies of magnetic
253 susceptibility and magnetic remanence. *Economic Geology* 100, 1207-1227.
- 254 Grieve, R.A.F., Cintala, M. J., 1992. An analysis of different impact melt-crater scaling and
255 implications for the terrestrial impact record. *Meteoritics* 27, 526–538.
- 256 Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, 63-
257 67.
- 258 Koenders, M.A., Petford, N., 2007. Shear-induced pressure changes and seepage
259 phenomena in a deforming porous layer – III. *Geophys. J. Int.* 171, 943-953.
- 260 Lana, C.C, Souza Filho, C.R., Marangoni, Y.R., Yokoyama, E., Trindade, R.I.F., Thover,
261 E., Reimold, W.U., 2007. The Araguinha impact structure, central Brazil: a shallowly
262 eroded peak ring structure. *Geol. Soc. America Bulletin*, 119 (9/10), 1135-1150.

- 263 Lieger, D., Riller, U., Gibson, R.L., 2011. Petrographic and geochemical evidence for an
264 allochthonous, possibly impact melt, origin of pseudotachylite from the Vredefort
265 Dome, South Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 4490-4514.
- 266 Machado, R., Lana, C., Stevens, G., Souza-Filho, C.R., Reimold, W.U., McDonald, I.,
267 2009. Generation, mobilization and crystallization of impact-induced alkali-rich melts
268 in granitic target rocks: evidence from the Araguainha impact structure, central
269 Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73(23), 7183-201
- 270 Mintsu Mi Nguema, T., Trindade, R.I.F., Bouchez, J.L., Launeau, P., 2002. Selective
271 thermal enhancement of magnetic fabrics from the Carnmenellis granite (British
272 Cornwall). *Phys. Chem. Earth* 27, 25-31.
- 273 Mohr-Westheide, T., Reimold, W.U., 2011. Formation of pseudotachylitic breccias in the
274 central uplifts of very large impact structures: scaling the melt formation. *Meteorit.*
275 *Planet. Sci.* 46, 543-555.
- 276 Mohr-Westheide, T., Reimold, W. U., Riller U., Gibson R. L. 2009. Pseudotachylitic
277 breccia and microfracture networks in Archean gneiss of the central uplift of the
278 Vredefort Impact Structure, South Africa. *South Afr. Journ. Geol.* 112(1), 1-2
- 279 Patiño Douce, A.E., Beard, J.S., 1996. Effects of P, f(O₂) and Mg/Fe ratio on dehydration
280 melting of model metagreywackes. *J. Petrol.* 37, 999-1024.
- 281 Reimold, W. U. 1998. Exogenic and endogenic breccias: a discussion of major
282 problematics. *Earth-Sci. Rev.* 43, 25-47.
- 283 Reimold, W. U., Gibson, R.L. 2005. "Pseudotachylite" in large impact structures. *Impact*
284 *Tectonics* (eds. C. Koeberl and H. Henkel), *Impact Studies Series*, vol. 6, Springer-
285 Verlag, 1-53.

- 286 Reimold, W. U., Gibson, R. L. 2006. The melt Rocks of the Vredefort Impact Structure -
287 Vredefort granophyre and pseudotachylitic breccias: implications for impact cratering
288 and the evolution of the Witwatersrand Basin. *Chem. Erde*, 66:1–35.
- 289 Rosenberg, C., Handy, M.R., 2005. Experimental deformation of partially melted granite
290 revisited: implications for the continental crust. *J. metamorphic Geol.* 23, 19-28.
- 291 Rutter, E.H., 1997. The influence of deformation on the extraction of crustal melts: a
292 consideration of the role of melt-assisted granular flow. In: Holness, M.B. (ed.),
293 Deformation-enhanced fluid transport in the Earth's crust and mantle. Chapman &
294 Hall, London, p. 82-10.
- 295 Rutter, E.H., Neumann, D.H.J., 1995. Experimental deformation of partially molten
296 Westerly granite under fluid-absent conditions with applications for the extraction of
297 granitic magmas. *J. Geophys. Res.* 100, 15681-15695.
- 298 Scott, R.G., Benn, K., 2001. Peak-ring collapse accomodated by impact melt-filled transfer
299 faults, Sudbury impact structure, Canada. *Geology*, 29, 747-750.
- 300 Silva, D., Lana, C., Stevens, G., Souza Filho, C.R, 2011. Effects of shock-induced
301 incongruent melting within Earth's crust: the case of biotite melting. *Terra Nova* 23
302 (4), 225-231.
- 303 Spray, J.G., 2010. Frictional melting processes in planetary materials: from hypervelocity
304 impact to earthquakes. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 38, 221-254
- 305 Srogi, L., Lutz, T.M., 1996. The role of residual melt migration in producing compositional
306 diversity in a suite of granitic rocks. *Earth planet. Sci. Lett.* 144, 563-576.
- 307 Tohver, E., Lana, C., Cawood, P.A., Fletcher, I.R., Jordan, F., Sherlock, S., Rasmussen, B.,
308 Trindade, R.I.F., Yokoyama, E., Souza Filho, C.R., Marangoni, Y., 2012.
309 Geochronological constraints on the age of a Permo-Triassic impact event : U-Pb and

310 40Ar/39Ar results for the 40 km Araguainha structure of central Brazil. *Geochim.*
311 *Cosmochim. Acta* 86, 214-227.

312 Tong, G.H., Lana, C., Marangoni, Y.R., Elis, V.R., 2010. Geoelectric evidence for
313 centripetal resurge of impact melt and breccias over central uplift of Araguainha
314 impact structure. *Geology* 38, 91-94.

315 Yokoyama, E., Trindade, R.I.F., Lana, C.C., Souza-Filho, C.R., Baratoux, D., Marangoni,
316 Y.R., Tohver, E., 2012. Magnetic fabric of Araguainha complex structure (Central
317 Brazil): implications for deformation mechanisms and central uplift formation. *Earth*
318 *planet. Sci. Lett.* 331-332, 347-359.

319

320

321 ***Figure captions***

322

323 **Fig. 1.** (A). Geological map of the Araguainha impact structure, after Lana et al.(2007); (B)
324 stratigraphic column; (C) simplified geological sketch map of the inner part of the
325 Araguainha central uplift, with four cross-sections emphasizing local stratigraphic settings.

326

327 **Fig.2.** The Araguainha granite and the partially molten granite layer (PMG): (A) typical
328 porphyritic Araguainha granite; (B) partially molten Araguainha granite displaying a
329 porphyritic microgranular; (C) hand sample of the foliated clast-rich (site 68); (D) contact
330 between the partially molten granite and the upper polymict breccia (site 43); (E) sample of
331 partially melted granite from the base of the clast-poor layer (site 62).

332

333 **Fig. 3.**The Araguainha's melt veins and dykes : (A) melt veins network (site 33); (B)
334 photomicrograph of oxide-rich melt vein; (C) thin melt dyke (site 8).

335

336 **Fig.4.** Histograms of AMS scalar data. k_m = mean susceptibility $(k_{max}+k_{int}+k_{min})/3$;;
337 P =degree of anisotropy (k_{max}/k_{min}) ; T =Jelinek's parameter (Jelinek, 1981) $((2\ln F/\ln L) - 1)$.
338 Gray histograms in the background represent data from the solid granitic matrix after
339 Yokoyama et al. (2012).

340

341 **Fig.5.** Lower-hemisphere stereoplots of AMS of the impact-related materials from the
342 Araguainha central uplift with 95% confidence ellipses. Squares= k_{max} ; circles= k_{min}
343 (averages in black). We arbitrarily set the cut-off to accept an AMS data parameter at $e <$
344 30° (see Table 1).

345

346 **Fig. 6.** Comparasion of AMS and AAR and magnetic mineraloy of the dykes/veins
347 samples: (A) representative lower-hemisphere stereoplot of site 83 (squares= k_{max} and A_{max}
348 ; circles= k_{min} and A_{min} . . Dashed line ellipses: 95% confidence ellipses); (B) representative
349 hysteresis loop; (C) curves of isothermal magnetization acquisition with bimodal
350 behaviour; (D) representative thermomagnetic curve with magnetic susceptibility changes
351 with temperature.

352

353 **Fig. 7.** Projection diagrams of average magnetic foliation poles and lineations (this study:
354 solid symbols) and results of Yokoyama et al. (2012) for the granite country rock (gray
355 symbols).

356

357 **Fig.8.** Interpretative model of melt generation and transfer during the formation and
358 modification stages of the Araguainha impact structure: (A) the contact and compression
359 stage begins when the projectile contacts the ground surface (target-rocks) and kinetic
360 energy is transferred to the target rocks in the form of shock waves, producing impact melt
361 (in red) immediately after their passage; (B) the excavation stage is dominated by
362 interactions between the shock waves and the rarefaction waves with the target-rocks,
363 forming of the so-called transient crater. In Araguainha, we suggest that there was no
364 produced a large volume of impact melt and most of it may have been ejected out of the
365 transient crater; (C) the modification stage begins soon as the transient crater reaches its
366 maximum dimension. The two principal process that occur during this stage are the
367 collapse of the inner rim and uplift of the transient crater floor. Here, we suggest that the
368 granite is partially melted during the decompression and uplift of the center. The melt is
369 collected by the fractures forming veins and dykes; (D) at the end of modification stage, a
370 significant amount of melt (partially molten granite) accumulates in the central depression;
371 (E) present erosional level of the Araguainha central uplift.

372

373

374

375

376

377

378

379

380

381 *Table captions*

382

383 **Table 1.** AMS data from Araguainha impact-related materials384 *Footnotes:*385 N= number of specimens measured; k_m =mean susceptibility $(k_{max}+k_{int}+k_{min})/3$; L=lineation386 (k_{max}/k_{min}) ; F=foliation (k_{int}/k_{min}) ; P=degree of anisotropy (k_{max}/k_{min}) ; T=Jelinek's parameter387 (Jelinek, 1981) $((2\ln F/\ln L) - 1)$; Dec=declination; Inc=inclination; z and e = semi-angle of

388 the minor and major axes of the 95% confidence ellipse, respectively.

389

390 **Table 2.** AAR data from Araguainha impact-related materials391 *Footnotes:*392 N= number of specimens measured; L=lineation (A_{max}/A_{min}) ; F=foliation (A_{int}/A_{min}) ;393 P=degree of anisotropy (A_{max}/A_{min}) ; T=Jelinek's parameter (Jelinek, 1981) $((2\ln F/\ln L) - 1)$;

394 Dec=declination; Inc=inclination; z and e = semi-angle of the minor and major axes of the

395 95%confidence ellipse, respectively.

396

397

Site	N	Km (mSI)	Mean AMS parameters				Mean eigenvectors							
			L	F	P	T	K _{max}		error		K _{min}		error	
							Dec(°)	Inc(°)	e	z	Dec(°)	Inc(°)	e	z
<i>Clast-poor PMG layer</i>														
14	13	239.19	1.01	1.01	1.02	0.30	235	71	43	17	349	71	64	21
21	8	387.36	1.00	1.00	1.01	-0.09	178	35	26	17	30	50	48	20
62	7	214.79	1.00	1.01	1.02	0.27	139	67	49	20	25	10	32	14
67	10	145.85	1.01	1.02	1.02	0.15	186	17	90	22	283	18	36	17
73	12	120.05	1.03	1.04	1.07	0.11	312	63	12	7	102	22	56	13
84	5	40.42	1.02	1.04	1.07	0.14	32	78	69	24	240	8	81	17
85	9	169.74	1.01	1.01	1.02	0.14	329	3	19	9	232	56	37	7
87	8	86.85	1.00	1.01	1.01	0.26	130	32	90	34	227	11	70	27
<i>Clast-rich PMG layer</i>														
22	6	525.95	1.08	1.19	1.27	0.41	342	72	11	3	172	17	12	4
39	9	196.46	1.01	1.05	1.07	0.61	183	2	63	3	89	53	6	4
40	8	154.09	1.01	1.03	1.04	0.38	15	39	40	19	253	34	24	15
42	9	152.53	1.02	1.12	1.14	0.74	354	36	90	9	124	42	9	7
43	11	202.20	1.02	1.08	1.10	0.64	352	55	14	2	204	31	5	3
44	10	294.47	1.02	1.08	1.10	0.61	55	58	20	3	196	26	6	3
46A	12	216.33	1.01	1.12	1.14	0.79	147	53	24	2	19	24	5	2
48A	11	233.33	1.01	1.05	1.07	0.57	332	3	19	6	82	80	11	6
61	8	171.89	1.01	1.03	1.05	0.37	277	26	90	4	35	43	7	5
68	12	133.46	1.02	1.09	1.12	0.52	73	12	29	5	222	77	6	5
71	19	212.63	1.02	1.07	1.10	0.48	310	51	20	5	108	37	9	6
72	10	507.20	1.01	1.03	1.03	0.46	199	13	29	6	104	22	8	4
<i>Melt dykes/veins</i>														
8A	4	408.09	1.01	1.01	1.01	-0.33	5	27	18	4	251	38	33	7
8B	10	235.85	1.03	1.03	1.05	0.05	279	55	21	14	107	35	29	13
9	17	328.98	1.01	1.03	1.04	0.54	288	60	12	2	84	28	5	3
25A	5	241.00	1.01	1.01	1.02	0.34	209	60	29	8	113	3	21	9
29B	7	363.29	1.02	1.05	1.07	0.49	316	71	19	5	112	17	10	6
30B	7	199.34	1.02	1.10	1.12	0.70	33	67	8	4	224	22	58	9
34A	7	67.07	1.01	1.01	1.02	0.26	16	37	20	7	276	13	14	8
78	10	133.03	1.02	1.07	1.09	0.45	230	33	25	5	121	26	7	6
82	28	397.62	1.01	1.00	1.01	-0.44	253	80	5	4	38	8	24	6
83	35	363.89	1.00	1.01	1.01	0.14	193	9	18	13	287	23	46	11
88	29	327.77	1.01	1.03	1.04	0.46	103	85	32	5	264	4	11	6
89A	9	626.58	1.00	1.00	1.01	0.09	238	53	38	10	0	28	15	9
89B	6	328.28	1.01	1.01	1.02	0.25	17	17	20	10	267	49	52	10
6B	9	98.84	1.01	1.04	1.05	0.63	103	54	31	2	201	6	6	3
8A	14	434.18	1.01	1.01	1.01	-0.03	178	87	10	8	292	1	53	9
76A	13	109.50	1.01	1.01	1.02	-0.07	36	39	12	3	187	47	22	4
76B	7	83.31	1.01	1.00	1.01	-0.51	15	27	16	8	114	16	32	10
80	20	334.71	1.01	1.02	1.03	0.32	159	77	11	3	265	4	11	4
81	16	289.07	1.01	1.02	1.03	0.59	88	4	15	6	358	1	9	5

Table 2. AAR data from Araguinha impact related-materials

Site	Mean AAR parameters					Mean eigenvectors							
	N	L	F	P	T	A_{max}		error		A_{min}		error	
						Dec($^{\circ}$)	Inc($^{\circ}$)	e	z	Dec($^{\circ}$)	Inc($^{\circ}$)	e	z
AE83	5	1.04	1.05	1.07	0	54	78	4	9	168	5	2	12

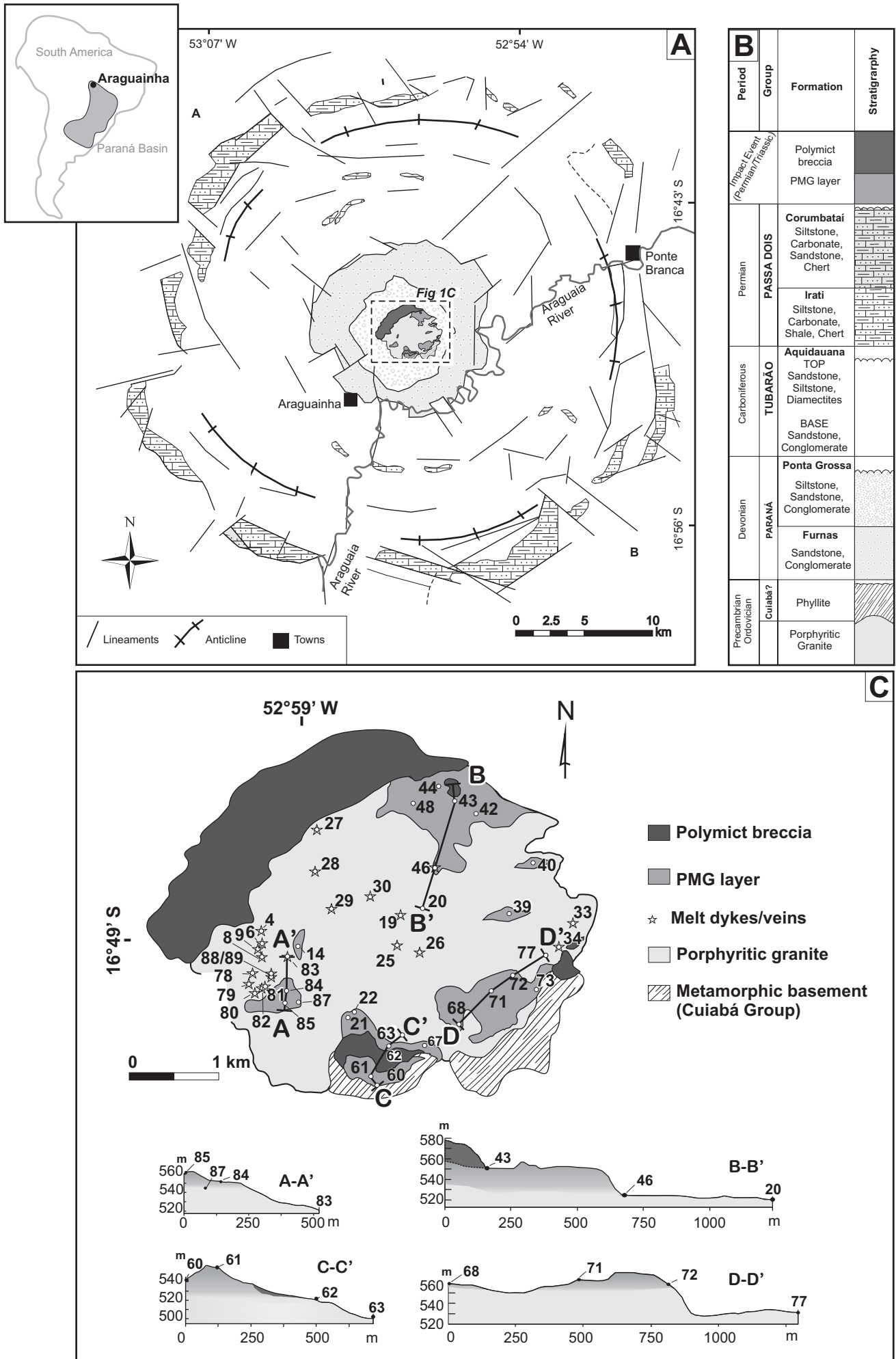


FIGURE 1

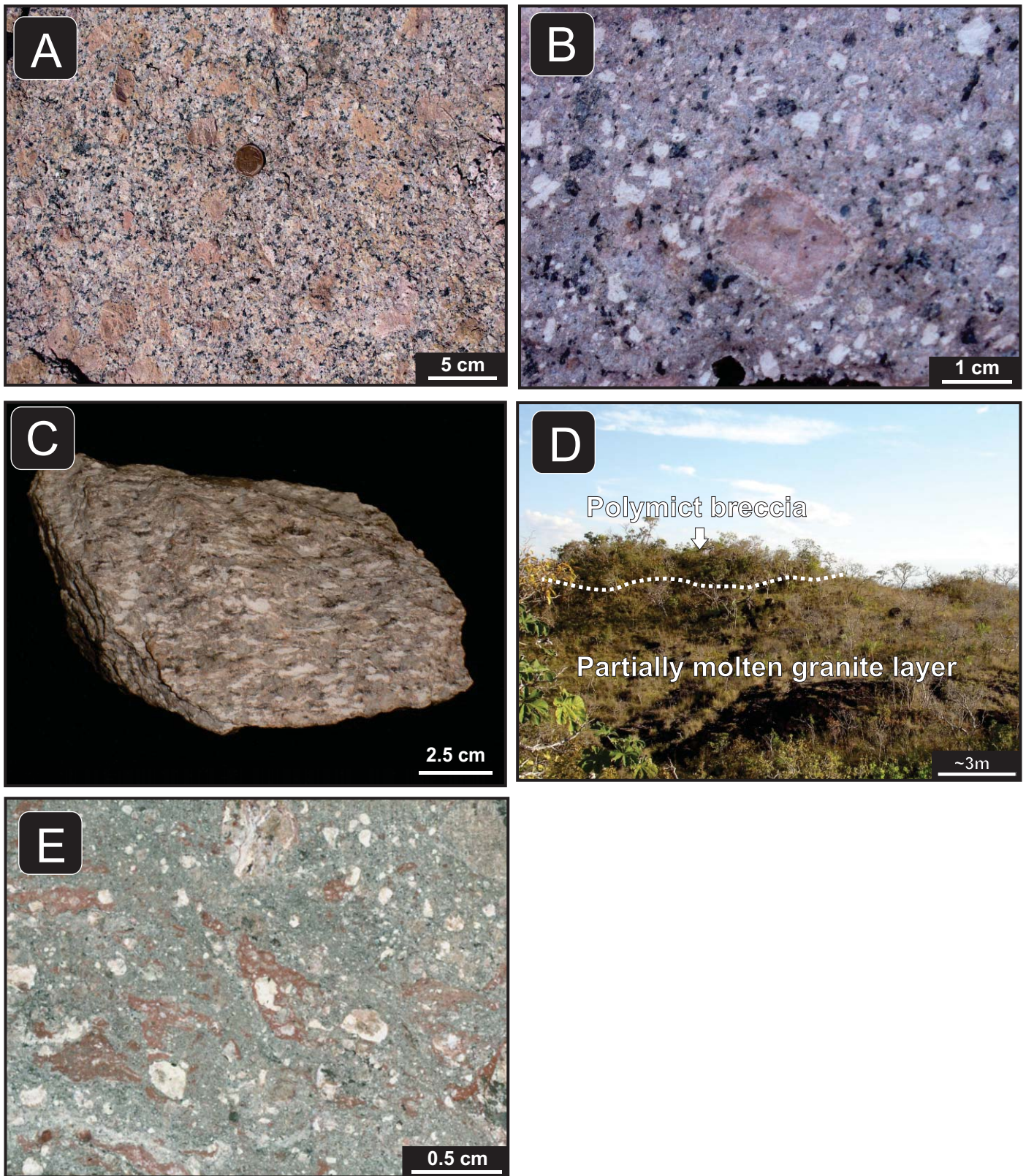


Figure 2

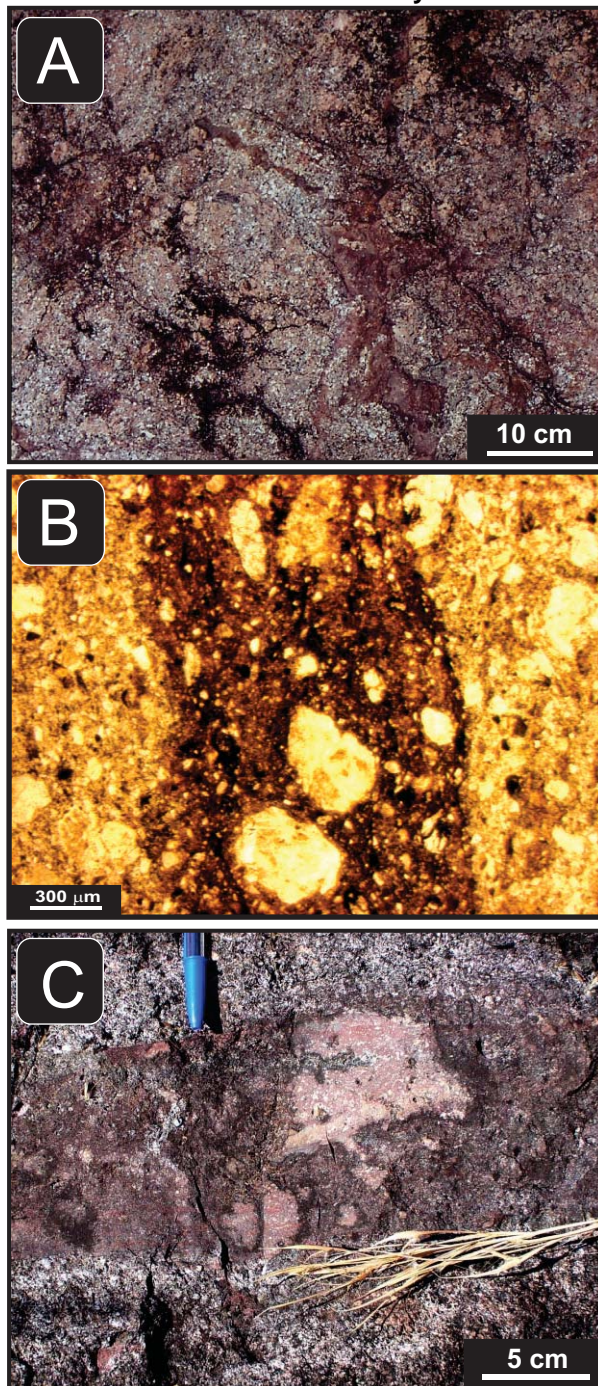
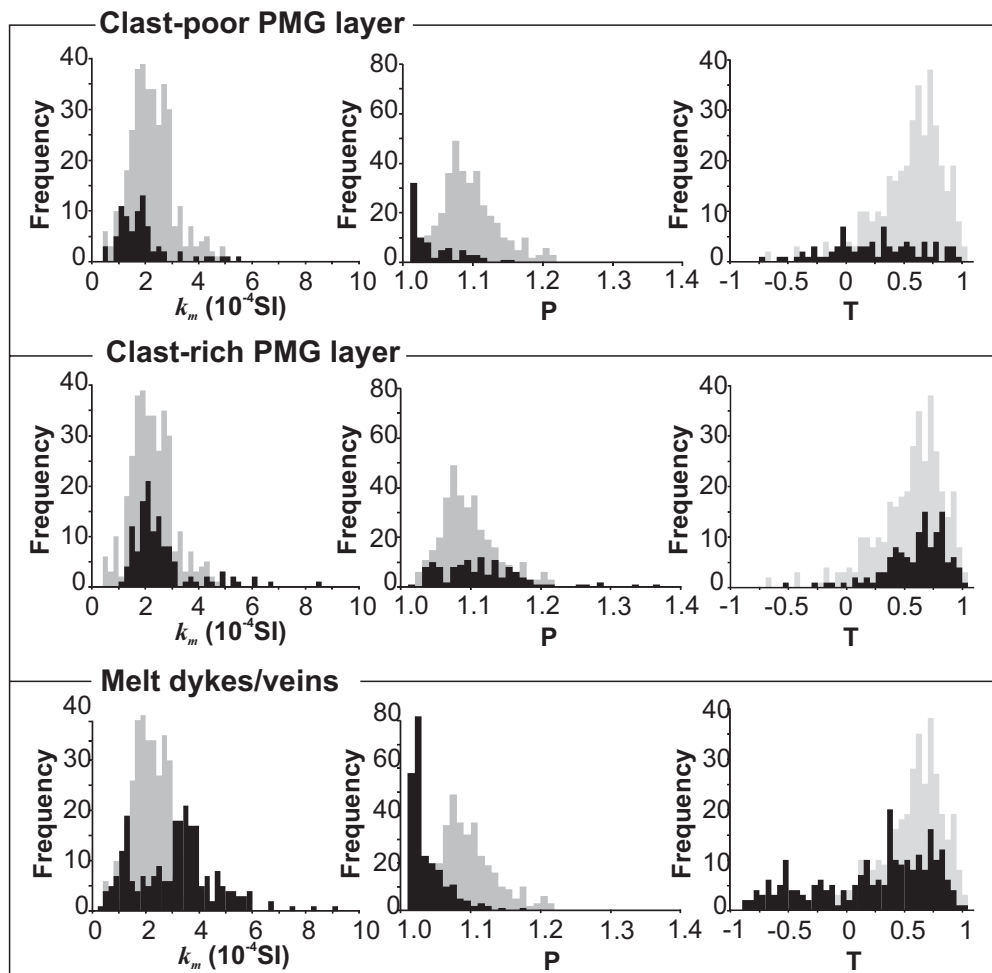
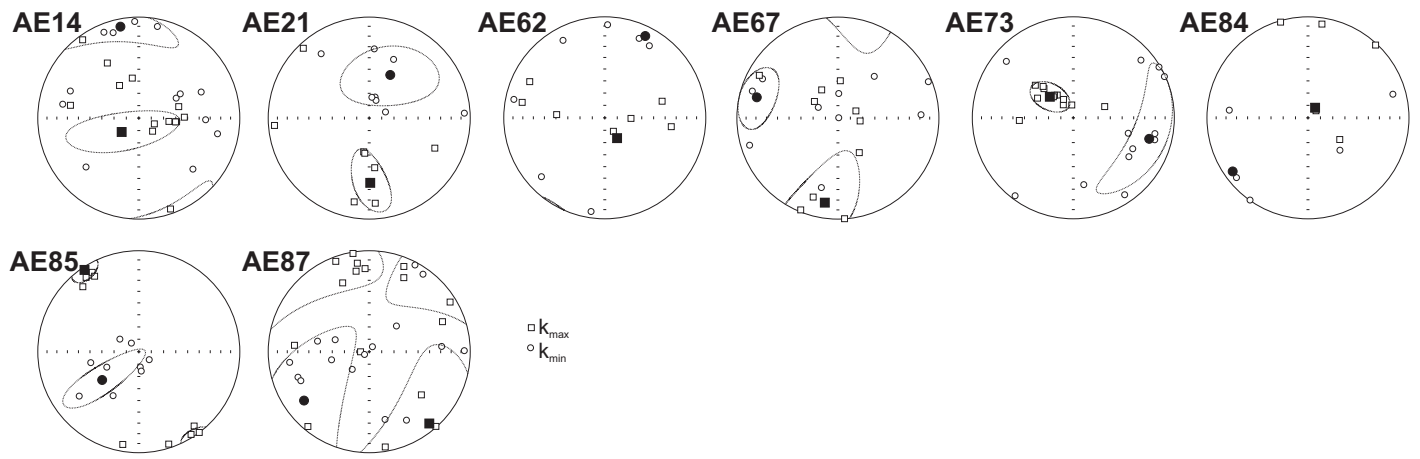


