

1. Introdução

O impacto de corpos celestes representa o principal processo de modificação da superfície de corpos planetários sólidos no sistema solar (KOEBERL, 2001). Trata-se de um processo essencial para a evolução dos planetas interiores, e possui também grande influência na origem e evolução da vida em nosso planeta. Apesar de comprovada sua importância, as pesquisas sobre a formação dos continentes e a origem da vida a partir de matéria não viva (Abiogênese) no pré-Cambriano ainda não consideram decisivos os impactos de asteróides e cometas na superfície terrestre.

Além de suas implicações nos eventos de extinção e ressurgimento da vida na Terra, esse tipo de fenômeno ainda é responsável por alterações na atmosfera terrestre, introdução de grandes quantidades de elementos químicos e influenciou também o surgimento de uma superfície global de material fundido, nos primórdios do planeta (FRENCH, 1998). Nas últimas quatro décadas, a comunidade científica começou a perceber que a colisão de objetos extraterrestres com o nosso planeta modelou de maneira significativa a superfície terrestre, perturbou sua crosta e alterou sua história geológica. Outros aspectos relevantes são as estruturas formadas que possuem algum valor econômico (exploração de hidrocarbonetos, de Níquel-Cobre e de rochas para uso industrial são alguns exemplos) e a possibilidade de ocorrerem novos impactos, e com consequências catastróficas, principalmente para a espécie humana.

O reconhecimento da importância de impactos meteoríticos na Terra surgiu do estudo de outros planetas e satélites (FRENCH, 1998). Além das feições observadas na Lua, conhecida há séculos por sua quantidade abundante de crateras de impacto, o desenvolvimento da engenharia espacial no final do século XX permitiu a visualização destas mesmas feições em todas as superfícies planetárias sólidas que pudemos observar: outros planetas, satélites, e até mesmo em asteróides circulando entre o sistema solar interior e exterior. Esta visualização ampla permitiu uma aceitação gradual na comunidade científica que se tratavam de feições formadas durante eventos de impacto, possibilitando até que pudéssemos usar frequências de crateras para determinar idades geológicas relativas, uma vez que superfícies mais antigas acumulam mais crateras (SHOEMAKER, 1963).

Na Terra, a maioria das estruturas de impacto expostas teve suas superfícies alteradas e removidas pela erosão. Porém, como se tratam das únicas estruturas acessíveis aos pesquisadores científicos, estas podem ser mapeadas, amostradas, perfuradas e analisadas com maior grau de detalhamento. Devido a isso, muitos conceitos fundamentais sobre a mecânica do processo de formação de crateras foram primeiro estabelecidos nas estruturas conhecidas no nosso planeta para

depois serem aplicadas as outras crateras do sistema solar (FRENCH, 1998).

Foram identificadas até o presente 183 estruturas de impacto na superfície terrestre (Figura 1.1), porém a vasta maioria (mais de 90%) está concentrada na América do Norte, Europa e Austrália, devido ao maior grau de investimentos oferecidos para este tipo de estudo nessas localidades.



Figura 1.1 – Mapa com todas as crateras de impacto confirmadas na Terra¹ (pontos em vermelho). .

No Brasil, além da cratera estudada neste trabalho, outras quatro já tiveram sua origem confirmada (Figura 1.2): Domo de Araguainha, GO-MT; Serra da Cangalha, TO; Riachão, MA; e Vista Alegre, PR. Há também um número de crateras sendo estudadas, sem que haja até o momento feições indicativas de choque: Colônia, SP; Cerro do Jarau, RS; Ilha do Mel, PR; Piratininga, SP; Praia Grande, SP; São Miguel do Tapuio, PI; Santa Marta, PA; e Tefê, AM.

1 (Acesso em Novembro de 2012)

1.1 Objetivos e Justificativa

O objetivo principal desta pesquisa foi estabelecer modelos 2D para a geometria e distribuição de densidade das rochas situadas abaixo da estrutura de impacto de Vargeão (SC). O objetivo secundário foi caracterizar qualitativamente o campo magnético anômalo sobre esta estrutura coletados para esta pesquisa.

Para atingir esses objetivos, as seguintes metas foram cumpridas:

- Análise e processamento dos dados aerogeofísicos de baixa resolução (gravimétricos e magnetométricos), produzidos e fornecidos pela ANP. Os resultados gerados nesta etapa foram utilizados como referência para as etapas posteriores;
- Coleta dos dados geofísicos terrestres (gravimetria e magnetometria) através de levantamento realizado dentro da estrutura de impacto;
- Análise e processamento dos dados coletados em campo, de modo a corrigi-los e prepará-los para interpretação geológica e modelagem 2D;
- Medição dos valores de densidade de amostras de brechas, rochas ígneas e arenitos coletados na região da cratera, para auxiliar na modelagem gravimétrica 2D. Esta etapa foi realizada nos laboratórios de física experimental do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP;
- Interpretação geológica dos dados e confecção de modelos gravimétricos 2D da estrutura em subsuperfície.

Formado sobre as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná, a estrutura de Vargeão possui potencial como referência em pesquisas de estruturas de impacto análogas, principalmente crateras extraterrestres, uma vez que muitas crateras do sistema solar foram formadas sobre rochas de composição similar (VIEIRA, 2009). Apesar de serem poucas as crateras confirmadas no Brasil, as estruturas de Vargeão, Vista Alegre (PR), e Cerro do Jarau (RS) apresentam grande importância por representarem três das cinco crateras terrestres formadas sobre derrames basálticos (a última ainda não confirmada). Crateras formadas em rochas basálticas são bastante raras na Terra, embora sejam comuns em outros corpos planetários sólidos, como a Lua, Marte, Vênus e outros. Estudos em crateras basálticas terrestres são importantes para o avanço do conhecimento dos processos de evolução das superfícies desses planetas.

1.2 Localização e vias de acesso

O município de Vargêo, situado na borda sul da estrutura homônima, localiza-se na parte oeste do Estado de Santa Catarina (Figura 1.2). O acesso ao município por via terrestre é através da rodovia BR-282. Por via aérea, o acesso pode ser realizado pelos aeroportos das cidades de Xanxerê e Chapecó, ambas distantes a poucos quilômetros do município de Vargêo pela BR-282.

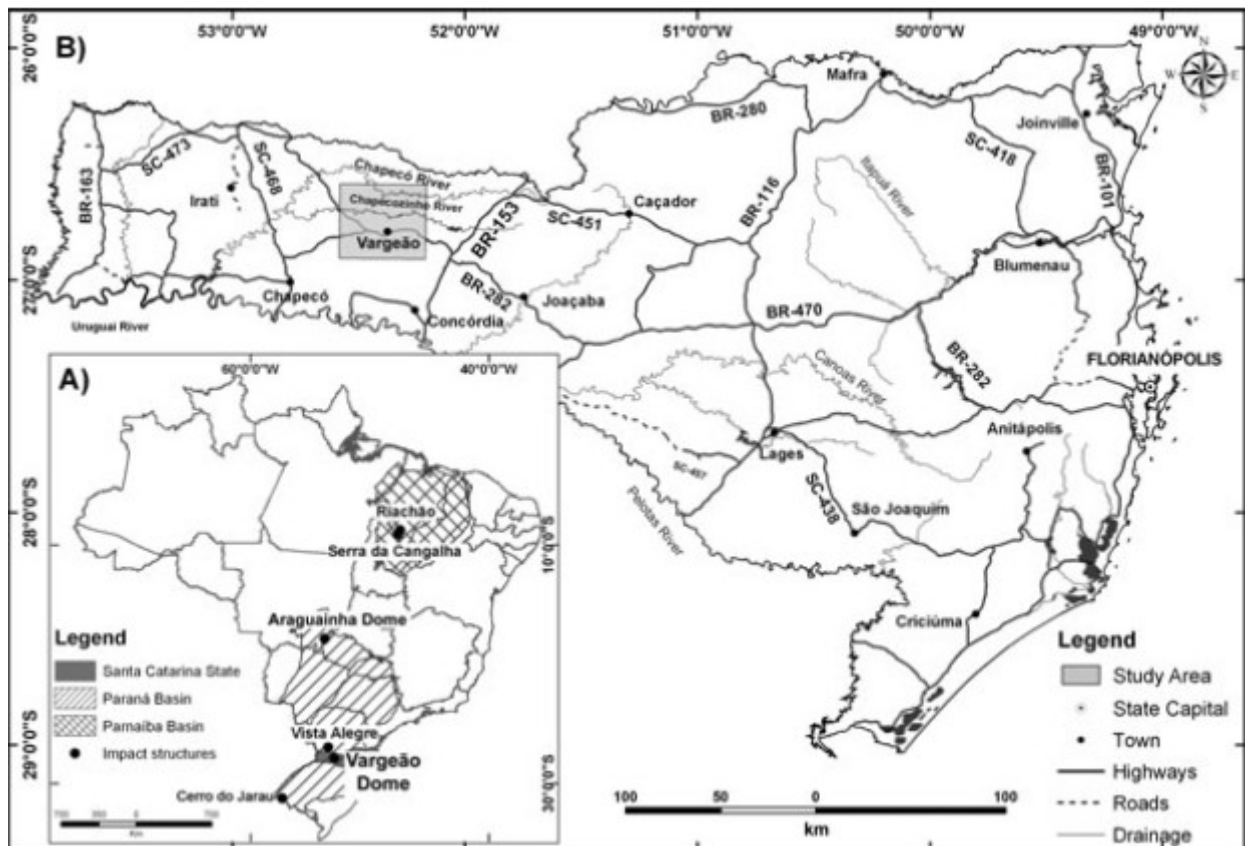


Figura 1.2 – a) Mapa do Brasil mostrando a localização das estruturas de impacto confirmadas nas bacias intracratônicas do Paraná e do Parnaíba. b) Mapa do estado de Santa Catarina, com a localização do município de Vargêo. (CRÓSTA *et al.* 2011)

2. Crateras de Impacto

2.1 Introdução

O impacto de corpos celestes no nosso planeta é um processo ainda envolto de obscuridades para o imaginário popular. Salvo algumas exceções fictícias repletas de possibilidades catastróficas, pouco se sabe a respeito das crateras de impacto meteorítico. A Terra é o maior planeta no anel interior do Sistema Solar, sabe-se que foi moldado desde a sua formação por impactos dos mais diversos corpos rochosos (FRENCH, 2004). No entanto, o pouco que conseguiu transcender as especificidades da ciência geológica e entrar em discussões interdisciplinares (e até mesmo em discussões cotidianas) foi o evento de impacto de Chicxulub, que produziu uma estrutura com pelo menos 180 quilômetros, completamente oculta sob os sedimentos mais novos da Península de Yucatán, no México. Trata-se do possível evento de extinção dos dinossauros que erravam pelo nosso planeta ao final da Era Mesozóica.

Algumas particularidades do sistema solar atual demonstram que eventos de impacto (tanto os que ocorrem quanto as potenciais colisões) fazem parte do cenário da Terra dentro desse panorama do universo. Milhares, possivelmente milhões, de objetos de tamanhos quilométricos estão se movendo de maneira aleatória nos arredores do nosso sistema, e alguns desses poderiam colidir com a Terra no futuro. Além disso, objetos de dimensões menores estão continuamente colidindo com nosso planeta, e alguns de tamanho considerável já nos atingiram no passado recente (FRENCH, 1998).

Para se obter uma noção de como são importantes estes eventos de magnitude extraterrestre, basta olhar cautelosamente para nosso vizinho cósmico, a Lua. Desprovida de processos tectônicos dos mais destrutivos, de processos gravitacionais e de uma atmosfera agressiva para o relevo como a nossa, suas cicatrizes dos eventos de impactos mais antigos ainda permanecem imprimidas em sua superfície.

A Lua voltou a ganhar atenção da comunidade científica recentemente. O pesquisador Frédéric Moynier e sua equipe da Universidade de Washington em St. Louis descobriu evidências de que a Lua foi criada quando um corpo planetário do tamanho de Marte colidiu com a Terra há aproximadamente 4,5 bilhões de anos. A teoria do impacto gigante foi proposta de maneira concreta numa conferência em 1975, com a hipótese de que uma colisão entre um corpo chamado de Theia e a proto-Terra originou a Lua, derretendo e vaporizando Theia e uma boa parte do manto da proto-

Terra. A Lua teria se originado por acreção das rochas despedaçadas pela colisão, e parte do material teria sido re-acrecionada a Terra. Com a descoberta de um pequeno excesso de uma variante mais pesada do elemento Zinco nas rochas lunares, a equipe de Moynier fortaleceu de maneira considerável essa hipótese com dados publicados na edição de 18 de Outubro de 2012 da revista *Nature*.

Como se pode ver, eventos de impacto de corpos extraterrestres, de dimensões grandiosas, são mais familiares do que pensávamos. Eles diferem em muitos aspectos dos processos geológicos mais conhecidos, como vulcanismo, terremotos, e os lentos movimentos das placas tectônicas. Grande parte das confusões e controvérsias a respeito dos impactos de meteoritos na Terra surgiram das distintas propriedades que caracterizam este evento: sua raridade; a imensa energia liberada de maneira concentrada no impacto; os efeitos instantâneos que são verificados; as condições físicas extremas criadas; e as feições únicas de deformação que são originadas, que servem de diagnóstico na confirmação de crateras de impacto terrestres.

A associação de uma possível estrutura a processos de impacto de corpos celestes ocorre se, e somente se, for verificada a presença específica de material meteorítico preservado (extremamente raro para crateras complexas), de anomalias geoquímicas de elementos siderófilos (como Ir e outros metais do grupo da platina) e/ou de feições de metamorfismo de impacto nas rochas (shatter cones) e minerais (PDF – planar deformation features, quartzo diaplético e ocorrência de polimorfos de sílica de alta pressão). Até o presente momento não há outro critério geológico para distinguir estruturas de impacto terrestres de crateras de explosões vulcânicas, intrusões plutônicas e domos salinos (VIEIRA, 2009).

Shatter cones (ou “cones de estilhaçamento”) são feições estriadas, de formato cônico, que ocorrem geralmente de forma agregada, com dimensões dos cones individuais variando entre poucos centímetros até vários metros; essas estrias irradiam a partir do ápice do cone, abrindo-se em direção a sua base, à maneira de um rabo-de-cavalo. Em geral, estão associados a regimes de pressões de 2 a 10 GPa e se desenvolvem melhor em rochas relativamente homogêneas de granulação fina. O outro tipo mais comum de feição de metamorfismo de impacto são as feições microscópicas de deformação planar (PDF) observadas mais frequentemente nos grãos de quartzo, mas também encontradas em zircões e feldspatos.

2.2 Processo de formação de crateras

O termo “cratera de impacto” é utilizado para designar uma cratera de impacto de **hipervelocidade**, uma estrutura formada por um projétil cósmico grande e coeso o suficiente para penetrar a atmosfera terrestre com uma desaceleração pequena ou nula, atingindo a superfície com velocidade próxima à sua velocidade cósmica original (FRENCH, 1998). Projéteis menores perdem grande parte de sua velocidade e massa quando atravessam a atmosfera, e criam estruturas muito menores. Já os projéteis responsáveis pela formação destas crateras de impacto de hipervelocidade atingem a superfície com velocidades maiores que a velocidade do som, e a cratera é formada por intensas **ondas de choque** geradas no ponto de impacto, que irradiam através da rocha-alvo. A formação desta cratera, e a sua imediata modificação devido à ação da gravidade e a mecânica das rochas, é um processo complexo e contínuo, convenientemente dividido em três estágios, cada um deles dominado por diferentes forças e mecanismos (figura 2.1): contato e compressão; ejeção e escavação; e colapso e modificação (FRENCH, 1998).

O primeiro estágio, de contato e compressão (figura 2.1a), ocorre no momento em que o corpo celeste entra em contato com o substrato-alvo. A abrupta desaceleração do corpo celeste no momento do choque transfere uma enorme quantidade de energia cinética para o substrato rochoso atingido em um ínfimo intervalo de tempo, resultando na formação de uma zona de altíssima pressão e temperatura (VIEIRA, 2009). A propagação das ondas de choque criadas no impacto causa a deformação do alvo e origina uma cavidade transiente, diversas vezes maior que o bólido. A passagem destas ondas pelo substrato produz as deformações que os cientistas procuram quando estão analisando as rochas encontradas nos locais de impacto.

O estágio seguinte, de ejeção e escavação (figura 2.1c), é caracterizado pela abertura da cratera transiente devido à interação entre o projétil e o alvo (VIEIRA, 2009). Após o estágio anterior, o projétil é envolvido por um envelope de ondas de impacto que se expande rapidamente a partir do contato entre o projétil e o alvo (FRENCH, 1998). A reflexão e refração das ondas de impacto produzem ondas de rarefação que causam o intenso fraturamento, estilhaçamento e/ou vaporização da rocha alvo e do projétil impactante. A reflexão das ondas de impacto converte parte da energia inicial da colisão em energia cinética, de modo que diversos tipos de fragmentos dentro da cratera são ejetados a altas velocidades, da ordem de centenas de quilômetros por hora (FRENCH, 1998).