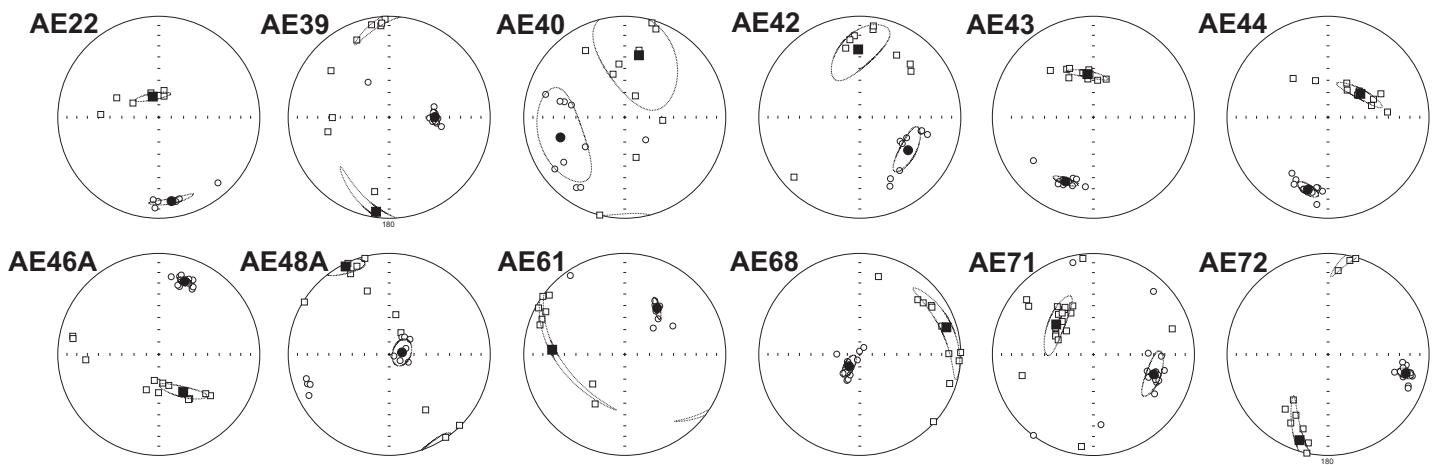
FIGURE 3

**FIGURE 4**

Clast-poor PMG layer



Clast-rich PMG layer



Melt dykes/veins

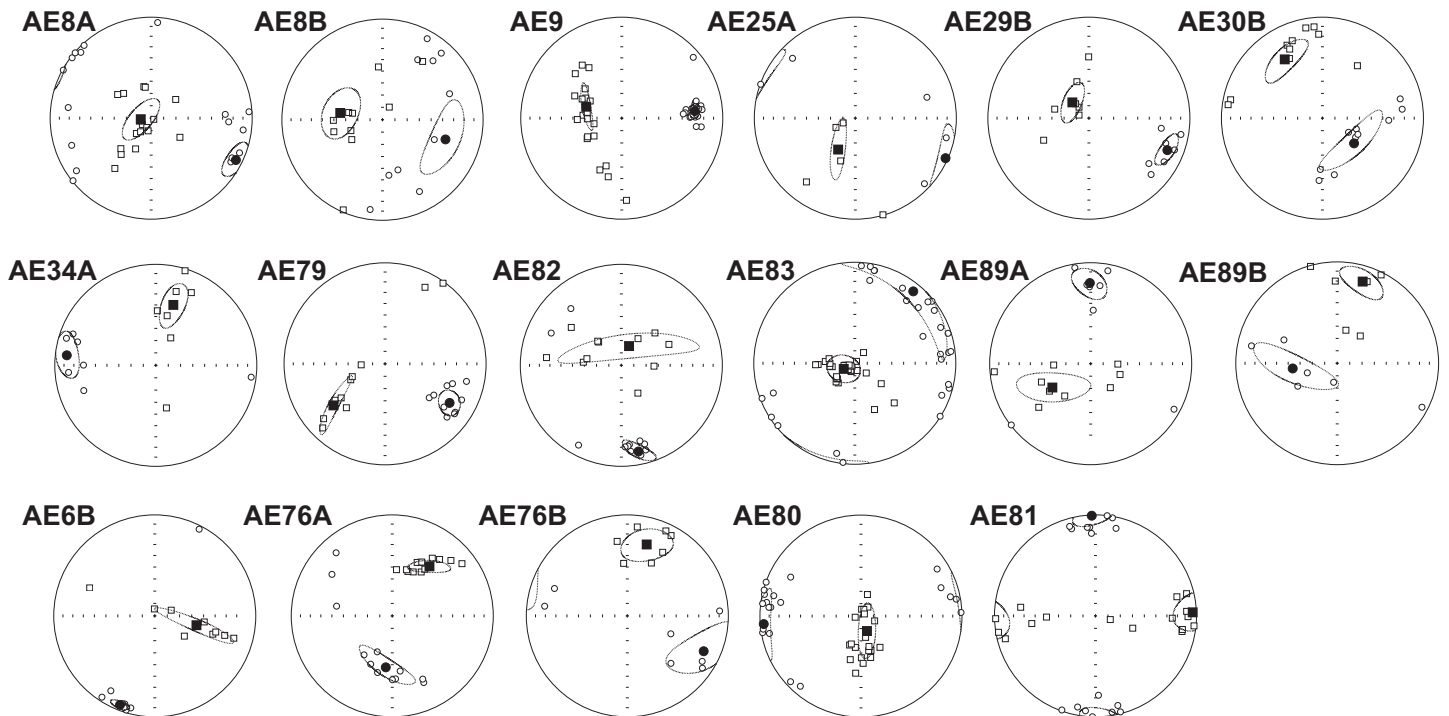
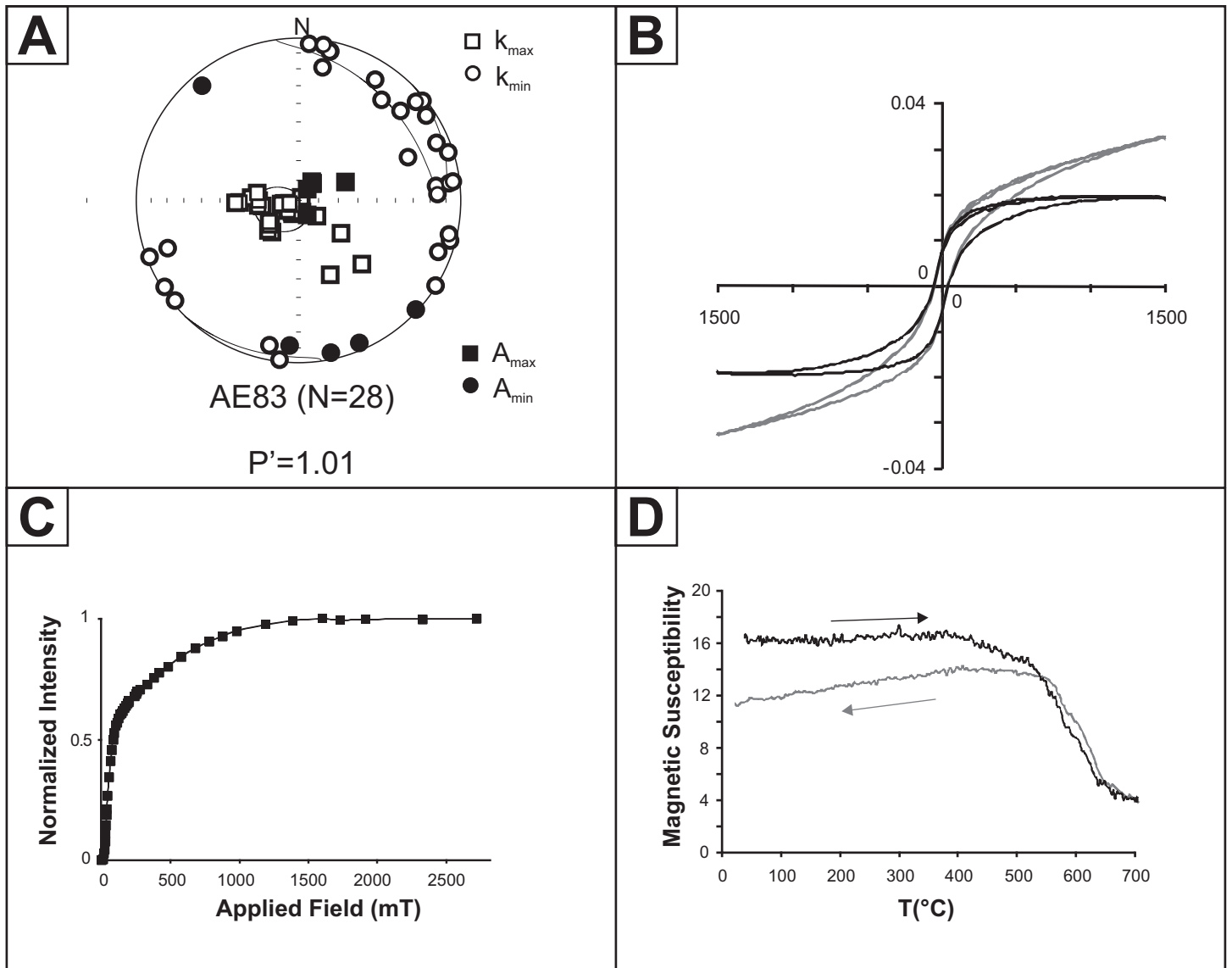
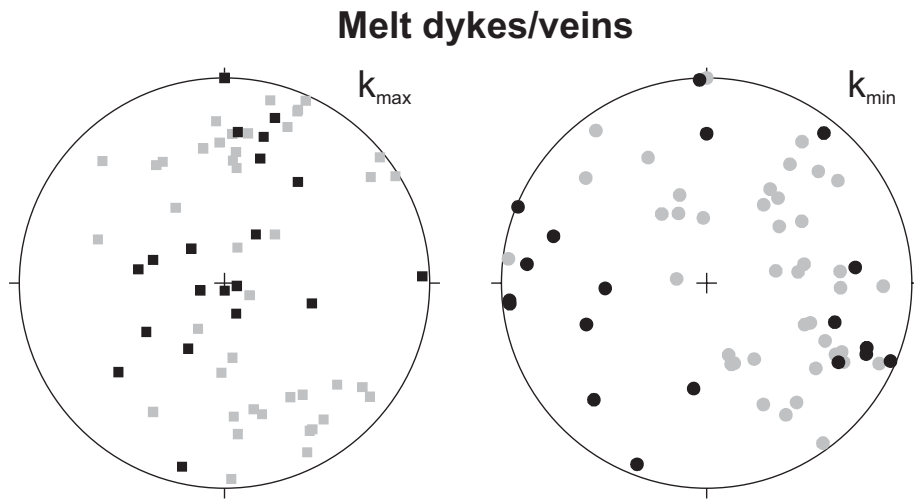


FIGURE 5

**FIGURE 6**

**FIGURE 7**

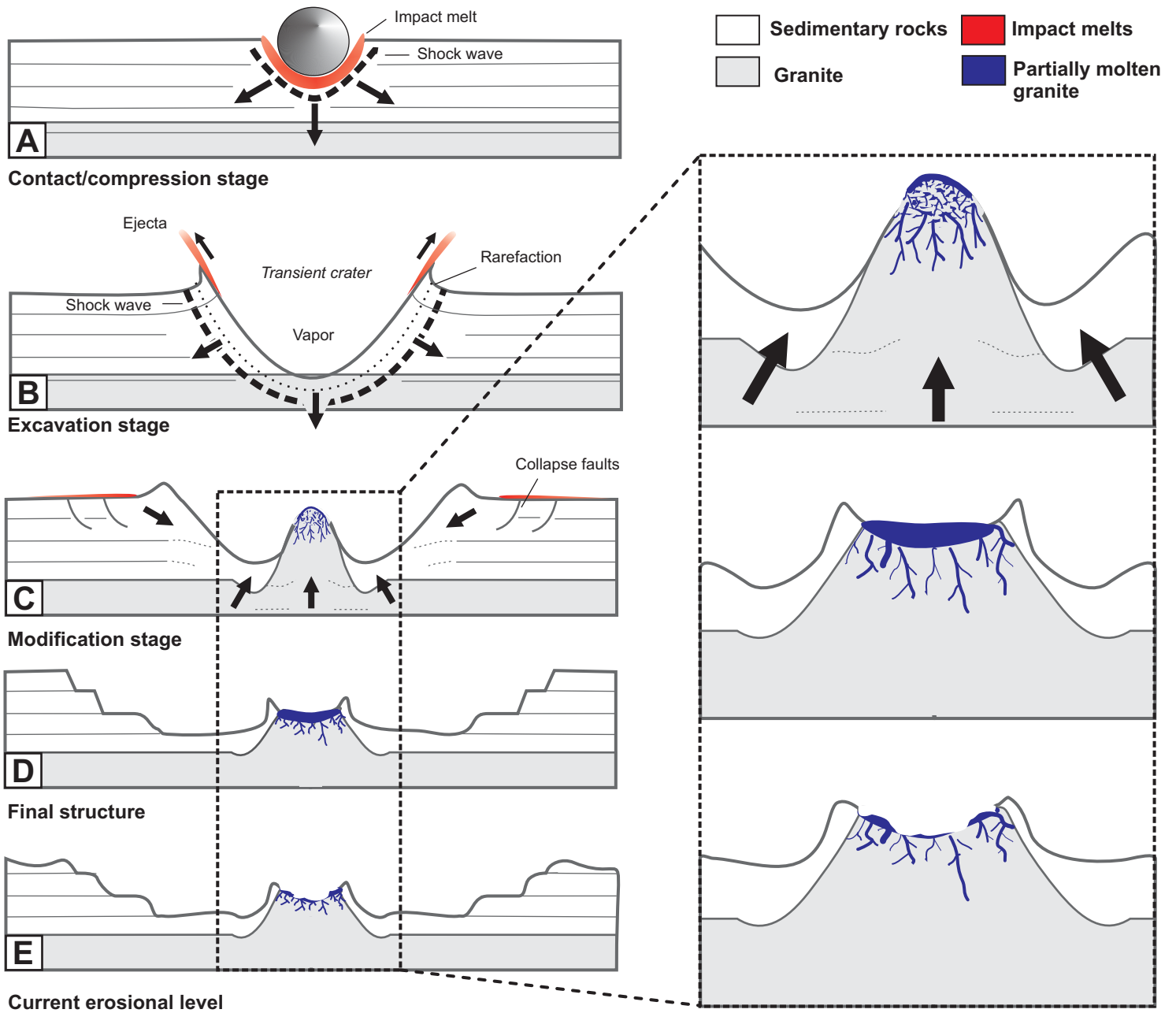


Figure 8

Anexo 3

1 The Pangea conundrum: Implications of a new paleomagnetic pole from the
2 Permo-Triassic Araguainha Impact Structure (Central Brazil)

3 Elder Yokoyama^{1*}, Daniele Brandt¹, Eric Tohver², Ricardo Trindade¹

- 4 1. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo,
5 Rua do Matão, 1226, 05508-090, Brazil.
6 2. School of Earth and Environment, University of Western Australia, 35 Stirling Highway,
7 Crawley, WA 6009, Australia
8

9 **ABSTRACT**

10 The configuration of the Pangea supercontinent has been a topic of intense debate for almost half
11 a century, a controversy that stems from discrepancies between the geology-based Pangea A and
12 the paleomagnetically-based Pangea B. Recent paleomagnetic compilations aimed at resolving
13 this controversy have identified the poor quality of paleomagnetic data from Gondwana for late
14 Permian times as a major obstacle. Specifically, the vast majority of Gondwanan poles come
15 from sedimentary rocks that are prone to biases from compaction or are poorly dated. Here we
16 present a new paleomagnetic pole for cratonic South America based on impact melts from the
17 254.7 ± 2.5 Ma Araguainha impact structure, an unusual target for paleomagnetic studies. The
18 impact-generated melt sheet and veins were sampled at 22 sites (137 samples) and provide a
19 reliable paleomagnetic record similar to that of volcanic rocks. Alternating field and thermal
20 demagnetization indicate stable, usually univectorial magnetizations carried by both magnetite
21 and hematite. All sites but one show a single paleomagnetic direction of normal polarity with a
22 mean direction of Dec = 356.4° ; Inc = -38.7° ; N = 21; k = 91.1; $\alpha_{95} = 3.3^\circ$, yielding a
23 paleomagnetic pole (AIS) at Lat = -83.7 ; Lon = 340.1 ; K = 83.5; $A_{95} = 3.5^\circ$; $S_B = 8.3^\circ$. The new pole
24 provides a firm constraint on the position of Gondwana consistent with the Pangea A
25 configuration.

26

27 **Introduction**

28 The relative position of southern and northern parts of Pangea (Fig. 1) in the Late
29 Paleozoic has been a topic of intense debate for almost half a century, ever since Ted Irving
30 showed a dramatic inconsistency between Wegener's original Pangea (A) and the then-available
31 pre-Jurassic paleomagnetic data (Irving, 1977). Strict interpretation of the paleomagnetic data for
32 the late Paleozoic requires a ~1500 km overlap between Gondwana and Laurussia; Gondwana is
33 too far North and/or Laurussia is too far South. To resolve this overlap, Irving proposed a new
34 paleogeography, Pangea-B, where Gondwana is longitudinally displaced relative to Laurussia,
35 placing, for example, NW South America next to SE North America in the late Paleozoic. This
36 configuration requires a huge dextral displacement across the Laurussia-Gondwana boundary
37 during the Triassic to accommodate the transition from the Pangea-B to the classical Pangea-A
38 (Irving, 2004), which is well-constrained from Jurassic paleomagnetic data as well as marine
39 magnetic anomalies from the central Atlantic Ocean. More recently, paleomagnetic studies by
40 Muttoni et al. (2003, 2009) suggested that the transition from Pangea-B to Pangea-A was
41 completed earlier, by the Late Permian–Early Triassic, coeval with the opening of the Neo-
42 Tethys ocean.

43 Recent compilations of paleomagnetic poles for both hemispheres of Pangea (Laurussia
44 and Gondwana) highlight the poor quality of the Carboniferous to Triassic paleomagnetic record
45 for Gondwana, particularly acute for latest Permian to early Triassic times (e.g., Brandt et al.,
46 2009; Domeier et al., 2012; Torsvik et al., 2012). Most of the Permo-Triassic paleomagnetic data
47 are from South America sedimentary rocks, which are susceptible to paleomagnetic biases
48 caused by sediment compaction, remagnetization, as well as age uncertainty (e.g. Bilardello and
49 Kodama, 2010, Font et al., 2012). Igneous rocks are the best paleomagnetic targets for

50 establishing reference poles, given their high-fidelity record of the geomagnetic field and
51 amenability to geochronological techniques. However, volcanic rocks from the stable interior of
52 Gondwana are scarce for this time period.

53 In order to provide better paleomagnetic constraints for the southern hemisphere of
54 Pangea, we studied an unusual paleomagnetic target: impact melts of the Permo-Triassic
55 Araguainha impact structure, which was recently dated by Tohver et al. (2012). Impact melts are
56 generated after the passage of the initial compressional shock wave, with temperatures in the
57 target-rocks increasing above the dry melting point of most rock-forming minerals, producing a
58 large volume of melt (e.g. Grieve and Cintala, 1992; Dressler and Reimold, 2001). A portion of
59 melt is ejected from the transient cavity, and the remaining melts are redistributed along the
60 modified impact crater floor in the form of a melt sheet and dikes (e.g. Dressler and Reimold,
61 2001; Spray, 2010). The magnetic remanence in autochthonous impact melts is of thermal
62 origin, similar to magmatic rocks (e.g., Carporzen et al., 2003), and is acquired during cooling
63 over a time frame that is proportional to the volume of the melt body.

64

65 **Geological setting and sampling rationale**

66 The Araguainha impact event affected the sedimentary rocks of the northern Paraná
67 Basin in central Brazil (16°47'S, 52°59'W). The 40-km-diameter structure (Fig1) is delimited by
68 concentric faults, annular rings, and a 10-km-wide central uplift of exhumed ca. 512 Ma granite
69 core surrounded by a collar of sedimentary rocks of the Paraná Group (Lana et al., 2007, 2008;
70 Tohver et al., 2012) (Fig. 2A). Impact-related melts are observed in contact with the granite
71 (Engelhardt et al., 1992; Machado et al., 2009, Yokoyama et al., 2012), both in the form of veins

72 that crosscut the porphyritic granite, and small bodies of melt sheet with polymict breccia
73 deposits on top of the melt sheet (Fig. 2B). A recent geochronological investigation using U-Pb
74 SHRIMP and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of neocrystallized phases in the melt rock provides a precise age
75 for the impact at 254.7 ± 2.5 Ma, coinciding with the Permo-Triassic limit (Tohver et al., 2012).

76 One of the basic requirements in paleomagnetic studies is that site-based directions
77 average out the secular variation (SV) of the geomagnetic field. For this reason, a comprehensive
78 sampling through a long period of time (10^3 - 10^4 years) is necessary. In impact melt rocks, as
79 with volcanic rocks, the remanent magnetization is acquired during cooling through the
80 unblocking temperature of magnetic minerals. An analogue is provided by the 200 m thick melt
81 sheet at the 65 km Manicouagan impact structure of Quebec, Canada. A thermal model by
82 Onorato et al. (1978) considered the latent heat of crystallization as well as conductive heat loss.
83 At high temperatures (ca. 1000°C), cooling rates vary as the inverse square of the distance y from
84 the melt sheet boundary, but cooling rates vary more linearly as cooling proceeds to the Curie
85 temperature range of iron oxides, hematite and magnetite, 680° and 578°C , respectively. The
86 calculations by Onorato et al. (1978) show that the center of the Manicouagan melt sheet would
87 have reached 630°C ca. 3300 years after the impact. However, these analytical calculations do
88 not consider the effects of heightened permeability within the fractured basement and the
89 potential for enhanced, long-lived hydrothermal circulation. A recent thermochronological study
90 of the smaller, 23 km Lappajärvi crater suggests elevated temperatures (230 - 410°C) in the central
91 uplift over 0.6 - 1.6 Ma (Schmieder and Jourdan, 2012). Given these analytical and empirical
92 constraints, we anticipate that magnetic acquisition during cooling of the larger volume of
93 Araguainha melt rock is sufficient to average out secular variation. Our detailed sampling covers
94 different sectors and all stratigraphic units of the impact melt sheet as well as the melt veins that

95 cut across the granitic target, in order to capture as much of the cooling history of the melt body
96 as possible. A total of 22 sampling sites (17 in the melt sheet and 5 in melt veins) were sampled
97 (Fig. 2B).

98

99 **Methods**

100 Three to nine oriented samples were collected from each sampling site. Standard 2.2×2.5 cm
101 cylindrical specimens cut from individual samples were subjected to alternating field (AF) and/or
102 thermal demagnetization. Demagnetization was carried out using 15 to 20 progressive steps, up
103 to 160 mT and 700°C, respectively. AF demagnetization was performed in either a three-axis
104 AF-demagnetizer coupled with the SQUID magnetometer or a, a LDA AGICO tumbler
105 demagnetizer (Agico, Czech Republic). Thermal demagnetization was carried out with an ASC
106 oven (peak temperatures within ± 2 °C; total heating time of 1 hour). Remanent magnetizations
107 were measured with a SQUID magnetometer (model 755UC, 2G) or an AGICO JR-6
108 magnetometer (Agico). These instruments are housed in a magnetically shielded room (ambient
109 field <1000 nT) at the Paleomagnetic Laboratory of the University of São Paulo (USP).
110 Characteristic remanent magnetizations (ChRM) were calculated by principal component
111 analysis (PCA) (Kirschvink, 1980) or great circles analyses (Halls, 1970). Mean directions were
112 obtained by Fisherian statistics or McFadden and McElhinny (1988) routine for combining
113 planes and directions. The method of variable cutoff of Vandamme (1994) was used to select the
114 VGPs for the final mean.

115 Magnetic mineralogy was characterized in representative samples using hysteresis cycles,
116 isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition curves and thermomagnetic curves.
117 Hysteresis measurements were made using a MicroMag VSM (Princeton Instruments corp.).

118 IRM acquisitions were performed up to 2800 mT in more than 40 steps using a pulse magnetizer
119 MMPM10 (Magnetic Measurements Ltd.) and a spinner magnetometer (Molspin Ltd.).
120 Thermomagnetic curves were obtained through heating and cooling cycles from room
121 temperature up to 700 °C in a CS3 furnace coupled with a KLY4S Kappabridge susceptometer
122 (Agico). Experiments were done in Argon atmosphere to inhibit alteration during heating.

123

124 **Results**

125 Two magnetic carriers are indicated by thermal demagnetization patterns,
126 thermomagnetic curves, hysteresis and IRM acquisition curves (Fig. 6). In thermal
127 demagnetization (Fig. 3) and susceptibility versus temperature curves (Fig. 6), magnetic
128 susceptibility typically decays steeply at about 580 °C (pure magnetite) followed by a continuous
129 decrease until 700 °C (hematite). Accordingly, hysteresis loops are wasp-waisted (Fig. 6), typical
130 of a mixture of two ferromagnetic phases with distinct coercivities (Tauxe et al., 1996). These
131 two phases are also observed in IRM acquisition curves that show two saturation steps (Fig. 6),
132 the first at fields below 1000 mT and the second at fields as high as 2500 mT. The alternating
133 field (AF) demagnetization up to 140 mT effectively removed up to 80 percent of the remanence
134 for most samples. The remaining remanence was fully demagnetized after 680°C (Fig. 3).

135 From the 137 analyzed specimens, 108 present a single stable magnetic direction with a
136 negligible viscous overprint (Fig. 3). Some secondary directions correspond to coercivities until
137 20 mT and maximum unblocking temperatures of 350°C. For 20 specimens (9 sites) this
138 secondary direction was not completely isolated from the ChRM by vectorial subtraction. In this
139 case they were analyzed by great circles (Halls, 1976). PCA for vectors and great circles
140 presented Maximum Angular Deviation (MAD) below 10°. Mean directions for each site are

141 presented in Table 1 and Figure 4. Directions are always well-grouped as attested by k values
142 higher than 100 for most sites (Table 1). The Araguainha ChRMs are all of normal polarity,
143 compatible with the magnetization being acquired after the Permo-Carboniferous Reversed
144 Superchron (PCRS), which ended ca. 269 Ma (Lanci et al., 2013), and the secondary direction
145 found is random. Before defining the paleomagnetic pole, the cutoff method of Vandamme
146 (1994) was applied for data selection. The final cutoff angle was 20.6° after rejection of only one
147 data (site 72), which corresponds to the highest intra-site dispersion ($S_{wi} = 63.8^\circ$). The
148 dispersion parameter of the mean paleomagnetic pole was (Fig. 5). The final
149 paleomagnetic pole of Araguainha impact structure (AIS) falls at Lat = -83.7° ; Lon = 340.1°
150 ($K=83.5$; $A_{95}=3.5^\circ$, $N = 21$).

151 The dispersion of site-based paleomagnetic directions was evaluated to test whether
152 sampling had averaged out the secular variation, which generally increases with latitude. We use
153 the dispersion pole parameter (S_B) of Biggin et al. (2008), which takes into account only the
154 secular variation and eliminates variations associated to experimental errors or intra-site
155 dispersion. Unfortunately, there are no models of SV dispersion for Permo-Triassic so we
156 compared our results to models for the Cretaceous Normal Superchron (CNS) and the Jurassic,
157 which represent extremes of reversal rate (Fig. 5). The dispersion factor of paleomagnetic
158 directions for Araguainha melt rocks is . This value is comparable with that
159 determined for the Dôme de Barrot red beds deposited during the Permo-Carboniferous Reversal
160 Superchron (PCRS). They are also within the lower range of S_B values for the CNS and just
161 below model estimates of PSV for the rapidly reversing geomagnetic field of the Jurassic. On
162 this basis, it appears that most of the paleosecular variation is recorded by the Araguainha impact
163 melt material.

164 **Discussion**

165 There are two contrasting proposals for the Apparent Polar Wander Path (APWP) for
166 South America for the Carboniferous to Triassic interval. The first path includes all available
167 data (FIGURE), without any filter (e. g. Tomezzoli et al. 2009, Rapalini et al. 2006), and is
168 referred to as the “classical interpretation” by Tomezzoli et al. (2013). The second path excludes
169 poles that are based on suspected remagnetizations or fail to meet modern standards of
170 paleomagnetic reliability (Brandt et al. 2009). Paleomagnetic remanences in sedimentary rocks
171 are vulnerable to biases caused by inclination shallowing and remagnetization events (e.g.,
172 Tauxe and Kent, 2004; Biladerllo and Kodama, 2010; Font et al., 2012). In addition, few of the
173 paleomagnetically-studied sedimentary sequences from South America have geochronological
174 age constraints, or are adequately sampled to account for secular variation. Given these
175 limitations, assignments of pole age based on the position in the APWP introduces circular logic
176 to the determination of path’s shape. The two APW paths show marked dissimilarities for
177 Permian times, showing that depending on the choice of filtering, the pole path can change
178 substantially, implying vastly different paleogeographic positions for the South American plate.

179 The most important effect contributing to the Pangea controversy seems to be the
180 inclination shallowing of magnetic directions due to vertical compaction since most reference
181 poles for the Carboniferous to Triassic were obtained from sedimentary units (e.g., Domeier et
182 al., 2012; Billardelo and Kodama, 2010). Some paleomagnetic poles on both sides of Pangea
183 were corrected for their potential shallowing in inclination using different methods, with
184 flattening factors varying from 1.0 to 0.5 (e.g., Rapalini et al., 2006; Brandt et al., 2009;
185 Bilardello and Kodama, 2010). In addressing this problem, Domeier et al. (2012) has applied a
186 single flattening factor of 0.6 to all Pangean sedimentary units (Fig. 4B). This procedure

187 minimized the misfit between Gondwana and Laurentia into a Pangea A configuration.
188 Interestingly, this correction brings sedimentary poles close to the coeval igneous poles (Figs. 7A
189 and 7B), further attesting to systematic effect of inclination shallowing in the sedimentary units.

190 Figures 7A and 7B show the Araguainha pole (AIS) together with other paleomagnetic
191 poles of West Gondwana from the compilation of Domeier et al. (2012). This figure shows
192 paleomagnetic poles from 270 to 240 Ma, which are derived from the study of both sedimentary
193 (white and grey) and volcanic rocks (red). Igneous based poles are very scarce after 270 Ma, but
194 the available poles are more clustered than those obtained for sedimentary rocks. The ca. 254 Ma
195 AIS pole falls within the igneous group, close to the new 263 Ma Sierra Chica pole from the
196 Colorado volcanic province of Argentina (Domeier et al., 2011), suggesting that the latter area is
197 structurally coherent with Gondwana. We have recalculated mean poles for West Gondwana for
198 260 Ma and 250 Ma incorporating the new AIS result using the selection criteria of Domeier et
199 al. (2012). After recalculation, the cone of 95% confidence of 260 Ma and 250 Ma averages
200 improve from 8.0° and 9.0° to 7.4° and 7.9°, respectively. In addition, the position of the new
201 mean poles is closer to the Laurussia APWP implying a tight fit of both halves of the
202 supercontinent into in a Pangea-A configuration (Figures 8A and 8B).

203 **Conclusions**

205 A systematic paleomagnetic study was carried out on the 254.7 ± 2.5 Ma melts of the
206 Araguainha impact structure (Central Brazil), part of the stable interior of the Gondwanan
207 supercontinent. The normal magnetization is consistent with a late Permian to early Triassic age
208 for the impact event, given the preponderance of normal polarity magnetozones from this time
209 period. The analysis of paleomagnetic dispersion suggests that most if not all SV was averaged

210 out. Comparison of the Araguainha paleomagnetic pole (AIS) with igneous and sedimentary
211 paleomagnetic poles from middle Permian to early Triassic South America reinforces the
212 observation that sedimentary poles are biased to shallow inclinations. Restricting
213 paleogeographic interpretations to igneous poles such as that obtained from the Araguainha melts
214 reduces the overlap of Gondwana with Laurussia and favors a Pangea-A configuration.

215

216

217 **References**

218 Biggin, A.J., van Hinsbergen, D.J.J., Langereis, C.G., Straathof, G.B., Deenen, M.H.L., 2008.

219 Geomagnetic secular variation in the Cretaceous Normal Superchron and in the Jurassic. *Physics*
220 *of the Earth and Planetary Interiors* 169, 3-19.

221 Bilardello, D., Kodama, K.P., 2010. Palaeomagnetism and magnetic anisotropy of Carboniferous
222 red beds from the maritime provinces of Canada: evidence for shallow palaeomagnetic
223 inclinations and implications for North American apparent polar wander. *Geophysical Journal*
224 *International* 180 (3), 1013-1029.

225 Brandt, D., Ernesto, M., Rocha-Campos, A.C., dos Santos, P.R., 2009. Paleomagnetism of the
226 Santa Fe Group, Central Brazil: implications for the late Paleozoic apparent polar wander path
227 for South America. *Journal of Geophysical Research* 114 (B2).

228 Carporzen et al., 2003

229 Domeier, M., Rob Van der Voo, R., Tohver, E., Tomezzoli, R.N., Vizan, H., Torsvik, T.H.,

230 2011, New Late Permian paleomagnetic data from Argentina: Refinement of the apparent polar

231 wander path of Gondwana, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Volume 12, Number 7,
232 Q07002.

233 Domeier, M., Van der Voo, R., Torsvik, T.H., 2012. Paleomagnetism and Pangea: The road to
234 reconciliation. *Tectonophysics* 514, 14-43.

235 Dressler, B.O., Reimold, W.U., 2001. Terrestrial impact melt rocks and glasses. *Earth-Science*
236 *Reviews* 56, 205-284.

237 Font, E., Rapalini, A. E., Tomezzoli, R. N., Trindade, R. I. F., Tohver, E., 2012. Episodic
238 remagnetizations related to tectonic events and their consequences for the South America polar
239 wander path *Geological Society Special Publications*: 371(1):55-87.

240 Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., and Ogg, G. M., eds., 2012. *The geologic time*
241 *scale 2012*. Elsevier, 1,144 p.

242 Grieve, R.A.F., Cintala, M.J., 1992. An analysis of differential impact-melt crater-scaling and
243 implications for the terrestrial impact record. *Meteoritics* 27, 526-538.

244 Halls, H.C., 1976. Least-squares method to find a remanence direction from converging
245 remagnetization circles. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 45, 297-304.

246 Irving, E., 1977. Drift of the major continental blocks since the Devonian. *Nature* 270 (5635),
247 304–309.

248 Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data.
249 *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 62, 699-718.

250 Kruiver, P.P., Dekkers, M.J., Langereis, C.G., 2000. Secular variation in Permian red beds from
251 Dome de Barrot, SE France. *Earth and Planetary Science Letters*, 179 (1), 205-217.

252 Lana, C., Souza Filho, C.R., Marangoni, Y.R., Yokoyama, E., Trindade, R.I.F., Tohver, E.,
253 Reimold, W.U., 2007. Insights into the morphology, geometry, and post-impact erosion of the
254 Araguainha peak-ring structure, central Brazil. *Bulletin of the Geological Society of America*,
255 119 (9-10), 1135-1150.

256 Lana, C., Filho, C.R.S., Marangoni, Y.R., Yokoyama, E., Trindade, R.I.F., Tohver, E., Reimold,
257 W.U. 2008. Structural evolution of the 40 km wide Araguainha impact structure, central Brazil.
258 *Meteoritics and Planetary Science*, 43 (4), pp. 701-716.

259 McFadden, P.L., McElhinny, M.W., 1988. The combined analysis of remagnetization circles and
260 direct observations in paleomagnetism. *Earth and Planetary Science Letters* 87, 161-172.

261 Melosh, H. J., 1989. *Impact cratering: a geologic process*. Oxford University Press, New York,
262 245pp.

263 Muttoni, G., Kent, D.V., Garzanti, E., Brack, P., Abrahamsen, N., Gaetani, M., 2003. Early
264 Permian Pangea 'B' to Late Permian Pangea 'A'. *Earth and Planetary Science Letters*, 215 (3-4),
265 379-394.

266 Muttoni, G., Gaetani, M., Kent, D.V., Sciunnach, D., Angiolini, L., Berra, F., Garzanti, E.,
267 Mattei, M., Zanchi, A., 2009. Opening of the Neo-tethys ocean and the pangea B to pangea A
268 transformation during the permian. *GeoArabia*, 14 (4), 17-48.

269 Onorato, P.I.K., Uhlmann, D.R., Simonds, C.H., 1978. Thermal history of manicouagan impact
270 melt sheet, quebec. *Journal of Geophysical Research* 83, 2789-2798.

271 Rapalini, A.E., Fazzito, S., Orué, D., 2006. A new late Permian paleomagnetic pole for stable
272 South America: The independencia group, eastern Paraguay. *Earth, Planets and Space*, 58 (10),
273 1247-1253.

274 Schmieder, M., Jourdan, F., 2013, The Lappajärvi impact structure (Finland): Age, duration of
275 hydrothermal crater cooling, and implications for life. *Geochimica et Cosmochimica Acta*,
276 <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2013.02.01>

277 Spray, J.G., 2010. Frictional Melting Processes in Planetary Materials: From Hypervelocity
278 Impact to Earthquakes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol 38 38, 221-254.

279 Tauxe, L., Mullender, T.A.T., Pick, T., 1996. Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism
280 in magnetic hysteresis. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 101, 571-583.

281 Tohver, E., Lana, C., Cawood, P.A., Fletcher, I.R., Jourdan, F. , Sherlock, S., Rasmussen, B.,
282 Trindade, R.I.F., Yokoyama, E., Souza Filho, C.R., Marangoni, Y., 2012. Geochronological
283 constraints on the age of a Permo–Triassic impact event: U–Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results for the
284 40km Araguainha structure of central Brazil, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 86, 214-227,
285 DOI. 10.1016/j.gca.2012.03.005.

286 Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine,
287 P.V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland,
288 P.J.A., Cocks, L.R.M., 2012. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-*
289 *Science Reviews* 114, 325-368.

290 Vandamme, D., 1994. A new method to determine paleosecular variation. *Physics of the Earth*
291 *and Planetary Interiors* 85, 131-142.

292 Yokoyama, E., Trindade, R.I.F., Lana, C., Souza Filho, C.R., Baratoux, D., Marangoni, Y.R.,
293 Tohver, E., 2012. Magnetic fabric of Araguainha complex impact structure (Central Brazil):
294 Implications for deformation mechanisms and central uplift formation. *Earth and Planetary*
295 *Science Letters* 331, 347-359.

296 **Captions**

297 **Figure 1** - Location of the Araguinha crater (circle) and outline of the Paraná basin into the
298 Pangea A paleogeography.

299 **Figure 2-** Geological maps of Araguinha: (A) simplified geological map of the impact
300 structure; (B) detail of the central uplift area and location of sampling sites.

301 **Figure 3** – Examples of AF and thermal demagnetizations (stereographic projections, orthogonal
302 projections, and magnetization intensity decay curves) for melt sheets and melt veins samples.

303 **Figure 4** - Magnetic mineralogy of Araguinha's melts: hysteresis loops; thermomagnetic curves
304 and isothermal magnetization acquisitions.

305 **Figure 5**– Mean directions and S-parameter curves for the Araguinha collection (in red): (A)
306 Site mean characteristic directions; (B) Site mean virtual geomagnetic poles.

307

308 **Figure 6** - Comparison of S-parameter with (A) Cretaceous Normal Superchron (CNS) and (B)
309 Jurassic models (from Biggin et al., 2008), solid blue circles represent the S-parameter for PCRS
310 from Kruiver et al. (2000).

311 **Figure 7** - Comparison between igneous (red) and sedimentary (white and grey) 270 to 240 Ma
312 poles from West Gondwana: (A) before shallowing correction; (B) after a uniform correction of
313 $f=0.6$; (C) The histogram shows a lack of igneous poles for this period of time.

314

315 **Figure 8.** Modified 310-200 Ma APWP segment of West Gondwana: (A) original APWP was
316 defined by Domeier et al. 2012; (B) modified APWP including the AIS pole , the green circles
317 and their respective confidence error ellipses represent the mean poles recalculated.

318

319 **Table 1** - Paleomagnetic results for the Araguainha impact structure

320 Footnotes: n/N (number of analyzed specimens/number of specimens used in mean directions);

321 α_{95} (Fisher's cone of confidence); k (Fisher's precision parameter); VGP (Virtual geomagnetic

322 pole); Plong (pole longitude); Plat (pole latitude); Swi (intra-site dispersion).

323 * Sites of melt veins

324 ** Rejected site

325

326

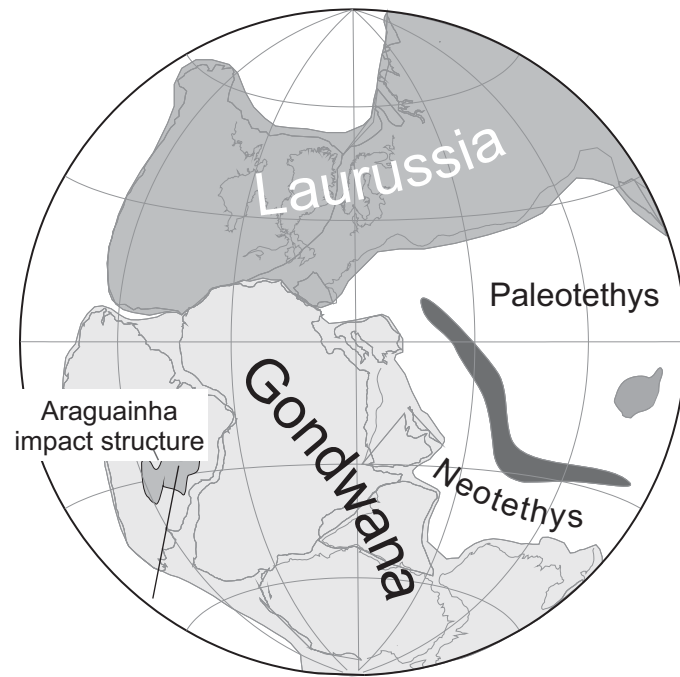


Figure 1

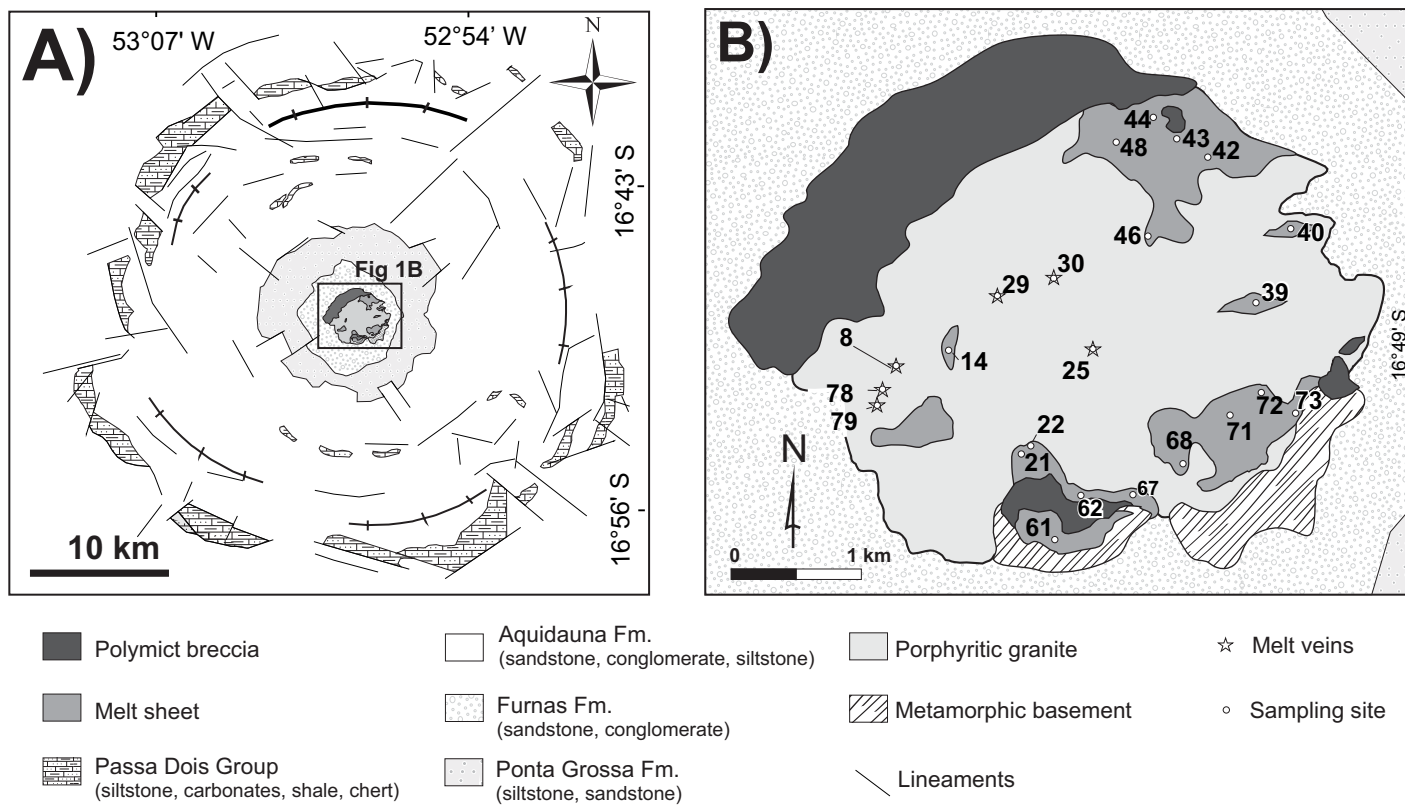


Figure 2

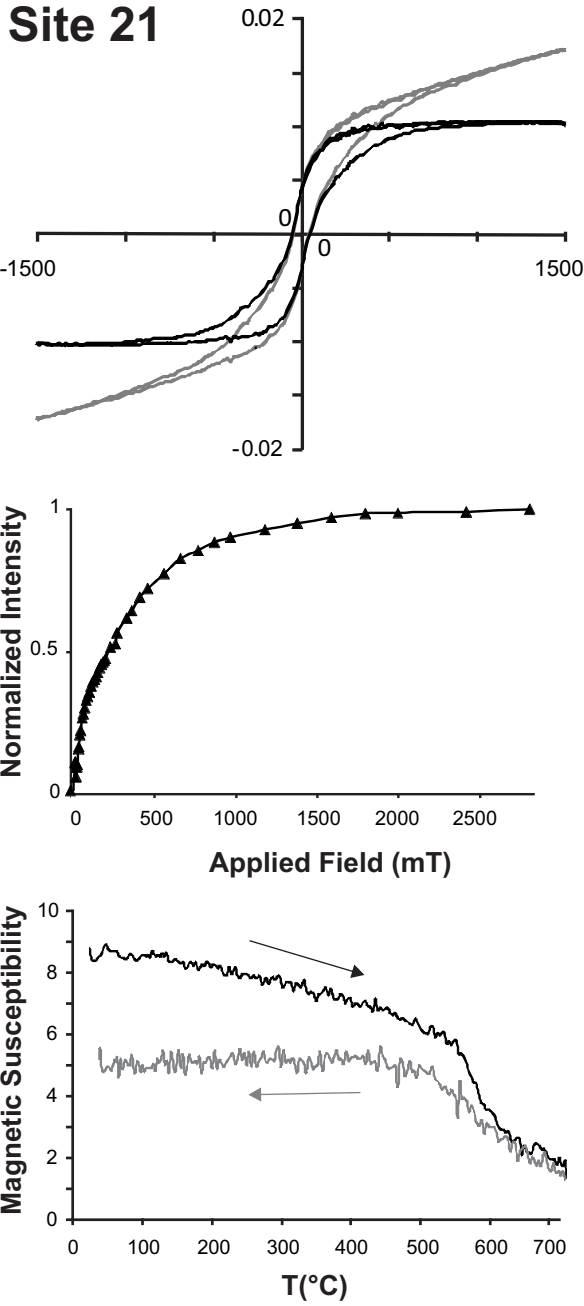


Figure 3

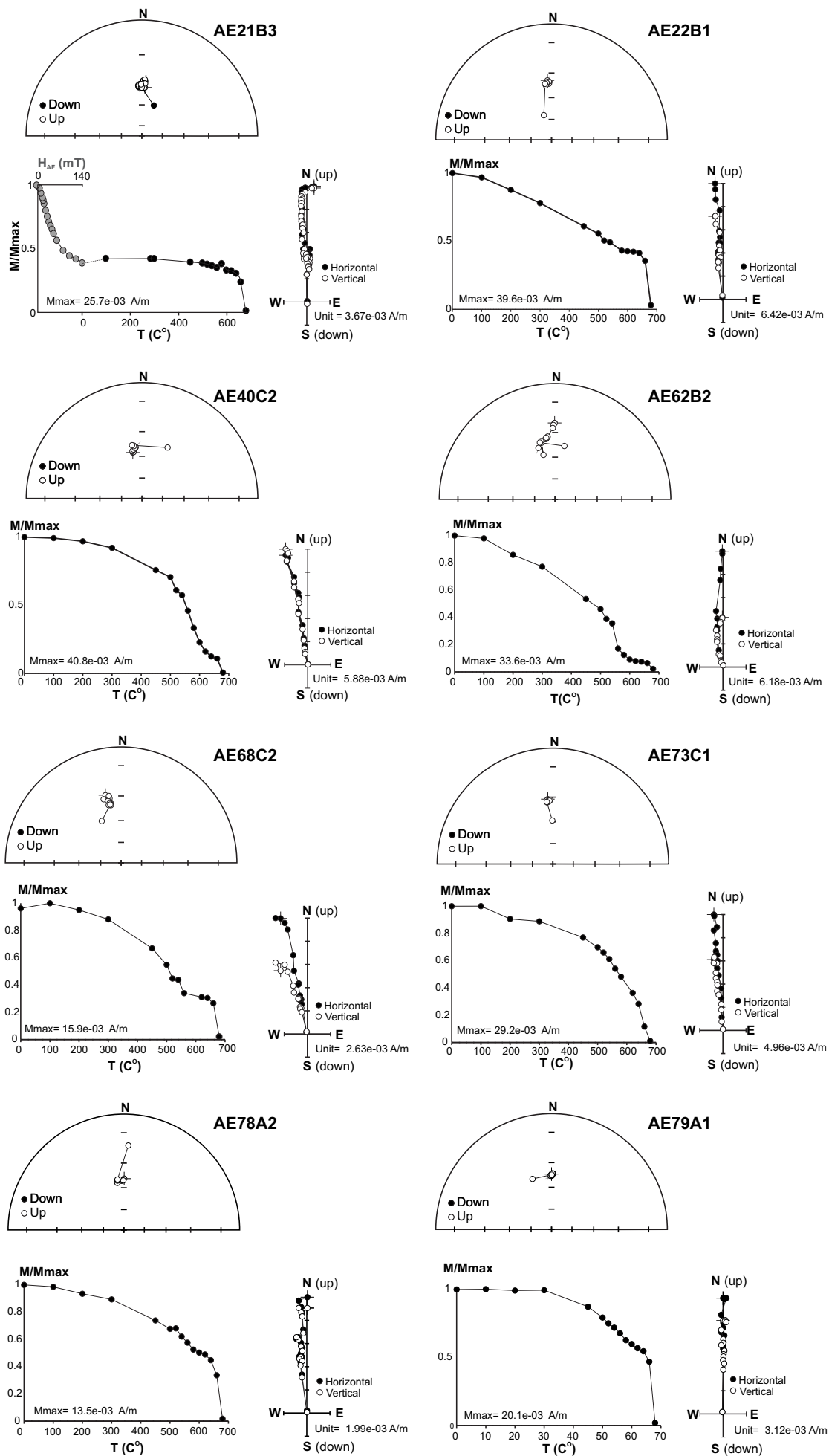


Figure 4

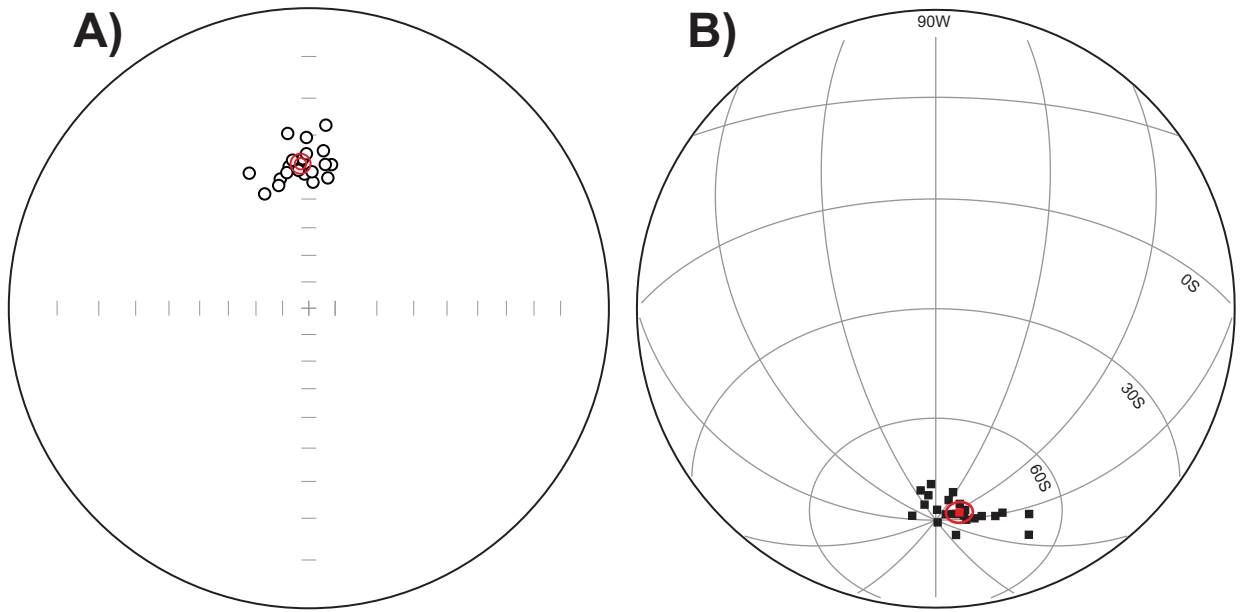


Figure 5

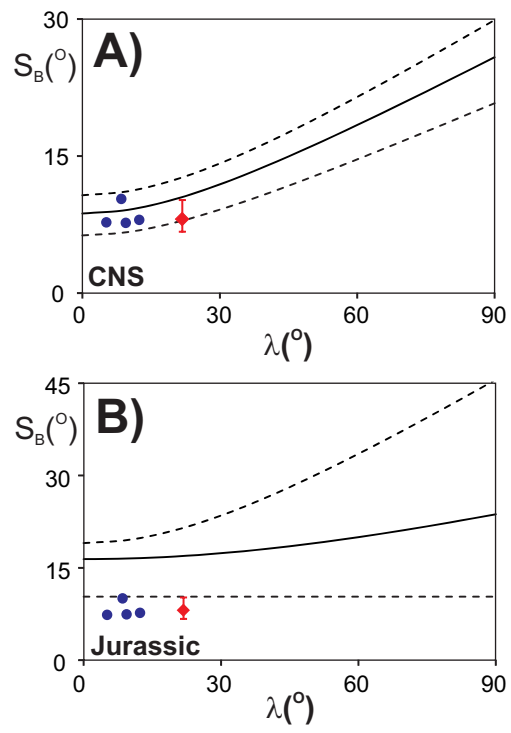


Figure 6

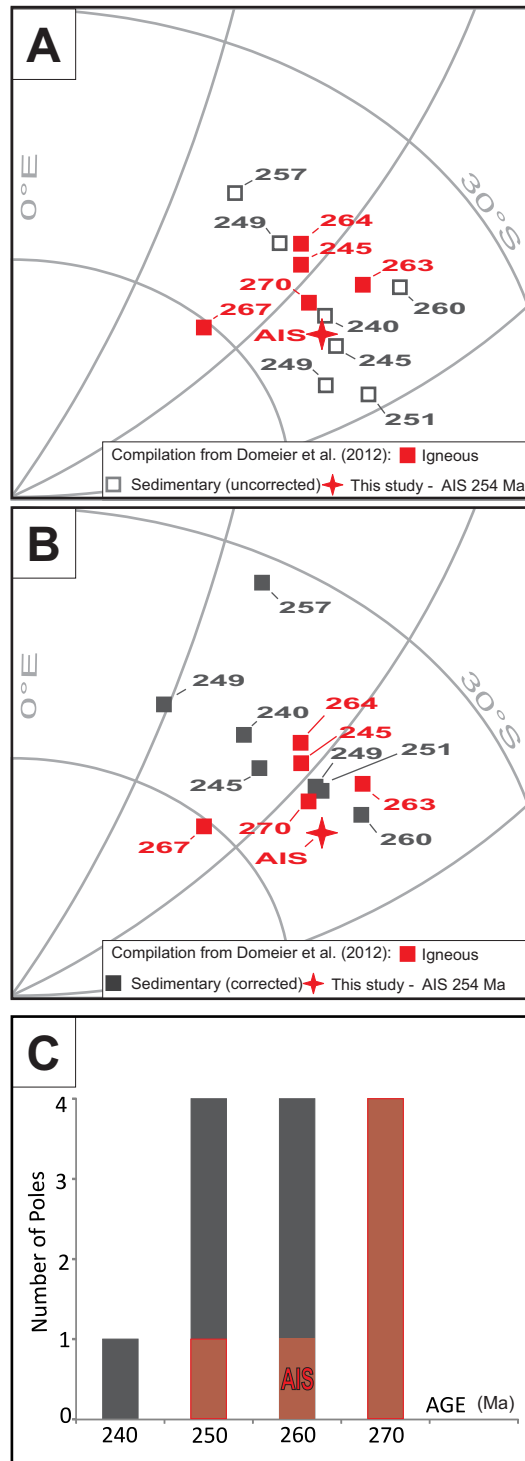


Figure 7

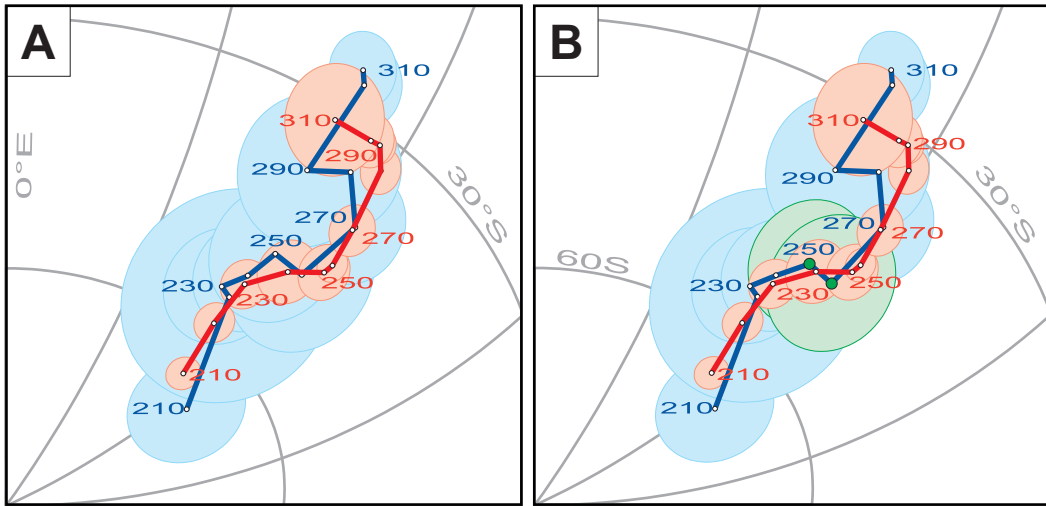


Figure 8

Site	n/N	Mean characteristic directions				VGP		
		Declination (deg)	inclination (deg)	(deg)	k	Plat (deg S)	Plon (deg W)	Swi (deg)
*8	12/13	355.7	-40.5	3.9	126.1	-82.5	338.8	8.3
14	3/6	5.3	-27	15.4	65.1	-84.2	193.1	8.9
21	4/4	358.1	-41.8	3.1	900	-82.5	320.6	2.7
22	6/6	1.9	-44.4	6.2	133.5	-80.4	296.7	5.7
*29	7/8	9	-38.3	2.3	667.2	-80.3	247.5	3.3
*30	6/9	1.3	-41.1	4	285.4	-83.1	297.6	5.3
39	5/5	5.3	-34.4	2.9	694.6	-84.5	240.4	3.3
40	6/6	355	-38.4	5.9	131.5	-83.0	351.3	6.6
42	5/5	6.5	-38.5	10	63.5	-82.3	258.1	10.2
43	6/6	336.2	-37.6	15.5	23.9	-67.3	21.0	9.9
44	5/5	347.5	-42.4	3.8	400	-75.9	1.4	4.6
46	6/6	338.9	-45.6	6.2	122.7	-68.0	5.4	8.3
48	5/5	357.7	-37	5.7	179.1	-85.5	334.8	6.1
61	6/6	346.2	-44.3	6.1	126.6	-74.2	358.8	7.8
62	6/6	352.1	-39	4.4	238.2	-80.9	0.2	5.4
67	7/7	359.2	-30.7	14.8	19	-88.5	35.0	15.0
68	4/6	353.1	-29.2	6.7	189.3	-83.3	46.1	6.3
71	4/6	359.1	-35.5	9.9	161.3	-87.0	325.3	5.0
**72	6/7	158.4	-40.3	15.1	23.5	43.0	302.9	63.8
73	5/5	353.7	-37.2	2.1	1293.5	-82.8	2.5	2.0
*78	6/6	8.3	-42.6	5	198	-78.9	264.1	6.1
*79	3/4	350.8	-40.8	10	153.4	-79.1	358.7	7.8

Anexo 4

1 **HYDROTHERMAL ALTERATION IN THE VARGEÃO BASALTIC**
2 **IMPACT STRUCTURE (SOUTH BRAZIL): IMPLICATIONS FOR**
3 **RECOGNITION OF IMPACT-INDUCED HYDROTHERMALISM ON**
4 **MARS**

5 Elder Yokoyama^{1,2*}, Anne Nédélec², David Baratoux³, Ricardo I.F. Trindade¹,
6 Sébastien Fabre³, Gilles Berger³

7

8 ¹*IAG, University of São Paulo, São Paulo, Brazil*

9 ²*GET-OMP, University of Toulouse, 31400 Toulouse, France*

10 ³*IRAP-OMP, University of Toulouse, 31400 Toulouse, France*

11

12

13 *corresponding author: elder@iag.usp.br (E. Yokoyama)

14

15

16 **ABSTRACT**

17 The 12 km in diameter Vargeão impact structure affected the surface of the Paraná basaltic
18 province (southern Brazil) 123 Myr ago, when the area was submitted to a very dry climate.

19 The underlying rocks were poorly consolidated sandstones, that hosted a large brackish
20 aquifer. The Vargeão structure is therefore the best terrestrial analog for the study of impact-
21 related phenomena on Mars, especially the nature, intensity and consequences of
22 hydrothermal alteration affecting basaltic material. The shocked basalts display cm-sized
23 breccia veins filled with lithic clasts, glassy remnants, and newly formed oxides and
24 secondary phases. The textural and mineralogical study of these phases point to their

25 hydrothermal origin. A geochemical modelling helps to establish the conditions of their
26 formation. VNIR spectroscopy enables to quantify the hydration and oxidation degrees of the
27 different parts of the structure and provide a framework for the interpretation of remote
28 sensing observations on impact craters on Mars affected by hydrothermal alteration. Although
29 the very centre of the structure was submitted to the highest pressures and temperatures, the
30 most developed hydrothermal changes are recognized in an inner collar surrounding the
31 central depression. This inner collar is also the location of the most important changes in the
32 rock magnetic properties. These magnetic signatures are related to the distribution of impact-
33 related faults and a new interpretative cross-section of the structure including the main
34 hydrothermal paths is proposed. Although the hydrothermal phases represent minor volumes,
35 they would have been likely identified from orbital instruments.

36

37 *Keywords:* impact crater

38 basalt

39 hydrothermalism

40 geochemical modeling

41 Vargeão

42

43 **1. Introduction**

44 Several impact-induced hydrothermal systems have been recognized on Earth and on
45 Mars, as recently reviewed by Osinski et al. (2012). The martian hydrothermal systems are
46 especially important, because they could have generated temporal oases for life (Cabrol et al.,
47 2001). Indeed, formation of an impact melt sheet and the heat transferred to the target
48 following shock compression can provide sufficient thermal gradients to drive a hydrothermal
49 system, provided water is available in the environment. Although Mars present surface
50 conditions are cold and dry, hydrated minerals appear to be associated to some impact craters,
51 suggesting that impact-related hydrothermalism was possibly involved in their formation
52 (Marzo et al., 2010, Carter et al., 2013). However, there is a debate on their origin and
53 significance, namely are these phyllosilicates the product of impact-related hydrothermal
54 alteration or do they represent exhumed older i.e., Noachian (> 3.6 Ga), sediments (Fairén et
55 al., 2010, Barnhard and Nimmo, 2011). One approach to resolve this debate is to document
56 impact-induced hydrothermal systems on basaltic rocks on the Earth. However, analogous
57 structures are rare on the Earth. Basaltic surfaces are largely dominated by the oceanic crust,
58 and such surfaces are young (paucity of large impact craters), difficult to access, and would
59 provide anyway a submarine context different to the expected context for most hydrothermal
60 systems on Mars. The terrestrial impact cratering record is largely dominated by structures
61 affecting the ancient continental crust dominated by sedimentary or evolved igneous
62 compositions. Exceptions to this situations are provided by impact structures into continental
63 basaltic provinces, such as Lonar in the Deccan Trapps (India) and Vargeão in the Paraná
64 Trapps (Brazil).

65 The Lonar structure is only 1.8 km wide. Hydrothermal alteration of its basaltic impact
66 breccias has been studied from core samples by Hagerty and Newsom (2003). The Vargeão
67 impact structure is much larger and provide many outcrops of basalts within the crater cavity

68 that have been affected by impact deformation and potentially affected by the development of
69 an hydrothermal system. In addition, the Vargeão case is especially suitable for comparison
70 with martian cases that most likely involved ground water rather than abundant precipitation,
71 because but no or little meteoritic waters (dry climate) was involved at the time of the impact.
72 The aim of this study is to search any evidence of hydrothermal alteration and document the
73 alteration products of the basalt. A comparison with hydrothermal products at other terrestrial
74 impact structures is presented. This study should contribute to provide a framework for the
75 interpretation of remote or in-situ observations at the surface of Mars, and would help to
76 assess the origin of hydrated minerals associated to martian impact structures.

77

78 **2. Geological setting**

79 *2.1. The Vargeão impact structure*

80 The 12-km-wide Vargeão complex impact structure is located on the Santa Catarina
81 state (center at 26 ° 49'S and 52 ° 10'W), south Brazil (Fig. 1A). The impact event took place
82 in the central part of the Paraná Basin, affecting the Eotriassic-Cretaceous rocks of the São
83 Bento Group. The São Bento Group, from the base to the top, is formed by Piramboia,
84 Botucatu and Serra Geral Formations (e.g., Milani, 1997). The Piramboia Formation is
85 composed of sandstones that can be separated in two major systems that comprise a wet
86 aeolian record (wet interdune facies) in the lower part and a dry aeolian record (dunes facies)
87 towards the upper part (e.g., Caetano-Chang and Wu 1994). The Botucatu Formation consist
88 of aeolian deposits, dominantly sets and cosets of cross-strata (e.g., Scherer, 2000). According
89 to Scherer (2000), the Botucatu Formation records a dry aeolian system formed by the
90 accumulation of aeolian dunes without development of wet interdune facies. The Botucatu
91 Formation is made of fine- to medium-grained well-sorted sandstones of aeolian origin,
92 whereas the Piramboia Formation is more clayish and of both aeolian and restricted fluvial

93 origin. The Botacatu sandstones contain >90% quartz with dominantly hematite coatings and
94 rare calcareous cements. Feldspars and micas are minor or accessory phases. The thickness of
95 the formation ranges from 100 to 700 m, depending in their location in the basin. The Serra
96 Geral Formation belongs to the Paraná-Etendeka Large Igneous Province, and is mainly
97 composed of tholeiitic flood basalts (90% of the volume) and minor felsic volcanics
98 (Piccirillo and Melfi, 1988). The sandstones were deposited during Jurassic times under an
99 arid climate. The Botacatu desert was covered by the thick basaltic flows of the Serra Geral
100 Formation at ca 134 Ma (Scherer, 2002).

101 Stratigraphic relationships show that the impact affected dominantly the volcanic
102 rocks of Serra Geral Formation whereas excavation of the deeper sandstones of Pirambóia
103 and Botacatu Formations are also reported (Kazzuo-Vieira et al., 2004; Crósta et al., 2012)
104 (Fig. 1B). Morphologically, Vargeão is characterized by a well-preserved rim and a smoothed
105 central uplift (e.g., Kazzuo-Vieira et al., 2009; Crósta et al., 2012) . According to Crósta et al.
106 (2012), the rim area is affected by concentric gravitational faults penetrating the hundreds of
107 meters thick tholeiitic basalt flows and the few tens of meters thick rhyodacites. Networks of
108 breccia veins containing oxidized material and lithic fragments occur in association with these
109 faults (Nédélec et al., 2013). Recently, in situ U/Pb ages obtained on zircons from these veins
110 suggest that the impact event occurred at 123 ± 1.4 Ma (Nédélec et al., 2013). In addition to
111 these veins, the macroscopic impact features observed in this region include shatter cones-in
112 sandstones and basalts. Microscopic evidence of an impact-related shock-wave has been also
113 reported such as Planar Deformation Features (PDF) in quartz grains (Crósta et al., 2012).
114 The central uplift of Vargeão can be divided in two domains. The first domain is
115 characterized by topographic highs (inner collar), consisting of intercalated blocks (with a few
116 hundred meters) of basalts from Serra Geral Formation and aeolian-sandstone from

117 Pirambóia/Botucatu formations (strongly deformed). The second domain is represented by a
118 central depression that is formed by basalts and rare polymict breccia deposits.

119

120 *2.2. The Guarani aquifer*

121 The Guarani aquifer system, also called Mercosul aquifer system, is the most
122 important aquifer of the Paraná basin. It extends into the Botucatu and Piramboia Formations
123 and has been extensively studied, as it provides a major source of fresh water for southern
124 Brazil and bordering countries and likely represents one of the world's largest freshwater
125 reservoirs. It dips westwards and three geochemical regions were identified from east to west
126 by Meng and Maynard (2001), namely: the recharge area, the mid-region, characterized by
127 high Ca^{2+} and HCO_3^- contents due to calcite dissolution, and the central (inner) region, where
128 leakage of evaporites from the Piramboia formation add Na^+ , Cl^- and SO_4^{2-} to the water.
129 Detailed water compositions from several wells scattered in São Paulo state can be found in
130 Sracek and Hirata (2002) and are representative of the whole system and Araujo et al. (1999)
131 presented a complete hydrogeological history of the Guarani aquifer. At the time of formation
132 of the basaltic flow of the Serra Geral formation (134 Ma) and until 110 Ma i.e., including the
133 time of the Vargeão impact, only slightly saline or brackish water was in the aquifer system.
134 Flushing by increased rainfall and creation of a hydraulic gradient due to the uplift of the
135 Serra do Mar did not occurred before mid-Cretaceous times (ca 100 Ma).

136

137 **3. Material and methods**

138

139 *3.1. Field observations, sampling and optical microscopy*

140 53 sites of the impact structure were visited, their location are reported on Fig. 1. At
141 each site was collected at least one hand sample for petrographic or geochemical study. The

142 field-based description was complemented by the observation of 60 polished thin sections,
143 both in transmitted and reflected lights.