O terceiro e último estágio, de modificação (figura 2.1e), ocorre imediatamente após a cratera transiente ter atingido seu diâmetro máximo e passa a ser modificada em poucos minutos, devido,

principalmente, à atração gravitacional e ao comportamento reológico do alvo (VIEIRA, 2009). No entanto, o processo de modificação também prossegue ao longo do tempo geológico, na forma de movimentação de massa, erosão e sedimentação da cratera (FRENCH, 1998). Em crateras do tipo complexas, é neste estágio que ocorre o soerguimento de um núcleo central, devido à resposta isostática da crosta.

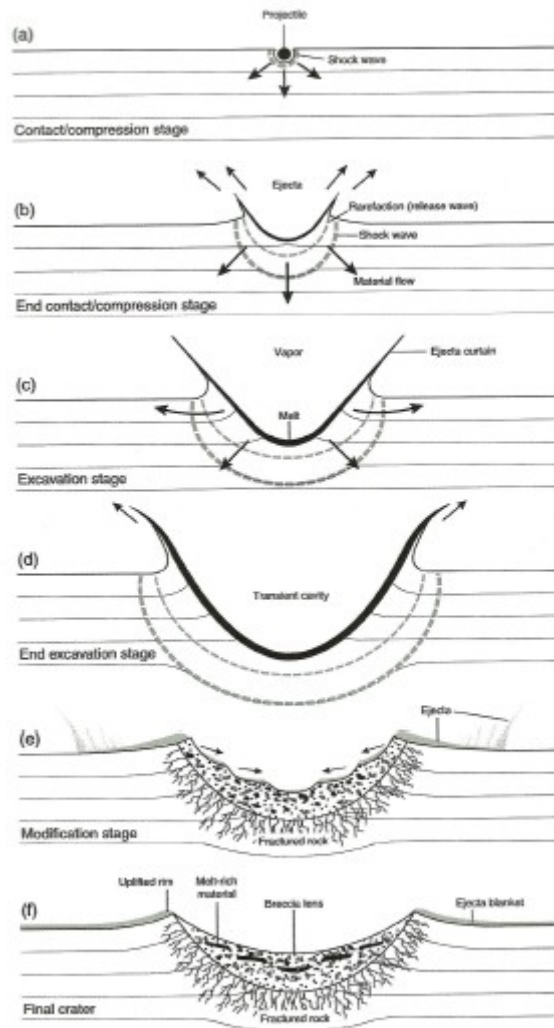


Figura 2.1 – Representação dos estágios de formação de uma cratera de impacto (FRENCH, 1998)

2.3 Morfologia das crateras de impacto

A morfologia das crateras de impacto depende, principalmente, das alterações ocorridas na cratera transiente durante o estágio de modificação. Estas alterações, por sua vez, dependem do tamanho do bólido e da estrutura e propriedades da rocha alvo. Três tipos distintos de estruturas de impacto podem ser formados (figura 2.2): crateras simples, crateras complexas e bacias multi-anelares (FRENCH, 1998).

Crateras simples (figura 2.2a) são as mais comuns, geralmente encontradas em qualquer planeta terrestre, originadas do impacto de um corpo com velocidade de alguns quilômetros por segundo. Possuem formato de tigela, com perfil longitudinal aproximadamente parabólico, e o diâmetro destas é considerado pequeno (de poucos quilômetros). O melhor exemplo deste tipo de cratera é a Barringer Crater, ou Meteor Crater, localizada no Arizona (EUA), sendo provavelmente a estrutura de impacto mais estudada do nosso planeta, por estar bem exposta e preservada.

Crateras complexas (figura 2.2b) possuem maiores diâmetros quando comparadas com as do tipo simples, chegando a dezenas ou mesmo centenas de quilômetros. Podem ser diferenciadas também com base na sua morfologia interna, caracterizada por terraços de colapso gravitacional na borda e um núcleo central soerguido em relação ao seu assoalho achatado (VIEIRA, 2009). A hipótese mais provável sugere que este núcleo central soerguido é formado pela resposta isostática das rochas originalmente localizadas logo abaixo ao assoalho da cratera.

Crateras do tipo bacia multi-anelar (figura 2.2c) são ainda maiores que as complexas, possuindo diâmetros da ordem de até alguns milhares de quilômetros, representando as maiores estruturas de impacto do nosso sistema solar. São formadas pela colisão de corpos celestes de dezenas a centenas de quilômetros de diâmetro, mais comuns no início da formação do sistema solar, quando corpos dessa natureza eram mais abundantes, e colisões desse tipo, mais freqüentes (FRENCH, 1998).



(a)



(b)



(c)

Figura 2.2 - a) Barringer Meteor Crater, uma cratera simples, com aproximadamente 1 km de diâmetro no estado do Arizona (EUA). b) Cratera Euler, uma cratera lunar complexa, com 25 km de diâmetro. Notar a presença de um núcleo central soerguido e terraços formados por falhas de colapso gravitacional. c) Visão oblíqua da bacia multi-anelar lunar Mare Orientale com 1.160 km de diâmetro. Notar os múltiplos anéis concêntricos em volta do núcleo da estrutura (MELOSH, 1989).

2.4 Assinatura Geofísica de crateras de impacto

A assinatura geofísica mais evidente em estruturas de impacto é uma anomalia gravimétrica residual, negativa na maior parte das vezes, após a remoção do campo de anomalia gravimétrica regional. Essa anomalia geralmente segue um padrão circular mas pode ser perturbado pela presença de contrastes de densidade lateral intrínsecos as litologias da região (PILKINGTON & GRIVE 1992). Geralmente, o baixo gravimétrico se estende até as bordas da cratera ou um pouco além destas.

A principal causa para estas anomalias é o contraste de densidades induzido pelo brechamento e fraturamento das rochas alvo (PILKINGTON & GRIEVE 1992). A fragmentação e a redistribuição

das litologias alvo no momento da formação da cratera aumenta os níveis de porosidade nos depósitos de brecha alóctone. Além disso, abaixo destes depósitos, o fraturamento induzido pelas ondas de choque das rochas autóctones ou in situ também aumentam a porosidade e diminuem a densidade destas, sendo que as densidades da rocha costumam aumentar com a profundidade das camadas na região da cratera, o que corresponde a diminuição do nível de stress induzido pelo choque com a profundidade.

A distinção morfológica entre crateras simples e complexas não se reflete na caracterização da anomalia gravimétrica associada. Em crateras simples, é observada uma anomalia negativa circular na forma de tigela, mas para crateras complexas, com maiores diâmetros, o baixo gravimétrico pode dar lugar a um alto gravimétrico central, principalmente com estruturas com mais de 30 quilômetros de diâmetro. Para diâmetros entre 30 e 100 quilômetros, o soerguimento estrutural varia entre 3,5 km e 9,5 km, portanto havendo uma maior probabilidade de material crustal mais denso ser trazido à superfície. Além disso, nestes casos, variações no processo de fraturamento em crateras complexas podem ser importantes, onde um estado de compressão pode ser verificado na porção central da cratera.

Para estruturas com diâmetros menores que 30 quilômetros, a existência de um alto gravimétrico central é determinado pela litologia do alvo antes do impacto. Por exemplo, na cratera do Lago Lappajärvi, na Finlândia, o alto gravimétrico é resultado do soerguimento de gnaisses e granodioritos do pré-cambriano, com maiores densidades que as brechas e sedimentos ao redor deles (ELO, 1976). Contudo, o oposto também pode ser verificado, como no soerguimento central na cratera de Steinheim, na Alemanha, onde se observa a presença de argilitos e arenitos (ERNSTSON, 1984).

A amplitude de anomalias gravimétricas associadas com crateras de impacto aumenta com o diâmetro da cratera, mas outros fatores também podem ser relevantes, como o contraste de densidade entre rochas brechadas e fraturadas ou a profundidade inicial das zonas de brechamento e fraturamento. Outro fator importante é verificado quando se observa crateras formadas em litologia sedimentar ou cristalina, sendo estas últimas as que produzem anomalias mais amplas.

O estudo das características gerais de anomalias magnetométricas associadas a crateras de impacto é mais complexo que no caso das anomalias gravimétricas, principalmente devido a maior variação das propriedades magnéticas das rochas (PILKINGTON & GRIEVE 1992). O efeito predominante em crateras é um baixo magnético, sendo mais facilmente reconhecível pela interrupção de "trends" magnéticos regionais. Altos magnéticos locais também podem ser

encontrados, geralmente próximos ao centro da estrutura. Estas tendências são atribuídas á litologias de embasamento com componentes magnetizados localizados dentro do soerguimento central de estruturas amplas, ou á processos termais, químicos ou de choque, formando novos minerais magnéticos ou resetando o magnetismo remanescente das rochas alvo ou de rochas fundidas pelo impacto.

Hawke (2003) estabelece quatro possíveis causas para anomalias magnéticas circulares em estruturas de impacto (figura 2.3). Rochas fundidas no momento do impacto podem originar lentes de brechas do tipo *melt-fragment* (mais comumente suevitos) entre as brechas alóctones depositadas no assoalho da cratera ou podem ser injetadas como diques de brechas (figura 2.3a). Sistemas hidrotermais magnéticos podem surgir devido ao calor transferido durante o impacto, resultando na produção de novos minerais magnéticos ao longo de falhas internas na estrutura (figura 2.3b). Uma unidade magnética horizontal, depois de deformada pelo impacto, cria truncamentos no horizonte magnético e produz anomalias detectáveis (figura 2.3c). E por último, há o material magnético que pode ser depositado no interior da cratera após o impacto meteorítico (figura 2.3d).

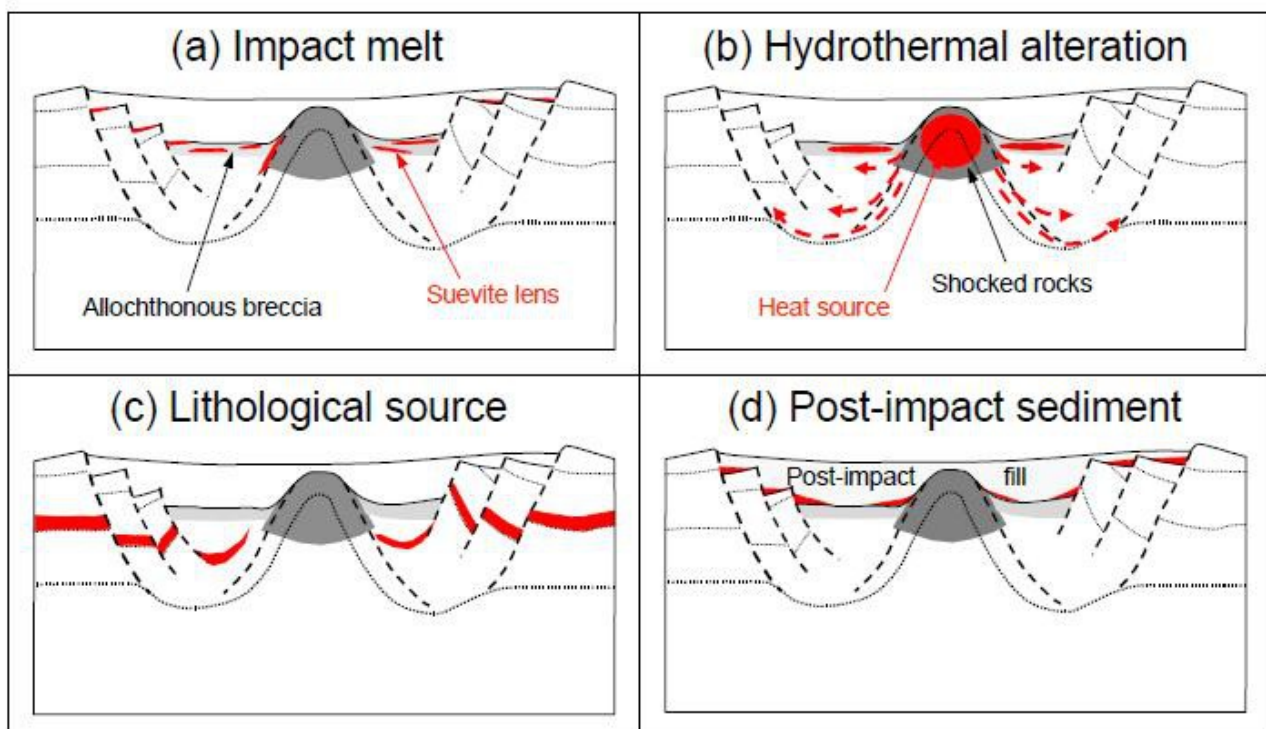


Figura 2.3 – Possíveis causas para assinaturas magnéticas circulares de crateras (HAWKE 2003)

3. Contexto Geológico

3.1 Geologia Regional

O contexto geológico regional no qual a estrutura de Vargeão está inserida é o das sequências vulcano-sedimentares que constituem a bacia do Paraná (figura 3.1), que abrange uma área total de 1.400.000 quilômetros quadrados da porção centro-ocidental da placa sul-americana (figura 3.1b). A bacia contém depósitos vulcano-sedimentares não deformados, formados entre o Ordoviciano e o Cretáceo, podendo alcançar espessuras da ordem de 5.000 metros (figura 3.1a).

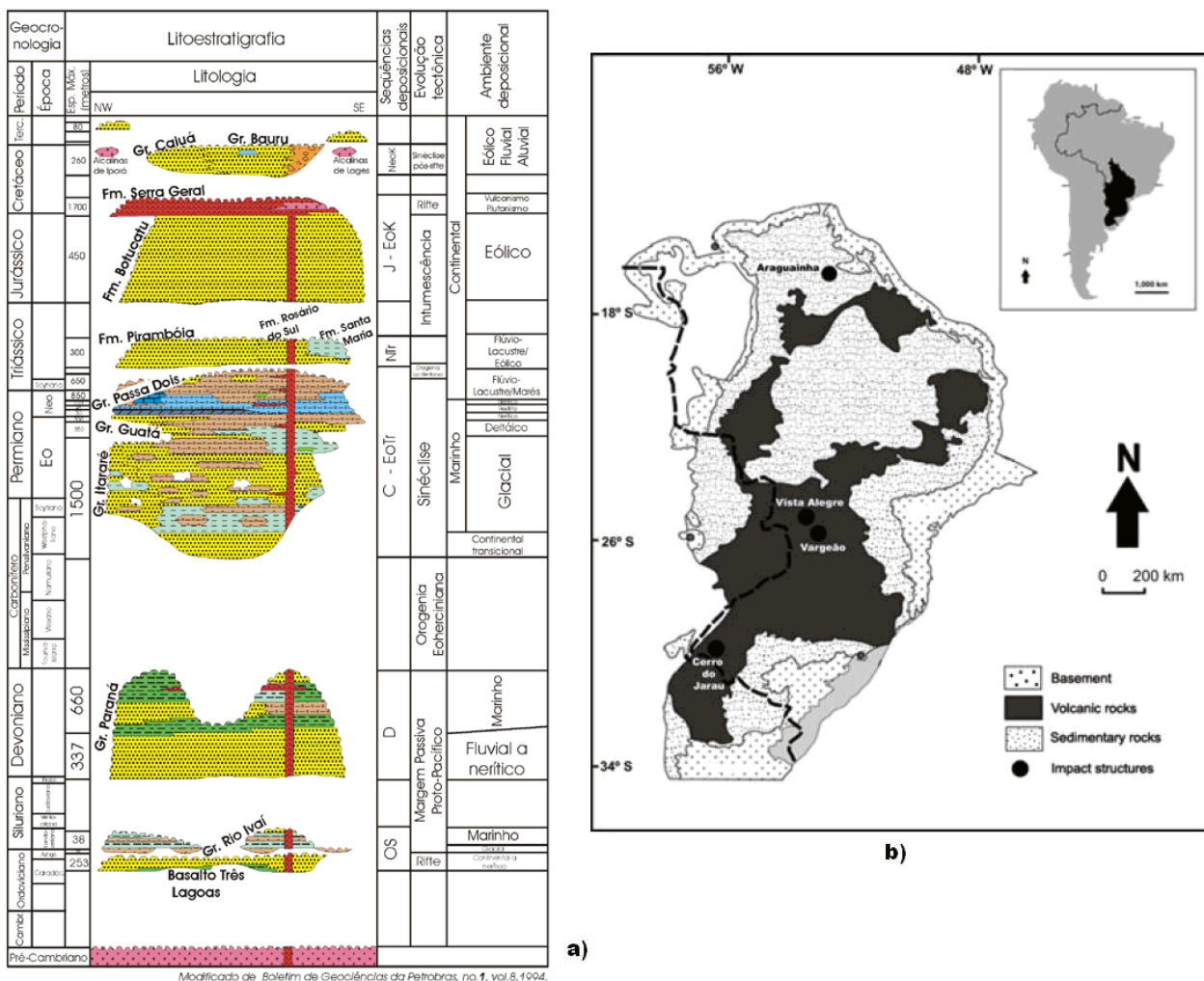


Figura 3.1 – a) Estratigrafia da bacia do Paraná (<http://www.cprm.gov.br/>). b) A bacia do Paraná e suas principais sequências vulcano-sedimentares. As quatro estruturas de impacto desta bacia estão indicadas (Crósta *et al.* 2011).