144

145 *3.2. SEM observations and EDS analysis*

146 Mineral chemical analyses were performed on a JEOL 6360 scanning electron
147 microscope of the Géosciences Environnement Toulouse (GET) laboratory. The microscope
148 was operated at 20 kV, magnification 40-1000, WD 10 mm, spot size 50 μm . More than 200
149 qualitative chemical maps (EDS X-ray maps) of major elements abundances were acquired on
150 representative parts of the thin sections.

151

152 *3.3. Whole-rock and mineral geochemistry*

153 Major-element contents of target basaltic rocks were obtained in the SARM (Service
154 d'Analyse des Roches et Minéraux) in CRPG laboratory (Nancy, France), using inductively-
155 coupled plasma optical-emission spectrometry (ICP-OES) with a precision better of 1%.
156 Chemical compositions of the principal mineral phases were determined with the CAMECA
157 SX50 electron microprobe of the GET laboratory (Toulouse, France) operating at the
158 following conditions: 15 kV and 20 or 10 nA (respectively for anhydrous or hydroxylated
159 minerals), with a beam width of 1 μm . Glass compositions were also analyzed in situ with the
160 electron microprobe (with control of the glassy nature under the SEM).

161

162 *3.4. X-ray diffraction (clay mineral analysis)*

163 Minerals were separated from veins for X-ray diffraction analysis by microdrilling of
164 specific zones. The phyllosilicates fraction was isolated by sonification/elutriation and
165 analysed by X-ray diffraction on oriented powder preparations dried at normal temperature
166 and saturated with ethylene glycol. XRD spectra were obtained with angular (2θ) ranges from

167 2° to 20°. The analyses were carried out using a G3000--INEL diffractometer (Cu cathode) at
168 the GET laboratory equipped with a diode SiLi especially used to identify clay minerals.

169

170 *3.5. VNIR spectroscopy*

171 Visible and Near-Infrared (VNIR) spectroscopy takes advantage of various crystal
172 field absorptions of electromagnetic radiations in the wavelength region from 0.35 to 5.0 μm .
173 The detection of minerals with VNIR is a surface measurement as the penetration depth of
174 photons is not more than several hundreds of microns. Electronic absorptions are dominated
175 by iron-bearing minerals such as olivine and pyroxenes, but VNIR spectroscopic signal also
176 contains absorption features useful for recognizing ferric oxides, water and hydroxyl in
177 crystal structures (Burns, 1993a, 1993b). Three VNIR imaging spectrometers on orbital
178 platforms have acquired data at Mars: (I) Imaging Spectrometer for Mars (ISM, Bibring et al.
179 1989), (II) Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité (OMEGA,
180 Bibring et al., 2005) on the Mars Express spacecraft and (III) the Compact Reconnaissance
181 Imaging Spectrometer for Mars (CRISM, Murchie et al., 2007) on the Mars Reconnaissance
182 Orbiter. Spectral parameters (also called spectral indexes) have been developed to provide
183 qualitative information of the surface composition from VNIR spectral properties. These
184 spectral parameters are given by mathematical expressions combining the I/F values at a
185 given set of wavelengths. We propose to apply here a similar approach to provide qualitative
186 maps at the sample-scale of pyroxenes (indicative of non-altered regions of the sample),
187 water-bearing phases and degree of oxidation. Four hyperspectral cubes of the samples VG17,
188 VG 50, VG53, and VG28 were acquired using the HySpex SWIR-320m camera at the
189 Laboratoire of Planétologie and Géodynamique of Nantes. This camera is equipped with a
190 MCT detector array (HgCdTe) that can acquire a full spectrum, with a spectral sampling
191 interval of 5 nm between 0.4 and 2.5 μm (470 bands) with a resolution of approximately 1

192 mm/pixel (e.g., Baissa et al., 2011). The spectral parameters developed for the identification
193 of pyroxenes, of hydrated phases, and for the characterization of the degree of oxidation of the
194 surface developed by Poulet et al. (2007) are applied to these VNIR data. The exact position
195 of each wavelength has been very slightly shifted to account for the spectral resolution of
196 HySpex SWIR-320m camera (see Table 1). Pyroxene shows two electronic transition
197 absorptions near 1 and 2 μm , the exact wavelengths of which vary with Fe, Mg, and Ca cation
198 concentration (Adams, 1974; Cloutis et al., 1986, Clenet et al., 2011). The pyroxene index uses
199 the 2- μm band attributed to crystal field transitions in Fe^{2+} , which preferentially occupies the
200 M2 crystallographic site (Gaffey et al., 1993), and is sensitive to both low- to high-Ca species.
201 Diagnostic absorptions of oxidation states are present in the 0.2-1.1 μm region (Burns 1993b).
202 The identification of Fe-oxidized phases is achieved with the Fe^{3+} parameter based on spectral
203 features in the visible due to Fe^{3+} ions (Morris et al., 1989). In addition, VNIR data contain a
204 host of narrow diagnostic absorptions due to overtones and combination tones of fundamental
205 water and hydroxyl absorptions in crystal structures. The 1.9- μm band attributed to overtone
206 of the H-O-H bending mode and of the OH stretching mode is used to identify water-bearing
207 minerals or hydrated minerals (Gaffey et al., 1993).

208

209 *3.6. Magnetic properties*

210 The impact cratering phenomena can produce significant changes in the geophysical
211 signatures, specially on the magnetic mineralogy (e.g., Louzada et al., 2011). These changes
212 can be related to many mechanisms, such as fusion, deformation or hydrothermal alteration of
213 the target-rocks. In order to identify possible changes on the magnetic behavior and their
214 probability sources, we conducted a simple magnetic study on the Vargeão rocks. 17 sites
215 were samples for magnetic studies (Fig. 1A), comprising unshocked basalts (sites 43 and 44),
216 basalts affected by shock (sites 7, 8, 10, 17, 18, 19, 23, 25, 27, 35, 37, 45 and 52) and

217 polymict breccia (sites 28 and 36). At each site three to six 2.5-cm-diameter oriented cores
218 were collected with a portable rock drill and further cut in three to five specimens 2.2 cm in
219 height, providing a total of 130 specimens for magnetic studies. Measurements of magnetic
220 volume susceptibility (k) and natural remanent magnetization (NRM) were conducted in the
221 Laboratory of Paleomagnetism of the University of São Paulo. Magnetic susceptibility
222 measurements were carried out using a KLY4S Kappabridge susceptometer (working with
223 300 A/m and 875 Hz). NRM measurements were carried out using a JR6 magnetometer. The
224 Koenigsberger ratio was calculated for all specimens using the magnetic field values provided
225 by IGRF-2011 model (<http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html>).

226

227 *3.7. Geochemical modeling*

228 Geochemical modeling was achieved for the purpose of understanding the
229 conditions/parameters of the hydrothermal systems that led to the observed secondary phases
230 in the affected basalts.

231 The chemical equilibrium and mass transport code used for this modeling is
232 PHREEQC (Appelo and Parkhurst, 1999) developed by the U.S. Geological Survey for
233 modelling water-rock interactions, coupled with the Lawrence Livermore National Laboratory
234 database (Delaney and Wolery, 1969). The program determines the chemical speciation of
235 aqueous solutes, the fugacities of gases, and attributes each component of the solution to
236 stable aqueous species. It also calculates the activity coefficients of water and the aqueous
237 species, as well as the saturation index of the solution with respect to all solid phases of the
238 database. The geochemical modeling assumes, as did previous studies, that the hydrothermal
239 alteration is driven by the temperature of alteration and the host rock composition (e.g.,
240 Griffith and Shock 1997).

241 The presumed reaction pathway is as follows: the impact generated a dry glass phase
242 having the composition of the host-rock excepted for the degree of oxidation state of iron,
243 which is a variable tested in the model, then the ground water of the Guarani aquifer, heated
244 by the meteoritic impact, is propelled in the impact-generated faults, where it reacts with the
245 melted rocks. Then, the temperature of the weathering solution decreases and the secondary
246 phases, which are saturated with respect to the solution, can precipitate.

247 The Guarani aquifer chemical composition is the composition of water from the well
248 PZ-87 in Sracek and Hirata (2002) i.e., the most inner and saline composition analyzed for
249 present-day conditions (see the composition in Table 1S of supplementary material).
250 Calculation of the CO₂ present-day partial pressure equilibrated with this solution indicates a
251 value of 10⁻³ Pa. That means the groundwater was in equilibrium with the atmosphere. Two
252 parameters related to the redox state of the system are tested in the model: in a first case, we
253 assume a constant equilibrium between the atmospheric gases and the hydrothermal solutions
254 the partial pressure for O₂ and CO₂ are respectively 20% and 3000 ppmv (Berner and Berner,
255 1996). In a second case, the Fe⁺³ mass content of the rock is taken equal to 100% and not
256 15%. This has been chosen to account for the increased oxidation resulting from the shock
257 heating effect. Testing the oxidation state of the melted basalt supposes that the impact
258 variably oxidized the impacted material, and we quantify here the consequences of such an
259 impact-derived oxidation.

260 The fluid-rock ratio was tested by comparing the mineralogical changes at various
261 degrees of reaction. The first stage corresponds to high W/R (water/rock) ratio (= 10, i.e. 10%
262 of dissolution) while the final stage to a W/R ratio of 1.25 (i.e. 80% of dissolution) as the
263 volume of rocks involved in the alteration reaction increases with time. The temperature range
264 was arbitrarily fixed to 300°C-50°C, a common temperature range for hydrothermal systems.
265 Three runs were performed: (1) Fe(III)=15% and equilibrium with the atmosphere, (2) Fe(III)

266 =100% and equilibrium with the atmosphere and (3) Fe(III) 15% and no equilibrium with the
267 atmosphere (for details see Table 2S of supplementary material). A large choice of secondary
268 phases is allowed to precipitate (Table 3S, supplementary material), instead of selecting only
269 the phases that have been observed in natural samples.

270

271 **4. Lithology and mineralogy**

272 Unshocked basalts and basalts affected by shock were studied separately-

273

274 *4.1. Unshocked basalt*

275 The term unshocked basalts apply here to the rocks sampled immediately outside the
276 impact structure (site 44, basaltic flows located to the northeast of the impact structure, see
277 Figure 1A). These rocks have a massive structure with aphanitic to fine-phaneritic texture
278 (Fig.2A). They are composed of euhedral/subhedral crystals of plagioclase, pyroxene, Fe-Ti
279 oxides and interstitial matrix (mesotaxis) (Fig. 2 B), locally replaced by phyllosilicates or
280 zeolites. In addition, these rocks have amigdales composed of amorphous silica, zeolite and
281 calcite (Fig. 2C). A detailed description of the regional lava flows can be found in Peate et al.
282 (1992) and Schenato et al. (2003).

283

284 *4.2. Basalts affected by shock or impact-related deformation*

285 Basalts within the structure have been affected by shock or impact-related deformation
286 at different levels. In the rim area, the rocks were affected by a local brittle deformation that is
287 associated with fault zones. These zones are characterized by basalts outcrops that contain
288 breccias veins. Usually, these veins have few centimeters in width, but in some outcrops they
289 present ramifications and connections that form irregular patterns of few meters in length.
290 These veins are composed of mineral and lithic clasts embedded into a fine-grained matrix

291 (Fig 3A). Backscattering images (SEM) show that these clasts have abrupt to gradational size
292 reductions with shapes ranging from sub-angular to rounded (Fig 3B.). The matrix is formed
293 by comminuted crystals (with sizes down to 1 μm or less), many minute crystals of Fe-
294 oxyhydroxide and some phyllosilicates (Fig. 3C).

295 In the central collar, virtually all rocks are fractured and locally exhibit a dense
296 network of small veins. These veins consist of two varieties: red veins that vary from
297 millimeters to few centimeters wide and can reach few centimeters long and white veins,
298 which have usually few millimeters long and wide (Fig. 3D and 3G). Cross-cutting
299 relationships show that the white veins were formed after the red veins (Fig. 3D and 3G). The
300 red veins are represented by a variable amount of clasts embedded into an oxidized fine-
301 matrix (Fig 3E and 3H). The clasts shapes vary from sub-angular to sub-rounded (Fig 3H).
302 They are mainly formed by altered plagioclase, lithic fragments and pyroxene. The matrix
303 consists of microcrystalline materials, remnants glass and, in some cases, minute comminuted
304 crystals (Fig. 3H and 3I). These veins exhibit features of hydrothermal alteration, which are
305 composed of calcite, phyllosilicates and Fe-oxyhydroxides, subordinately quartz and zeolite.
306 Calcite can occur as small pockets that are often surrounded by phyllosilicates (Fig.3F) and as
307 rims at the edges of the veins. In these veins, the phyllosilicates that occur as replacement of
308 the glassy material in the matrix or associated with the calcite rims have the composition of
309 smectite/chlorite mixes (Table 4). Fe-oxyhydroxides form tiny crystals that are disseminated
310 throughout the vein matrix. Quartz and zeolite are associated with the carbonate on the red
311 veins edges. The white veins do not have clasts and they are composed of zeolite,
312 phyllosilicates and quartz. Generally, these veins are filled by zeolite with rims formed by
313 phyllosilicates (celadonite) (Fig. 3J).

314 In the central depression, the outcrops are represented by a few occurrences of
315 boulders scattered on a plantation area. As in the inner collar, these rocks are fractured and

316 locally have small veins (red and white). The red veins are formed by mineral and lithic clasts
317 into a fine-grained matrix (Fig 3K). These clasts have shapes ranging from sub-angular to
318 sub-rounded (Fig 3L). The matrix is formed by comminuted crystals, many tiny crystals of
319 Fe-oxhydroxide and clay minerals (Fig. 3L). In contrast to the central collar, these rocks
320 show a pervasive hydrothermal alteration. The alteration associated with red veins is
321 characterized by a preferential dissolution of maskelynite by hydrothermal fluids (Fig. 3M).
322 In this case, the maskelynite is replaced by zeolite and phyllosilicates (Fig. 3N). In this
323 region, the white veins do not have clasts and they are filled by zeolite with rims formed by
324 phyllosilicates (celadonite)(Fig. 3O). To improve the information provided by microscopy
325 data (optical and SEM), we used chemical maps (EDS X-ray maps) to isolate each mineral
326 phase contribution. These maps show that the hydrothermal alteration is chiefly characterized
327 by a zoned structure (Fig. 4). However, this zoning is variable from vein to vein and also
328 within the same vein.

329

330 *4.3. Whole-rock, glass and mineral chemistry*

331 Representative major-element contents of basaltic target rocks sampled far from the
332 impact centre (VG1, VG3 and VG44) are provided in Table 2. Basalts from the Serra Geral
333 formation are tholeiitic flood basalts classified after their Ti-content (Mantovani et al., 1988).
334 The present-day outcrop level in the impact crater corresponds to low-Ti basalts ($\text{TiO}_2 < 2\%$).
335 Breccia veins in these rocks still contain impact-related glass identified under SEM and
336 analyzed with electron microprobe (Table 2). These glass compositions range from 33 to 39%
337 SiO_2 , with high Fe_2O_3 contents (16-24%), relatively high MgO (with respect to host rocks)
338 and variable CaO, Na_2O and K_2O . The very high water contents (deduced from sum oxides <
339 100%) question the primary character of these compositions. However, the high Fe_2O_3 and
340 MgO values point that the analyzed glasses represent melt originated from the basaltic target

341 rocks. By comparison, glass analyses from the polymict breccia (Table 2) display higher SiO₂
342 (58-63%), Na₂O and K₂O, and lower FeO (ca 7%), suggesting that the corresponding melt
343 would have originated from different sources (basalt, sandstone or rhyodacite). In addition,
344 the oxide sums closer to 100% suggest that the glasses are much less altered than in the
345 basalts.

346 Composition of plagioclase phenocrysts from basalts VG3 and VG44 are given in
347 Table 3. The crystals are zoned from An₅₉ (core) to An₃₂ (rim). Basalt VG47, sampled close
348 to the crater center, displays crystals partially converted into maskelynite (shocked glassy
349 plagioclase) indicating shock-pressures higher than 25 GPa. No other basalt displayed
350 maskelynite. Chen and El Goresy (2000) proposed that maskelynite is the product of in situ
351 melting rather than the result of solid-state amorphisation. Maskelynite compositions share
352 many similarities with plagioclase (Table 3).

353 Representative hydrothermal phyllosilicate analyses are presented in Table 4. Most of
354 them are trioctahedral (Mg,Fe)-smectites close to saponite in composition. Other
355 phyllosilicates correspond to mixed-layer (chlorite/smectite or C/S) compositions. Finally,
356 sample VG50 also contains celadonite (XMg = 0.36).

357 Representative hydrothermal zeolite analyses are presented in Table 5. Most of them
358 are Ca-zeolites close to heulandite or stilbite in composition. In addition, VG47 also contains
359 a Ca-Na zeolite as well as analcime, especially as a replacement product of maskelynite.

360

361 *4.4. X-ray data*

362 The diffraction patterns of the fine fraction (clay fraction) of the different sites are
363 presented in Figure 5. Site 44, the unshocked site, shows broad reflexions in the smectite-
364 chlorite range reflecting the regional clay content of the lava flow. Reflexions at 6.5 Å and
365 8.5-9 Å can be attributed to a contamination of the clay fraction by plagioclases and zeolites.

366 Site 47 shows reflexions at 5.9Å and 4.6 Å that can be attributed to newly formed zeolites. In
367 the basalt that was most affected by the shock (sample VG47 with masklynite) the diffraction
368 pattern is flat in the clay domain indicating that the regional clays (and zeolites) were
369 disorganized by the impact.

370

371 **5. VNIR spectroscopy**

372 Three images are given for each sample (Fig. 6). The first image is a scan of the
373 surface of the sample, as seen in natural light. The second image is a representation in grey
374 scale of the value of the hydrated phases index (black corresponds to 0 and white corresponds
375 to 1). The color-composite RGB image is obtained by combining the hydrated phases index
376 (in blue) with the pyroxene index (in green, index values from 0 to 0.1 are rescaled between 0
377 and 255) and the oxidation state index (in red, index value from -0.5 to 0.5 are rescaled
378 between 0 and 255). A color triangle helps for the interpretation of the color composite image.

379 VG17 shows red and white veins that correspond to the most hydrated regions of the
380 samples. Hydration index is low outside of the veins, whereas pyroxene index is high.
381 White veins appear to contain more hydrated phases than the red ones. The strongest
382 oxidation is associated with the red veins. In addition, most of the veins are surrounded by an
383 aureole, visible in the scan, and corresponding to an oxidation front, as observed in the color
384 composite image.

385 VG50 contains two main red veins and several small veinlets converging at the middle
386 of the right border of the white rectangle. Hydrated phases are not homogeneously distributed,
387 and the most hydrated zone appear to be limited by the veinlets on the right. Within this
388 region, hydrated phases appear pervasively. The colour composition image indicates a similar
389 pattern for the oxidation state map, with pyroxene-bearing regions in green outside the
390 veinlets. Highest values of the oxidation state index are found with the two major veins of the

391 sample. VG53 is similar to VG50, with the occurrence of veinlets associated with highest
392 values of oxidation states. These two samples are more oxidized than VG17, and hydrated
393 phases are more distributed (hydrated minerals are limited to the veins in VG17).

394 The polymictit breccia VG28 displays homogeneous high values of the hydration
395 index and oxidation index, at the exception of the interior of a few large preserved pyroxene-
396 bearing fragments.

397

398 **6. Magnetic data**

399 The mean magnetic susceptibility, $k_m = (k_{max}+k_{int}+k_{min})/3$, of the unshocked basalts
400 ranges from 4 to 58 mSI (average of 23.6 mSI) and the natural remanent magnetization
401 (NRM) ranges from 0.01 to 48.95 A/m (mean of 19.66 A/m). In the shocked basalts, k_m
402 ranges from 3 to 74 mSI (average of 28.3 mSI) and their NRM vary between 0.18 and 339.08
403 A/m (average of 29.46 A/m). For the polymict breccia, the k_m ranges from 4 to 103 mSI
404 (average of 17.3 mSI) and NRM vary between 0.20 to 15.25 A/m (average of 3.02 A/m).

405 Mean magnetic susceptibility and NRM values have concentric distributions along the
406 impact structure and they show a slight tendency to increase towards the centre with the
407 highest values in the central collar area (Fig. 7). The Königsberger ratio Q, which is the ratio
408 between remanent and induced magnetization, is extremely high in all lithologies and ranges
409 from: 0.1 to 312 (mean at 68) for the unshocked basalts; 0.4 to 375 (mean at 45) for the
410 shocked basalts and 2 to 59 (mean at 12) for the polimict breccia. These results suggest a
411 predominance of remanent over induced magnetization, with a concentric distribution similar
412 to those observed for k_m and NRM (Fig. 7).

413

414 **7. Geochemical modeling**

415 The results are expressed in volume (cm^3) in order to compare with field observations
416 and we assume a decreasing gradient of temperature along the crater radius (Figures 8A, 8B
417 and 8C). In all the cases, zeolites (natronite and analcime) are precipitated associated with
418 ferric iron-bearing clays like Na-nontronite. Calcite and chalcedony are present (ferric iron
419 =15%) or not (ferric iron = 100%) according to the different conditions.

420 The case of the iron oxydes needs to be detailed. For iron(III) = 15% equilibrated with
421 the atmosphere, hematite can precipitate only at HT ($\geq 150^\circ\text{C}$). If the iron (III) initial content
422 =100%, hematite is always present. The more interesting case is when iron (III) =15% and no
423 equilibrium with atmospheric gases exists, magnetite can form for $T=300^\circ\text{C}$ but not below. In
424 this run, for lower temperatures, clays (daphnite, saponite) and zeolites can form but in
425 limited volume.

426

427 **8. Discussion**

428 *8.1. Conditions of the impact-induced hydrothermal alteration*

429 Macro- and microscopic observations (Fig. 2) and calculation of alteration and
430 weathering indices (Table 2) have shown that the unshocked basalts (sampled outside the
431 impact structure) only suffered a very light alteration before the impact. Among secondary
432 minerals, zeolites (mainly heulandite) are typically observed in vugs formed by basalt
433 degassing at the top of the flows (Fig. 2A). These zeolite fillings result from direct
434 precipitation from groundwater percolating through the basaltic flow (Utada, 2001). The XRD
435 analysis of basalt VG44 reveals the occurrence of smectite (16.8 \AA when glycolated) and
436 chlorite. Schenato et al. (2003) reviewed the alteration minerals in a thick flow from the
437 southern Paraná basalts. Low grade burial alteration leads to formation of zeolites, iddingsite
438 (from olivine) and a clay mineral sequence (depending of the water/rock ratio).

439 Within the Vargeão impact structure, VG53, the most external sample, displays a
440 much more pronounced smectite peak, but as the intensity of the peak depends on the amount
441 of material deposited on each oriented preparation, it is not directly correlated to the
442 abundance of smectites. The EDS of Fig. 3C indicates montmorillonite, an aluminous
443 dioctahedral smectite. This type of clay forms at low temperature, hence it is not necessarily
444 directly related to impact-induced hydrothermalism (Mutik et al., 2008). Nevertheless, the
445 numerous fractures produced by the impact likely favoured the development of this
446 weathering phase.

447 Brecciated veins in basalt VG17, sampled in an intermediate position with respect to
448 the center of the structure, contain quartz, Fe,Mg-clays and calcite (Fig. 3E, F). This
449 paragenesis is ubiquitous in hydrothermally altered basalts. The occurrence of quartz suggests
450 temperature higher than 100°C for kinetics reasons, although geodic amethyst and
451 microquartz common in these traps have crystallization temperatures below 50°C (Gilg et al.
452 2003, Fisher et al. 2010) .

453 Veins from sample VG50 (located at the same distance from the center of the impact)
454 show the following mineral succession after microscopic observations (Fig. 3 and 4):
455 celadonite - zeolite - calcite, that are regarded as successively precipitated at decreasing
456 temperatures.

457 Sample VG47 is close to the center and did also register the highest pressures, because
458 it is the only sample containing maskelynite (Fig. 3). Despite this location, the hand sample
459 does not seem to be the most hydrothermally altered rock. Nevertheless, maskelynite is often
460 partly replaced by analcime and/or a Ca/Na-zeolite (Table 3). The XRD also indicates the
461 occurrence of scolecite, a fibrous zeolite, characterized by a peak at 5.899 Å (Fig. 5). Ca (in
462 scolecite) may be partly substituted by Na (mesolite). Mesolite, intermediate between
463 scolecite and natrolite in composition, has the same structure as scolecite (Kol'tsova, 2010);

464 hence the Ca-Na zeolite reported in Table 5 is likely mesolite. Fibrous Ca-Na zeolite and
465 analcime are the products of open-system alkaline hydrothermal alteration of basaltic rocks
466 (Utada, 2001).

467 Taken together, results from VG17, VG50 and VG47 are consistent with the formation
468 of a succession of secondary phases resulting from interaction of a hydrothermal fluid with
469 the brecciated basalts at temperatures possibly higher than 200°C and then progressively
470 cooled, according to the general scheme established by Utada (2001). The variations in the
471 mineral assemblages generally depends on variable water/rock ratios. Here, although zeolites
472 and calcite are ubiquitous secondary phases in altered basalts, they rather suggest a low W/R
473 ratio allowing a high enough aqueous silica activity for the zeolite formation.

474 In the calculations, the Na-rich chemistry of the Guarani aquifer favours the
475 precipitation of Na-rich secondary phases (e.g. Saponite-Na, Nontronite-Na); a more detailed
476 mineralogical study could provide some evidence of their presence.

477 The modelling of variable oxidation states suggests that the runs performed with iron
478 =15% and no equilibrium with the atmosphere, could represent the best fitting conditions for
479 the inner collar part of the crater displaying the strongest magnetic susceptibility. Indeed,
480 magnetite and not hematite is precipitated in this case. On the other way, the runs performed
481 assuming equilibrium with the atmosphere, could represent the more peripheral part of the
482 crater with the typical secondary phases: chalcedony, carbonates, zeolites, clays. Generally,
483 secondary minerals precipitated in the veins are in very low quantity as shown by the DRX
484 study (Fig. 5), that pleads for a high water/rock ratio, hence a weak glass dissolution. Indeed,
485 as shown by the numerical modelling, their volume increases with the glass dissolution.

486

487 *8.2. Distribution of the hydrothermal alteration*

488 Impact-induced hydrothermalism requires a heat source and a fluid reservoir, here
489 provided by the large Guarani aquifer. The heat was generated by the impact. Naumov (2005)
490 report that the central part of an impact structure may be characterized by thermal gradient up
491 to 100°C/km, hence easily driving a hydrothermal system. The lifetime of an impact-induced
492 hydrothermal system depends on the impact size and on the evolution of the temperatures and
493 temperature gradients. For impact craters of ca 20 km in diameter i.e., larger than Vargão,
494 lifetimes of 10³ to several 10⁴ have been proposed (Abramov and Kring, 2004; Osinski et al.,
495 2010). Small craters usually do not display an associated hydrothermal system, or those
496 systems have too short lifetime to generate a chemical/mineralogical signature.

497 Hydrothermal alteration is especially efficient where the rocks have been strongly
498 fractured by the impact (or during the crater modification stages), thus ensuring a high
499 permeability i.e., in the central part of the basaltic target rocks. By contrast, the permeabilities
500 of impact melt breccias are very low (Parnell et al., 2010). Indeed, the VNIR spectroscopy
501 data evidence that hydration is nearly absent in the polymict impact breccia VG28 (Fig. 6)
502 and this is also consistent with the poorly hydrated compositions of the glasses analyzed in
503 this rock (Table 2). VNIR data confirm that fluid motion, hence hydration, was strongly
504 focussed in the brecciated veins. Fractures at a smaller scale could explain that hydration was
505 also evidenced outside the main veins in some cases (VG50). Nevertheless, no sample
506 appears pervasively hydrated in its all volume.

507 Hydrothermally-altered brecciated basalts define an internal circular zone within the
508 impact structure, with a maximum radius of 4 km. This is consistent with the occurrence of
509 concentric faults that acted as drains for fluid circulation in the impact structure (Fig. 1A). It
510 is worth to notice that this zone includes samples, whose magnetic properties were strongly
511 modified, either corresponding to demagnetization (small internal circle of 1.5-2 km radius)
512 or to much higher magnetization (annulus of 4 km external radius surrounding the small

513 internal circle in Fig. 7). We suggest that this new strong magnetization results from the
514 impact, and more specifically from the crystallization of hydrothermally-induced secondary
515 phases, such as small oxides. Indeed, the breccias veins within basaltic rocks display
516 ubiquitous oxides (Fig. 3K, L) and, moreover, the glass compositions in these brecciated
517 veins display a higher iron content than the host rocks (Table 2). This is evidence of
518 formation and/or concentration of oxides in these veins. The concentration mechanism may
519 result from a deformation-enhanced fractionation of the melt in the veins during the crater
520 modification stages (Koenders and Petford, 2007). There are not enough magnetic data to
521 confirm the presence of shock remanence magnetization (e.g. Louzada et al., 2011, and
522 references therein).

523 Finally, data from our field and microscopic observations and from our magnetic
524 measurements enable to propose a new interpretation of the seismic profile of the Vargeão
525 structure (cf Fig. 15a in Crósta et al., 2012). The cross-section of Figure 9 suggests that the
526 central uplift is actually limited to the Paleozoic sediments at depth; the central part of the
527 structure corresponds to a collapsed basaltic block preserving a small outcrop of polymict
528 breccia at its surface. Due to the huge contrast of rheological properties between the basalts
529 and the underlying sandstones that were saturated with water, it is likely that the sandstones
530 thickness was reduced and that some sandstones were forcefully ejected in the nearby ring of
531 normal faults (cf Fig. 15a in Crósta et al., 2012). The hydrothermal system is located in the
532 section of Figure 9.

533

534 *8.3. Comparison with other terrestrial impact craters*

535 Only one meteoritic impact on basalts has been studied in detail so far, the Lonar lake
536 crater on the Deccan basaltic traps. The target rocks are very similar to the Paraná basalts and
537 a hydrothermal system was also active after the impact. However, the outcropping conditions

538 are different and hydrothermal alteration was only studied in core samples through the impact
539 breccia and, only for one sample, in the basalt. Nevertheless, the main alteration minerals are
540 saponite i.e., (Mg, Fe) tricotahedral smectite, and zeolites (Hagerty and Newsom, 2003).
541 Geochemical modeling established that these phases crystallized from an aqueous fluid at pH
542 = 9 and T from 130 to 200°C. In the Vargeão hydrothermal system, the same phases are
543 observed, as well as some phases corresponding to higher temperatures conditions, namely
544 the association of analcime and fibrous Ca-Na zeolites, suggesting T in the range 270-200°C.
545 These differences likely results from the size differences between both impact structures
546 (Lunar diameter: 1.8 km, Vargeão: 12 km), which is consistent with the slower cooling rate
547 expected for a larger hydrothermal systems.

548 Impact-induced hydrothermal systems have been identified so far in more than seventy
549 impact structures (Osinski et al., 2012). Clays and zeolites are recorded in most of them as
550 well as other secondary phases depending of the target lithology (Naumov, 2005; Osinski et
551 al., 2012, and references therein). Actually, it is not always easy to make distinction between
552 proper hydrothermal phases and later weathering phases developed at the expense of the
553 hydrothermal phases and/or because the intensively fractured target rocks are more easily
554 weathered (Mutik et al., 2008). We stress that the fluid temperatures deduced from the
555 mineral assemblages is a key parameter. In addition, the distribution of the hydrothermal
556 phases may be also diagnostic i.e., their localisation at vents distributed in a concentric way
557 around the impact center for instance (Osinski et al., 2010).

558

559 *8.4. Influence of the resolution on spectral indices and comparison with martian orbital data*

560

561 The spectroscopic signature of hydrothermal alteration associated with the formation
562 of the Vargeão impact structure has been investigated at the scale of hand-sized samples in the
563 laboratory. This investigation demonstrated that the use of spectral indices similar to those

564 developed for the analysis of the Martian surface (Poulet et al., 2007) would indicate the
565 occurrence of hydrated phases above detection thresholds as well the occurrence of ferric
566 phases (Fe^{3+}). However, the spatial resolution of spectroscopic imagers is at best ~18 m/pixel
567 (in the case of CRISM). It therefore remains to explore if the degree of hydrothermal
568 alteration of the Vargeão impact structure would be sufficient to be detected from the orbit.

569 The answer to this question depends on the average level of alteration of the samples
570 (when observed at lower resolution), but also on the spatial distribution of hydrated phases,
571 iron oxides or hydroxides. For a given average degree of oxidation and water-content in the
572 bulk material, one might expect different spectral signatures if related phases are uniformly
573 distributed across the volume or if they are locally concentrated in veins or veinlets. In the
574 latter case the relative size of these veins with respect to the resolution of the instrument will
575 be a key parameter. This problem may be empirically explored by decreasing exponentially
576 and artificially the resolution of the observations and then by testing the response of spectral
577 indices on degraded spectral images. Original data (at full resolution) were subsampled
578 using a bi-cubic interpolation that closely reproduce spectral images that would be acquired at
579 a lower resolution. Resolution has been divided by 2, 4, 8, 16 and 32. Then, the same spectral
580 indices for hydration and oxidation were recalculated from these degraded spectral images.
581 The algorithm has been applied to VG17, VG28, VG50 and VG53. For each sample, the
582 cumulative pixel distribution has been calculated. Spectral images have been finally averaged
583 to one spectrum, and average spectral indices for these four samples have been calculated.

584 A representative example of the values of spectral indices from degraded spectral
585 images are represented on the Figure 10, as well as the cumulative pixel distribution as a
586 function of the simulated resolution(For more examples of this kind of analysis, see the
587 figures S1-S3 from supplementary material).

588 It is noted first that the average hydration level would be significantly above a
589 threshold detection limit (considered to be ~0.02 in the case of OMEGA data). Therefore, at
590 the condition that the distribution of hydrated/oxidized phases at the sample scale would be
591 representative of their distribution at the pixel scale, basalts at Vargeão impact structure
592 would be interpreted as altered from orbital observations. Then, it is interesting to note that
593 the degradation of the resolution down to a factor of 32 has little effect on the cumulative
594 distribution of spectral indices. This implies that the capacity of detection of most extreme
595 levels of hydration are not significantly affected by the reduction of the resolution.
596 Nevertheless, this result, may not be extrapolated down to 18m/pixel for the case of Vargeão.
597 However, we note that this exercise may be also useful when considering impact craters larger
598 than Vargeão. The maximum size of breccia vein, or the size of veins containing hydrous
599 phases would roughly scale with the size of the crater. One might therefore expect metric to
600 decametric-wide veins for impact craters 100 km in diameters or more, as illustrated by the
601 large breccias veins (pseudotachylites breccia) in the case of the Vredefort impact structure.
602 In this case, a resolution of 18 m/pixel would produce a spectral image that is yet influenced
603 by the organization of the veins. This is illustrated when the resolution is degraded to initial
604 resolution divided by 32 where individual veins are not resolved anymore, but still produce a
605 similar distribution of spectral indices.

606
607

608 **9. Conclusions**

609 The shocked basalts inside the Vargeão impact structures were submitted to a brittle
610 deformation responsible for the development of breccia veins containing numerous oxides,
611 secondary minerals and locally glassy remnants. The secondary minerals typically resulted
612 from a hydrothermal alteration concentrated in the veins. Textural relationships and
613 geochemical modeling are consistent with radially decreasing temperature from the center to

614 the rim of the structure. However, the most important hydrothermal alteration is located in an
615 inner collar surrounding the central block. This is also the location of the most modified
616 magnetic properties. Simulations of the acquisition of spectral images at different resolutions
617 suggest that similar localized hydrothermal alteration occurring as metric veins would be
618 detectable from the orbit inside large martian structures.

619

620 **Acknowledgments**

621 E. Yokoyama thanks the CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível
622 Superior, Brazil) for support. A. Nédélec and D. Baratoux received funding from the PNP
623 (Programme National de Planétologie) of the INSU (Institut National des Sciences de
624 l'Univers, Paris, France). Technical assistance for the acquisition of VNIR images in Nantes
625 is warmly acknowledged.

626

627 **References**

- 628 Abramov, O., Kring, D.A., 2004. Numerical modeling of an impact-induced hydrothermal
629 system at the Sudbury crater. *J. Geophys. Res.* 109, E10007, doi:
630 10.1029/2003JE002213.
- 631 Adams, J.B., 1974. Visible and near IR diffuse reflectance spectra of pyroxenes as applied to
632 remote sensing of solid objects in the Solar System. *J. Geophys. Res.* 79, 4829–4836.
- 633 Araujo, L.M., Franca, A.B., Potter, P.E., 1999. Hydrogeology of the Mercosul aquifer system
634 in the Paraná and Chaco-Paraná Basins, South America, and comparison with Navajo-
635 Nugget aquifer system, USA. *Hydrogeol. J.* 7, 317-336.
- 636 Baissa, R., Labbassi, K., Launeau, P., Gaudin, A., Ouajhain, B., 2011. Using HySpex SWIR-
637 320m hyperspectral data for the identification and mapping of minerals in hand

638 specimens of carbonate rocks from the Ankloute Formation (Agadir Basin, western
639 Morocco) *J. Afr. Earth Sci.* 61, 1-9.

640 Bibring, J.P., et al., 1989. Results from the ISM experiment. *Nature* 341, 591-593.

641 Bibring, J.P., et al., 2005. Mars surface diversity as revealed by the OMEGA/Mars Express
642 observations. *Science*, 307, 1576-1581.

643 Burns, R.G., 1993a. Mineralogical applications of crystal field theory, 2nd edn. Cambridge
644 Univ. Press, Cambridge, 551 pp.

645 Burns, R.G., 1993b. Origin of electronic spectra of minerals in the visible-near infrared
646 region. In: Pieters, C., Englert, P.A.J. (Eds), *Remote geochemical analysis: elemental
647 and mineralogical composition*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, pp. 3-29.

648 Cabrol, N.A., Wynn-Williams, D.D., Crawford, D.A., Grin, E.A., 2001. Recent aqueous
649 environments in martian impact craters: an astrobiological perspective. *Icarus* 154, 98-
650 112.

651 Chen, M., El Goresy, A., 2000. The nature of maskelynite in shocked meteorites: not
652 diaplectic glass but a glass quenched from shock-induced dense melt at high pressures.
653 *Earth Planet. Sci. Lett.* 179, 489-502.

654 Chipera, S.J., Apps, J.A., 2001. Geochemical stability of natural zeolite. In: Bish, D.L., Ming,
655 D.W. (Eds), *Natural zeolites: occurrence, properties, applications*. Reviews in
656 *Mineralogy and Geochem.*, Min. Soc. Amer., 45, pp. 117-161.

657 Clenet, H. et al., 2011. A new systematic approach using the modified gaussian model: insight
658 for the characterization of chemical composition of olivines, pyroxenes and olivine-
659 pyroxene mixtures. *Icarus* 213, 404-422.

660 Cloutis, E.A., Gaffey, M.J., 1991. Pyroxene spectroscopy revisited: spectral compositional
661 correlations and relationship to geothermometry. *J. Geophys. Res.* 96 (E5), 22809-
662 22826.

663 Commin-Fischer, A., Berger, G., Polvé, M., Dubois, M., Sardini, P., Beaufort, D., Formoso,
664 M., 2010. Petrography and chemistry of SiO₂ filling phases in the amethyst geodes from
665 the Serra Geral Formation deposit, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South*
666 *American Earth Sciences*, 29 (3), pp. 751-760.

667 Crósta A.P., Kazzuo-Vieira C., Pitarello L., Koeberl C., Kenkmann T. 2012. Geology and
668 impact features of Vargeão Dome, southern Brazil. *Meteor. Planet. Sci.* 47, 51-71.

669 Fairén, A.G. et al., 2010. Noachian and more recent phyllosilicates in impact craters on Mars.
670 *Proc. Nat. Acad. Sci.* 107, 12,095-12,100.

671 Gaffey, S. J., McFadden, L.A., Nash, D., Pieters, C., 1993. Ultraviolet, visible and near-
672 infrared reflectance spectroscopy: laboratory spectra of geologic materials. In: Pieters,
673 C., Englert, P.A.J. (Eds), *Remote geochemical analysis: elemental and mineralogical*
674 *composition*. Cambridge Univ. Press, New York, pp. 43-77.

675 Gilg, H.A., Morteani, G., Kostitsyn, Y., Preinfalk, C., Gatter, I., Strieder, A.J., 2003. Genesis
676 of amethyst geodes in basaltic rocks of the Serra Geral Formation (Ametista do Sul, Rio
677 Grande do Sul, Brazil) : a fluid inclusion, REE, oxygen, carbon and Sr isotope study on
678 basalt, quartz, and calcite. *Mineralium Deposita*, 38,1009-1025

679 Hagerty, J.J., Newsom, H.E., 2003. Hydrothermal alteration at the Lonar lake impact
680 structure, India: implications for impact cratering on Mars. *Meteor. Planet. Sci.* 38, 365-
681 381.

682 Koenders, M.A., Petford, N., 2007. Shear-induced pressure changes and seepage phenomena
683 in a deforming porous layer – III. *Geophys. J. Int.* 171, 943-953.

684 Kol'tsova, T.N., 2010. Scolecite-mesolite transition in relation to sodium substitution for
685 calcium. *Inorganic materials* 46, 187-195.

686 Mantovani, M.S.M., Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., 1988. Geochemical stratigraphy of
687 Paraná continental flood basalts: a contribution from borehole samples. In: Piccirillo,

688 E.M., Melfi, A.J. (Eds), The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin:
689 petrogenetic and geophysical aspects. Universidade de São Paulo, IAG, pp. 15-24.

690 Marzo, G.A. et al., 2010. Evidence for Hesperian impact-induced hydrothermalism on Mars.
691 *Icarus* 208, 667-683.

692 Meng, S.X., Maynard, J.B., 2001. Use of statistical analysis to formulate conceptual models
693 of geochemical behavior : water chemical data from the Botucatu aquifer in São Paulo
694 state, Brazil. *J. Hydrol.* 250, 78-97.

695 Morris, R. V., Agresti, D.G., Lauer, H.V. Jr., Newcomb, J.A., Shelfer, T.D., Murali, A.V.,
696 1989. Evidence for pigmentary hematite on Mars based on optical, magnetic, and
697 Mössbauer studies of superparamagnetic (nanocrystalline) hematite. *J. Geophys. Res.*,
698 94, 2760–2778.

699 Murchie, S. et al., 2007. Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM)
700 on Mars Reconnaissance Orbiter (MRO). *J. Geophys. Res.* 112, E05S03 (2007).

701 Mutik, N., Kirsimäe, K., Somelar, P., Osinski, G., 2008. Post-impact alteration of surficial
702 suevites in Ries crater, Germany: hydrothermal modification or weathering processes?
703 *Meteor. Planet. Sci.* 43, 1827-1840.

704 Naumov, M.V., 2005. Principal features of impact-generated hydrothermal circulation
705 systems: mineralogical and geochemical evidence. *Geofluids* 5, 165-184.

706 Nédélec, A., Paquette, J.P., Yokoyama, E., Trindade, R.I.F., Aigouy, T., Baratoux, D., 2013.
707 In situ U/Pb dating of impact-produced zircons from the Vargeão Dome (southern
708 Brazil). *Meteor. Planet. Sci.* 48, 420-431.

709 Osinski, G.R., Spray, J.G., Lee, P., 2010. Impact-induced hydrothermal activity within the
710 Haughton impact-structure, arctic Canada: generation of a transient, warm, wet oasis.
711 *Meteor. Planet. Sci.* 36, 731-745.

- 712 Osinski, G.R. et al., 2012. Impact-generated hydrothermal systems on Earth and Mars. *Icarus*,
713 *in press*.
- 714 Parnell, J., Taylor, C.W., Thackrey, S., Osinski, G.R., Lee, P., 2010. Permeability data for
715 impact breccias imply focussed hydrothermal fluid flow. *J. Geochemical Exploration*
716 106, 171-175.
- 717 Piccirillo E.M., and Melfi A.J. 1988. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin*.
718 IAG-USP, São Paulo, Brazil, 600pp.
- 719 Poulet, F., et al., 2007. Martian surface mineralogy from Observatoire pour la Minéralogie,
720 l'Eau, les Glaces et l'Activité on board the Mars Express spacecraft (OMEGA/MEx):
721 global mineral maps. *J. Geophys. Res.* 112, E08S02, doi:10.1029/2006JE002840.
- 722 Scherer, C. 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in Southernmost
723 Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology* 137 , 63–84
- 724 Scherer, 2002. Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of
725 the Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentology* 49, 97-116.
- 726 Sracek, O., Hirata, R., 2002. Geochemical and stable isotopic evolution of the Guarani aquifer
727 system in the state of São Paulo, Brazil. *Hydrogeol. J.* 10, 643-655.
- 728 Utada, M., 2001. Zeolites in hydrothermally altered rocks. In: Bish, D.L., Ming, D.W. (Eds),
729 Natural zeolites: occurrence, properties, applications. *Reviews in Mineralogy and*
730 *Geochem.*, Min. Soc. Amer., 45, pp. 305-322.

731

732

733 *Captions*

734 Figure 1. A) Simplified geological map of Vargão impact structure. B) Stratigraphic column
735 of the São Bento Group with location of studied samples.

736

737 Figure 2. Petrographic features of unshocked basalts; A) Whole thin section VG44 with typical
738 texture. B) Microphotograph of VG44 showing the sub-ophitic texture. C) Microphotograph of
739 VG44 showing a detail of the amygdale filled by zeolite.

740

741 Figure 3. Petrographic features of the shocked basalts. A) Typical texture of the breccia red veins
742 from rim area (sample VG53). B) SEM backscattered electron (BSE) image showing the clasts
743 and their relation with the matrix inside of the red vein (sample VG53). C) SEM-EDS analysis of
744 the red vein matrix of the sample VG53. D) Whole thin section VG17A with typical texture and
745 red and white veins (central collar area). E) Microphotograph of the red vein of the sample
746 VG17A (reflected light). F) SEM-BSE image showing a detail of the grown of calcite and
747 chlorite-smectite. G) Whole thin section VG50 with veins network (central collar area). H)
748 Microphotograph of the zoned red vein of the sample VG50 (reflected light). J) Microphotograph
749 of the glass remain of the sample VG50 (reflected light). J) Microphotograph of the white vein of
750 the sample VG50 (transmitted light). K) Whole thin section VG47 with red and white veins
751 (central depression). L) Microphotograph of the red vein of the sample VG47 (reflected light).
752 M) SEM-BSE image showing the red vein and the pervasive deformation (sample VG47, central
753 depression) .N) SEM-BSE image showing a detail of replacement of maskelynite by zeolite
754 (sample VG47, central depression). O) Microphotograph of the white vein of the sample VG47
755 (reflected light).

756

757 Figure 4. Representative scanning electron microscope–backscattered electron (SEM-BSE)
758 image and EDS chemical mapping of the red vein from central collar area(Sample VG50).

759

760 Figure 5. X-ray diffractograms of the representative samples. (A) Diffractograms in normal
761 conditions; (B) Diffractograms with saturation in ethylene glycol; (C) Diffractograms after
762 heating.

763

764 Figure 6. Results of the analysis of VNIR spectral data on the surface of VG17, VG28, VG50,
765 and VG53. Three images are given for each sample: a) scan of the surface of the sample, as
766 seen in natural light, b) representation in grey scale of the value of the hydrated phases index
767 (black corresponds to 0 and white corresponds to 1), c) a color-composite RGB image
768 obtained by combining the hydrated phases index (in blue) with the pyroxene index (in green,
769 index values from 0 to 0.1 are rescaled between 0 and 255) and the oxidation state index (in
770 red, index value from -0.5 to 0.5 are rescaled between 0 and 255). The colored triangle on the
771 bottom right helps for the interpretation of the color composite image.

772

773 Figure 7. Magnetic parameter distributed along of the Vargeão impact structure. K=magnetic
774 susceptibility; NRM= natural remanence magnetization; Q= Koenigsberger ratio. White dots
775 represent the basalts and the black squares represent the polymict breccia.

776

777 Figure. 8. Interpretative section of the impact structure with location of hydrothermally
778 modified zones. Calculated volume of precipitated secondary phases according to temperature
779 and basaltic glass percentage dissolution. Three cases (300, 150 and 50°C) corresponding to
780 the temperature decrease along the crater radius are considered. The iron (III) initial content
781 is considered equal to 15% (A) and (C) or 100% (B), and equilibrium with atmospheric gases
782 is realized (A° and (B) or not (C).

783

784 Figure 9. A schematic cross-section through the center of the Vargeão structure that shows the
785 major paths of the hydrothermal percolation. The cross-section is based on the seismic data in
786 Crósta et al. (2012).

787

788 Figure 10. Evolution of hydration and oxidation index images after degradation of the
789 resolution (1/2, 1/4, 1/8, 1/16, 1/32).
790

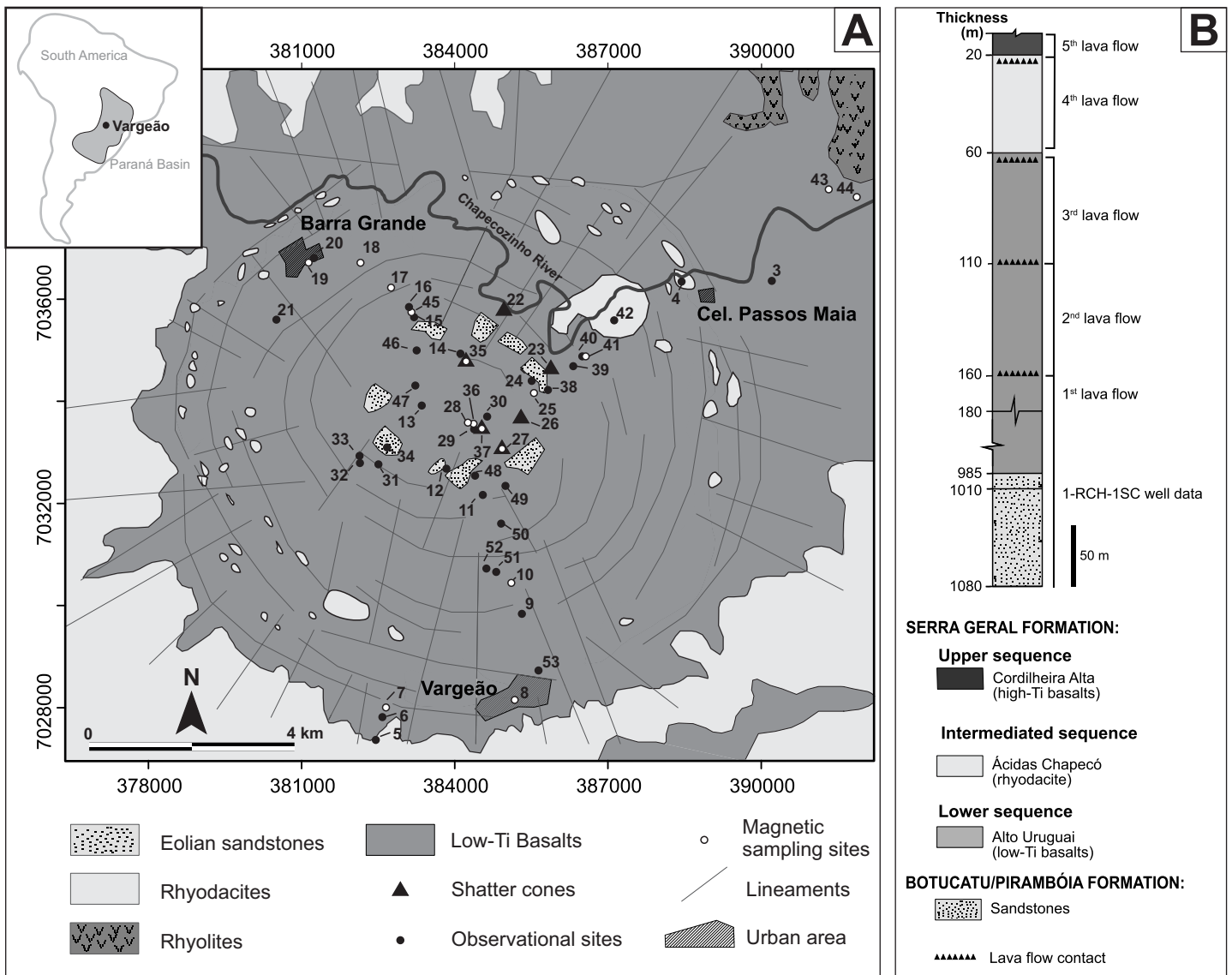


Figure 1

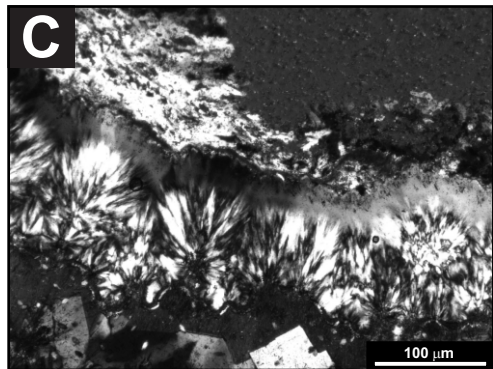
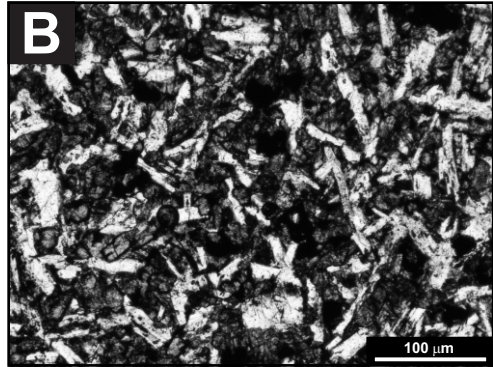
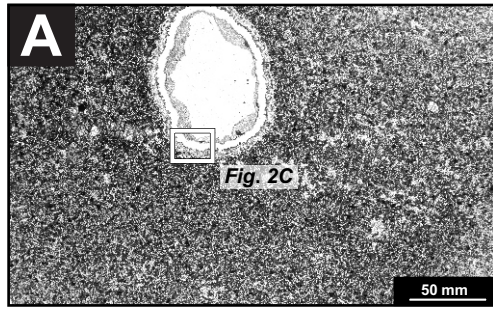