O rompimento do supercontinente Gondwana na transição entre o Jurássico e o Cretáceo (marcando a abertura do Oceano Atlântico Sul) originou um amplo vulcanismo continental na bacia do Paraná. Esses derrames originaram as sequências pertencentes à Formação Serra Geral, com extensos fluxos de lava e intrusões ígneas que cobriram aproximadamente 75% da superfície de toda a bacia, atingindo profundidades de mais de dois quilômetros. 90% do volume destas rochas ígneas são de composição básica, e os outros 10% são rochas de composição intermediária á ácida (Peate et al. 1992; Peate and Hawkesworth 1996). A cratera de Vargeão está localizada nessa província ígnea, na porção central da bacia.

As rochas na região da cratera pertencem ao Grupo São Bento, e consistem (do topo a base) na Formação Serra Geral (vulcanismo datado entre 139 e 125 Ma), na Formação Botucatu (Jurássico/Cretáceo) e na Formação Pirambóia (Triássico/Jurássico) (CRÓSTA et al. 2011). As Formações Botucatu e Pirambóia são depósitos de arenitos com estratificação cruzada, sendo o primeiro proveniente de ambientes sedimentares desérticos (estratificação cruzada planar ou acanalada de médio ou grande porte, característica de campos de dunas eólicas, e o segundo proveniente de um sistema eólico úmido (depósitos de inter-dunas úmidas) (VIEIRA, 2009). Na porção oeste de Santa Catarina, onde está localizada a cratera, a Fm. Serra Geral foi dividida por Freitas *et al.* (1981) em três unidades estratigráficas distintas (figura 3.2): uma sequência inferior de basalto toleítico nomeada Alto Uruguai, uma sequência intermediária caracterizada pelos litotipos com afiliação intermediária-ácida das unidades Ácidas Chapecó e Ácidas Palmas, e uma sequência superior de basalto toleítico nomeada Cordilheira Alta.

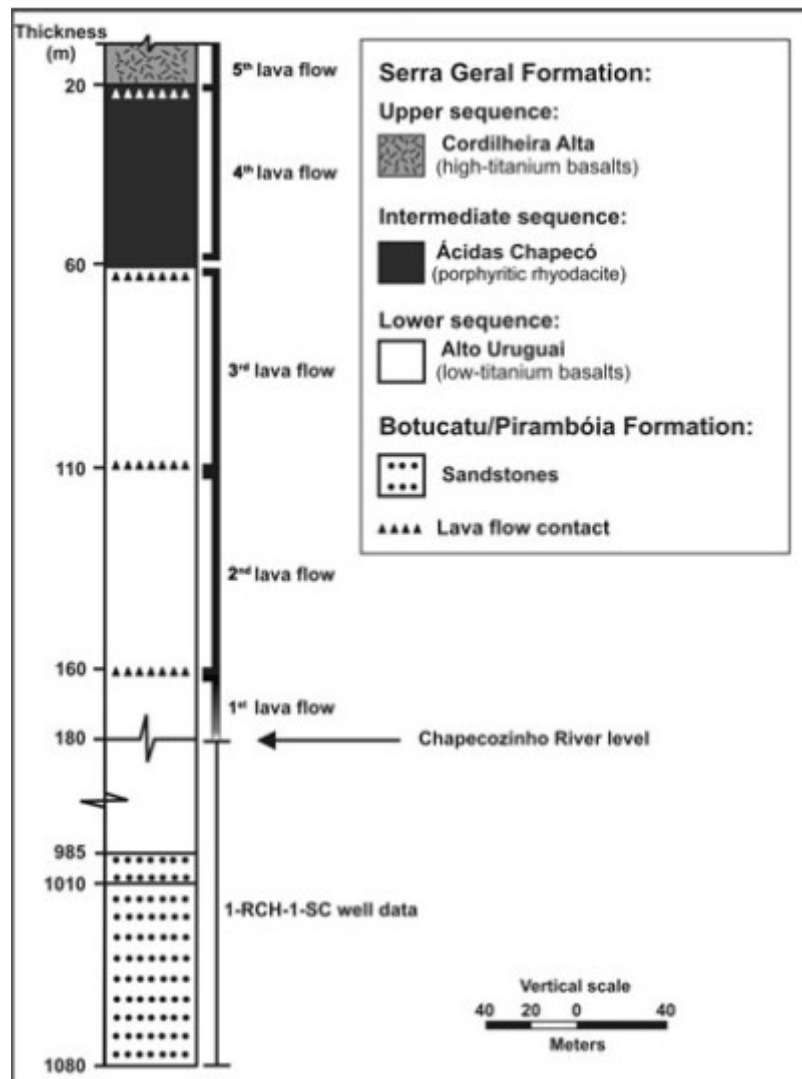


Figura 3.2 – Coluna estratigráfica da Fm. Serra Geral, Fm. Botucatu e Fm. Pirambóia na região da estrutura de impacto de Vargeão. A parte mais inferior da coluna é baseada em dados de perfuração da ANP (1981). A sequência vulcânica superior não ocorre em Vargeão. (Crósta *et al.* 2011).

3.2 Geologia Local

A identificação das litologias presentes no limite interno próximo as bordas da cratera é relativamente simples quando são encontradas porções não muito erodidas ou afetadas pelo impacto. Quatro derrames de lava diferentes podem ser reconhecidos, principalmente na estrada íngreme que liga a BR-282 ao município de Vargeão (gradiente topográfico de aproximadamente 180 metros). O derrame superior é caracterizado pelos riodacitos porfíricos da unidade Ácidas Chapecó, e os outros três são derrames basálticos da unidade Alto Uruguai. Estas eram as litologias

presentes no local da cratera quando o impacto ocorreu, e podem ser identificados os planos de falhas normais nos quais as rochas colapsaram para dentro da estrutura, ao longo da borda interna da cratera (CRÓSTA *et al.* 2011).

A ocorrência anômala de arenitos em toda a região oeste de Santa Catarina é observada somente no interior da cratera, portanto uma clara evidência dos efeitos do impacto que gerou a estrutura. Somente na região central são encontrados estes arenitos, arrançados de maneira circular em torno do centro da estrutura. Não se pode determinar com clareza a qual das formações esses arenitos pertencem, visto que dados de furo de sondagem da ANP (1981) localizado a 22 quilômetros da borda indicam uma profundidade de 980 metros para a Fm. Botucatu e 1100 metros para a Fm. Pirambóia. Além disso, os arenitos encontrados na cratera estão intensamente deformados e recristalizados por consequência dos efeitos que promoveram o soerguimento deles (VIEIRA, 2009).

As outras litologias encontradas no interior da estrutura de Vargeão podem ser divididas em dois grupos uniformes: basaltos e riolitos, indeformados a moderadamente fraturados, localizados dentro de um anel próximo a borda; e rochas em diferentes níveis de brechamento, por vezes fundidas, com fragmentos das duas rochas vulcânicas e dos arenitos, podendo ser brechas monomíticas ou polimíticas. No mapa geológico de Vieira (2009) este último grupo e os arenitos deformados são as únicas unidades mapeadas no interior da cratera, devido à falta de afloramentos contínuos suficientes para diferenciar as brechas no mapa (figura 3.3).

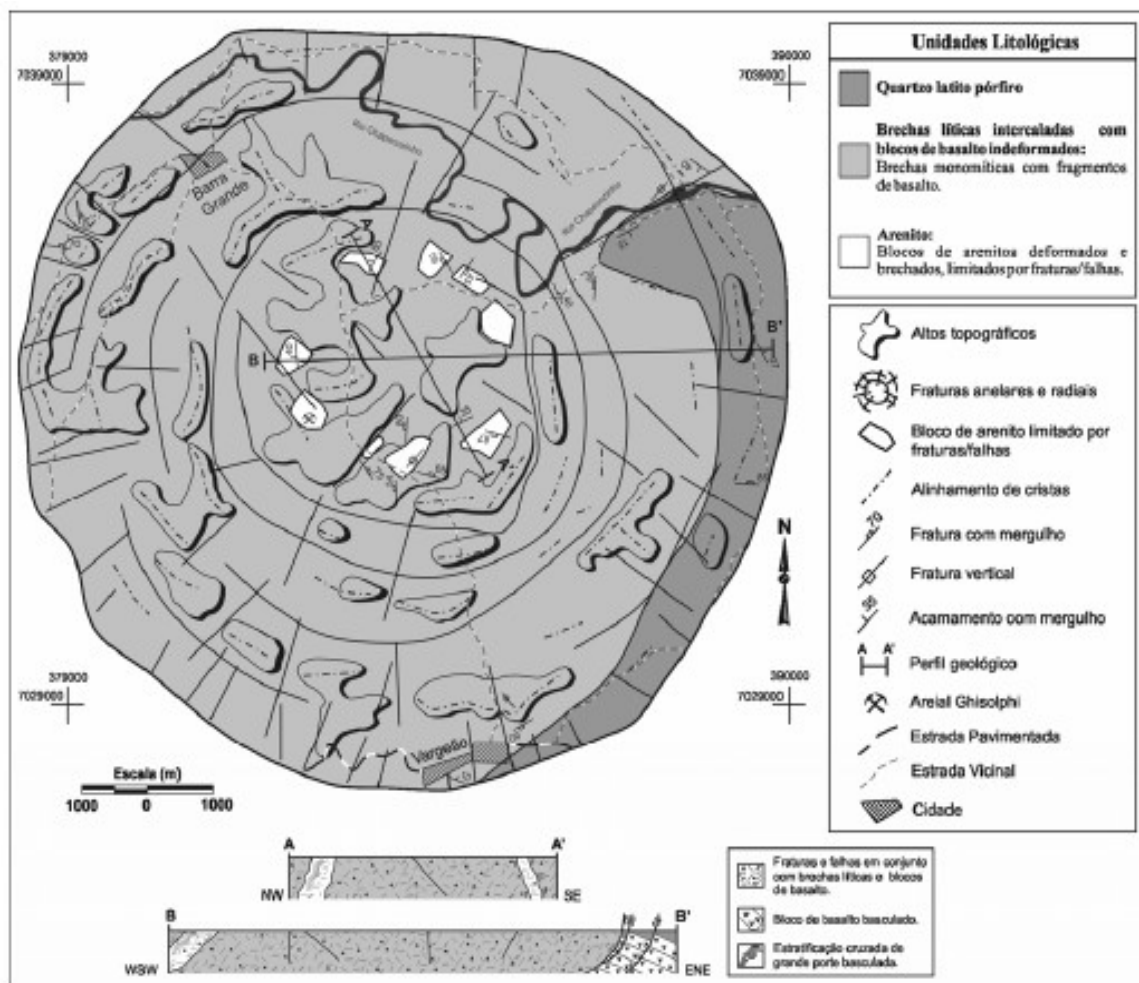


Figura 3.3 – Mapa geológico simplificado da cratera de Vargem (VIEIRA, 2009)

As diferentes classificações de impactitos propostas ao longo dos anos possuem inconsistências e definições geológicas duvidosas. Atualmente, a União Internacional das Ciências Geológicas (IUGS) possui uma comissão responsável por desenvolver um sistema de classificação confiável.

Para citar a classificação mais aceita atualmente, Stöffler & Grieve (2001) subdividiram as rochas formadas pelo metamorfismo de impacto em três grandes grupos: (i) rochas sujeitas a choque (*shocked rock*); (ii) rochas com material fundido por impacto (*impact melt rocks*); (iii) brechas de impacto (*melt-fragment breccias* e *melt-matrix breccias*).

Um dos tipos de rocha mais comuns em locais que sofreram impacto de meteorito, a brecha de impacto é uma rocha formada de fragmentos angulosos, de tamanhos diversos, imersos numa matriz mais fina. Estes fragmentos correspondem aos tipos litológicos encontrados nas crateras de impacto. Após serem lançados para o alto no impacto do bólido, eles caem novamente dentro da cratera e sedimentam-se em meio à matriz fina, formando brechas (monomíticas ou polimíticas) de

preenchimento de cratera. Outro tipo de brecha de impacto, chamada de suevito, também pode ser formada. O suevito é uma brecha cujo conteúdo de material vítreo é maior do que nas brechas líticas, porém é inferior a 50% em volume. Se este volume for maior que 50%, a rocha passa a ser chamada de *impact melt rock* (rocha com material fundido por impacto).

Com relação às brechas encontradas no interior da estrutura em Vargeão, Barbour & Corrêa (1981) classificaram-nas como brechas tectônicas, formadas a partir dos vulcanitos da Formação Serra Geral. Eles as relacionaram geneticamente ao evento responsável pelo soerguimento dos arenitos Pirambóia/Botucatu, sem especificar o tipo de evento causador da deformação.

Com a posterior interpretação do local como estrutura de impacto, Vieira (2009) classifica as rochas encontradas no interior da cratera em duas litologias: arenitos deformados/brechas de arenitos; e brechas com material fundido (melt-fragment breccias). No entanto, no local também são encontrados corpos de brechas pseudotaquilíticas. O pseudotaquilito de impacto é o material vítreo afanítico presente em veios, diques ou brechas maciças associados ao assoalho de crateras de impacto. Este possui também grande quantidade de fragmentos líticos, deformados ou não, imersos em uma matriz parcialmente vítrea. Vieira (2009) reuniu as brechas vulcânicas do interior da estrutura em uma única unidade de blocos de brechas com material fundido (subdivididas em duas fácies de acordo com o conteúdo vulcânico da brecha) ocorrendo de forma aleatória no interior da estrutura, muitas vezes entremeada às encaixantes vulcânicas, sem especificar os diferentes níveis de fusão, brechamento e fraturamento ou a ocorrência de pseudotaquilitos no mapa geológico da estrutura de Vargeão.

4. Materiais e Métodos

4.1 Etapa pré-campo

Os dados aerogeofísicos (gravimétricos e magnetométricos) foram produzidos pela ANP (Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis) como parte do projeto Rio Iguaçu, realizado entre Dezembro de 1980 e Março de 1981 na parte oeste dos Estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Esses dados foram coletados ao longo de linhas de vôo espaçadas de 2 km e linhas de controle espaçadas de 20 km. A base de dados foi fornecida já processada, em formati *ascii*, com as correções ar-livre e bouguer para os dados gravimétricos e com correções dos valores da estação base e IGRF para os dados magnetométricos. O tratamento desses dados permitiu a identificação das assinaturas geofísicas regionais na área de estudo e em seu entorno. O processamento e os mapas elaborados com base nesses dados foram feitos no programa *Oasis Montaj 7.5*, da empresa *Geosoft*. Os “grids” que se observam nos mapas foram realizados com base no algoritmo de “gridagem” de curvatura mínima disponível no programa. Uma superfície de curvatura mínima é a superfície mais regular possível que se ajusta aos dados fornecidos.

4.2 Levantamento geofísico de campo

Os dados geofísicos terrestres (gravimetria e magnetometria) foram obtidos através de atividades realizadas durante 10 dias de trabalho de campo nas proximidades das cidades de Vargeão, Passos Maia e Faxinal dos Guedes (SC) (Figura 4.1). A cratera possui um diâmetro de aproximadamente 12 quilômetros, portanto era essencial que as medidas fossem feitas ao longo de estradas rurais e vicinais. Os trabalhos de medição foram realizados com o auxílio de um automóvel de médio porte, uma Van escolar gentilmente cedida pela prefeitura de Vargeão.



Figura 4.1 - a) Montagem do *ENVI PRO* na estação-base. b) Detalhe da utilização do gravímetro (esq.) e magnetômetro (dir.). c) Detalhe da utilização do GPS ao lado do gravímetro. d) Detalhe do magnetômetro *CS-L*.

Para as medições de aceleração de gravidade, foi utilizado o gravímetro *CG-5 AUTOGRAV* (Figura 4.2a) da empresa *Scintrex* (Ontario, Canadá). Trata-se de um gravímetro diferencial eletrônico e portátil, possui uma resolução padrão de $1 \mu \text{ Gal}$, e desvio padrão menor que $5 \mu \text{ microGal}$. O elemento sensorial deste gravímetro é baseado em uma mola acoplada a uma massa de prova composta sistema de molas de quartzo fundido. A força gravitacional exercida na massa de prova é balanceada pela mola e por uma força eletrostática restauradora. O equipamento fornece uma medida do deslocamento da massa de prova até a sua posição de equilíbrio, sendo esse deslocamento proporcional à variação da aceleração da gravidade em relação a um valor de referência.

Foram utilizados também dois aparelhos de medições magnéticas, ambos da mesma empresa *Scintrex*: o *CS-L* (sensor magnetômetro de vapor de Césio) para medições de caminhada, e o *ENVI PRO* (magnetômetro de precessão de prótons) para medições realizadas numa base fixa, para monitorar e realizar a correção das variações magnéticas diurnas. O *CS-L* consiste de um sensor de formato cilíndrico que se conecta a um terminal eletrônico, (com um sistema operacional Windows

portátil instalado,) proporcionando leituras instantâneas (Figura 4.2b). Este sensor funciona com base em princípios de mecânica quântica, e permite a medida medindo da frequência de oscilação de átomos do vapor de Césio-133, a qual é proporcional ao campo magnético do ambiente (Telford et al., 1990). O *ENVI PRO* também é um magnetômetro portátil, que se utiliza da técnica de precessão de prótons para medir o campo magnético local. Dados de caminhada também podem ser obtidos com este aparelho, mas neste trabalho foi utilizado como estação-base, podendo obter dados na base fixa de maneira automática em intervalos de meio segundo (duas medidas por segundo). O sensor do *ENVI PRO*, posicionado em uma haste, se conecta a um terminal de programação e leitura com tela de LCD (Figura 4.2c).

Além disso, devido à necessidade de se obter dados de altitude confiáveis para serem utilizados com os dados de gravimetria, foi utilizado também um GPS o da marca Trimble (Califórnia, EUA). O GPS diferencial modelo *Pathfinder ProXT Receiver* (Figura 4.2d). Trata-se de um receptor/antena de dados de GPS de alta precisão e consistência, e os dados coletados eram armazenados no terminal portátil *Trimble Recon* no qual as leituras são armazenadas automaticamente. A conexão entre os dois é feita via antena descrita através de tecnologia *Bluetooth*. Depois de processados para correção diferencial, os dados possuem precisão de até de 50 centímetros.

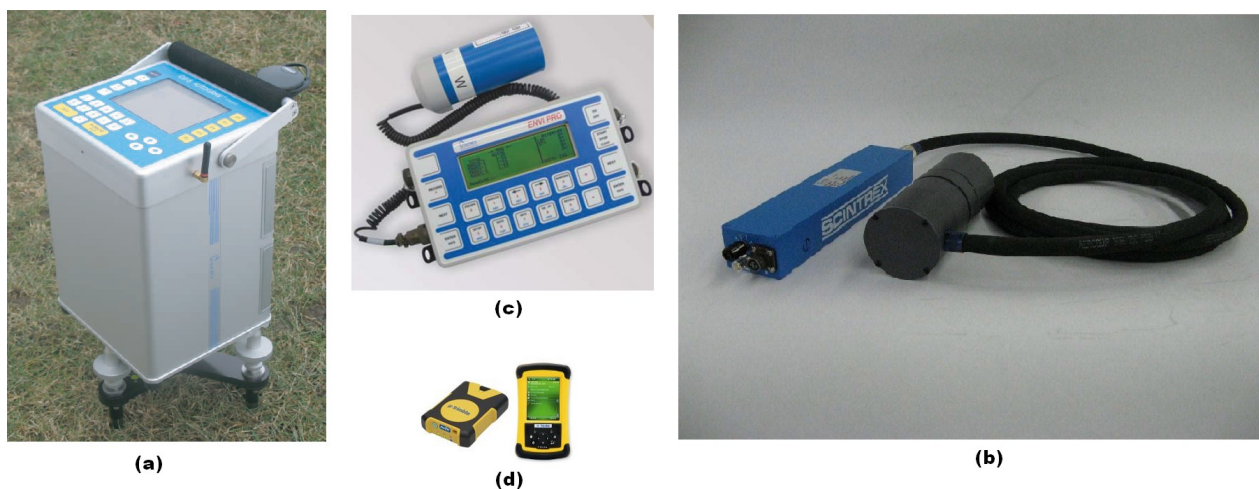


Figura 4.2 - a) *CG-5 AUTOGRAV*. b) *CS-L* (sensor de vapor de Césio-133). c) *ENVI PRO* (painel LCD e sensor de precessão de prótons). d) *Trimble Pathfinder ProXT Receiver* e aparelho de mão *Trimble Recon*

Os procedimentos de campo durante os 10 dias foram organizados e realizados de acordo com as seguintes etapas descritas abaixo:

– Na viagem de ida para o município de Vargeão foi realizada uma parada no município de São Mateus do Sul para coletar os primeiros dados com o gravímetro, e nesse mesmo dia coletaram-se também os dados de gravimetria no hotel, localizado na margem sul da cratera (externamente a cratera, observar ponto circulado na figura 4.3). Os primeiros dados de gravimetria, em quase todos os dias, foram coletados no próprio hotel em que estávamos nos hospedando, e a campanha também era fechada no mesmo ponto inicial, para que fosse possível corrigir a deriva dinâmica (temporal). Os dados fornecidos pelo gravímetro são obtidos de maneira diferencial; os valores de aceleração da gravidade medidos pela campanha no interior da cratera foram obtidos sempre em relação diferencial ao valor da estação-base (hotel), calculado logo no início dos dias como o primeiro valor das campanhas. O valor calculado na base também foi calculado de maneira diferencial, mas com relação a uma estação gravimétrica com um valor preciso de "g", mensurada pelo IBGE (Marco de São Mateus do Sul). Ou seja: primeiro corrige-se os dados de gravimetria obtidos no hotel em relação aos dados do marco de São Mateus do Sul, para então corrigir os dados obtidos durante as campanhas de todos os dias, com relação aos dados da estação-base medidos no hotel ou em outra estação-base escolhida.

– Depois de coletar os primeiros dados de gravimetria no hotel (duas medidas obtidas, com um minuto de duração para cada medida), iniciava o transporte dos aparelhos até o local onde se instalava o *ENVI PRO* como estação-base para a magnetometria, próximo ao centro da cratera. Utilizamos dois locais de estação-base diferentes nesse trabalho, pois uma apresentou problemas de medição nos dois primeiros dias. Os horários de todos os equipamentos foram sincronizados e o magnetômetro de precessão de prótons foi então instalado e programado para coletar uma medida a cada 2 segundos. As leituras gravimétricas, magnetométricas e de posição com o GPS também foram efetuadas nessa base.

– Após as medidas na estação-base, iniciavam-se as coletas de dados de caminhada através das diversas estradas de terra dentro da cratera. O espaçamento médio utilizado para a maior parte dos dias foi de aproximadamente 200 metros, e utilizamos o automóvel para nos transportar (com o gravímetro e com o magnetômetro *CS-L*) em quase todos os dias. Em cada ponto de medida, os dados de magnetometria foram obtidos de maneira instantânea, tendo sido realizadas em torno de 6 repetições, para garantir que dados com baixos ruídos estavam sendo coletados. Também foram

coletadas duas medidas de gravimetria, uma por minuto. Os dados de localização do GPS de alta precisão foram obtidos dentro de um raio de dois metros em torno do ponto onde posicionávamos o gravímetro, com diferença de altitude nula. A Figura 4.3 apresenta os pontos onde as medidas foram coletadas. Ao final do dia, a campanha era finalizada com leituras gravimétricas no hotel.

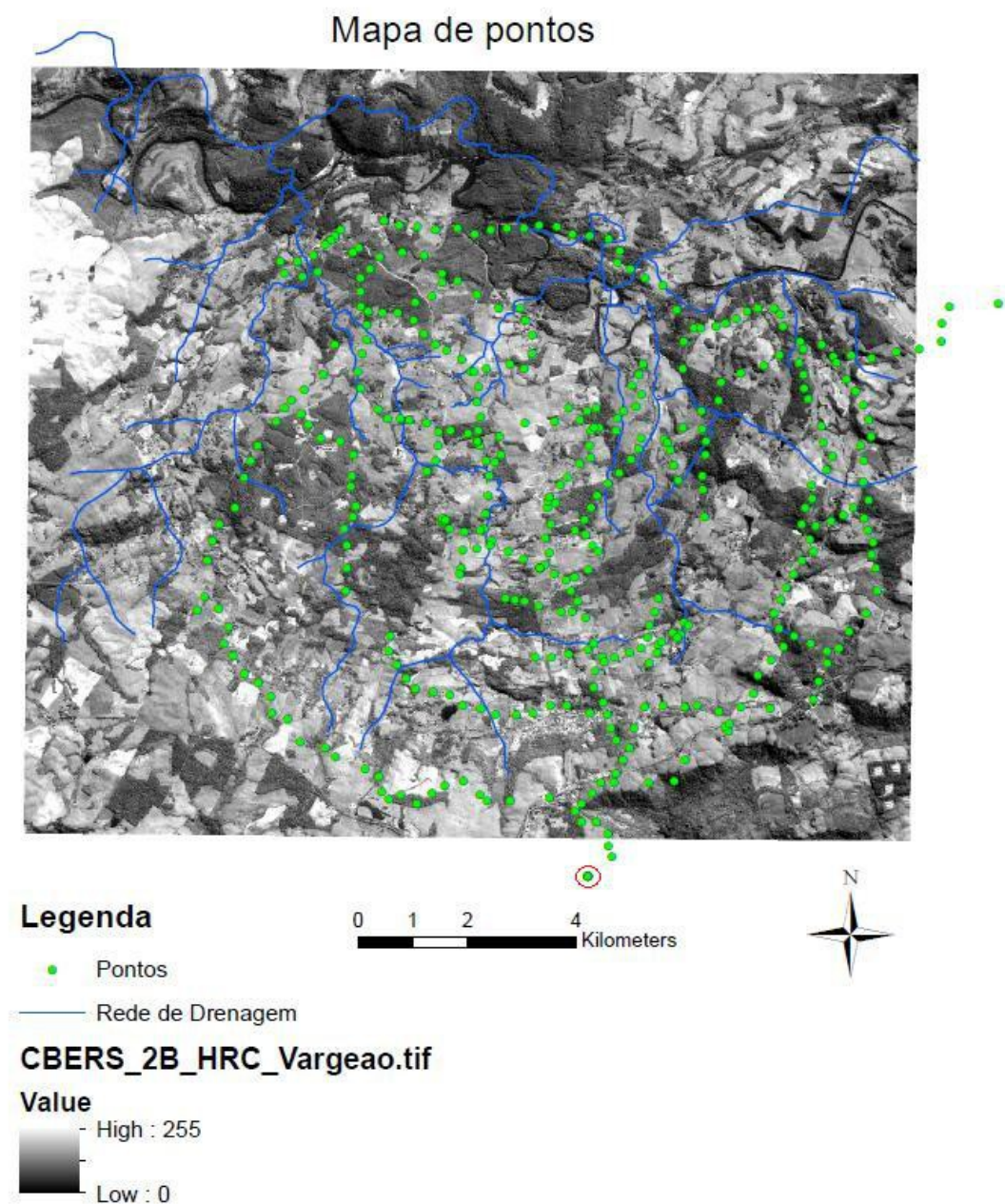


Figura 4.3 – Pontos realizados em campo nos arredores da cidade de Vargeão (imagem CBERS)

4.3 Etapa pós-campo

Após as atividades de campo, começaram foram realizadas as atividades de processamento dos dados obtidos. Para processar os dados de gravimetria, as operações matemáticas são relativamente simples. Para cada ponto de medida, é feita a seleção da melhor leitura usando como critério o menor desvio-padrão. Após a determinação da deriva dinâmica, por interpolação linear entre os valores de abertura e fechamento de cada linha, é feita a remoção desta deriva dos valores dos pontos. Depois é feito o cálculo do valor de aceleração de gravidade (g) teórico sobre o modelo elipsoidal WGS84, e este índice g também é removido dos valores dos pontos. Finalmente, realiza-se o cálculo das correções ar-livre e Bouguer, e adicionam-se estas correções aos valores dos pontos.

Para processar os dados de magnetometria, começamos com a análise dos dados obtidos pela estação-base; eles são utilizados para realizar a correção diurna, ou seja, corrigir as variações diurnas do campo magnético terrestre. Para isto, a primeira medição realizada é usada como referência, e a variação das medições ao longo do dia é obtida dessa maneira (refere-se a esta variação como Δm). Depois começamos a analisar os dados de caminhamento obtidos. Após uma etapa inicial onde escolhemos os valores de menor ruído obtidos, é realizada a remoção desse Δm comparando-se os horários das medidas de estação-base e caminhamento. Depois de removido o Δm (correção da variação diurna), remove-se também o campo de referência geomagnético de referência internacional (IGRF) e o campo magnético regional (todos estes realizados a partir de tabelas de dados no programa de processamento) para então chegarmos aos valores de anomalia magnética que desejamos analisar. O IGRF é uma descrição matemática padrão do principal campo magnético terrestre e de sua taxa de variação anual (variação secular), e nestes cálculos foi utilizado a 11ª geração da descrição (IGRF-11) (FINLAY *et al.* 2010).

Finalmente, com os dados processados, os modelos em subsuperfície 2D são confeccionados. Para realizar estes modelos, outro software da empresa *Geosoft (GM-SYS Profile Modeling)* foi utilizado. Os métodos utilizados pelo software para calcular a resposta gravimétrica e magnetométrica do modelo se baseiam nos métodos de Talwani *et al.* (1959) e Talwani & Heirtzler (1964), e se utilizam de algoritmos descritos em Won & Beavis (1987). Com o objetivo de desenvolver modelos mais precisos, foi realizada uma etapa de medição dos valores de densidade de diversas amostras de brechas e rochas ígneas presentes na cratera, e estes valores foram posteriormente incorporados aos blocos criados nos modelos, fornecendo uma resposta gravimétrica

mais confiável. Esta etapa de medições foi realizada no Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da Universidade de São Paulo, com o auxílio do prof. Élder Yokoyama.

5. Resultados e Discussões

5.1 Análise dos dados aerogeofísicos da ANP

Os levantamentos geofísicos realizados pela ANP cobrem praticamente a totalidade do território nacional, servindo de referência para virtualmente qualquer estudo geofísico que se queira realizar no Brasil. No Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP) podem ser encontradas as centenas de levantamentos geofísicos produzidos, além dos milhares de poços perfurados.

A base de dados aerogravimétrica utilizada (figura 5.1) cobre uma área de aproximadamente 1200x800 quilômetros entre as regiões Sudeste e Sul, onde se observa a tendência gravimétrica regional. A área recortada para a análise da gravimetria da estrutura de Vargeão (figura 5.2) possui cerca de 50x50 quilômetros, onde pode ser observada a resposta gravimétrica na região da cratera.

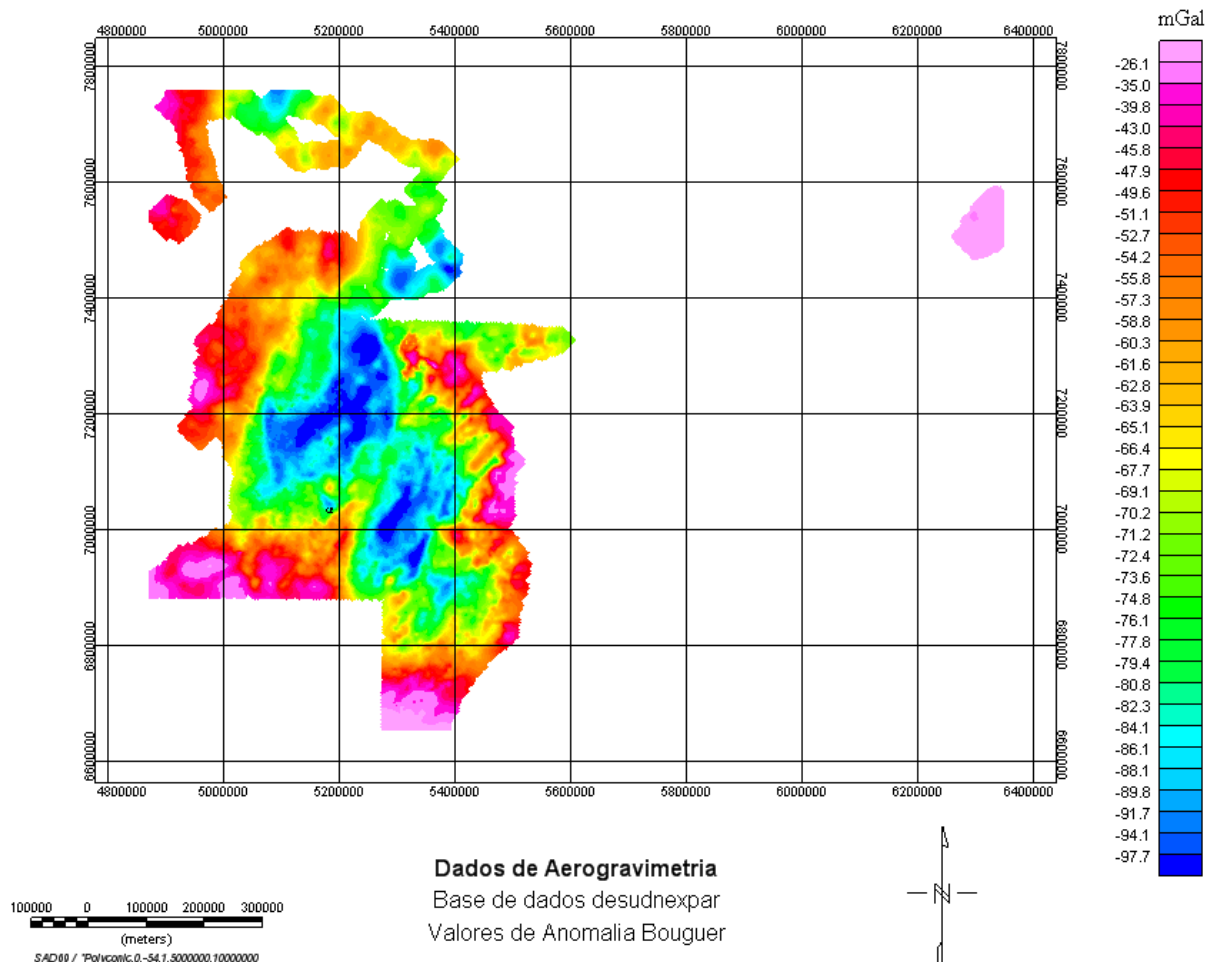


Figura 5.1 – Dados de aerogravimetria fornecidos pela ANP, área completa de mapeamento. A porção mais deslocada a NE no mapa é provavelmente um erro nas coordenadas dos pontos da base dados original.