Figure 2

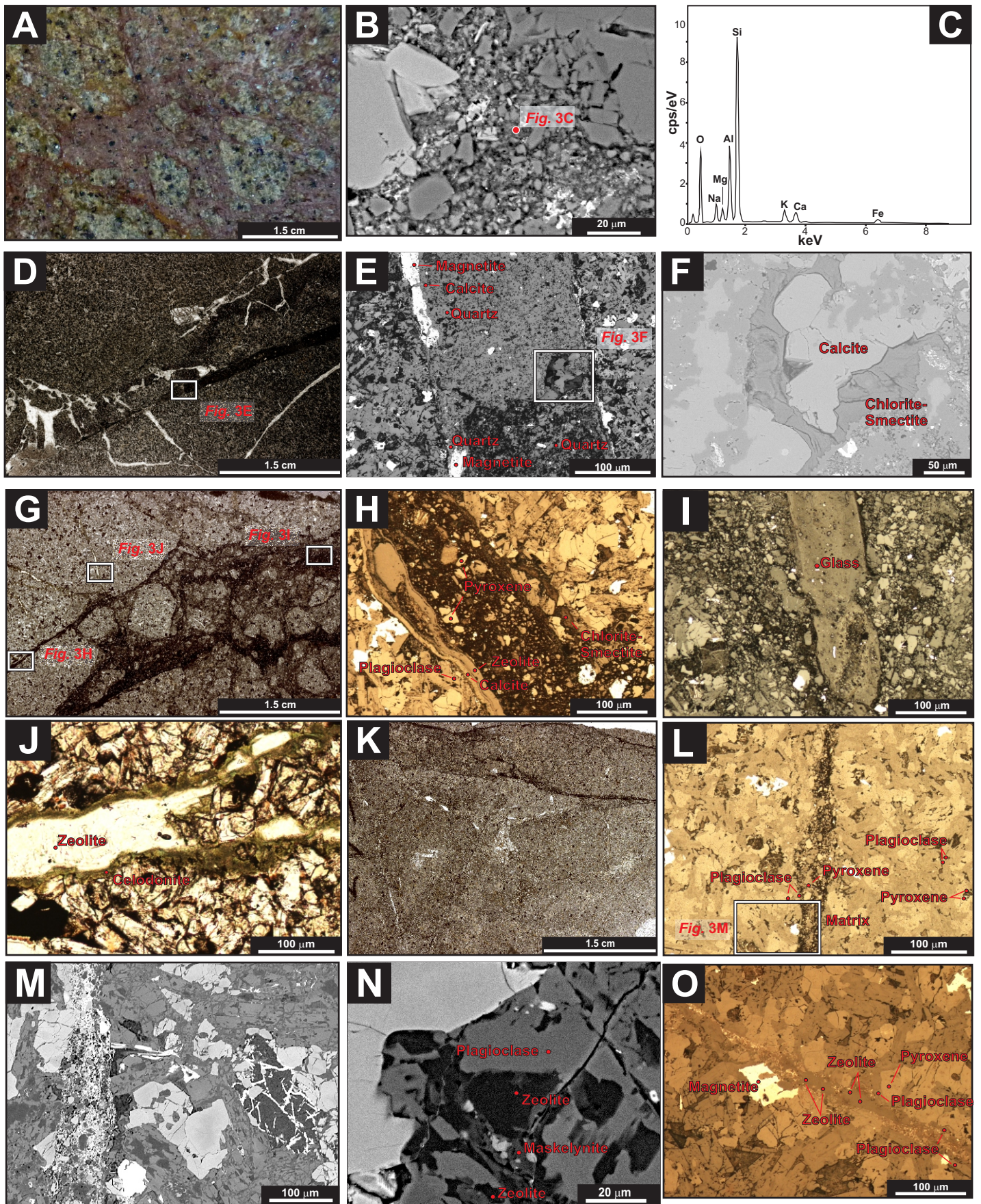


Figure 3

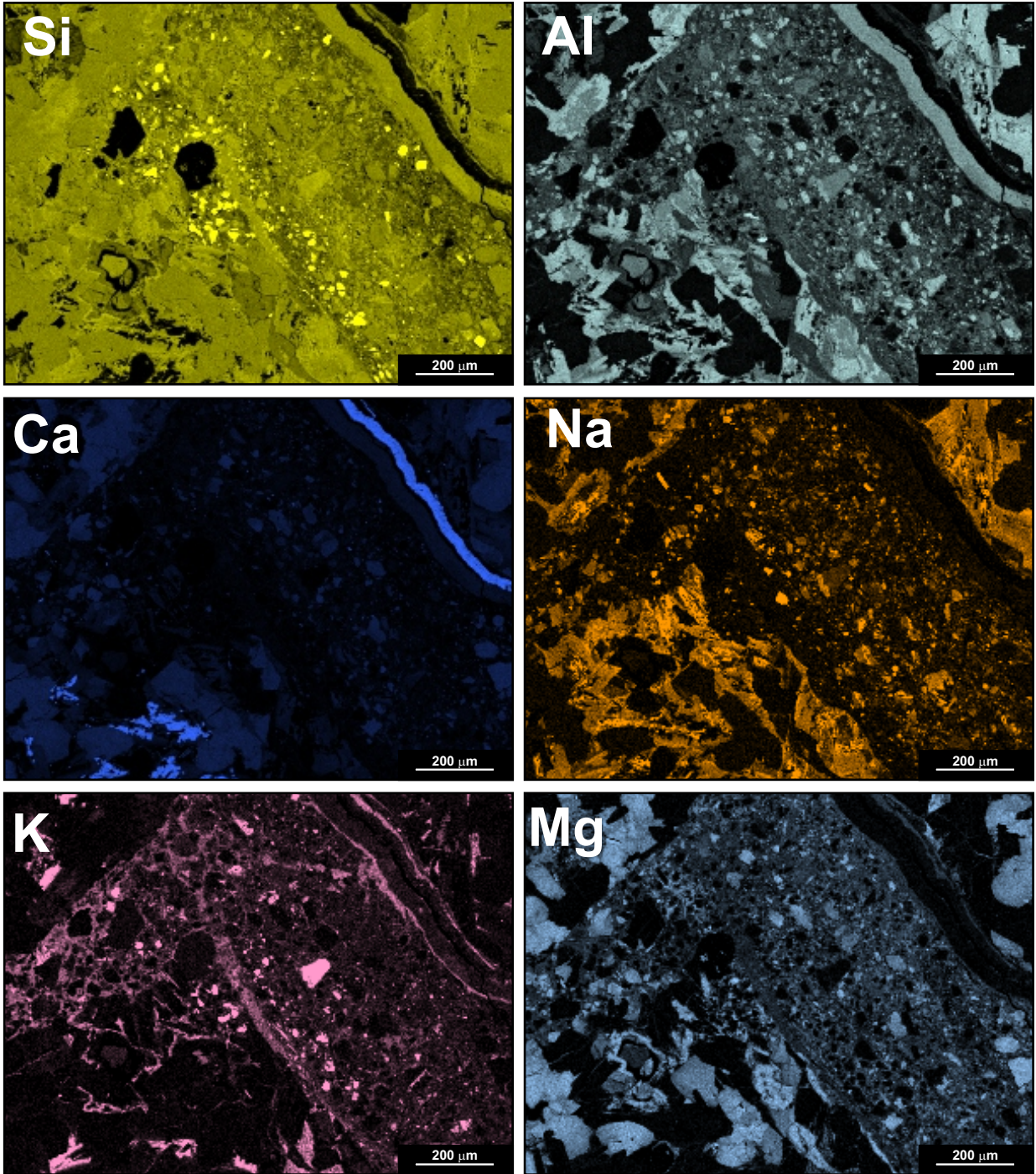


Figure 5

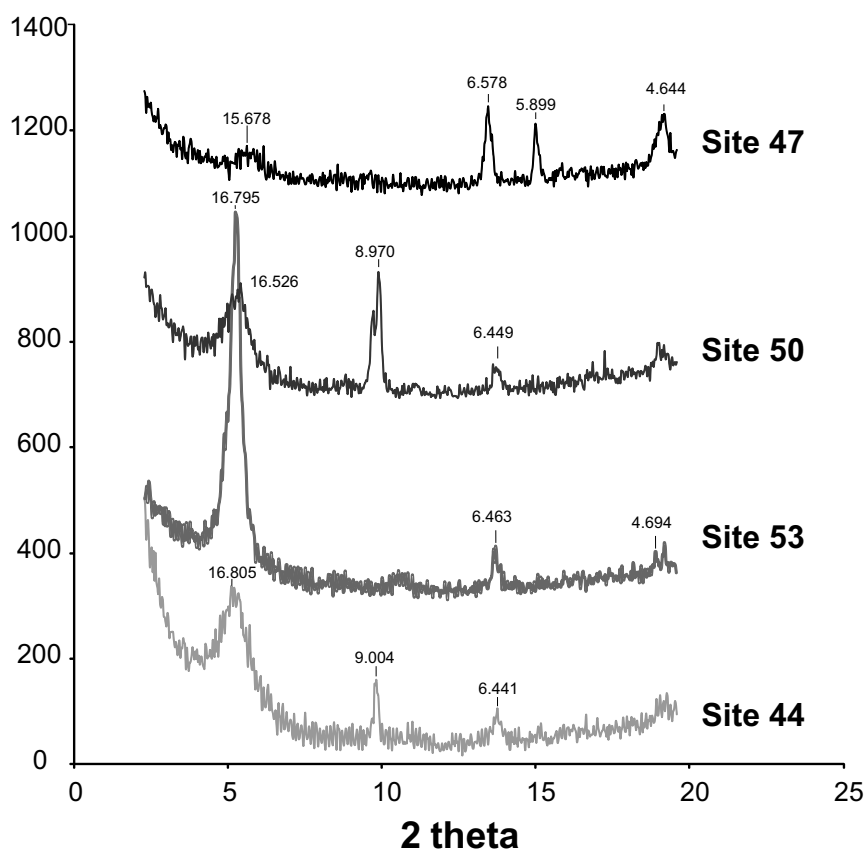


Figure 5

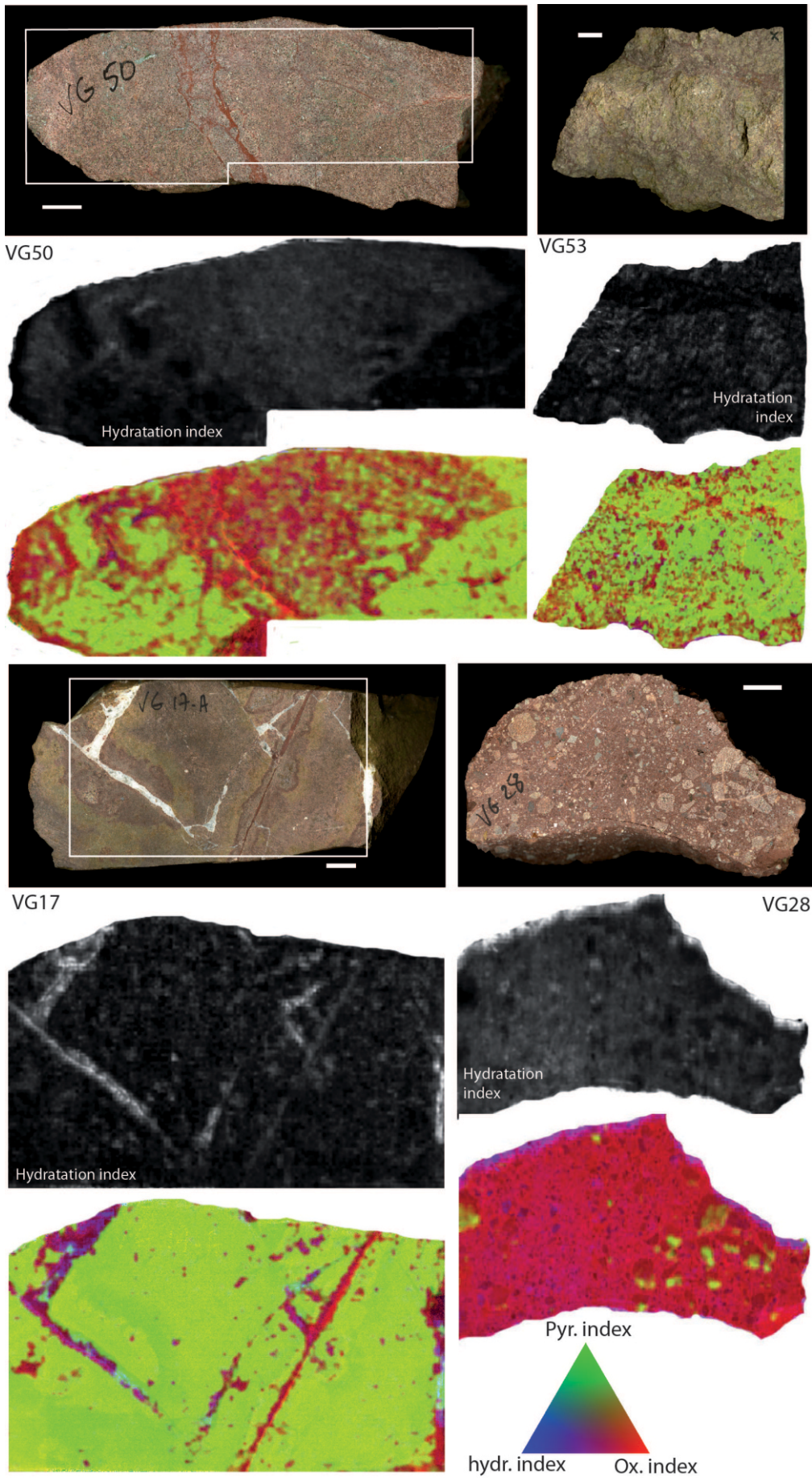


Figure 6

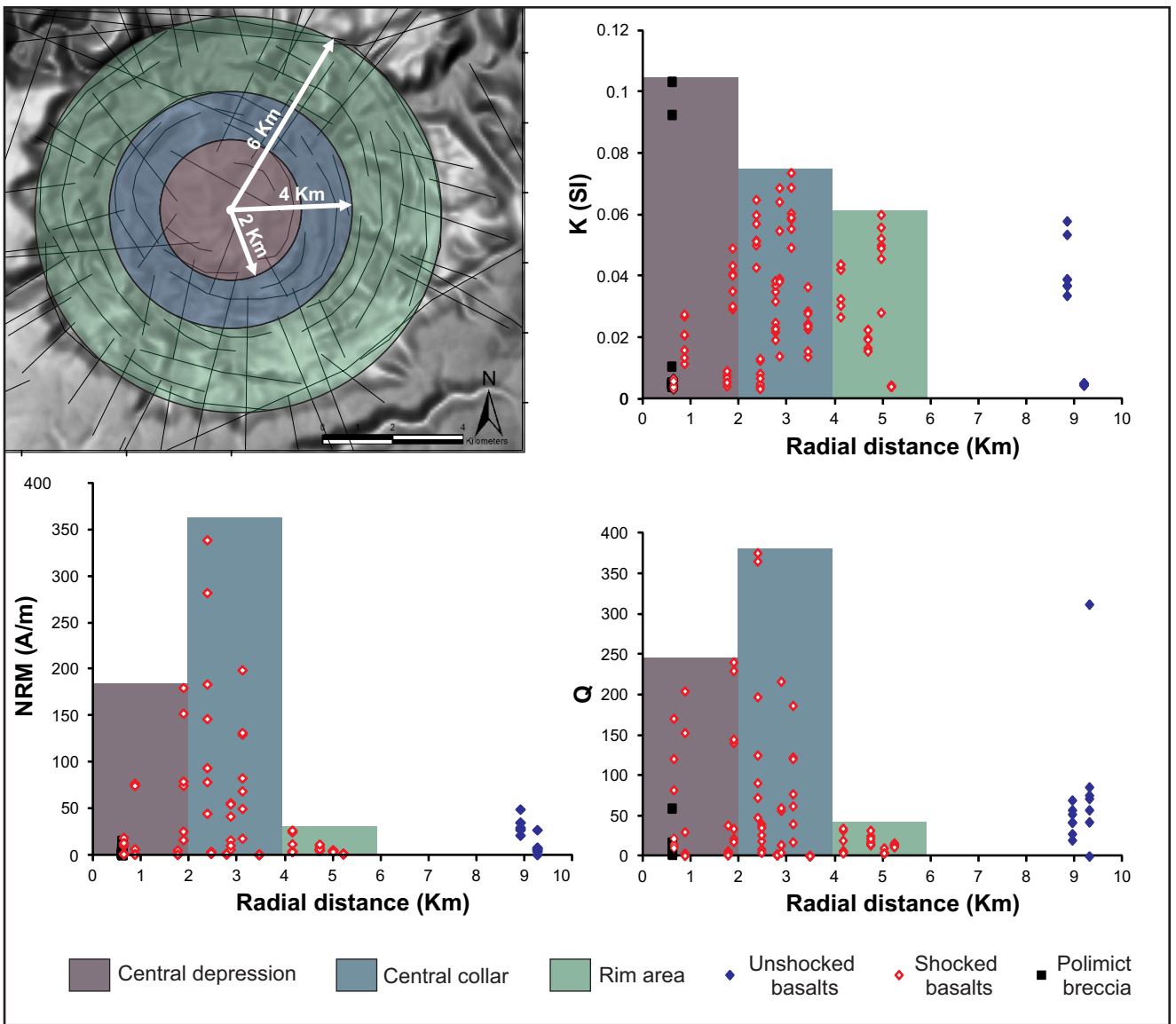


Figure 7

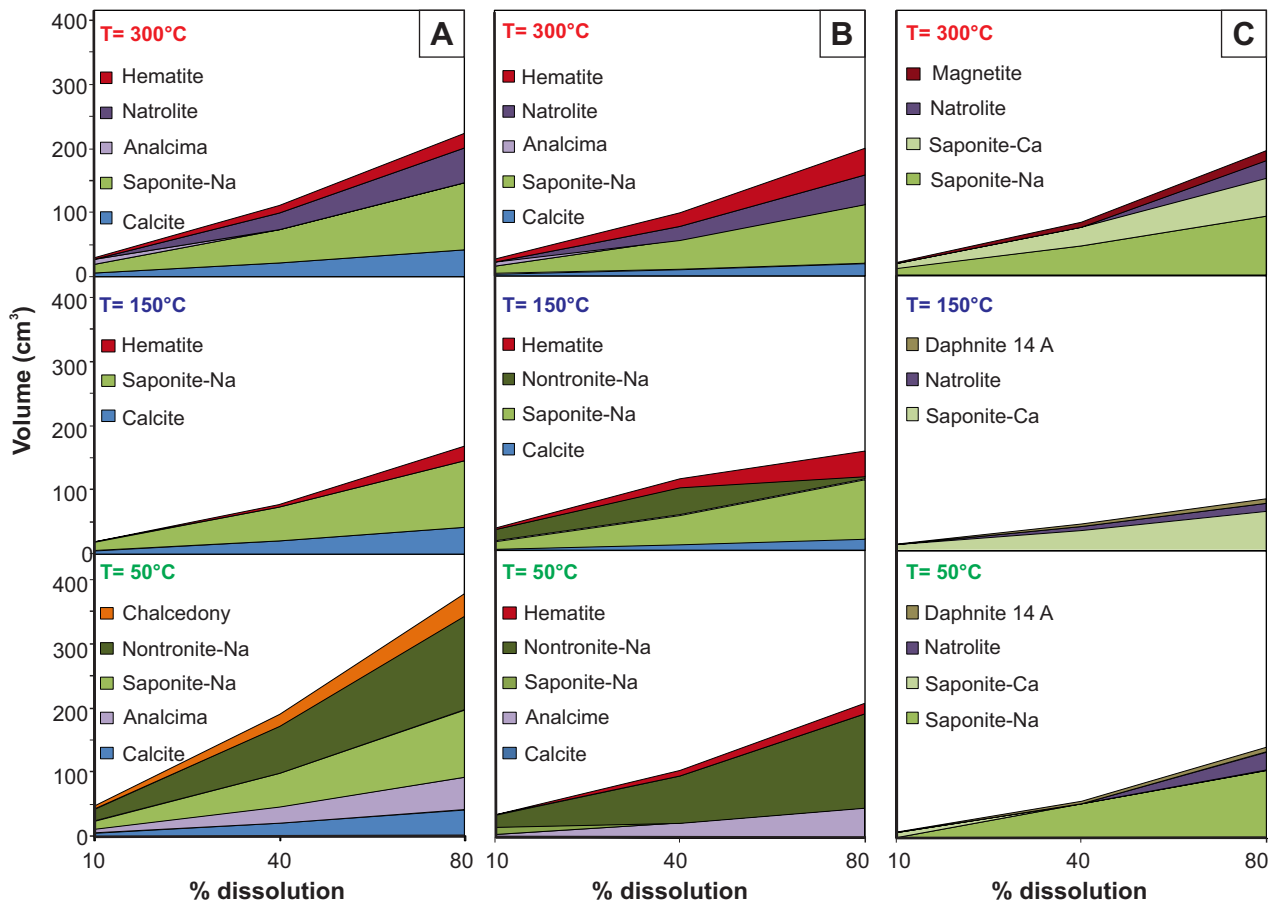
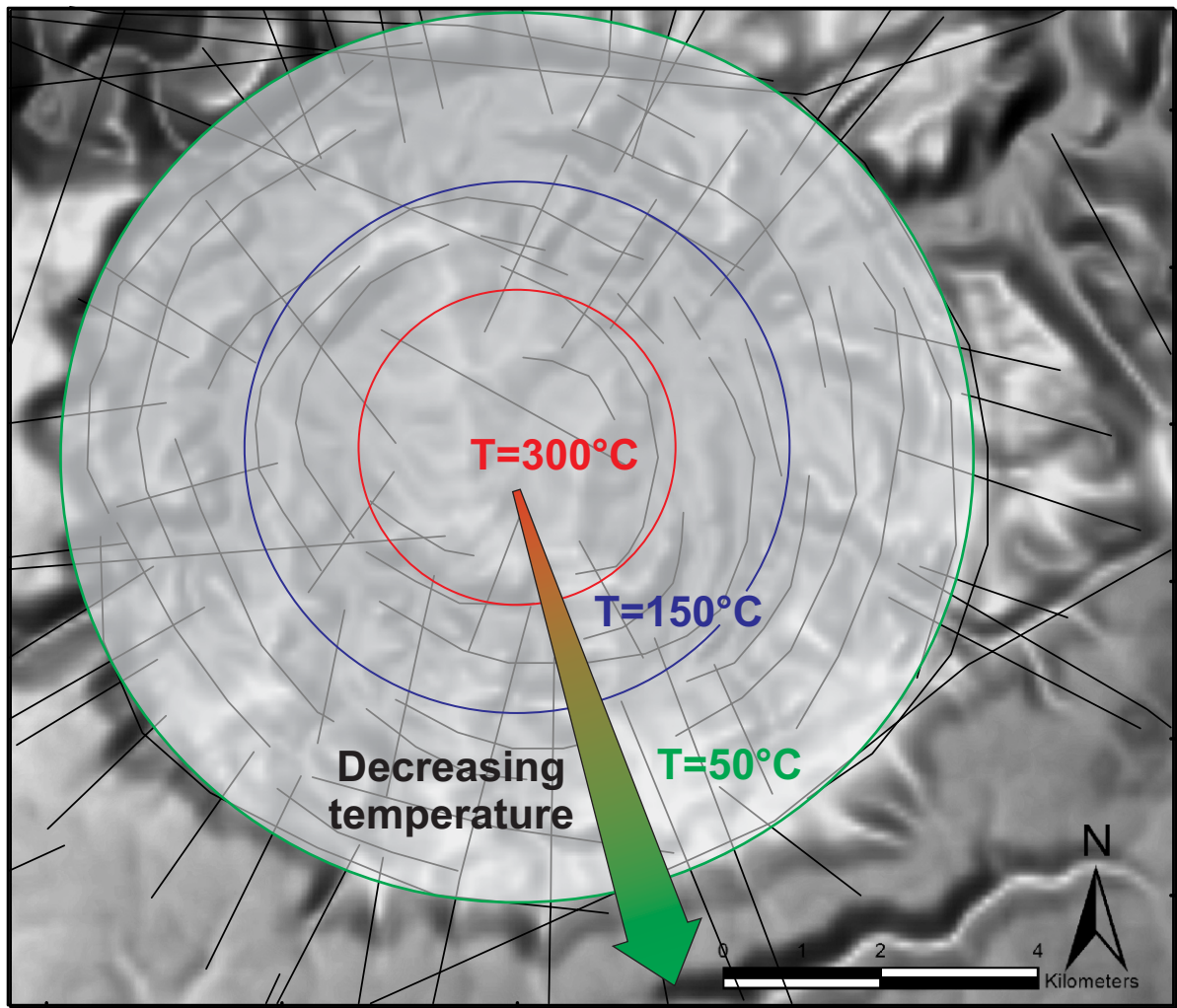


Figure 8

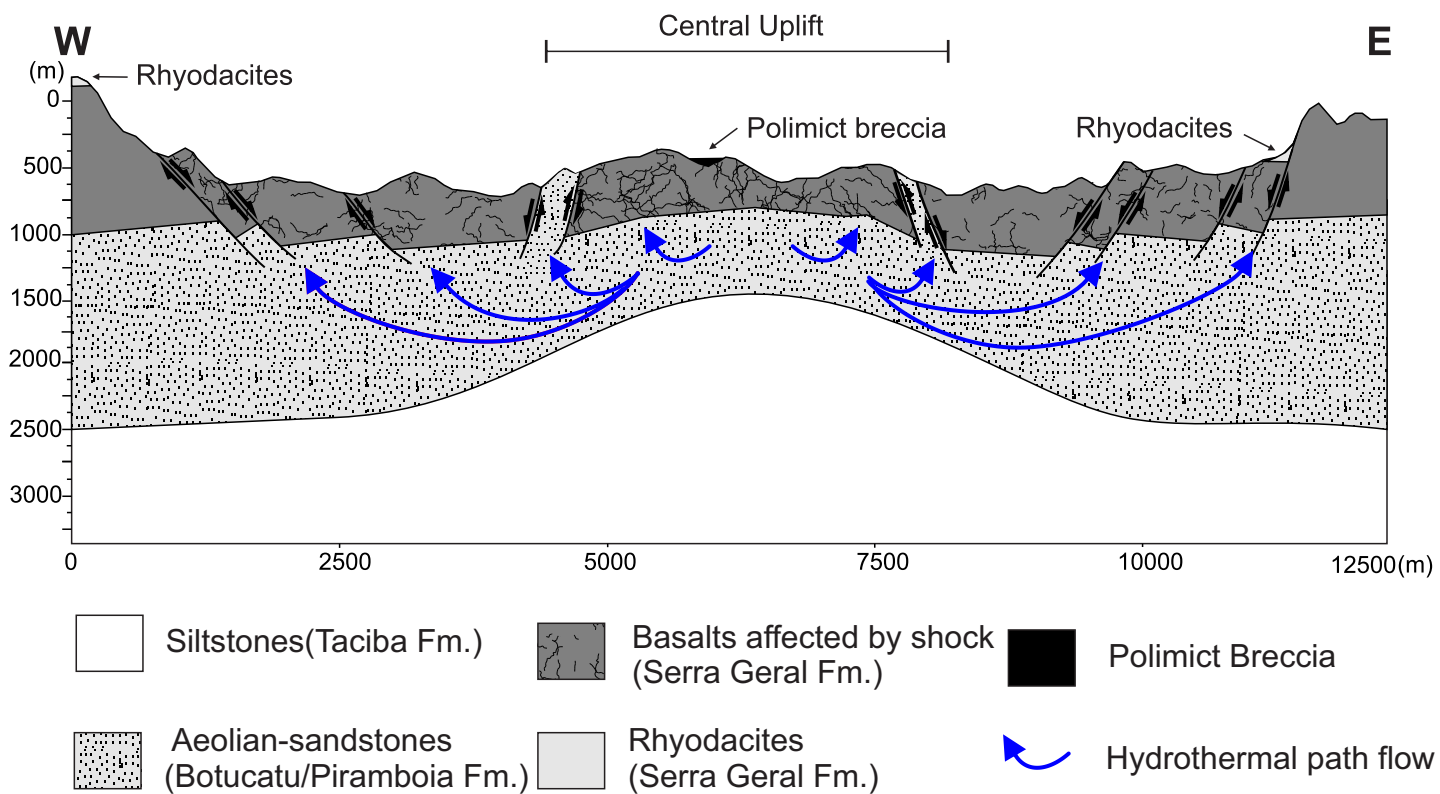
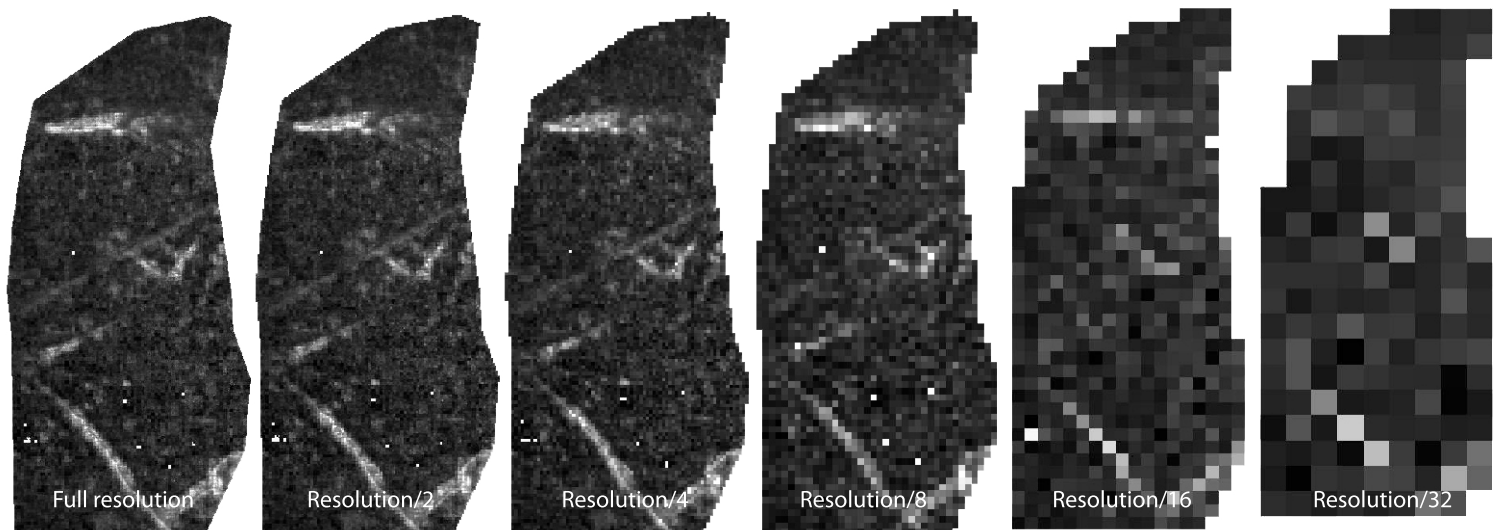
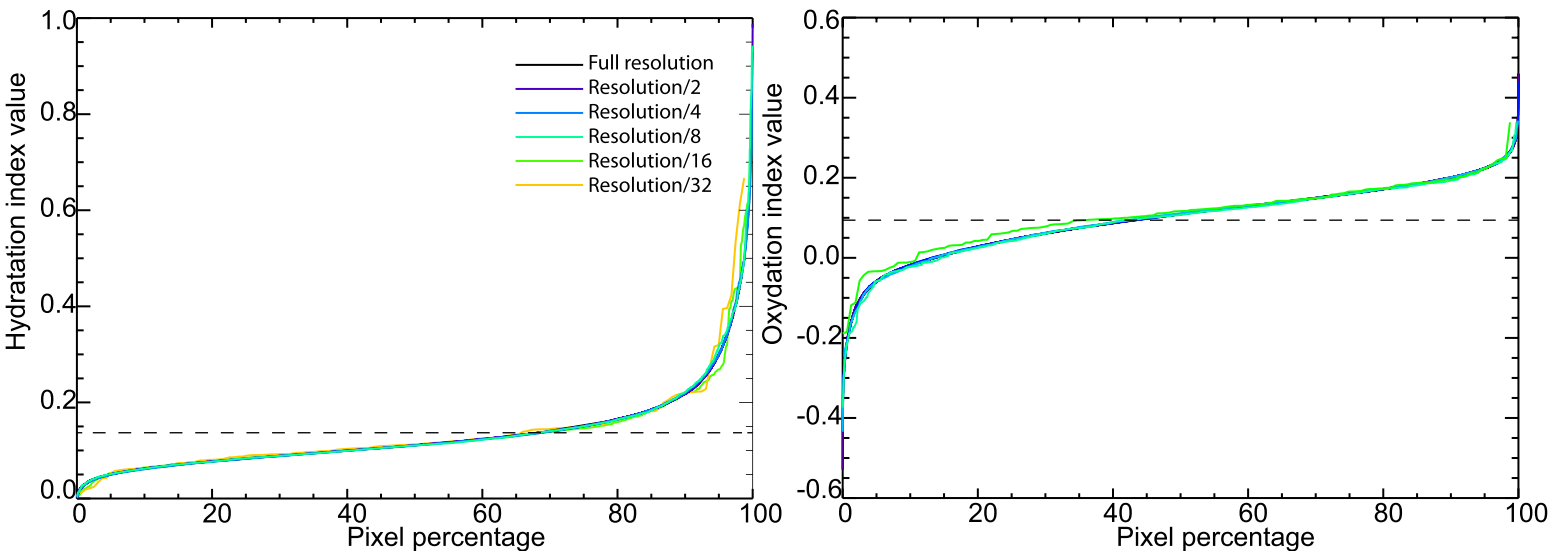


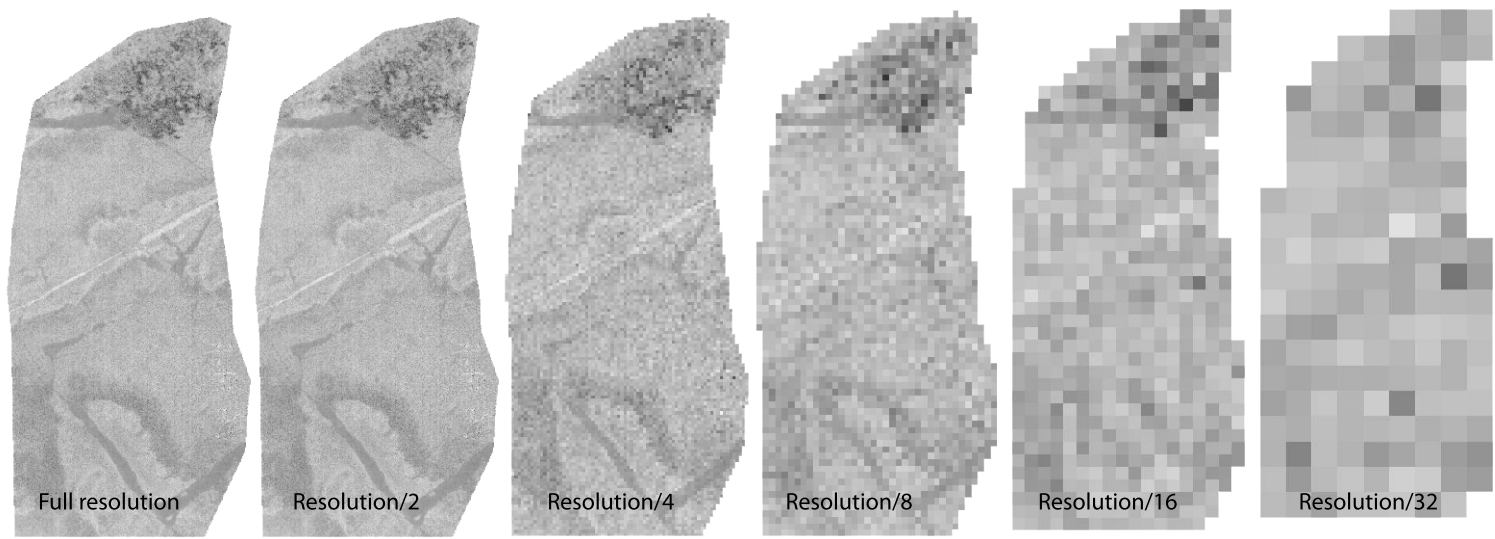
Figure 9



Oxydation index

0.0 0.9

Hydration index



-0.6 0.5

Oxydation index

Figure 10

Table 1. Description of spectral parameters

Name	Mathematical expression	Target
Pyroxene	$1 - (R(2.1489) + R(2.2219))/(R(1.8080) + R(2.4898))$	2- m band due to pyroxenes
Hydrated mineral	$1 - (R(1.9298) + R(1.9395))/(R(1.8324) + R(2.1197))$	water-bearing minerals
Fe ³⁺ parameter	$1 - R(0.5495)/(0.5 * R(0.4404) + 0.5 * R(0.6514))$	Degree of oxidation

Table 2. Compositions of target rocks and glasses.

Sample analysis no.	High-Ti basalt		Low-Ti basalts		<i>Chapeco-type rhyodacite</i> **	<i>Botucatu sandstone</i> ***	Glasses				
	VG1	VG 44	VG 3	VG4			VG50 (basalt vein)			VG 28 (polymict breccia)	
							P4-V3	P4-V2	P4-V1	C1-P4	C1-P3
SiO ₂ (wt %)	49.79	49.80	51.08	64.34	95.11	33.84	39.20	39.86	58.33	58.65	60.98
TiO ₂	3.46	1.75	1.73	1.44	0.08	0.93	0.49	0.53	0.77	0.64	0.57
Al ₂ O ₃	12.64	12.53	12.80	12.70	1.27	3.78	3.88	4.07	12.99	12.31	12.96
Fe ₂ O ₃ *	15.29	14.84	14.98	7.38	0.27	24.46	15.72	17.04	7.69	7.86	6.85
MnO	0.22	0.24	0.21	0.15	< dl	0.20	0.28	0.16	0.08	0.11	0.23
MgO	4.38	4.63	4.69	1.35	0.11	5.30	6.11	6.38	4.74	6.68	5.81
CaO	8.54	8.65	8.47	2.77	1.18	3.01	4.62	0.00	4.94	7.48	6.53
Na ₂ O	2.69	2.23	2.29	3.32	0.12	2.79	2.92	0.00	6.17	5.72	5.71
K ₂ O	1.51	0.88	1.14	4.08	0.50	0.67	0.24	0.00	0.19	0.19	0.30
P ₂ O ₅	0.58	0.21	0.20	0.45	0.03	na	na	na	na	na	na
l.o.i.	0.55	3.15	1.75	1.24	0.96	-	-	-	-	-	-
Sum	99.65	98.91	99.34	99.21	99.63	74.98	73.46	68.04	95.90	99.64	99.94
CIA	38	39	39								
CIW	40	40	41								

* total iron as Fe₂O₃

** in Nédélec et al. 2013

*** in Crosta et al., 2012

CIA (chemical index of alteration) = $[Al_2O_3]/([Al_2O_3]+[CaO]+[Na_2O]+[K_2O])$ CIW (chemical index of weathering) = $[Al_2O_3]/([Al_2O_3]+[CaO]+[Na_2O])$

dl: detection limit

l.o.i.: loss on ignition

na: not analyzed

Table 3. Representative plagioclase and maskelynite compositions; plagioclase structural formulae calculated on the basis of 8 O.

Sample analysis no.	Plagioclase							Maskelynite						
	VG03			VG44				VG47						
	core	core	rim	core	core	rim	rim	C4-P3	C4-P6	C4-P5	C4-P1	C4-P8	C5-P19	C5-P21
SiO ₂ (wt %)	52.84	53.38	53.78	53.10	52.92	54.47	58.27	45.34	45.41	45.97	45.98	47.07	47.33	47.65
Al ₂ O ₃	28.59	27.46	27.39	28.03	27.53	26.66	24.31	24.77	24.92	25.90	28.04	29.81	28.76	27.59
Fe ₂ O ₃ *	0.95	1.36	0.92	0.82	0.89	0.81	0.70	2.31	2.18	1.52	0.12	0.68	0.24	0.18
CaO	12.35	11.12	11.00	11.88	11.72	10.62	7.21	10.41	10.87	10.41	6.99	13.20	5.83	7.76
Na ₂ O	4.42	4.84	5.06	4.72	4.83	4.17	6.92	2.27	1.92	2.25	5.59	3.19	5.99	4.80
K ₂ O	0.34	0.37	0.34	0.28	0.34	2.01	0.72	0.66	0.65	0.39	0.02	0.16	0.05	0.02
Sum	99.54	98.73	98.54	98.85	98.24	98.80	98.13	86.13	86.32	86.71	86.77	94.25	88.21	88.09
Si	2.41	2.45	2.47	2.44	2.45	2.51	2.66							
Al	1.54	1.49	1.48	1.52	1.50	1.45	1.31							
Fe ³⁺	0.03	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02							
Ca	0.60	0.55	0.54	0.58	0.58	0.52	0.35							
Na	0.39	0.43	0.45	0.42	0.43	0.37	0.61							
K	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.12	0.04							
Sum cations	5.00	5.00	5.00	5.01	5.01	5.00	5.00							
Ab	39	43	44	41	42	37	60							
An	59	55	53	57	56	52	35							
Or	2	2	2	2	2	12	4							

* total iron as Fe₂O₃

Table 4 . Representative compositions of hydrothermal phyllosilicates.

Sample analysis no.	VG 17	VG 50		VG 47	
	saponite	saponite	mixed-layer celadonite (chlorite + smectite)	mixed-layer (chlorite + smectite)	
	C3-P5	C2-P6	C5-P8	C6-P2	C4-P10
SiO ₂ (wt %)	50.44	48.48	39.82	48.99	44.11
TiO ₂	0.03	0.01	0.24	0.2	0.46
Al ₂ O ₃	7.49	9.71	7.89	4.11	15.93
FeO*	6.55	7.79	18.81	17.12	15.21
MnO	0.07	0.04	0.12	0.03	0.04
MgO	17.81	15.19	9.02	5.33	4.53
CaO	2.14	1.86	1.88	0.41	2.78
Na ₂ O	< dl	< dl	1.17	< dl	2.33
K ₂ O	0.34	0.21	0.36	6.08	0.42
Cl	0.03	na	na	0.07	na
Sum	84.90	84.31	80.56	82.27	85.81
XMg	0.83	0.78	0.46	0.36	0.35

* total Fe as FeO

dl: detection limit

na: not analyzed

Table 5 . Representative compositions of hydrothermal zeolites.

	VG50			VG47	
	C2-P2-3 heulandite	C2-P2A-3	C2-P3-3	C6-P5-3 Na-Ca zeolite	C5-P3 analcime
SiO ₂ (wt %)	51.67	53.28	51.52	45.65	51.55
Al ₂ O ₃	19.07	19.05	19.09	27.25	29.88
CaO	9.68	9.83	9.93	7.73	0.59
Na ₂ O	0.14	0.15	0.26	5.4	12.47
K ₂ O	1.71	1.06	1.66	0.15	0.05
Sum	82.77	83.37	82.46	86.18	94.54

Supplementary material - Yokoyama et al.

Table 1S: Hydrochemical data (from Sracek and Hirata, 2002), Guarani groundwater.

Parameters/well	T (°C)	pH	Na+	K+	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Alk carb.	SO ₄ ²⁻	Cl-	Fe _t	NO ₃ ⁻	F-	SiO ₂	pCO ₂	pO ₂
PZ-87 (Presidente Prudente)	63	8.95	225	2.2	4.49	0.24	192	92	133	0.3	0.03	13.3	32	1e- 3.47	1.00E- 21

Table 2S. Numerical model**Fe(III)=15%, no equilibrium with the atmosphere**

T=300°C	% dissolution	Calcite	Saponite- Ca	Natrolite	Saponite- Na	Nontronite- Na	Daphnite- 14A	Magnetite	Total
	Volume (cm ³)	10	0.0	7.4	0.0	0.0	0.0	0.0	1.9
	40	0.0	29.7	0.0	0.0	0.0	0.0	7.7	37.5
	80	0.0	59.5	27.7	0.0	0.0	0.0	15.5	102.6
T=150°C	% dissolution	Calcite	Saponite- Ca	Natrolite	Saponite- Na	Nontronite- Na	Daphnite- 14A	Magnetite	Total
	Volume (cm ³)	10	0.0	7.4	0.0	0.0	0.0	0.9	0.0
	40	0.0	29.7	6.3	0.0	0.0	3.5	0.0	39.5
	80	0.0	59.5	12.6	0.0	0.0	7.0	0.0	79.1
T=50°C	% dissolution	Calcite	Saponite- Ca	Natrolite	Saponite- Na	Nontronite- Na	Daphnite- 14A	Magnetite	Total
	Volume (cm ³)	10	0.0	7.4	1.6	0.0	0.0	0.9	0.0
	40	0.0	0.0	6.4	52.1	0.0	3.5	0.0	62.0
	80	0.0	0.0	12.7	104.3	0.0	7.0	0.0	124.0

Fe(III)=15%, equilibrium with the atmosphere (logpCO2= -2.52, log pO2= -0.69)

T=300°C	% dissolution	Calcite	Analcime	Natrolite	Saponite- Na	Nontronite- Na	Chalcedony	Hematite	Total
	Volume (cm ³)	10	5.2	8.1	0.0	13.0	0.0	0.0	2.9
	40	20.7	0.0	25.9	52.1	0.0	0.0	11.6	110.3
	80	41.4	0.0	54.4	104.3	0.0	0.0	23.2	223.3
T=150°C	% dissolution	Calcite	Analcime	Natrolite	Saponite- Na	Nontronite- Na	Chalcedony	Hematite	Total
	Volume (cm ³)	10	5.2	0.0	0.0	13.0	18.3	0.0	0.0
	40	20.7	0.0	0.0	52.1	46.3	0.0	4.3	123.4
	80	41.4	0.0	0.0	104.3	1.2	0.0	23.0	169.9
T=50°C	% dissolution	Calcite	Analcime	Natrolite	Saponite- Na	Nontronite- Na	Chalcedony	Hematite	Total
	Volume (cm ³)	10	5.2	6.4	0.0	13.0	18.3	4.8	0.0
	40	20.7	25.6	0.0	52.1	73.3	18.6	0.0	190.4
	80	41.4	51.2	0.0	104.3	146.7	35.4	0.0	379.0

Fe(III)=100%, equilibrium with the atmosphere (logpCO2= -2.52, log pO2= -0.69)

T=300°C	% dissolution	Calcite	Analcime	Natrolite	Saponite- Na	Nontronite- Na	Chalcedony	Hematite	Total
	Volume (cm ³)	10	2.2	7.1	0.0	11.6	0.0	0.0	5.2
	40	8.9	0.0	21.7	46.2	0.0	0.0	20.7	97.5
	80	17.8	0.0	45.5	92.5	0.0	0.0	41.5	197.2
T=150°C	% dissolution	Calcite	Analcime	Natrolite	Saponite- Na	Nontronite- Na	Chalcedony	Hematite	Total
	Volume	10	2.2	0.0	0.0	11.6	17.4	0.0	2.4

(cm ³)	40	8.9	0.0	0.0	46.2	42.3	0.0	14.0	111.5
	80	17.8	0.0	0.0	92.5	4.0	0.0	40.8	155.1
T=50°C	%				Saponite-	Nontronite-			
	dissolution	Calcite	Analcime	Natrolite	Na	Na	Chalcedony	Hematite	Total
	10	2.2	3.5	0.0	11.6	28.6	0.0	0.7	46.6
	40	0.0	23.3	0.0	0.0	0.0	0.0	8.3	31.6
Volume (cm ³)	80	0.0	46.6	0.0	0.0	0.0	0.0	16.6	63.2

Table 3S . Presumed secondary phases (all data from the LLNL database).