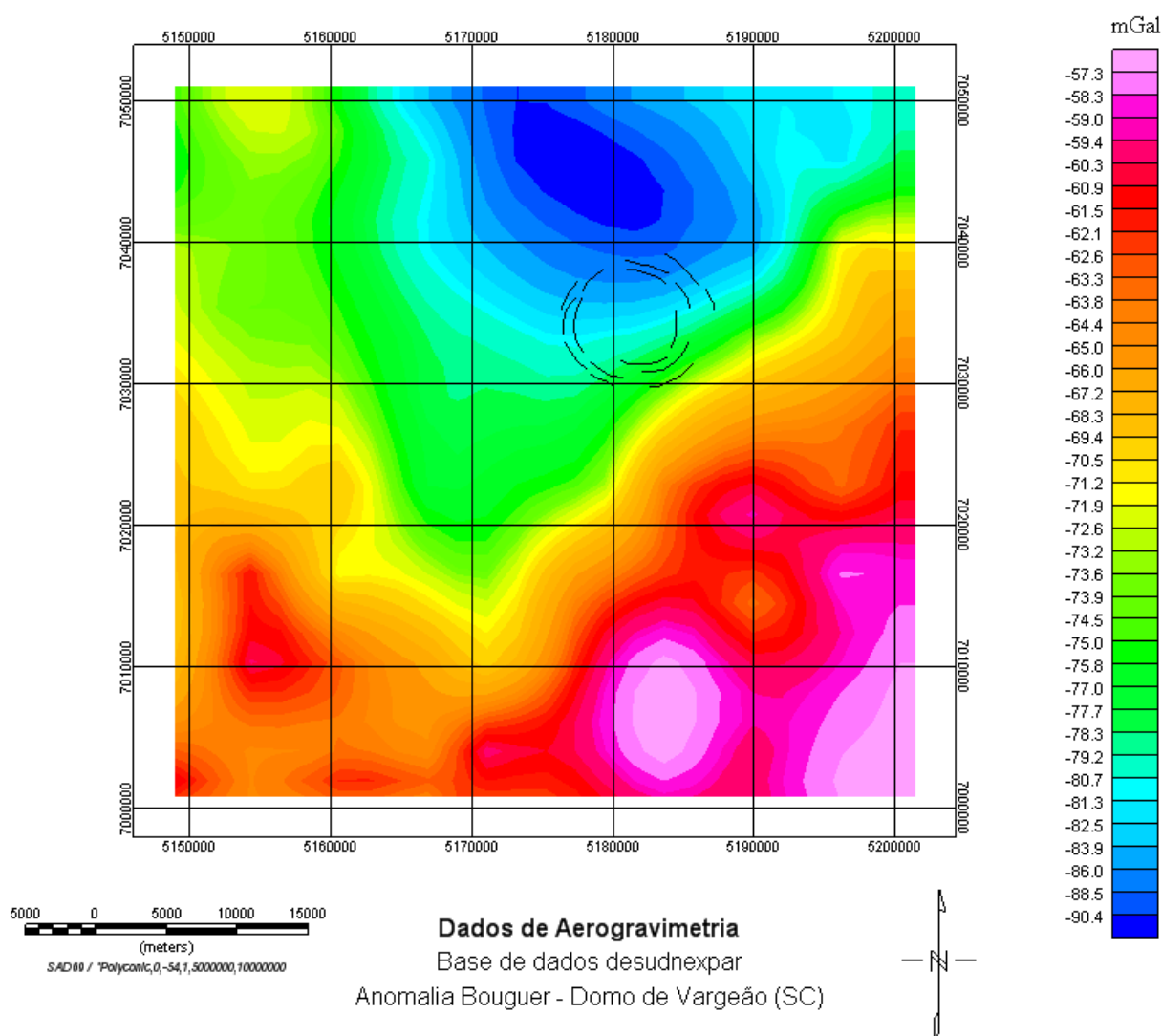


Figura 5.2 – Dados de aerogravimetria fornecidos pela ANP, área da cratera de Vargeão (os traços representam a estrutura circular da cratera)

Para a análise aeromagnetométrica, duas bases de dados do projeto Iguaçu foram utilizadas (figura 5.3). A primeira delas possui linhas de voo de direção norte-sul que cobrem uma faixa de aproximadamente 550 km latitudinais por 200 km longitudinais, e a segunda possui linhas de voo noroeste-sudeste cobrindo uma faixa de aproximadamente 800 km latitudinais por 600 km longitudinais. A área recortada para a análise do campo magnético anômalo na região da estrutura possui uma área de 30 x 30 km em ambas as bases de dados (figura 5.4).

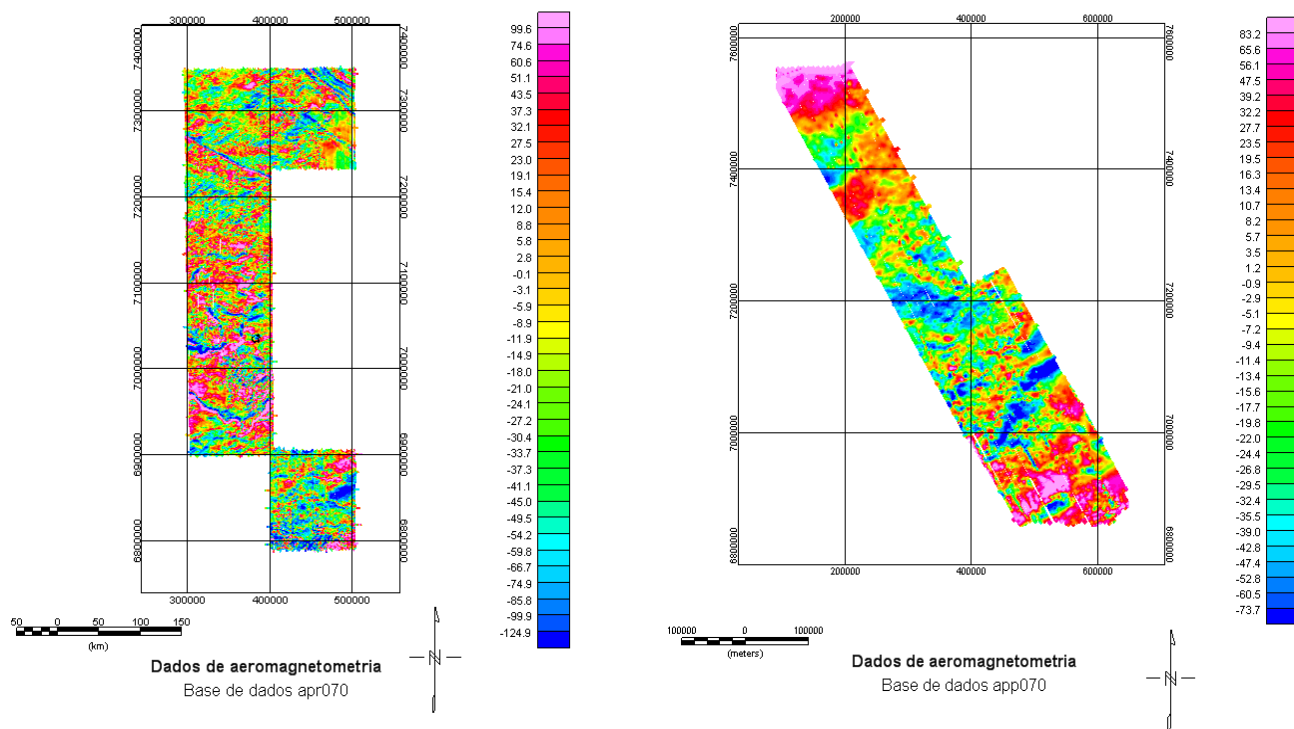


Figura 5.3 – Dados de aeromagnetometria (apr070 e app070) fornecidos pela ANP (base de dados total).

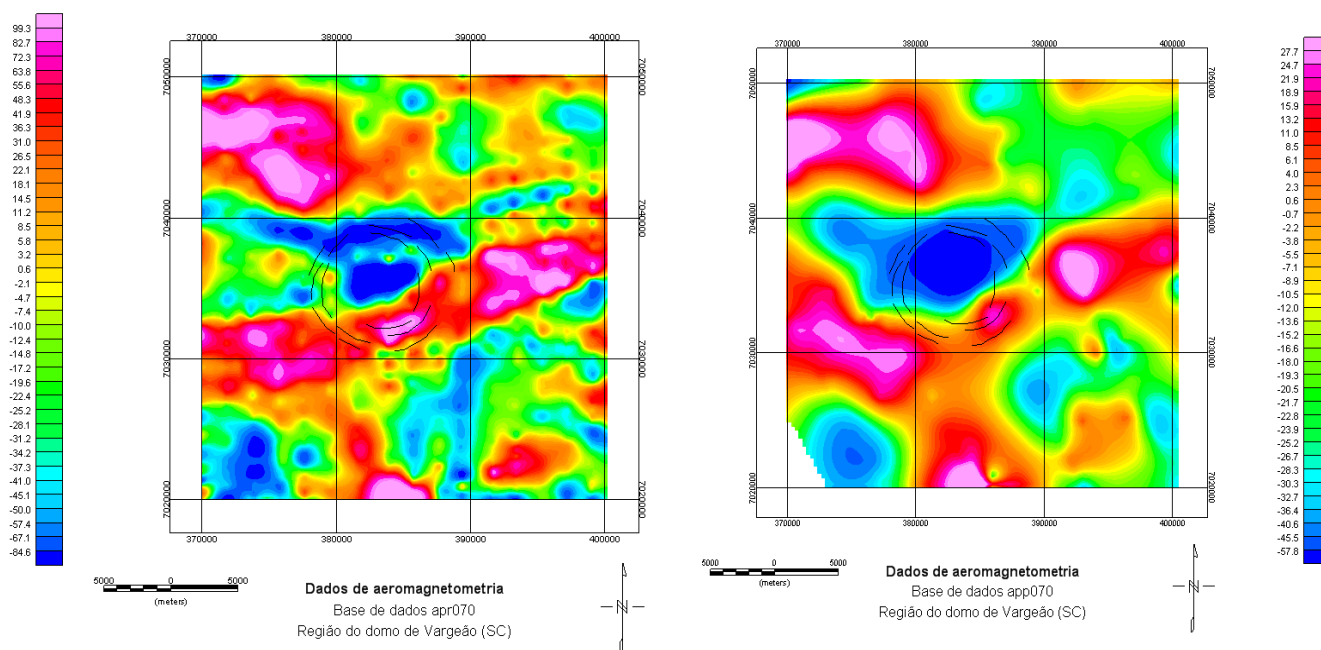


Figura 5.4 – Dados de aeromagnetometria (apr070 e app070) fornecidos pela ANP, área da cratera de Vargeão (os traços representam a estrutura circular da cratera).

Para minimizar a influência da declinação e inclinação geomagnéticas, foi calculada a amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo (ASA). O mapa obtido como resultado desse processamento mostra uma anomalia magnética circular caracterizada por um alto magnético central (figura 5.5). Outra diferença importante nos dados do ASA é a remoção dos lineamentos magnéticos com direção NE-SW, que estão truncados e interrompidos pela estrutura de Vargeão. Estes lineamentos magnéticos foram associados com a zona de falha Lancinha-Cubatão (ZALÁN *et al.* 1991).

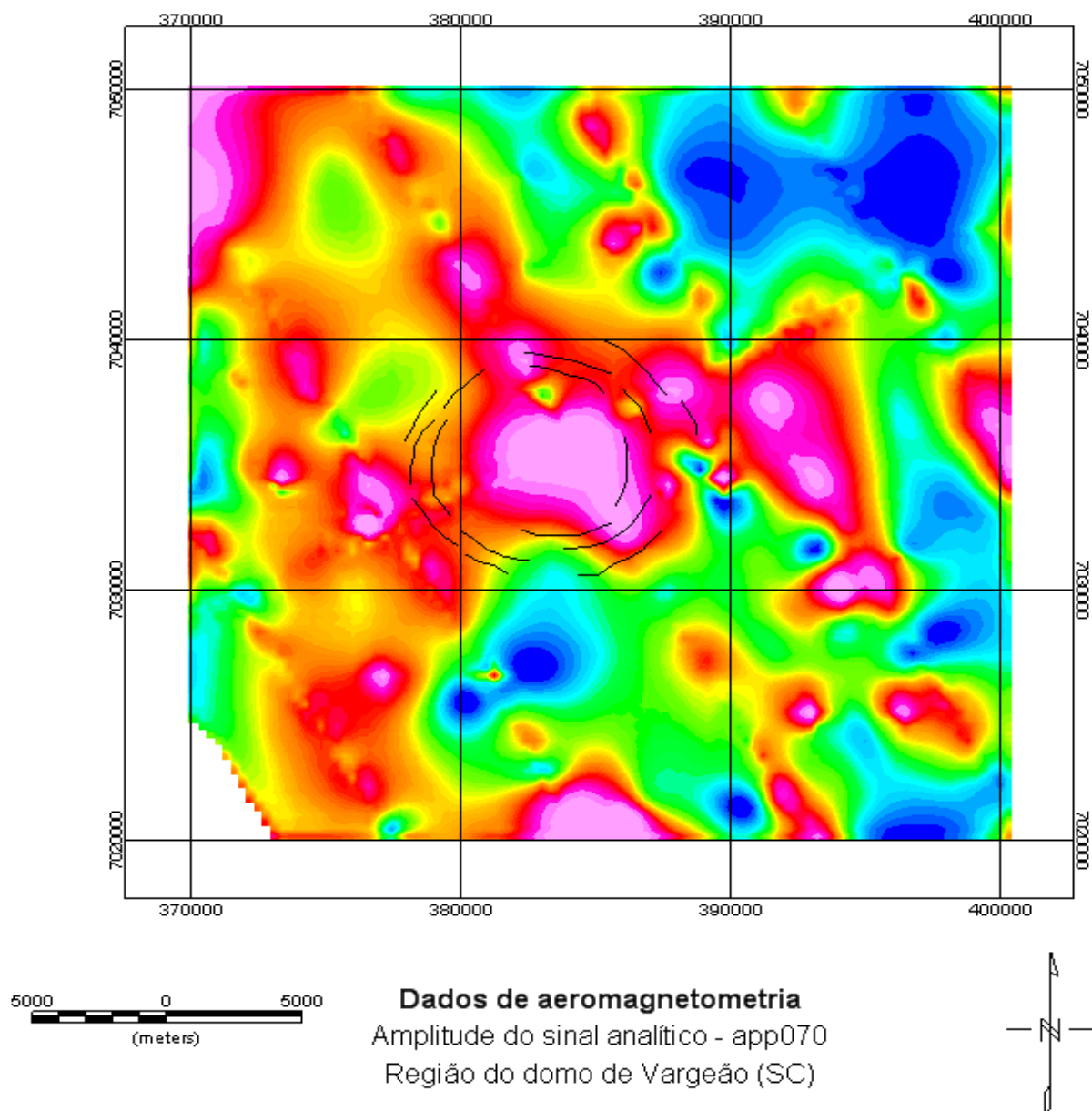


Figura 5.5 – Dados de aeromagnetometria com ASA na base de dados app070, área da cratera de Vargeão (os traços representam a estrutura circular da cratera).

5.2 Dados gravimétricos terrestres

O conjunto de dados gravimétricos terrestres coletados nas atividades de campo consiste de 421 medidas realizadas. Apenas duas medidas apresentaram valores inadequados e tiveram que ser removidas do conjunto, portanto 419 medidas foram processadas.

A anomalia Bouguer total (Figura 5.6) caracteriza tanto as anomalias produzidas pelas estruturas geradas após o impacto do meteorito no local (mais rasas) quanto às anomalias com fontes mais profundas que já existiam na região.

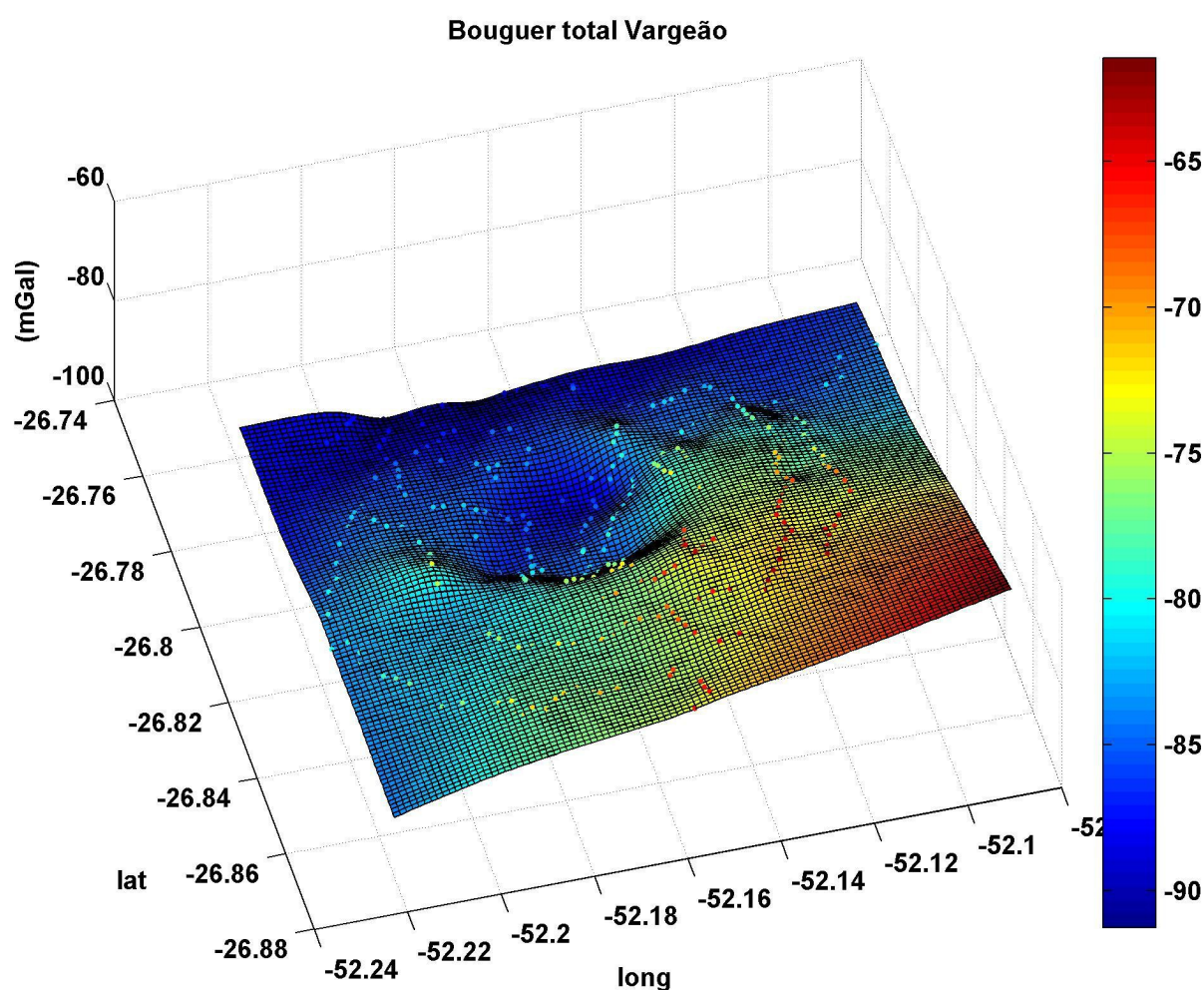


Figura 5.6 – Mapa de anomalias Bouguer (Total), cratera de Vargeão (SC). Os pontos representam os locais onde foram coletadas as medidas.

Para analisar somente as anomalias que caracterizam a estrutura de impacto, é preciso determinar a anomalia regional para separar esta componente do conjunto de anomalia total. O mapa de anomalias Bouguer regional (figura 5.7) foi representado por uma superfície de tendência de segundo grau ajustada aos dados de anomalia Bouguer total. Pode-se notar que o mapa de anomalia regional obtido se assemelha ao mapa de anomalias gravimétricas obtido com os dados aerogeofísicos da ANP.

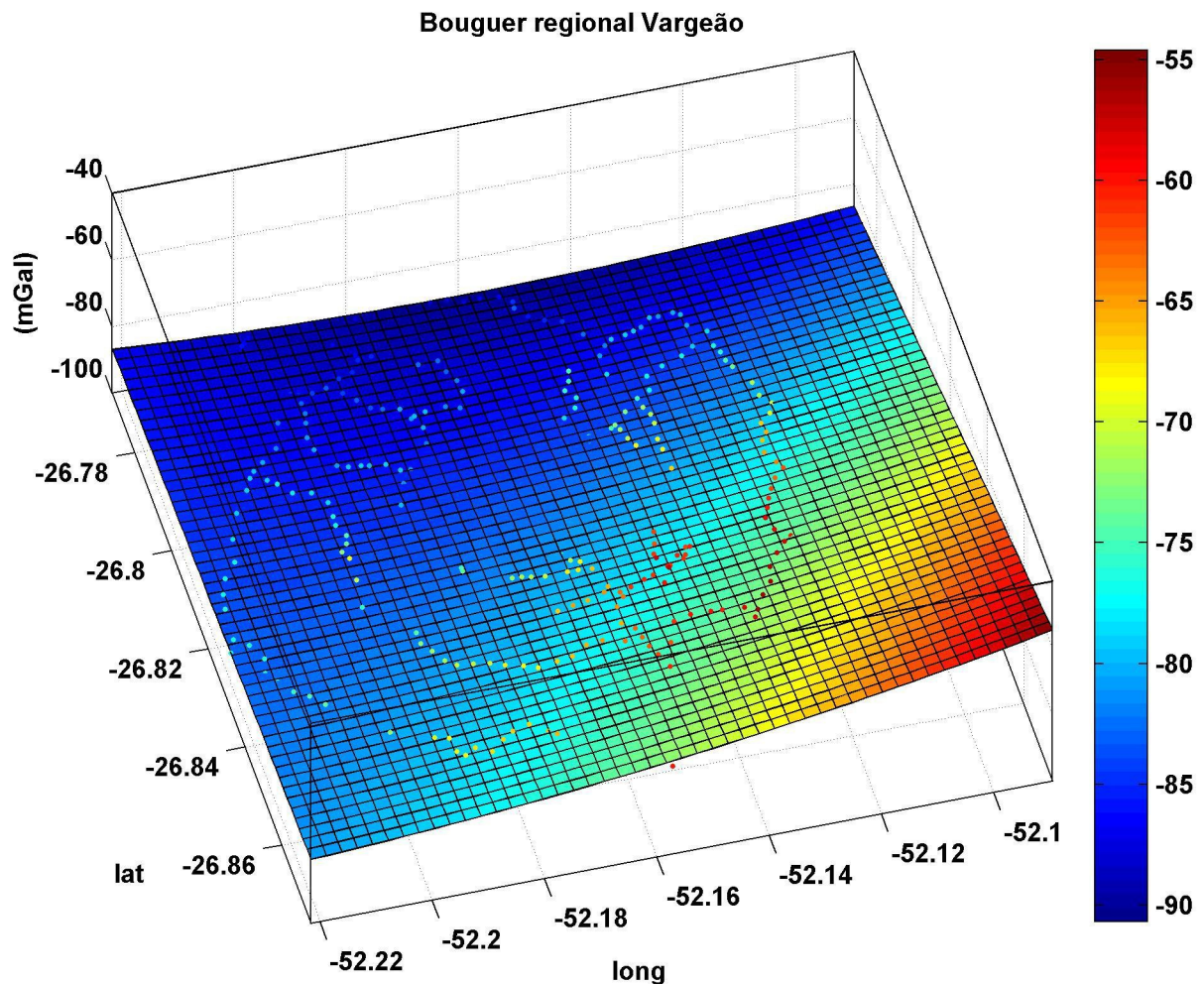


Figura 5.7 – Mapa de anomalias Bouguer (Regional), cratera de vargeão (SC). Os pontos representam os locais onde foram coletadas as medidas.

Em seguida, os dados de anomalia Bouguer regional foram subtraídos dos dados de anomalia Bouguer total. O resultado final é um mapa de anomalias Bouguer residual, onde se observa o campo gravimétrico produzido após o impacto que formou a cratera de Vargeão (figura 5.8).

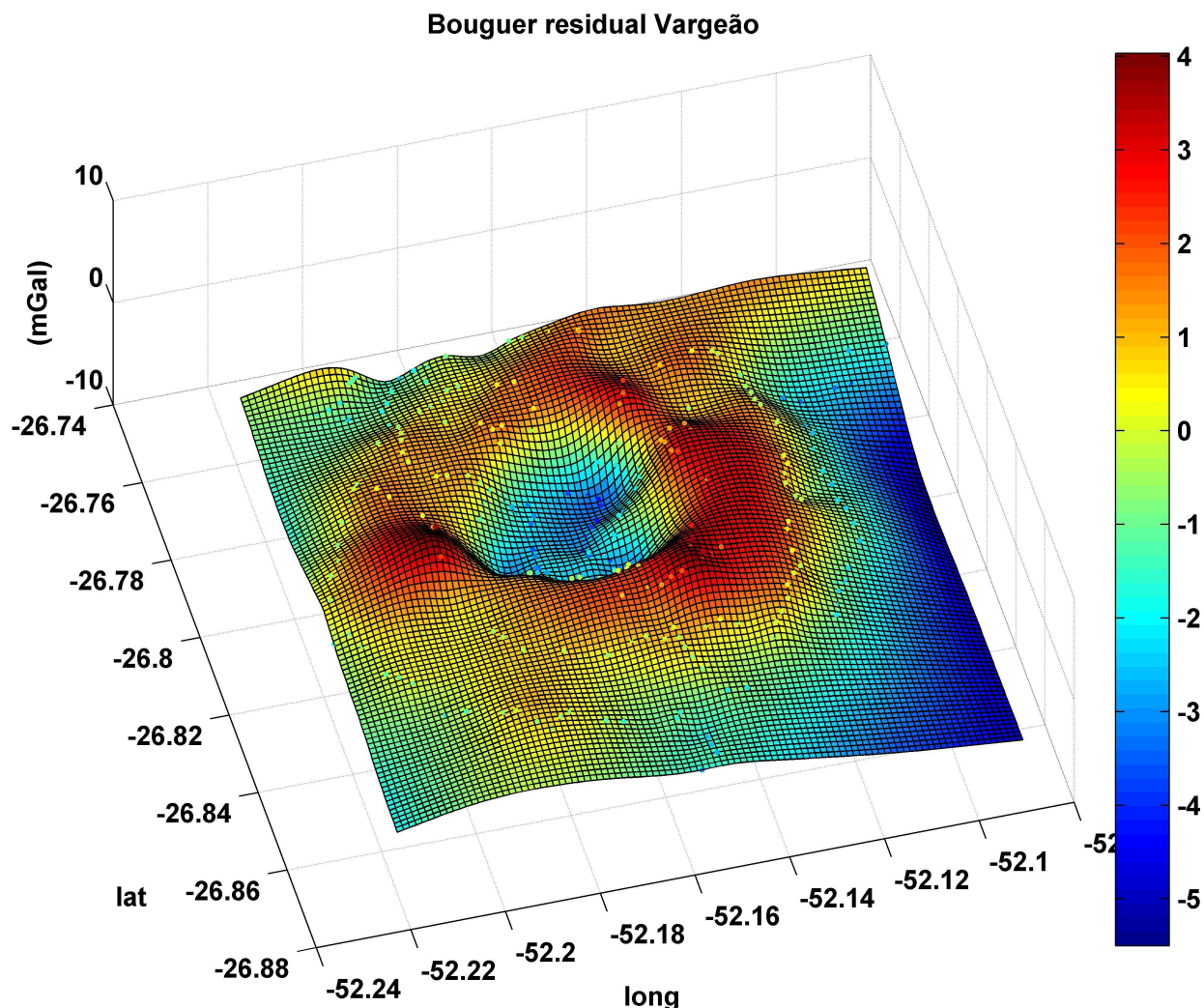


Figura 5.8 – Mapa de anomalias Bouguer (Residual), cratera de Vargeão (SC). Os pontos representam os locais onde foram coletadas as medidas.

Analisando o mapa residual observa-se que na porção mais central da cratera há um baixo gravimétrico, que é uma característica típica de estruturas de impacto. Uma forte anomalia positiva circunda o centro, mas não caracteriza as bordas. O baixo central, assim como na cratera de Steinheim, pode ser associado ao soerguimento de rochas sedimentares após o impacto (no caso de Vargeão, dos arenitos das Fm. Pirambóia e Botucatu). O alto gravimétrico ao redor do centro possivelmente está associado aos diferentes níveis de fraturamento relacionados à distância do ponto de impacto. As rochas próximas ao centro estão mais fraturadas, portanto menos densas. Conforme se distancia da porção central, as rochas se tornam menos fraturadas, e progressivamente mais densas.

5.3 Modelagem gravimétrica 2D

Os modelos 2D em subsuperfície foram desenvolvidos a partir de perfis extraídos do mapa de anomalia gravimétrica residual da estrutura de impacto (Figura 5.9). Em ambos os perfis confeccionados (Figuras 5.10 e 5.11) admite-se o afloramento de arenitos em superfície na parte central da cratera.

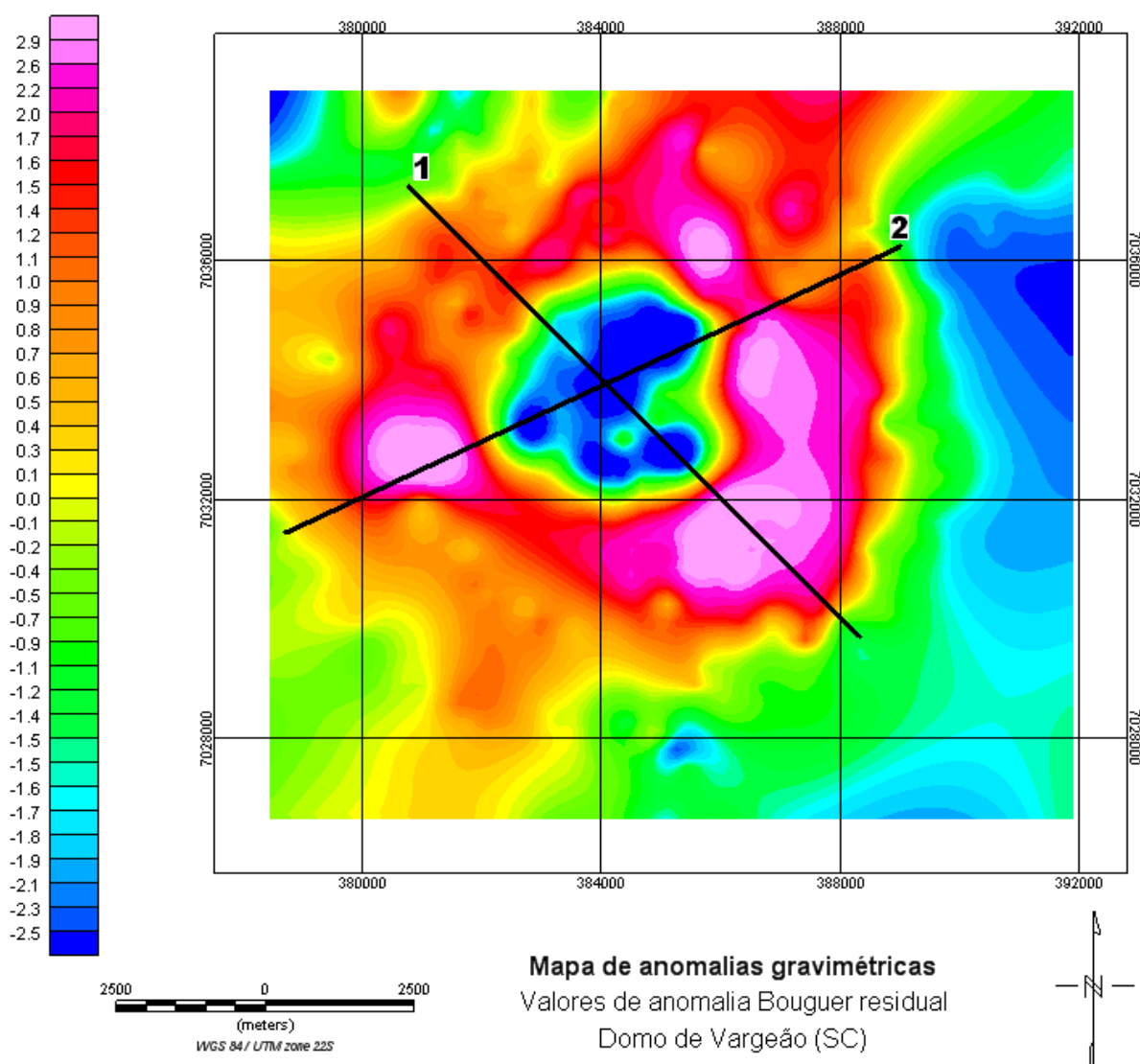


Figura 5.9 – Mapa de anomalia gravimétrica residual com os perfis utilizados na modelagem 2D.