Carbonates	Zeolites	Smectites	Chlorites	Iron oxydes and hydroxydes	Other minerals
Calcite	Analcime	Beidellite-Ca	Clinochlore- 7 Å	Boehmite	Celadonite
Dolomite- disordered	Gismondine	Beidellite-H	Clinochlore- 14 Å	Brucite	Chalcedony
	Natrolite	Beidellite-K	Daphnite-7	Fe(OH) ₃	Quartz
	Natrolite	Beidellite-Mg	Daphnite-14	Goethite	Illite
	Laumontite	Beidellite-Na		Hematite	Kaolinite
		Montmorillonite- Ca		Magnetite	Sepiolite
		Montmorillonite- Mg			Talc
		Nontronite-Ca			
		Nontronite-H			
		Nontronite-Mg			
		Nontronite-Na			
		Saponite-Ca			
		Saponite-H			
		Saponite-Mg			
		Saponite-Na			

Figures.S1 – S3 – Top: Cumulative distribution of spectral indices (left = hydration index, right = oxidation index) as a function of resolution (percentage of pixel below a given index value). Dotted line indicates the value of the spectral index for the averaged spectrum of the sample. Bottom : value of spectral indices for different simulated resolutions.

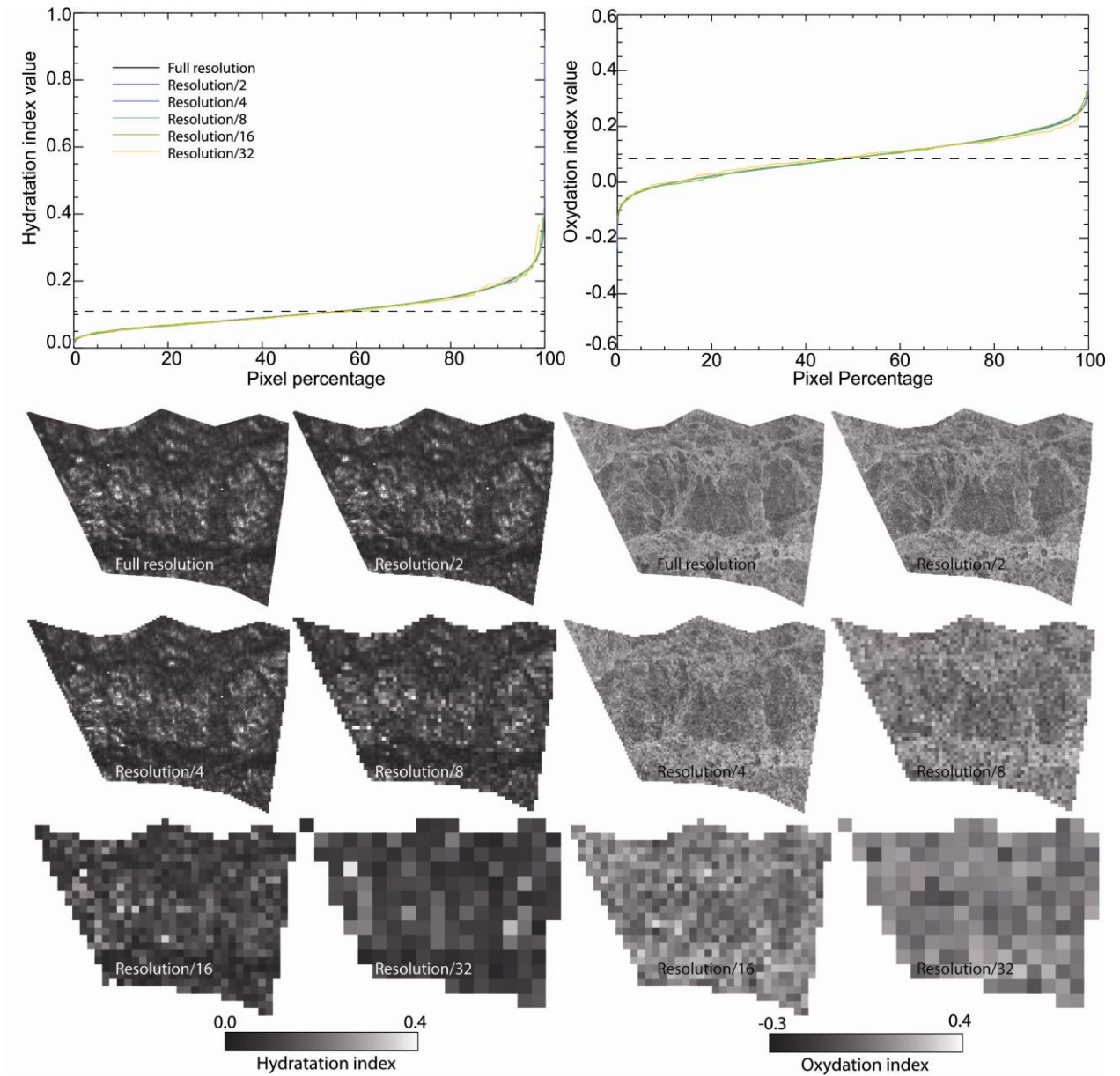


Figure S1. Sample VG53

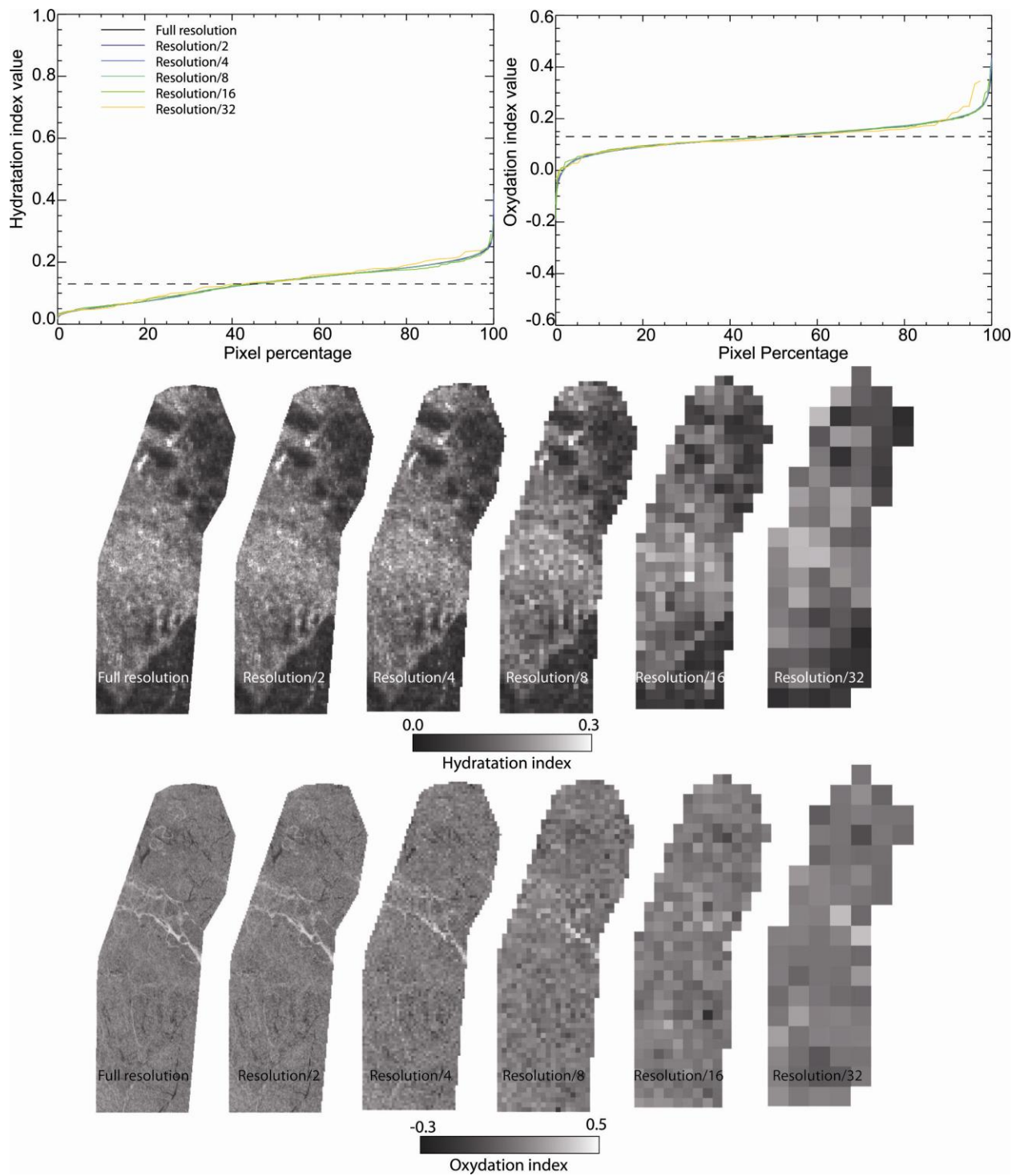


Figure S2. Sample VG50

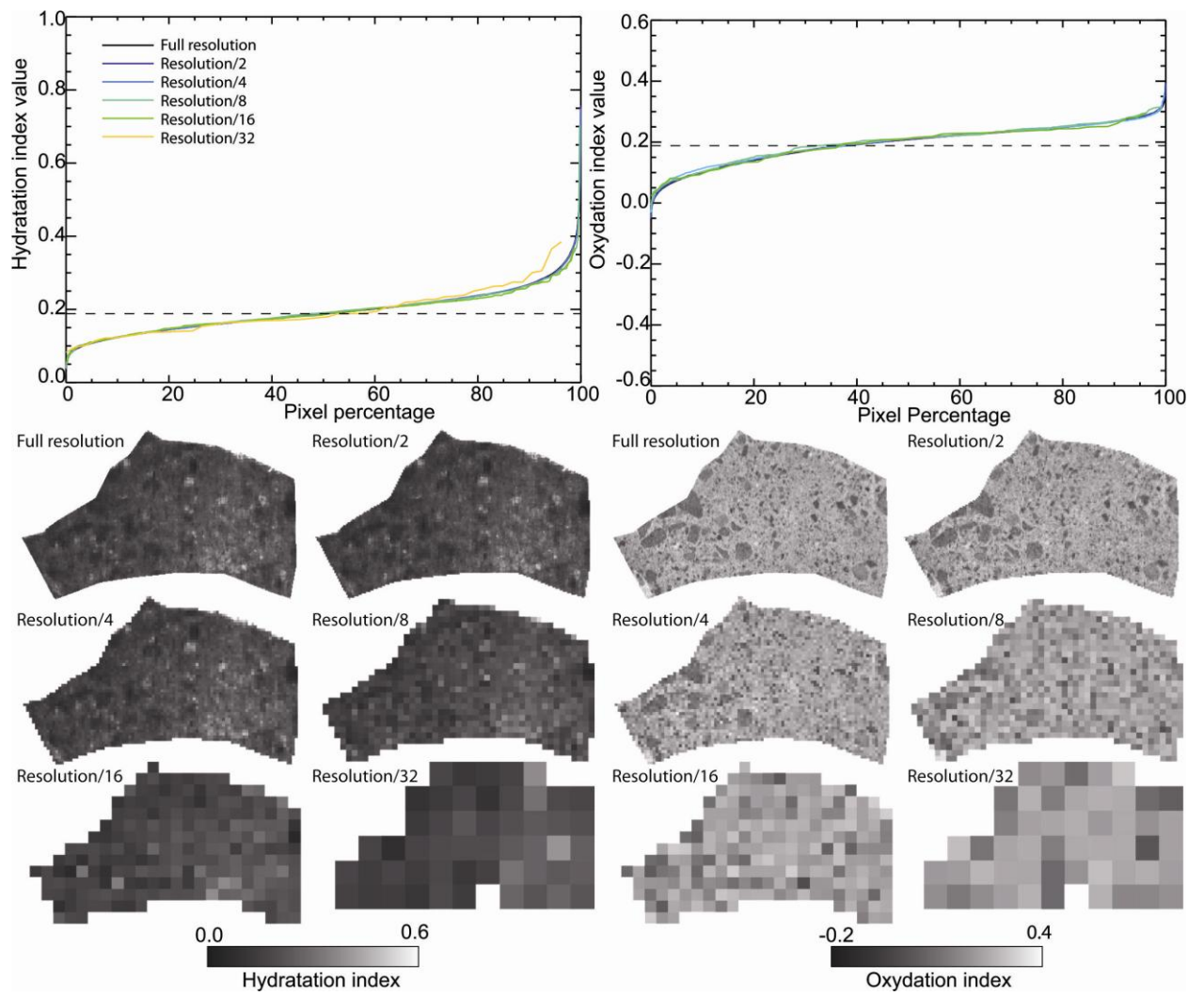


Figure S3. Sample VG28

Anexo 5

In situ U/Pb dating of impact-produced zircons from the Vargeão Dome (Southern Brazil)

Anne NÉDÉLEC^{1,2*}, Jean-Louis PAQUETTE³, Elder YOKOYAMA⁴, Ricardo I. F. TRINDADE⁴,
Thierry AIGOUY¹, and David BARATOUX²

¹Géosciences Environnement Toulouse (UMR5563), University of Toulouse, France

²Institut de Recherche en Astrophysique et Planétologie (UMR5577), University of Toulouse, France

³Magmas et volcans (UMR6524), University of Clermont-Ferrand, France

⁴Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências atmosféricas, University of São Paulo, Brazil

*Corresponding author. E-mail: anne.nedelec@get.obs-mip.fr

(Received 26 June 2012; revision accepted 11 December 2012)

Abstract—The Vargeão impact structure was formed in the Serra Geral basaltic and rhyodacitic to rhyolitic lava flows of southern Brazil, that belong to the Paraná-Etendeka large igneous province. The Chapecó-type rhyodacites contain small baddeleyite crystals recently dated at 134.3 (± 0.8) Ma, which is regarded as the age of this acid volcanism coeval to the flood basalt eruption. Inside the impact structure, a brecciated rhyodacitic sample displays fine veinlets containing numerous lithic fragments in a former melt. This impact breccia contains newly formed zircons, either in the veins or at the contact between a vein and the volcanic matrix. The zircons are 10–50 μm in length, clear and nearly unzoned. In situ laser-ablation dating of the zircons provides a concordant Early Aptian age of 123.0 ± 1.4 Ma that is regarded as the age of the impact event. As in situ age determination ensures the best possible selection of the analyzed mineral grains, the methodology employed in this study also represents a promising method for dating other impact structures.

INTRODUCTION

Large impact events can modify significantly the Earth's surface, producing extreme disturbances in the geosphere and the biosphere (e.g., French 2004). The age of an impact crater is a critical parameter to correlate the impact event with its effects on natural systems. However, precise and accurate dating of terrestrial impact events has often proved difficult (e.g., Jourdan et al. 2009, 2012). According to Jourdan et al. (2009), only 11 of the 174 then confirmed impact structures on Earth had radiometric ages that can be considered statistically and geologically robust. In South America, only the Araguinha impact structure has been reliably dated, first by Hammerschmidt and Engelhardt (1995) and then by Tohver et al. (2012). The ages of the remaining eight confirmed impact structures on the continent remain poorly constrained.

The Vargeão Dome is one of the biggest impact structures in Brazil (<http://www.passc.net/EarthImpact>

Database). Since this impact affects a basaltic province, it is particularly interesting as an analog to other impact structures on rocky planets and satellites. The Vargeão structure was recently described by Crósta et al. (2012). Although most shocked volcanic rocks in Vargeão are basalts, the subordinate Chapecó-type rhyodacites were also locally affected by the impact. This felsic volcanism was recently dated by Janasi et al. (2011), who obtained a precise U-Pb age of 134.3 ± 0.8 Ma on tiny baddeleyite crystals separated from the Ourinhos rhyodacites in the northern Paraná basin. This age overlaps the ^{40}Ar - ^{39}Ar ages (134.6 ± 0.6 Ma) reported by Thiele and Vasconcelos (2010) for the flood basalts, pointing to a very rapid eruption of the Etendeka-Paraná bimodal igneous province, a common observation for large igneous provinces worldwide (e.g., Larsen and Tegner 2006; Chenet et al. 2007).

Because they are already well-dated and due to their higher Zr contents with respect to basalts (Table 1), the rhyodacites were the preferred target to

Table 1. Composition of reference rhyodacite (VG4) and selected in situ analyses of melt (glass) in VG5 pseudotachylitic veins.

Sample no.	VG4 whole-rock composition rhyodacite	VG5 in situ analyses melt (glass)				
		P22	P23	P20	P21	P24
SiO ₂ (wt%)	64.34	45.58	55.49	69.56	70.43	93.51
Al ₂ O ₃	12.70	4.73	10.89	17.29	16.72	3.33
Fe ₂ O ₃ ^a	7.38	14.12	10.05	0.36	0.90	0.71
MnO	0.15	0.05	0.15	0.05	0.00	0.00
MgO	1.35	11.38	10.38	0.00	0.48	0.10
CaO	2.77	0.63	1.36	1.45	1.27	0.26
Na ₂ O	3.32	0.00	0.04	4.30	4.46	0.58
K ₂ O	4.08	1.08	0.10	8.03	6.42	0.68
TiO ₂	1.44	0.08	0.00	0.28	0.02	0.22
P ₂ O ₅	0.45	na	na	na	na	na
l.i.	1.24					
Total	99.21	77.65	88.46	101.32	100.70	99.39
Zr (ppm)	671	na	na	na	na	na

^aTotal iron as Fe₂O₃

na: not analyzed.

look for impact-produced zircons, which would provide a way to date the impact event with accuracy. Impact dating of newly formed zircons has been performed only in a few cases, e.g., Vredefort (Gibson et al. 1997), and Manicouagan, Morokweng, and Sudbury (reported by Wielicki et al. 2012), and appears as a very promising method. Here, we have focused particularly on impact-related brecciated veinlets with newly formed zircons in a shocked rhyodacite, thus avoiding inherited ages. In situ U/Pb dating of impact-produced zircons is presented here for the first time, a method that provides both precise and reliable ages and ensures the best possible selection of the analyzed minerals, thus avoiding any contamination by inherited crystals. Thermometry of associated quartz is then performed to investigate the high-temperature processes related to the impact event.

GEOLOGICAL SETTING

The so-called Vargeão Dome is centered on 26°49S and 52°10W in Santa Catarina state, in the southern-central part of the Paraná Basin (Fig. 1a). This impact structure is 12.4 km in diameter and appears as a circular depression with a concentric multiring pattern recognized in remote sensing images (Crósta et al. 2012). It was formed in the Cretaceous Serra Geral Formation, the stratigraphic unit corresponding to the Paraná-Etendeka large igneous province. Volcanics include mainly tholeiitic flood basalts and minor felsic rocks emplaced on top of the Jurassic-Cretaceous Botucatu sandstones (Piccirillo and Melfi 1988; Fig. 1b). The maximum thickness of the lava pile is estimated at approximately 1500 m. Tholeiitic basalts represent approximately 90% of the whole pile. Acid volcanics (rhyodacites and rhyolites) are only abundant in

the southern part of the Basin. They are easily classified into two types, namely the Palmas type that is usually aphyric, and the Chapecó type that contains conspicuous plagioclase phenocrysts. Some prevolcanic sandstones were uplifted in the center of the Vargeão structure as a consequence of the impact (Crósta et al. 2012); Fig. 1c). Thin intercalations of these sedimentary rocks are also found among the basaltic flows of the Paraná province and of its prerifting Etendeka counterpart, indicating that the conditions were still arid at the time of basalt flooding (Jerram and Stollhofen 2002).

Crósta et al. (2012) presented diagnostic features of shock metamorphism, such as shatter cones and planar deformation features in quartz. They identified brecciated basaltic rocks in the inner part of the structure. These rocks contain red oxidized veinlets (1 mm to 1 cm in width) with numerous lithic fragments. Melt portions were recognized in these brecciated basalts. Chapecó-type volcanics occur undeformed to the north of the impact structure. Large tilted or collapsed blocks of rhyodacite were observed at the rim of the impact structure.

MATERIAL AND METHODS

Brecciated Chapecó rhyodacite (VG5) was sampled inside the Vargeão impact structure at its southern border (Fig. 1c). The GPS coordinates of this sampling site are 7027410 and 382381 (UTM). The impact melt veins can easily be missed in the field. However, they are recognized in hand sample by their conspicuous purple red color (Fig. 1d). This sample was sliced repeatedly to generate a sufficient number of polished thin sections for microscopic observations and analyses. Five thin sections (VG5-B0 to B4) were used for dating. Another sample of

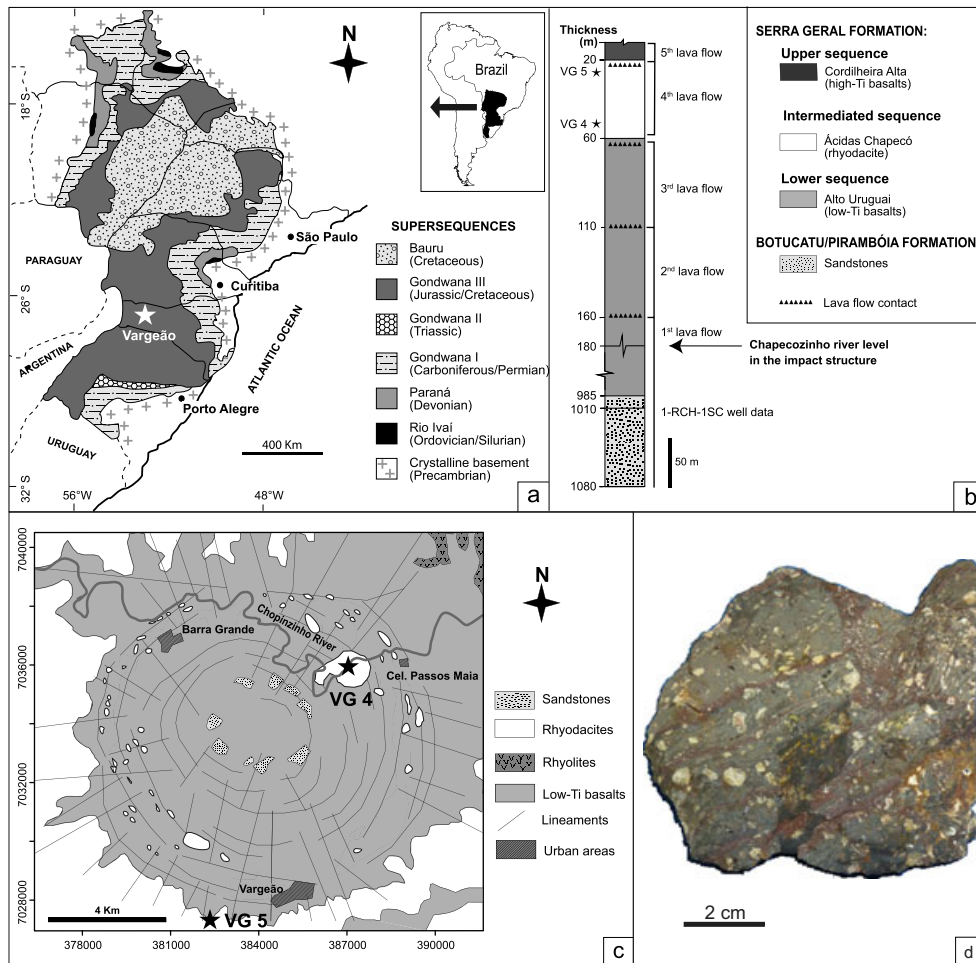


Fig. 1. a) Geological sketch of the Paraná Basin with location of the Vargeão impact structure. b) Stratigraphic column of the Serra Geral Formation with location of studied samples. c) Geological map of the Vargeão Dome after Crósta et al. (2012); UTM coordinate system. d) Photograph of the studied sample VG5 displaying the small red melt-bearing veins.

nonbrecciated Chapecó-type rhyodacite (VG4) was collected for comparison along the Chapecozinho River, i.e., at a topographically and stratigraphically lower level than the brecciated sample (Figs. 1b and 1c).

The composition of the nonbrecciated rhyodacite reference sample (VG4) was obtained at SARM (Service d'Analyse des Roches et Minéraux) in the CRPG laboratory (Nancy, France). Major element contents are obtained with a precision better than 1% and Zr content with a precision better than 5%.

Phenocryst and melt compositions were determined with the CAMECA SX50 electron microprobe of the GET laboratory (Toulouse) operating at the usual conditions (beam current 20 nA for anhydrous minerals and 10 nA for hydrous minerals and glasses). Precision on the data is about 1%.

Baddeleyite and zircon were identified with the help of backscattered electron imaging (BSE) and EDS

analyses using the JEOL 6360 scanning electron microscope of the GET laboratory. Operating conditions were: an accelerating voltage of 20 kV, magnifications between 40 and 1000 \times , and a spot size of 50 μm .

The U–Pb geochronology of zircon was conducted using LA-ICP-MS at the Magmas & Volcans laboratory (Clermont-Ferrand, France). Analytical conditions are described in detail in Table S1. The method used for the zircon isotope dating with LA-ICP-MS is basically similar to that developed for monazite (Paquette and Tiepolo 2007). Laser ablation was directly operated on polished petrographic thin sections to preserve textural relationships. A spot diameter of 20 μm associated with a repetition rate of 3 Hz and a laser energy of 4 mJ producing a fluence of 9.5 J cm^{-2} were used for zircon dating. Concordia ages and diagrams were generated using the Isoplot/Ex v.2.49 software package (Ludwig 2001). Uranium, Th, and Pb concentrations were

calibrated relative to the certified GJ-1 zircon standard (Jackson et al. 2004). The zircon analyses were projected on $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ versus $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ diagrams (Tera and Wasserburg 1972), where the analytical points plot along a mixing line between the common Pb composition at the upper intercept and the zircon age at the lower intercept. This method is commonly used to date Phanerozoic zircons using in situ techniques (Claoué-Long et al. 1995; Jackson et al. 2004).

The estimation of minimum melt crystallization temperatures was performed indirectly using the Ti-in-quartz (TitaniQ) thermometer (Wark and Watson 2006) on the quartz crystallized in the brecciated veins. Titanium contents in quartz were analyzed with the electron microprobe of the GET laboratory operating at an accelerating voltage of 15 kV, a beam current of 200 nA, and 300 s counting time. The detection limit for Ti is 50 ppm; the precision interval for each analysis is given in Table 5. Temperatures were determined graphically using Ti-isopleths in the diagram of Thomas et al. (2010).

PETROGRAPHY AND MAJOR-ELEMENT CHEMISTRY

The nonbrecciated Chapecó-type rhyodacite (VG4) is a grayish to reddish rock with a porphyritic texture. The phenocryst assemblage comprises plagioclase (3–12 mm of length), light green augite (2–5 mm), and iron oxides (Ti-magnetite and ilmenite, locally with skeletal and stellar-like shapes). Apatite is present as a microphenocryst. The groundmass is felsitic and contains numerous small iron oxide grains as well as a few clinopyroxene crystals. This mineral assemblage is typical of a water-undersaturated high-temperature magma. Baddeleyite ZrO_2 (and not zircon ZrSiO_4) is the main Zr-bearing mineral in the groundmass, as reported by Janasi et al. (2011), who used baddeleyite crystals to date the Chapecó-type rhyodacite. The presence of baddeleyite in a high-silica rock is unusual and had been reported only once so far, namely from the Yellowstone rhyolites (Bindeman and Valley 2001). Indeed, baddeleyite typically occurs in silica-undersaturated rocks, but can be present also in high-temperature hybrid melts or in silicic differentiates from mafic magmas. This is probably the case for the Chapecó-type and Yellowstone high-temperature silicic magmas that are genetically linked to mafic magmas of mantle plume origin (Cordani et al. 1988; Hildreth et al. 1991). The whole-rock composition of sample VG4 is presented in Table 1. With 64.34 wt% silica, this reference rock is in the typical composition range of the Chapecó-type rhyodacites, i.e., 63–69 wt% SiO_2 (with a peak at 64–65 wt%) after Piccirillo et al. (1988).

Pyroxene compositions are presented in Table 2 and feldspar compositions in Table 3. Pyroxene phenocrysts are poorly zoned augite with $X_{\text{Mg}} = 0.67\text{--}0.63$, in agreement with the data of Secco et al. (1988). The plagioclase phenocrysts are made of calcic andesine, generally homogeneous in composition ($\text{An}_{43\text{--}42}$). These An contents are in the usual range for the Chapecó-type rhyodacites ($\text{An}_{47\text{--}40}$ after Janasi et al. 2007).

The nonbrecciated part of sample VG5 is very similar to the reference sample in terms of mineral composition. The main difference is the existence of some irregular magmatic banding. Pyroxene phenocrysts are augite with $X_{\text{Mg}} = 0.60\text{--}0.59$ (Table 2) and plagioclase phenocrysts are andesine of $\text{An}_{44\text{--}42}$ composition (Table 3). The rock contains numerous baddeleyite crystals, that are always small (10–20 μm of length) and blade-shaped as described in the samples dated by Janasi et al. (2011), but no early magmatic zircon could be identified.

The brecciated part contains veins a few mm to 1 cm in width. The larger veins are rich in rock and phenocryst fragments (Fig. 2a). In thin section, the lithic fragments are often darkened (Fig. 2a). The plagioclase fragments seem mostly unchanged (Table 3), whereas the pyroxene fragments locally appear brownish and destabilized i.e., decomposed with formation of new iron oxides. Compositions of the pyroxene fragments are variable. Some of them appear unmodified, whereas others contain a variable proportion of sodium ($\text{Na} = 0.1\text{--}0.6$ atom per formula unit) and are actually aegerine-augite (Table 2). Finer veins branch off the larger veins. These small veins generally do not contain any lithic fragments. They are filled with newly crystallized quartz or other phases replacing the former melt.

In the veins, the melt comprises a noticeable proportion of glass besides newly formed minerals. Microprobe analyses of glass are highly variable. They range from 46 to 94 wt% silica (Table 1). Such a high variability has been observed in several impact structures (e.g., Zhamanshin in Kazakhstan, Dressler and Reimold 2001) and suggests in situ melting rather than tapping a large pool of melted and mixed rocks. Moreover, two of the glass compositions (P20 and P21, Table 1) resemble a granite in composition, i.e., they are consistent with partial melting of the rhyodacite, rather than melting of basalt or sandstone, the two other target lithologies. In addition, the studied sample is located rather far from the center of the impact structure, i.e., quite far from the zone where shock melting could have been effective. Although the distinction between shock melting and friction melting may be difficult in thin section (Reimold 1998), based on our observations, we consider these veins as pseudotachylitic breccias resulting from friction melting formed immediately following the impact event.

Table 2. Representative pyroxene analyses and structural formulae on the basis of 6 O.

Samples Analysis no. wt%	VG4												VG5															
	phenocrysts						phenocrysts						phenocrysts						Fragments (in breccia)									
	P47 Core	P40 Core	P41 Rim	P23 Core	P12 Core	P22 Rim	P23 Core	P12 Core	P22 Rim	P15 Core	P16 Core	P1 Core	P2 Rim	P3 Rim	P5 Core	P4 Rim	P6 Rim	P23 Core	P12 Core	P22 Rim	P15 Core	P16 Core	P1 Core	P2 Rim	P3 Rim	P5 Core	P4 Rim	P6 Rim
SiO ₂	48.5	49.66	50.05	50.87	51.23	51.14	50.87	51.23	51.14	51.68	51.23	51.18	51.38	51.57	50.57	52.92	52.77	50.87	51.23	51.14	51.68	51.23	51.18	51.38	51.57	50.57	52.92	52.77
TiO ₂	0.63	0.70	0.69	0.70	0.64	0.65	0.70	0.64	0.65	0.66	0.65	0.68	0.92	0.85	0.71	0.80	0.85	0.66	0.65	0.65	0.66	0.68	0.68	0.92	0.85	0.71	0.80	0.85
Al ₂ O ₃	0.87	1.06	0.99	1.07	1.11	1.10	1.07	1.11	1.10	0.99	0.95	1.62	1.27	1.26	1.31	1.41	1.42	0.99	0.95	1.10	0.99	1.62	1.62	1.27	1.26	1.31	1.41	1.42
Fe ₂ O ₃ (c)	4.62	3.06	2.26	0.03	0.68	0.00	0.03	0.68	0.00	0.04	0.38	17.94	4.05	3.90	17.86	13.86	14.31	0.04	0.38	0.00	0.04	17.94	17.94	4.05	3.90	17.86	13.86	14.31
FeO (c)	11.53	12.95	13.69	15.24	15.53	15.51	15.24	15.53	15.51	15.42	15.09	3.67	11.02	10.96	6.38	6.52	6.10	15.42	15.09	15.51	15.42	3.67	3.67	11.02	10.96	6.38	6.52	6.10
MnO	0.87	0.66	0.64	0.63	0.74	0.62	0.63	0.74	0.62	0.72	0.69	0.32	0.5	0.63	0.46	0.35	0.35	0.72	0.69	0.62	0.72	0.32	0.32	0.5	0.63	0.46	0.35	0.35
MgO	13.08	12.96	13.13	12.99	12.94	12.74	12.99	12.94	12.74	13.24	13.27	7.96	11.48	12.12	8.31	8.57	8.58	13.24	13.27	12.74	13.24	7.96	7.96	11.48	12.12	8.31	8.57	8.58
CaO	16.94	17.49	17.09	16.81	16.73	16.68	16.81	16.73	16.68	17.14	16.83	5.92	17.49	17.33	7.01	6.25	5.67	17.14	16.83	16.68	17.14	5.92	5.92	17.49	17.33	7.01	6.25	5.67
Na ₂ O	0.23	0.19	0.18	0.19	0.21	0.25	0.19	0.21	0.25	0.15	0.18	7.76	1.70	1.52	6.52	7.29	7.51	0.15	0.18	0.25	0.15	7.76	7.76	1.70	1.52	6.52	7.29	7.51
Sum	97.33	98.74	98.73	98.58	99.87	98.71	98.58	99.87	98.71	100.03	99.27	97.08	99.81	100.14	99.23	97.99	97.57	100.03	99.27	98.71	100.03	97.08	97.08	99.81	100.14	99.23	97.99	97.57
Si	1.902	1.918	1.931	1.962	1.955	1.969	1.962	1.955	1.969	1.964	1.961	1.974	1.950	1.948	1.936	2.016	2.016	1.964	1.961	1.969	1.964	1.974	1.974	1.950	1.948	1.936	2.016	2.016
Ti	0.018	0.020	0.020	0.020	0.018	0.019	0.020	0.018	0.019	0.019	0.019	0.020	0.026	0.024	0.020	0.023	0.024	0.019	0.019	0.019	0.019	0.020	0.020	0.026	0.024	0.020	0.023	0.024
Al (IV)	0.040	0.048	0.045	0.038	0.045	0.031	0.038	0.045	0.031	0.036	0.039	0.026	0.050	0.052	0.059	0.000	0.000	0.036	0.039	0.031	0.036	0.026	0.026	0.050	0.052	0.059	0.000	0.000
Al (VI)	0.000	0.000	0.000	0.01	0.005	0.019	0.01	0.005	0.019	0.008	0.004	0.047	0.007	0.004	0.000	0.063	0.064	0.008	0.004	0.019	0.008	0.047	0.047	0.007	0.004	0.000	0.063	0.064
Fe ³⁺	0.136	0.089	0.066	0.001	0.02	0.000	0.001	0.02	0.000	0.001	0.011	0.521	0.116	0.111	0.515	0.397	0.412	0.001	0.011	0.000	0.001	0.521	0.521	0.116	0.111	0.515	0.397	0.412
Fe ²⁺	0.378	0.418	0.442	0.491	0.496	0.499	0.491	0.496	0.499	0.49	0.483	0.118	0.35	0.346	0.204	0.208	0.195	0.49	0.483	0.499	0.49	0.118	0.118	0.35	0.346	0.204	0.208	0.195
Mn	0.029	0.022	0.021	0.021	0.024	0.020	0.021	0.024	0.020	0.023	0.022	0.010	0.016	0.020	0.015	0.011	0.011	0.023	0.022	0.020	0.023	0.010	0.010	0.016	0.020	0.015	0.011	0.011
Mg	0.765	0.746	0.755	0.747	0.736	0.731	0.747	0.736	0.731	0.750	0.757	0.457	0.649	0.683	0.474	0.487	0.488	0.750	0.757	0.731	0.750	0.457	0.457	0.649	0.683	0.474	0.487	0.488
Ca	0.712	0.724	0.707	0.695	0.684	0.688	0.695	0.684	0.688	0.698	0.690	0.245	0.711	0.701	0.287	0.255	0.232	0.698	0.690	0.688	0.698	0.245	0.245	0.711	0.701	0.287	0.255	0.232
Na	0.017	0.014	0.013	0.014	0.015	0.019	0.014	0.015	0.019	0.011	0.013	0.58	0.125	0.111	0.484	0.538	0.556	0.011	0.013	0.019	0.011	0.58	0.58	0.125	0.111	0.484	0.538	0.556
Sum	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	3.997	4.000	4.000	3.997	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	3.997	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
% Aegerine	1	1	1	1	1	2	1	1	2	1	1	11	10	53	40	49	50	1	1	2	1	11	11	10	53	40	49	50
% Diopside	58	59	59	59	58	58	59	58	58	59	59	57	59	41	39	44	44	59	59	58	59	57	57	59	41	39	44	44
% Hedenbergite	40	40	40	40	41	40	40	41	40	40	40	32	32	6	20	7	6	40	40	40	40	32	32	32	6	20	7	6
XMg ^a	0.67	0.64	0.63	0.60	0.60	0.59	0.60	0.60	0.59	0.61	0.61	0.61	0.59	0.61	0.61	0.61	0.61	0.61	0.61	0.59	0.61	0.61	0.61	0.59	0.61	0.61	0.61	0.61

^aOnly for quadrilateral pyroxene compositions.

c: calculated.