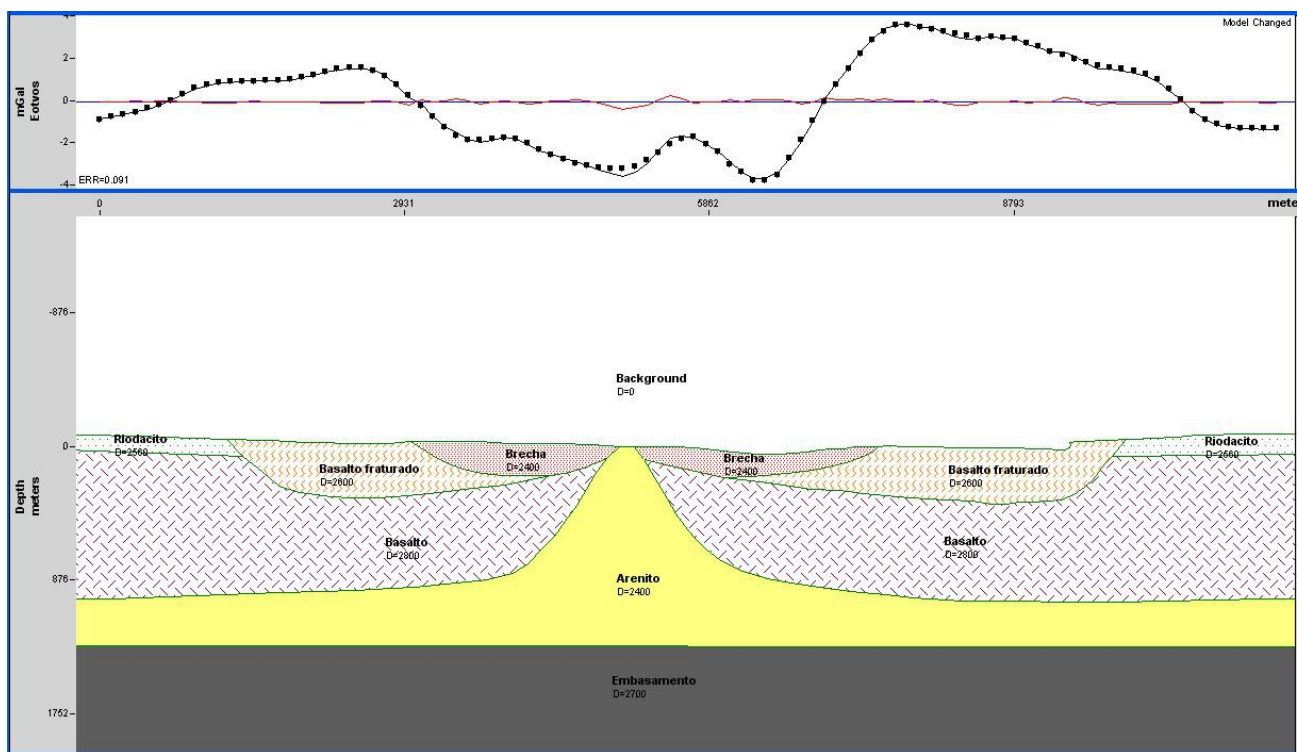


Figura 5.10 – Modelo gravimétrico 2D, perfil 1

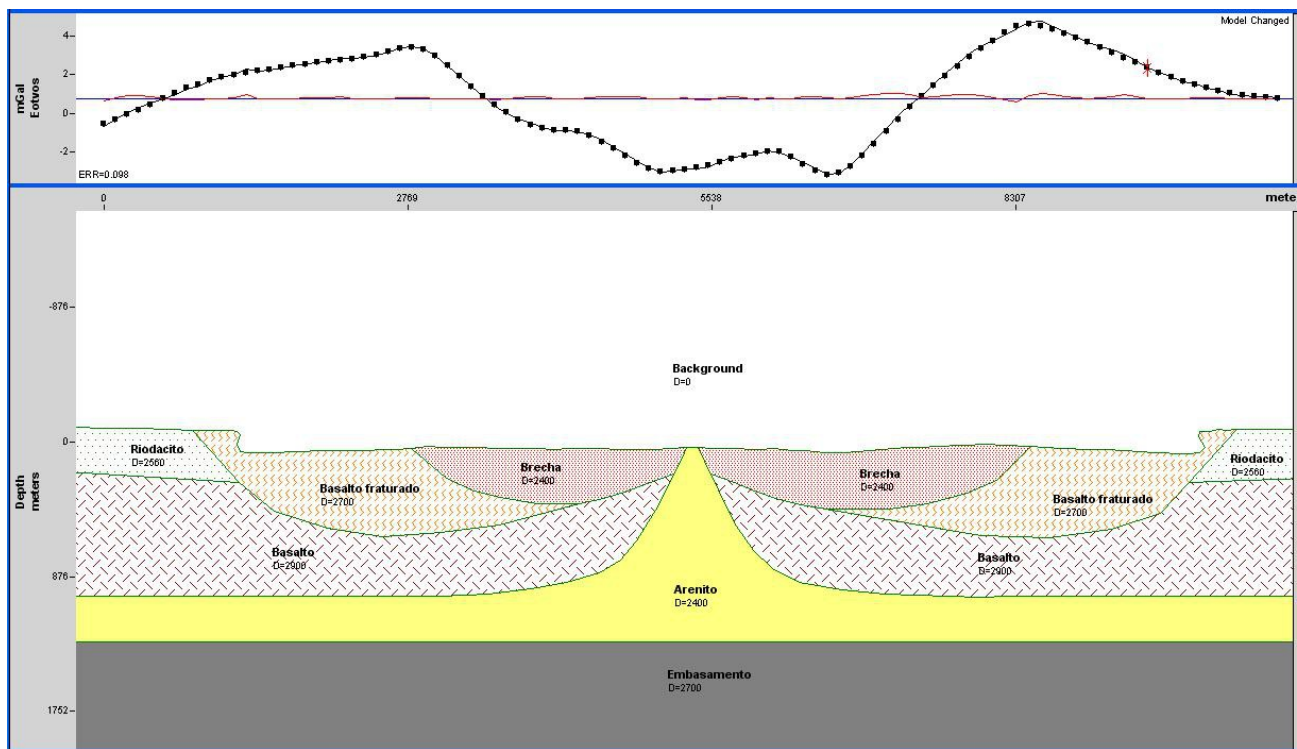


Figura 5.11 – Modelo gravimétrico 2D, perfil 2

Os modelos foram elaborados com base na resposta gravimétrica do perfil. O *GM-SYS* utiliza-se dos algoritmos descritos por Won & Beavis (1987), mas os métodos utilizados se baseiam em Talwani et al. (1959) e Talwani & Heirtzler (1964). O software utiliza um modelo terrestre bidimensional de superfície plana para os cálculos de gravidade e magnetismo; ou seja, cada unidade ou bloco estrutural se estende ao infinito (negativo ou positivo) na direção perpendicular ao perfil. Admite-se que a Terra possui uma topografia mas não possui curvatura.

As feições de subsuperfície modeladas foram baseadas na atual compreensão da interação entre as ondas de choque e a litologia encontrada no local do impacto. A profundidade do arenito é conhecida através de dados de furos de sondagem e o soerguimento deste litotipo é comprovado pelos afloramentos areníticos encontrados. Estes arenitos se encontram intensamente deformados pela ação das ondas de choque, portanto não é possível a associação com alguma das duas deformações. As outras feições, relacionadas às dimensões dos corpos de basalto fraturado e das brechas, tiveram suas profundidades estimadas nos modelos.

Os valores de densidade utilizados para as diferentes litologias (Basalto puro e fraturado, Riodacito, Arenito e Brecha) foram calculados em laboratório (consultar Anexo I). Foram medidas as densidades de dezenas de amostras, sendo a maior parte delas de basaltos em diferentes estados de fraturamento. Muitas delas apresentavam veios de calcita ou quartzo, o que também altera de maneira significativa a densidade da amostra. Devido a esse fato, em cada modelo foi utilizado um padrão diferente para caracterizar a densidade do basalto e do basalto fraturado, enquanto as outras densidades foram caracterizadas de maneira mais precisa. A média de densidade da crosta terrestre é de 2670 kg/m^3 quilogramas por metro cúbico, no entanto, o valor de densidade do embasamento neste caso foi arredondado para 2700 kg/m^3 .

5.4 Comparação dos modelos gravimétricos 2D com os dados sísmicos

Apesar de ser um dos métodos mais eficientes de mapear a subsuperfície, a aquisição e o processamento de dados sísmicos são atividades mais dispendiosas e complexas em relação aos métodos gravimétricos e magnetométricos. Os únicos dados sísmicos disponíveis para a cratera de Vargeão (figura 5.12) foram obtidos no início da década de 80 e, portanto, as técnicas de aquisição e processamento sísmico eram bem mais limitadas do que as que são utilizadas nos dias de hoje. Além disso, a espessa sequência basáltica da Fm. Serra Geral não favorece a aquisição de dados sísmicos, portanto esses dados apresentam uma quantidade excessiva de ruído. Apesar dessas desvantagens,

há regiões da seção sísmica nas quais os traços são de boa qualidade e permitem a interpretação de algumas feições subsuperficiais da cratera de impacto.

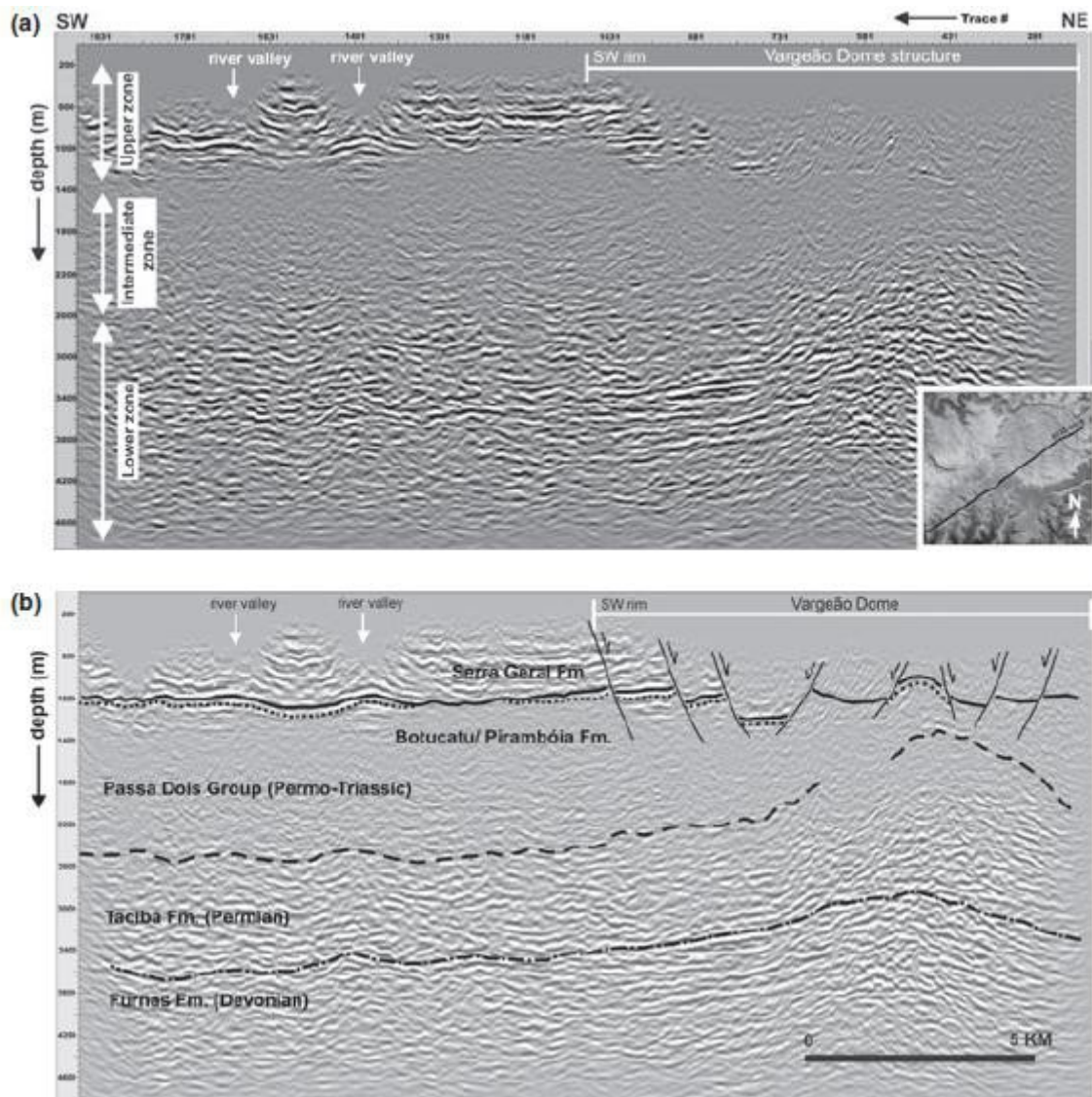


Figura 5.12 – a) Seção sísmica CDP cruzando a estrutura de Vargeão; a imagem no canto inferior direito mostra a localização da seção sobre o modelo digital de elevação da estrutura. b) Interpretação da estratigrafia da cratera de Vargeão, com as principais feições estruturais (CRÓSTA *et al.* 2011).

No modelo gravimétrico elaborado, as falhas de colapso gravitacional, feição observada em praticamente todas as crateras de impacto, não foram representadas como na interpretação sísmica mostrada na figura 5.12. Esta representação dificultaria o ajuste dos dados do modelo com os dados de anomalia, portanto as feições foram suavizadas no modelo. Excetuando-se esse aspecto, o modelo representa de maneira satisfatória o soerguimento central e as feições estruturais de borda observadas na aquisição sísmica.

5.5 Dados magnetométricos terrestres

A base de dados magnetométricos coletados durante as atividades de campo contém ao todo 749 medidas obtidas com ruído inferior a 5 nT. O processo de obtenção de dados magnetométricos é um pouco mais simples na prática, mas os fatores que influenciam essas medidas são muito mais agravantes do que no caso das medidas gravimétricas. Em cada ponto eram realizadas entre 5 e 10 medidas, o que explica o número expressivamente maior de dados obtidos em relação aos dados gravimétricos (figura 5.13).

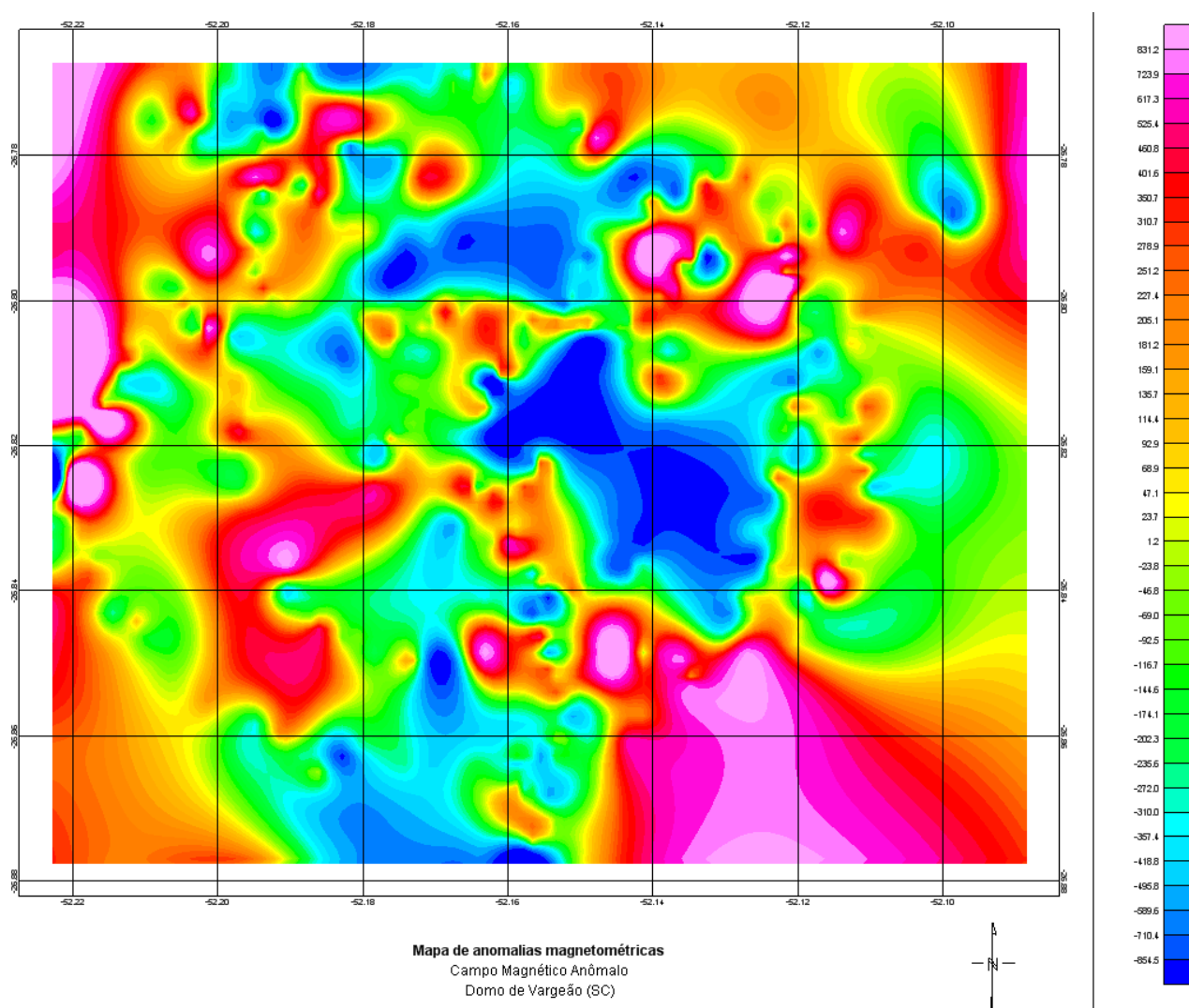


Figura 5.13 – Primeiro mapa de anomalia magnética total obtido, cratera de Vargeão (SC).