Table 3. Representative feldspar analyses and structural formulae on the basis of 8 O.

Samples	VG4				VG5					Crystallized glass
	Phenocrysts				Fragments in brecciated veinlet					
	F42	F43	F44	F45	(large)		(large)	(small)	F8	
Analysis no.	Core	Rim	Core	Rim	F1	F2	F17	F18	F7	F8
	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim		
SiO ₂ (wt%)	56.19	55.08	57.26	56.63	57.69	58.35	56.93	58.54	58.47	66.18
Al ₂ O ₃	25.53	25.04	25.68	25.69	26.11	25.82	26.24	25.83	25.84	18.62
Fe ₂ O ₃	0.79	0.76	0.61	0.65	0.74	0.78	0.59	0.83	0.77	0.44
CaO	8.61	8.53	8.66	8.81	8.82	8.7	9.13	8.83	8.66	0.49
Na ₂ O	6.06	6.07	5.90	6.13	6.19	6.12	5.80	6.28	6.44	4.35
K ₂ O	0.75	0.59	0.75	0.69	0.68	0.65	0.65	0.27	0.52	9.84
Sum	98.01	96.16	98.90	98.66	100.22	100.45	99.37	100.6	100.72	99.99
Si	2.582	2.580	2.601	2.584	2.589	2.609	2.576	2.610	2.608	2.993
Al	1.383	1.382	1.374	1.382	1.381	1.360	1.399	1.357	1.358	0.993
Fe ³⁺	0.027	0.027	0.021	0.022	0.025	0.026	0.020	0.028	0.026	0.015
Ca	0.424	0.428	0.421	0.431	0.424	0.417	0.443	0.422	0.414	0.024
Na	0.540	0.551	0.519	0.542	0.539	0.530	0.509	0.543	0.557	0.381
K	0.044	0.035	0.043	0.040	0.039	0.037	0.038	0.015	0.03	0.568
Sum	5.002	5.005	4.982	5.003	4.997	4.981	4.986	4.975	4.993	4.975
Ab	54	54	53	53	54	54	51	55	56	39
An	42	42	43	43	42	42	44	43	41	2
Or	4	3	4	4	4	4	4	2	3	58

Quartz is an abundant new phase, often crystallized as lath-shaped crystals, locally grown perpendicularly to the vein border (Figs. 2b and 2c). Zircon grains were observed inside or along the impact veins, but never in the unbrecciated part of the rhyodacite. This observation demonstrates their direct relation to the impact event. They are often associated with quartz (Figs. 2b and 2c). These new crystals are either euhedral (Fig. 2d) to subhedral in shape (Figs. 2b, 2c, and 2f). Their sizes range from 10 to 50 μm . Zircon grain in Figs. 2f and 2g display elbow twinning (Jocelyn and Pidgeon 1974). The zircon crystal of Figs. 2b and 2c is rooted in the contact zone between the vein and the rhyodacite groundmass. In other places, anhedral zircon crystals occur in the groundmass, always close to a vein border. As the thin section provides only a 2-D observation, it is not possible to appreciate what their exact relations to the melt vein are. SEM observations show that the zircons are unzoned or poorly zoned (Fig. 2g).

RESULTS OF IN SITU U/PB ZIRCON DATING

Twelve impact-related zircon grains in five different thin sections have been selected for analysis on the basis of location, texture, and size criteria. Eight analyses are duplicates on the same grain (e.g., Z2-1 and Z2-2 in Table 4). Hence, a total of 20 spot analyses were plotted into a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ versus $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ diagram (Tera and Wasserburg 1972). They plot along a

Discordia line indicating a lower intercept with the Concordia at 122.0 ± 1.3 Ma (Table 4 and Fig. 3). The upper intercept is anchored to the isotopic composition of common Pb at 123 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.84 \pm 0.08$). The lower intercept age is lowered by 0.1 Ma if a present-day isotopic composition for common Pb is considered. When excluding the three points containing a significant amount of common Pb (white ellipses in Fig. 3), the mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ isotope ratios of the 17 remaining analyses yield a precise value of 123.1 ± 0.8 Ma (MSWD = 1.04). Among the 20 analyses, six analyses performed on five different zircon grains are concordant and yield a Concordia age at 123.0 ± 1.4 Ma (Fig. 3). Although lower intercept, weighted mean $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ isotope ratios, and concordant points produce similar ages within error limits, we consider the 123.0 ± 1.4 Ma age as the more robust crystallization age, because it was calculated from the concordant zircon grains.

Interestingly, Th and U concentrations are particularly high (Table 4), ranging from 290 to 3910 ppm for Th, with a mean value of 2080 ± 1150 ppm (1 standard deviation), and from 120 to 1850 ppm for U with a mean value of 910 ± 490 ppm (1 standard deviation). These contents allow calculating a Th/U mean ratio of 2.3 ± 0.5 , which is also unusually high for a silica-rich magmatic rock. According to Wang et al. (2011), increasing magma temperature should promote higher Th content relative to U content, which suggests

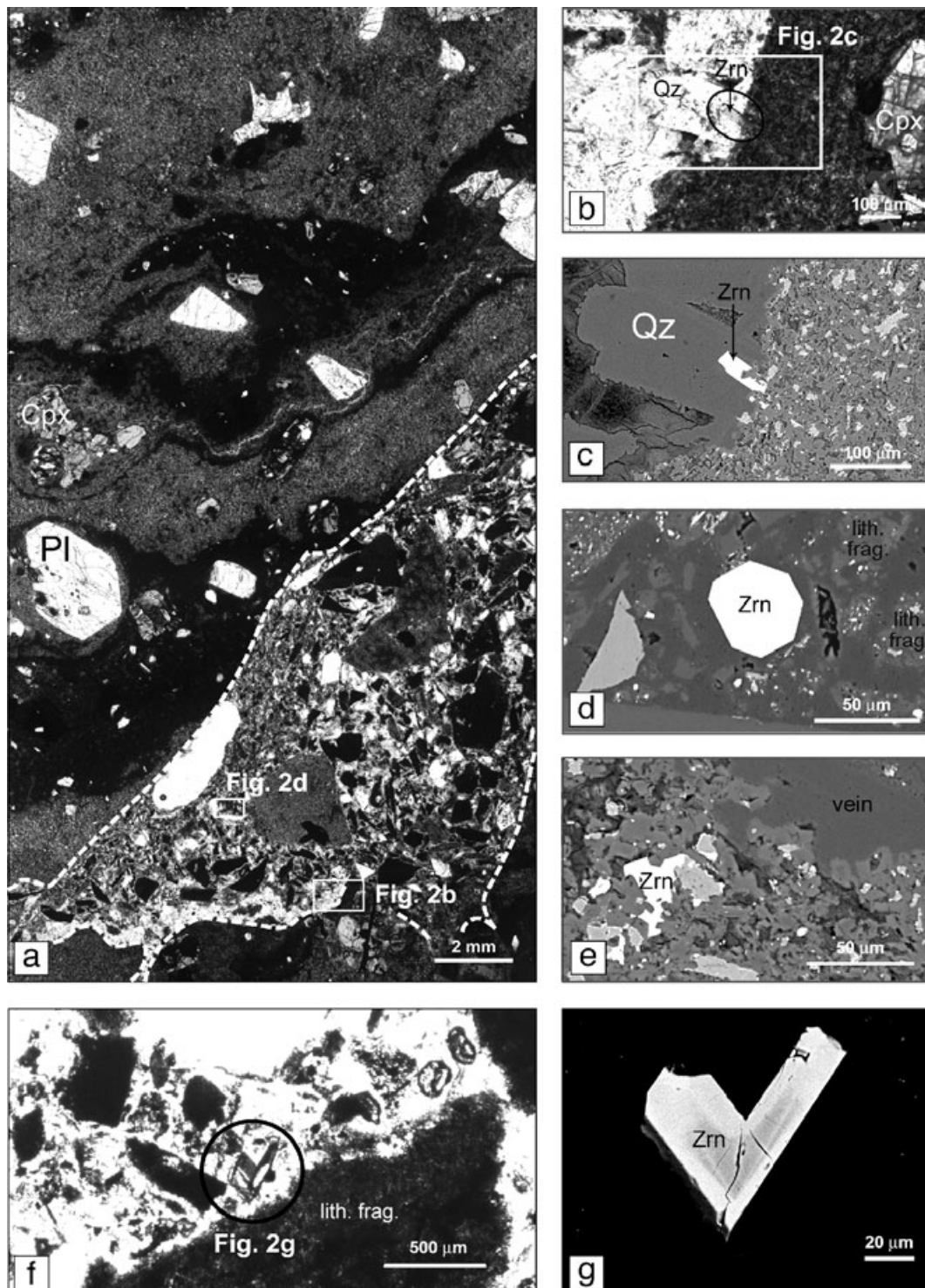


Fig. 2. Microscopic features of VG5 Chapecó-type rhyodacite; mineral name abbreviations after Whitney and Evans (2010). a) Whole thin section VG5B1 with delineated brecciated and melted parts separated by dashed line. b) Microphotograph of contact between melt vein (left) and rhyodacite felsitic matrix (right); newly crystallized zircon is circled. c) SEM backscattered electron (BSE) image showing zircon and lath-shaped quartz grown inward from the melt vein border (B1/Z2 in Table 4) in melt (glass); lith. frag.: lithic fragments. d) Euhedral zircon (B1/Z2 in Table 4) in melt (glass); lith. frag.: lithic fragments. e) BSE image of interstitial zircon (No. 7 in Table 5). f) Detailed microphotograph of selected area of VG5B2 thin section: elbow-twinned zircon crystals (circled; B2Z1 in Table 4) and darkened lithic fragments in impact-generated melt. g) BSE image of the twinned zircon crystals evidencing growth zonation. Mineral abbreviations after Whitney and Evans (2010).

Table 4. U-Pb data from impact-related zircons by in situ laser-ablation ICP-MS.

Sample	Pb ppm ^a	Th ppm ^a	U ppm ^a	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ error ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ error ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Age (Ma) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ error ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U
B0/Z2-1	49	3641	1505	2.4	0.1559	0.0058	0.01902	0.00053	121.4	3.3
B0/Z2-2	19	1089	660	1.6	0.1696	0.0067	0.01957	0.00055	124.9	3.4
B0/Z3	9.7	345	150	2.3	1.2300	0.0465	0.02861	0.00088	181.9	5.5
B1/Z2	39	3278	1113	2.9	0.1340	0.0050	0.01957	0.00053	124.9	3.4
B1/Z3	24	1977	785	2.5	0.1582	0.0056	0.01854	0.00050	118.4	3.2
B1/Z6	12	569	214	2.7	0.9130	0.0355	0.02657	0.00080	169.0	5.0
B2/Z1-1	25	1916	839	2.3	0.1301	0.0047	0.01918	0.00053	122.4	3.3
B2/Z1-2	18	1173	607	1.9	0.1403	0.0058	0.01986	0.00055	126.8	3.5
B2/Z1-3	27	2209	925	2.4	0.1377	0.0045	0.01896	0.00050	121.1	3.3
B2/Z2-1	32	3023	950	3.2	0.1289	0.0050	0.01909	0.00053	121.9	3.3
B2/Z2-2	36	3546	1052	3.4	0.1307	0.0050	0.01913	0.00053	122.1	3.3
B2/Z4	13	852	464	1.8	0.1948	0.0086	0.01923	0.00055	122.8	3.4
B3/Z1	4.9	289	122	2.4	0.4425	0.0425	0.02114	0.00090	134.9	5.7
B3/Z2-1	47	3906	1551	2.5	0.1286	0.0044	0.01918	0.00053	122.4	3.3
B3/Z2-2	45	2507	1694	1.5	0.1386	0.0059	0.01885	0.00053	120.4	3.3
B3/Z2-3	53	3187	1846	1.7	0.1364	0.0045	0.01965	0.00053	125.5	3.4
B3/Z3-1	26	1666	871	1.9	0.1326	0.0049	0.01934	0.00053	123.5	3.3
B3/Z3-2	18	1163	604	1.9	0.1672	0.0113	0.01928	0.00060	123.1	3.8
B4/Z1-1	39	2897	1187	2.4	0.1413	0.0066	0.01925	0.00055	122.9	3.4
B4/Z1-2	33	2422	1036	2.3	0.1585	0.0059	0.01933	0.00053	123.4	3.4

^aConcentration uncertainty approximately 20%.

^bData not corrected for common Pb.

Decay constants determined by Jaffrey et al. (1971) and recommended by Steiger and Jäger (1977).

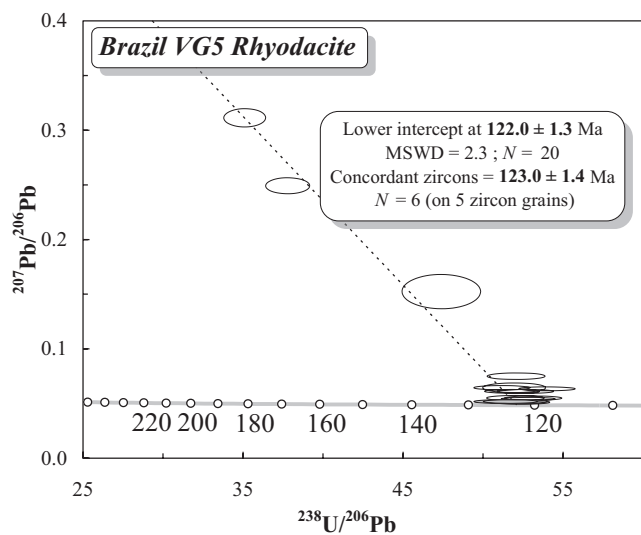


Fig. 3. Tera-Wasserburg concordia diagram showing analyses of impact-related zircons from sample VG5; gray ellipses: concordant zircons.

that all these zircon grains are crystallized at particularly high temperature during a single event at 123.0 ± 1.4 Ma.

THERMOMETRY

Titanium is one of the elements that substitute for Si in quartz. Titanium contents of quartz crystals spatially associated or enclosing the impact-produced zircons in

the veins are given in Table 5. Twenty-one analyses were obtained with 1–4 analyses per quartz crystal. Ti contents range from 1033 to 9 ppm, with an average value of 336 ± 210 ppm (1 standard deviation). The distribution of Ti contents is presented in Fig 4a. It is typically unimodal with a well-defined, although asymmetrical, peak corresponding to values in the range 301–350 ppm.

Wark and Watson (2006) calibrated the temperature dependence of this substitution as a “TitaniQ” thermometer at 1.0 GPa. The pressure dependence of this thermometer was then checked by Thomas et al. (2010). These authors established that, if pressure can be constrained to approximately ± 120 MPa, temperature can be constrained to approximately ± 20 °C. Their isopleths are reproduced in Fig. 4b for a TiO_2 activity of 0.5, recommended by the authors for cases where no rutile is present. We considered that the melt veins crystallized during postimpact deformation, i.e., during uplift and collapse of the impact structure. The corresponding average temperature is 710°C (-120° , $+70^\circ$, 1 standard deviation).

DISCUSSION

Source of Zr for Crystallization of Impact-Related Zircon

The location and textural relationships of zircon in the brecciated veins are compelling evidence for their

Table 5. Analyses of Ti in impact-related quartz from VG5.

Label	Weight Ti (ppm)	Precision interval		Detection limit (ppm)
		Minimum	Maximum	
VG5B1-q1	288	230	346	53
VG5B1-q2	302	245	358	52
VG5B1-q3	1033	968	1097	53
VG5B1-q5	316	259	373	52
VG5B5-Q1	9	0	65	53
VG5B5-Q2	321	263	379	53
VG5B5-Q3	413	354	473	54
VG5B5-Q4	312	253	371	54
VG5B5-Q5	101	45	157	53
VG5B5-Q6	345	287	403	53
VG5B1-Q6	328	269	386	54
VG5B1-Q7	633	573	694	53
VG5B4-q1	42	0	98	54
VG5B4-q2	418	360	476	52
VG5B4-q3	243	185	301	54
VG5B4-q4	266	209	323	53
VG5B4-q5	297	238	356	55
VG5B4-q6	247	189	306	54
VG5B4-q7	349	290	409	54
VG5B4-q8	457	398	515	53
VG5B4-Q9	330	271	388	54
Averages	336	280	394	53
(stand. deviation)	210			
Thermometric interpretation ^a			$T = 710 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ($590 \text{ }^{\circ}\text{C} - 780 \text{ }^{\circ}\text{C}$)	

^aUsing fig. 8b of Thomas et al. (2010) at atmospheric pressure.

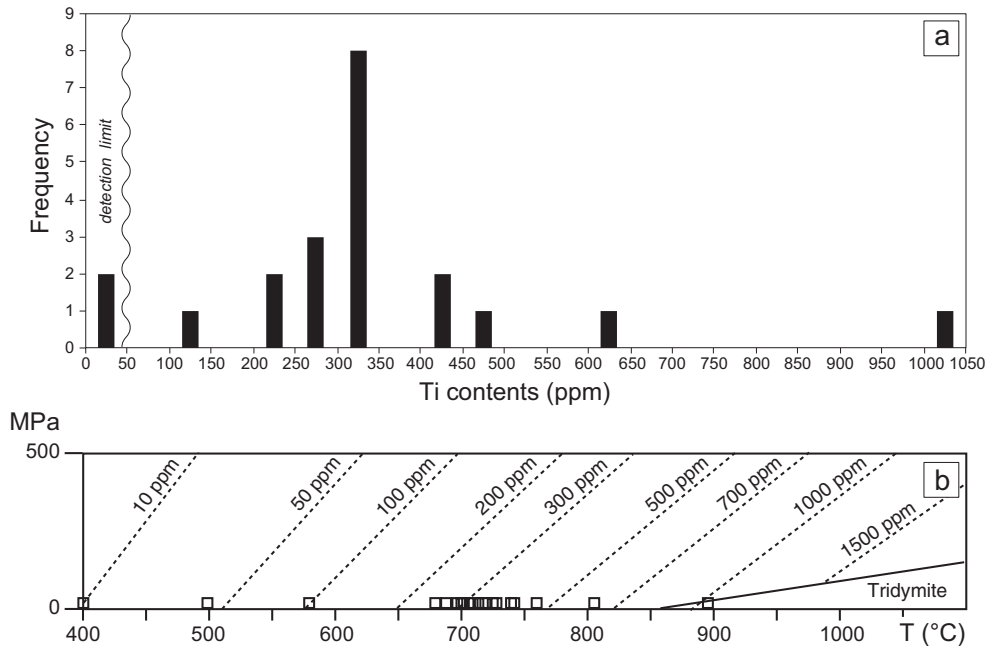


Fig. 4. a) Histogram of Ti contents in newly crystallized quartz from the breccia veins containing the analyzed zircons. b) Plot of analytical results in the isopleth diagram of Thomas et al. (2010).

syn- to immediately postimpact nature. No early magmatic (i.e., coeval to lava emplacement) zircon grains were observed in the studied rhyodacite samples, where the Zr-bearing phase is essentially baddeleyite. Janasi et al. (2011) reported the existence of rare late, interstitial zircon grains in the Chapecó-type rhyodacites from Ourinhos, despite the fact that baddeleyite is the main Zr-bearing mineral. We stress that the euhedral to subhedral zircon crystals observed in the studied sample VG5 from Vargeão impact structure are not inherited, but crystallized freely in the melt vein as demonstrated by textural relationships. For instance, the observed delicately elbow-twinned zircons could not have survived the impact deformation and obviously crystallized from the melt in the vein. Such rare twinned zircons are indeed regarded as magmatic and not metamorphic (Jocelyn and Pidgeon 1974). As baddeleyite is a very high-temperature mineral (Heaman and LeCheminant 1993), pre-existing baddeleyite crystals may have survived impact melting. Indeed a few baddeleyite crystals were observed in the brecciated veins without any sign of their transformation in zircon. Hence, baddeleyite may not have released Zr necessary for zircon crystallization. However, pyroxene often contains Zr as a trace element (Bea et al. 2006; Janasi et al. 2011) and likely constituted the former Zr reservoir for new zircon growth.

Temperature of Zircon Crystallization

The TitaniQ temperature estimate of approximately 710 °C is consistent with quartz crystallization from a felsic impact-generated melt. Nevertheless, it must be noticed that this may be only a minimum estimate, because equilibrium conditions may not have been reached if the postimpact undercooling had been both large and fast. Frequently, zircon and quartz crystals grew directionally from the margin of the vein toward the center, a typical feature of rapid crystallization in an undercooled magma body (London 2008). In addition, from textural relationships, zircon crystallized earlier than quartz in these silica-rich melt veins. Therefore, the TitaniQ thermometry provides only a minimum estimate for the zircon crystallization temperature. A higher temperature for crystallization of the new zircons is also suggested by their unusually high Th/U ratios.

Age Significance

None of the 20 analyzed zircon crystals yielded an age corresponding to the formation of the Chapecó-type rhyodacites (i.e., 134.3 ± 0.8 Ma). Among these analyses, six analyses on five different zircon grains are

concordant and yield a Concordia age of 123.0 ± 1.4 Ma, which is therefore the crystallization age of these zircons. This age is significantly younger than the age of the Serra Geral basalts and rhyodacites. As the analyzed zircons obviously crystallized from a frictional melt that was generated immediately after the impact, their age can also be regarded as a robust age for the Vargeão impact. No additional rejuvenation event occurred to have modified this age.

The U-Pb zircon dating is the most powerful geochronometer, but its application to impact dating is restricted because of the scarcity of authigenic zircons. In some cases, preimpact zircon grains are only reset. In addition, this method was often tentatively applied to zircon separates from impactites that contain a mixture of inherited zircon grains from various sources as well as a few newly grown zircons, therefore dramatically reducing the chance to obtain a precise age (Ferrière et al. 2010). We stress that accurate dating of impact-produced zircon can be greatly improved by using the in situ dating technique after detailed (optical and SEM) microscopic study, a method that enables us to check the authigenic character of the analyzed grains.

CONCLUSION

A sample of Chapecó-type rhyodacite from the Vargeão impact structure displays breccia veinlets filled with an impact-generated melt and lithic fragments. The melt, now partly crystallized as quartz, alkali feldspar, and aegerine-augite, also contains newly formed zircons, whose textural relationships unambiguously prove their impact-related nature. The high Th/U ratios of the zircon grains, as well as additional Ti-in Q thermometric estimates on quartz grown from the melt, confirm the high-temperature crystallization of the impact-related zircons. In situ laser-ablation dating of zircon grains provides a concordant Early Aptian age of 123.0 ± 1.4 Ma, which is regarded as a robust age for the Vargeão impact event. Because it enables us to avoid inherited crystals, the in situ dating method appears to be appropriate to provide robust ages for other confirmed impact structures in the future.

Acknowledgments—A. Nédélec and D. Baratoux received funding from the PNP (Programme National de Planétologie) of the INSU (Institut National des Sciences de l'Univers, Paris, France). E. Yokoyama thanks the CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, Brazil) for support. C. Cavaré-Hester, S. Gouy, and L. Menjot are warmly thanked for their technical assistance. Reviews of the

manuscript by A. Crósta and E. Tohver and careful editing by W. U. Reimold are acknowledged.

Editorial Handling—Dr. Uwe Reimold

REFERENCES

- Bea F., Montero P., and Ortega M. 2006. A LA-ICP-MS evaluation of Zr reservoirs in common crustal rocks: Implications for Zr and Hf geochemistry, and zircon-forming processes. *The Canadian Mineralogist* 44:693–714.
- Bindeman I. N. and Valley J. W. 2001. Low- $\delta^{18}\text{O}$ rhyolites from Yellowstone: Magmatic evolution based on analyses of zircons and individual phenocryst. *Journal of Petrology* 42:1491–1517.
- Chenet A. L., Quidelleur X., Fluteau F., Courtillot V., and Bajpai S. 2007. ^{40}K - ^{40}Ar dating of the main Deccan large igneous province: Further evidence of KTB age and short duration. *Earth and Planetary Science Letters* 263:1–15.
- Claoué-Long J., Compston W., Roberts J., and Fanning C. M. 1995. Two carboniferous ages: A comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. In *Geochronology, time scales and stratigraphic correlation*, edited by Berggren W. A., Kent D. V., Aubry M. P., and Hardenbol J. SEPM Special Publication 54. pp. 1–22.
- Cordani U. G., Civetta L., Mantovani M. S. M., Petrini R., Kawashita K., Hawkesworth C. J., Taylor P., Longinelli A., Cavazzini G., and Piccirillo E. M. 1988. Isotope geochemistry of flood volcanics from the Paraná basin (Brazil). In *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin*, edited by Piccirillo E. M. and Melfi A. J. São Paulo, Brazil: IAG-USP. pp. 157–178.
- Crósta A. P., Kazzuo-Vieira C., Pitarello L., Koeberl C., and Kenkmann T. 2012. Geology and impact features of Vargeão Dome, southern Brazil. *Meteoritics & Planetary Science* 47:51–71.
- Dressler B. O. and Reimold W. U. 2001. Terrestrial impact melt rocks and glasses. *Earth Science Reviews* 56:205–284.
- Ferrière L., Koeberl C., Thöni M., and Liang C. 2010. Single crystal U-Pb zircon age and Sr-Nd isotopic composition of impactites from the Bosumtwi impact structure, Ghana: Comparison with country rocks and Ivory Coast tektites. *Chemical Geology* 275:254–261.
- French B. 2004. The importance of being cratered: The new role of meteorite impact as a normal geological process. *Meteoritics & Planetary Science* 39:169–198.
- Gibson R. L., Armstrong R. A., and Reimold W. U. 1997. The age and thermal evolution of the Vredefort impact structure: A single-grain U-Pb zircon study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61:1531–1540.
- Hammerschmidt K. and Engelhardt W. von. 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Araguinha impact structure, Mato Grosso, Brazil. *Meteoritics* 30:227–233.
- Heaman L. M. and LeCheminant A. N. 1993. Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO_2). *Chemical Geology* 110:95–126.
- Hildreth W. E. S., Halliday A. N., and Christiansen R. L. 1991. Isotopic and chemical evidence concerning the genesis and contamination of basaltic and rhyolitic magma beneath the Yellowstone plateau volcanic field. *Journal of Petrology* 32:63–138.
- Jackson S. E., Pearson N. J., Griffin W. L., and Belousova E. A. 2004. The application of laser ablation–inductively coupled plasma mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211:47–69.
- Jaffrey A. H., Flynn K. F., Glendenin L. E., Bentley W. C., and Essling A. M. 1971. Precision measurements of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U . *Physical Review* 4:1889–1906.
- Janasi V. A., Montanheiro T. J., Freitas V. A., Reis P. M., Negri F. A., and Dantas F. A. 2007. Geology, petrography and geochemistry of the acid volcanism of the Paraná magmatic province in the Piraju-Ourinhos region, SE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 37:745–759.
- Janasi V. A., Freitas V. A., and Heaman L. H. 2011. The onset of flood basalt volcanism, northern Paraná Basin, Brazil: A precise U-Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. *Earth and Planetary Science Letters* 302:147–153.
- Jerram D. A. and Stollhofen H. 2002. Lava-sediment interaction in desert settings: Are all peperite-like textures the result of magma-water interaction? *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114:231–249.
- Jocelyn J. and Pidgeon R. T. 1974. Examples of twinning and parallel growth in zircons from some Precambrian granites and gneisses. *Mineralogical Magazine* 39:587–594.
- Jourdan F., Renne P. R., and Reimold W. U. 2009. An appraisal of the ages of terrestrial impact structures. *Earth and Planetary Science Letters* 286:1–13.
- Jourdan F., Reimold W. U., and Deutsch A. 2012. Dating terrestrial impact structures. *Elements* 8:49–53.
- Larsen R. B. and Tegner C. 2006. Pressure conditions for the solidification of the Skaergaard intrusion: Eruption of East Greenland flood basalts in less than 300,000 years. *Lithos* 92:181–197.
- London D. 2008. *Pegmatites*. The Canadian Mineralogist Special Publication 10. Québec: Mineralogical Association of Canada. 347 p.
- Ludwig K. R. 2001. *User manual for Isoplot/Ex rev. 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. 1a*. Berkeley, California: Berkeley Geochronology Center. 56 p.
- Paquette J. L. and Tiepolo M. 2007. High resolution (5 μm) U-Th-Pb isotopes dating of monazite with excimer laser ablation (ELA)-ICPMS. *Chemical Geology* 240:222–237.
- Piccirillo E. M. and Melfi A. J. 1988. The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin. São Paulo, Brazil: IAG-USP. 600 p.
- Piccirillo E. M., Comin-Chiaramonti P., Melfi A. J., Stofa D., Bellieni G., Marques L. S., Giaretta A., Nardy A. J. R., Pinese J. P. P., Raposo M. I. B., and Roisenberg A. 1988. Petrochemistry of continental flood basalt-rhyolite suites and related intrusives from the Paraná Basin (Brazil). In *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin*, edited by Piccirillo E. M. and Melfi A. J. São Paulo, Brazil: IAG-USP. pp. 107–156.
- Reimold W. U. 1998. Exogenic and endogenic breccias: A discussion of major problematics. *Earth-Science Reviews* 43:25–47.
- Secco L., Carbonin S., Dal Negro A., Mellini M., and Piccirillo E. M. 1988. Crystal chemistry of pyroxenes from basalts and rhyodacites of the Paraná Basin (Brazil). In *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin*, edited by Piccirillo E. M. and Melfi A. J. São Paulo, Brazil: IAG-USP. pp. 107–156.

- Steiger R. H. and Jäger E. 1977. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 36:359–362.
- Tera F., and Wasserburg G. 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 14:281–304.
- Thiele D. S. and Vasconcelos P. M. 2010. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. *Geology* 38:747–750.
- Thomas J. B., Watson E. B., Spear F. S., Shemella P. T., Nayak S. K., and Lanzirotti A. 2010. TitaniQ under pressure: The effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 152:743–754.
- Tohver E., Lana C., Cawood P. A., Fletcher I. R., Jourdan F., Sherlock S., Rasmussen B., Trindade R. I. F., Yokoyama E., Souza Filho C. R., and Marangoni Y. 2012. Geochronological constraints on the age of a Permian-Triassic impact event: U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results for the 40 km Araguinha structure of central Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 86:214–227.
- Wang X., Griffin W. L., Chen J., Huang P., and Li X. 2011. U and Th content and Th/U ratios of zircons in felsic and mafic magmatic rocks: Improved zircon-melt distribution coefficients. *Acta Geologica Sinica* 85: 164–174.
- Wark D. A. and Watson E. B. 2006. The TianiQ: A Titanium-in-quartz geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160:743–759.
- Whitney D. L. and Evans B. W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95:185–187.
- Wielicki M. M., Harrison T. M., and Schmitt A. K. 2012. Geochemical signatures and magmatic stability of terrestrial impact produced zircon. *Earth and Planetary Science Letters* 321-322:20–31.

SUPPORTING INFORMATION

Additional supporting information may be found in the online version of this article:

Table S1: LA-ICP-MS U-Th-Pb dating methodology, LMV, Clermont-Ferrand, France.