O mapa de anomalia magnética regional (figura 5.14) foi determinado e processado a partir de uma superfície de tendência de terceiro grau ajustada aos dados de anomalia total. Para chegar ao mapa de anomalia residual da figura 5.15, foi realizada a remoção da anomalia regional do mapa de anomalia total.

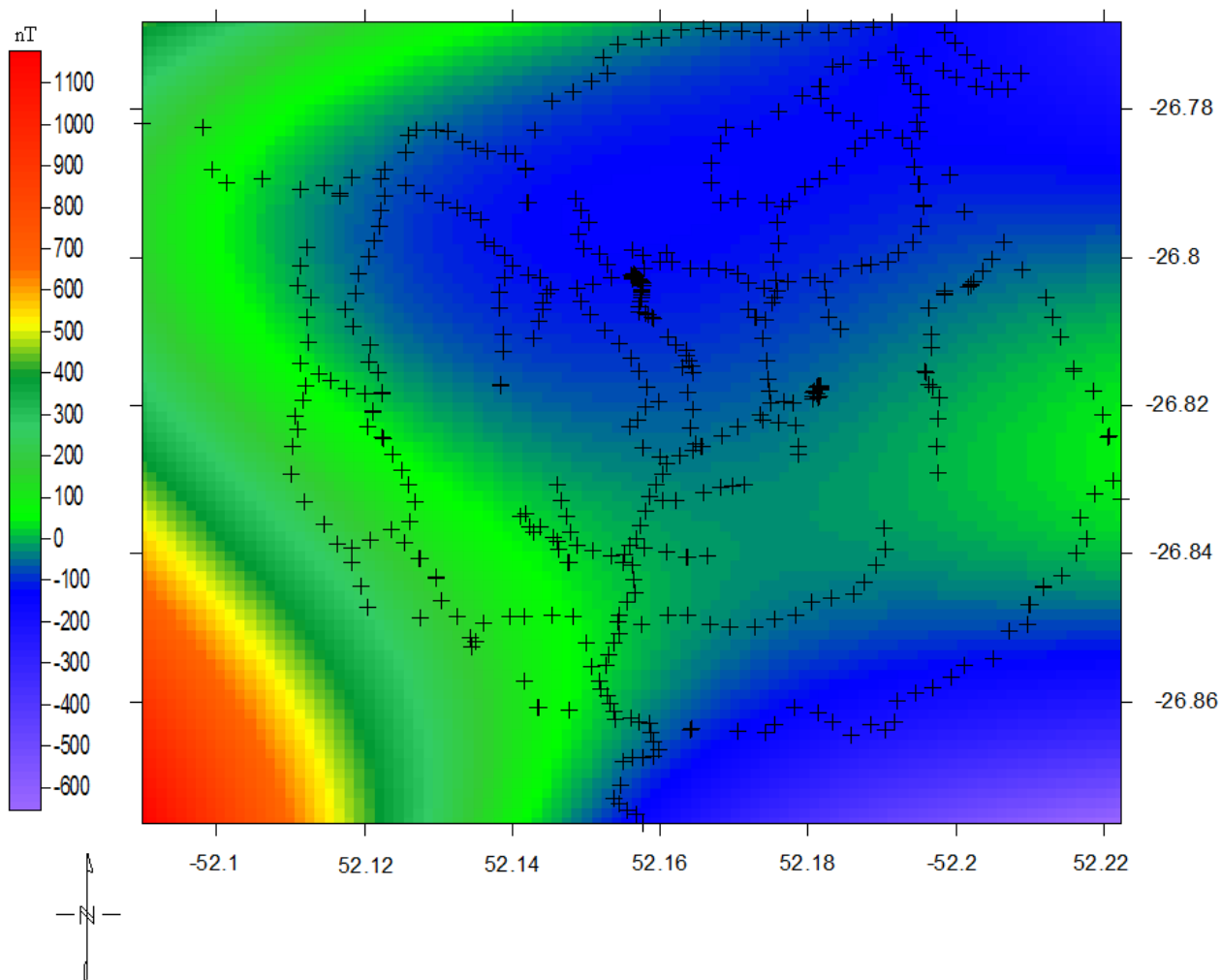


Figura 5.14 – Mapa de anomalia magnetométrica regional – cratera de Vargeão (SC).

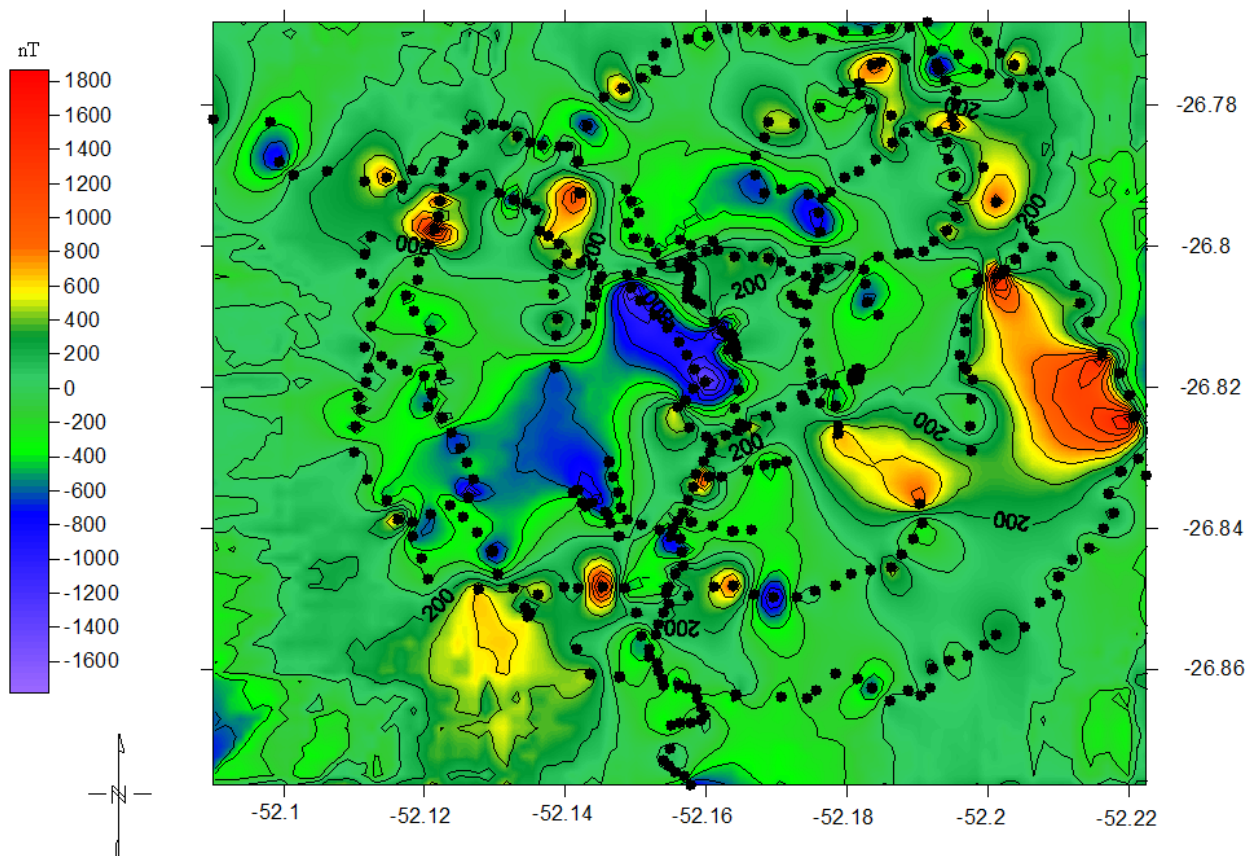


Figura 5.15 – Mapa de anomalia magnetométrica residual – cratera de Vargeão (SC).

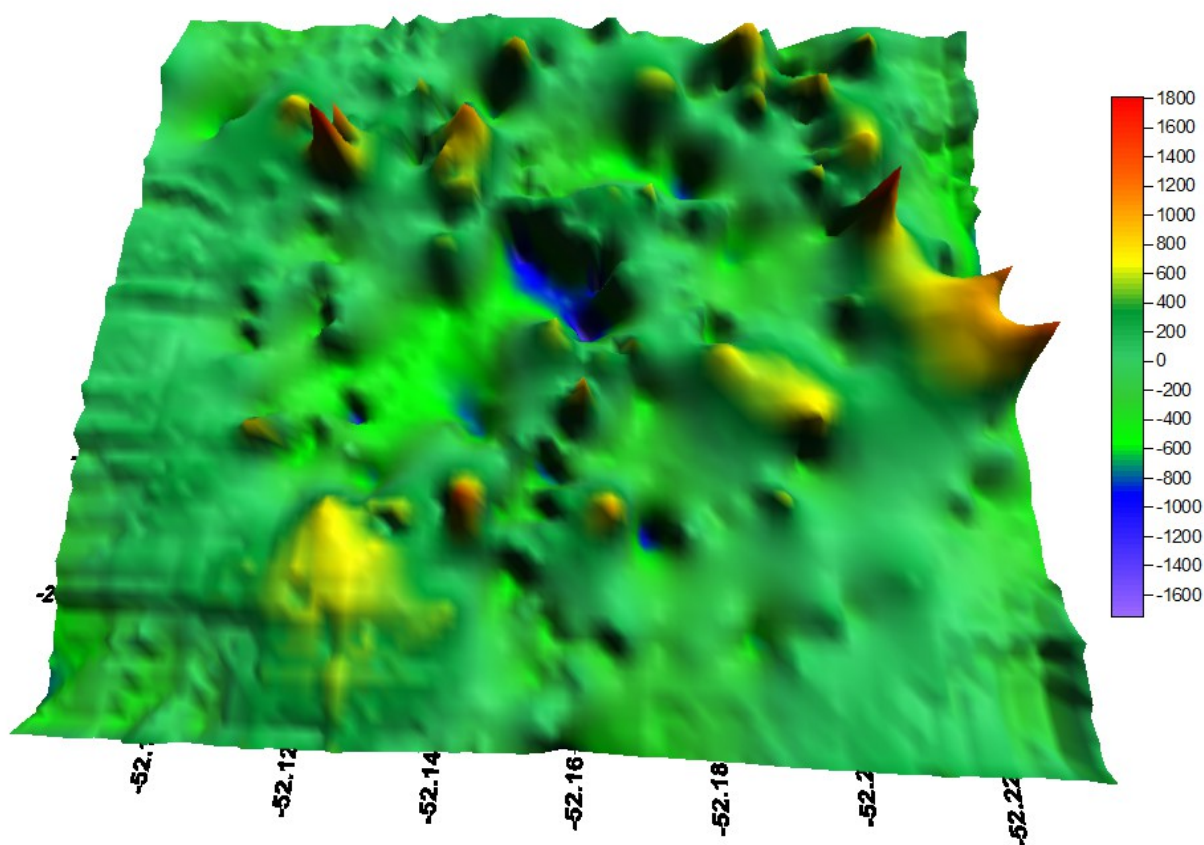


Figura 5.16 – Mapa tridimensional de anomalia magnética residual da cratera de Vargeão (SC).

No mapa de anomalias 3D (figura 5.16) observa-se o baixo magnético mais intenso na região central da estrutura. Há também alguns outros pontos de baixo magnético, mais próximos ao centro da imagem. Os pontos de alto magnético mais próximos das bordas da estrutura caracterizam uma forma que se assemelha a uma ou mais feições circulares, mas a caracterização da área da cratera não fica muito evidente. No caso de se tratarem de anomalias circulares, as hipóteses de lentes ou diques de pseudotaquilitos e de sistemas de alteração hidrotermal são as mais prováveis (HAWKE 2003).

6. Conclusões e Considerações finais

A estrutura de Vargeão, apesar de comprovada há menos de uma década, possui estudos sobre sua origem desde o começo da década de 80. Com a recente comprovação da hipótese de impacto meteorítico (VIEIRA 2009), suas características geológicas mais importantes foram detalhadas, e os padrões geofísicos mais notáveis foram analisados. Este estudo contribui um pouco mais com o que já se sabe a respeito desta estrutura e de suas características geológicas.

Com base nos dados expostos neste estudo, pode-se concluir que as brechas de impacto identificadas e delimitadas na parte central da estrutura, classificadas como brechas de impacto com material fundido (*melt-fragment breccias*), não são todas exatamente deste tipo. A ocorrência de brechas monomíticas e polimíticas no centro da estrutura não se encontra distribuída por todo o interior da estrutura, e pseudotaquilitos também são encontrados na cratera. O que se observa com base nos dados gravimétricos é que as rochas basálticas se encontram em diferentes níveis de brechamento e fraturamento. O baixo gravimétrico do centro da estrutura está relacionado às rochas mais brechadas e ao soerguimento do arenito, portanto rochas de menor densidade. A espessura média da camada de basalto na região é de 1000 metros, e a largura do arenito varia de 2000 metros na base a aproximadamente 100 metros no topo. Ambos os modelos são compatíveis com as informações de superfície e também com as medidas de densidade no laboratório.

O baixo magnético do centro da estrutura também suporta a hipótese de soerguimento do arenito. O alto gravimétrico que circunda o centro representa os basaltos que ficam cada vez menos fraturados conforme se distancia do centro do impacto. Já os pontos de alto magnético espalhados de maneira circular pela região da cratera possuem duas hipóteses mais prováveis, estando associados a sistemas hidrotermais locais originados pelo calor produzido na superfície no momento do impacto, ou a lentes de brechas produzidas por rochas fundidas no momento do impacto, injetado no assoalho como diques de brechas (HAWKE, 2003). A segunda hipótese seria mais fácil de ser associada aos pseudotaquilitos encontrados na estrutura.

7. Perspectivas de continuidade

As recomendações para trabalhos futuros de detalhamento da estrutura de Vargeão incluem (VIEIRA, 2009):

- Simulação numérica do processo de formação e deformação da cratera, considerando a composição vulcânica básica/ácida do substrato rochoso na qual a mesma se formou, com o objetivo de estabelecer com maior precisão os parâmetros relacionados à energia liberada no processo e a dimensão da área afetada, bem como os possíveis danos causados à vida existente na época do impacto.
- Caracterização detalhada da deformação relacionada ao metamorfismo de impacto em minerais presentes em rochas basálticas.

Outra recomendação importante que já está sendo estudada é o estabelecimento da idade de formação da cratera de impacto, que ainda não possui uma datação estabelecida.

8. Referências Bibliográficas

- CRÓSTA, A. P. 2004. *Impact craters in Brazil: How Far We've Gotten*. Meteoritics & Planetary Science, v. 39, Supplement, pp. A-27. Abstract.
- CRÓSTA, A. P.; KAZZUO-VIEIRA, C.; SCHRANK, A. 2004. *Vista Alegre: a newly discovered impact crater in Southern Brazil*. Meteoritics & Planetary Science, v. 39, Supplement, pp. A-28. Abstract.
- CRÓSTA, A.P. KAZZUO-VIEIRA,C.; CHOUDHURI,A.; SCHRANK,A. 2006. *Astroblema do Domo de Vargeão, SC: Registro de Impacto Meteorítico sobre Rochas Vulcânicas da Bacia do Paraná*. In: Winge,M.; Schobbenhaus,C.; Berbert-Born,M.; Queiroz,E.T.; Campos,D.A. (Edit.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*, vol. 2. (www.unb.br/ig/sigep/sitio114/sitio114.pdf).
- CRÓSTA, A.P., KOEBERL, C., FURUIE, R.A., KAZZUO-VIEIRA, C., 2010, *Vista Alegre, southern Brazil: a new impact structure in the Paraná flood basalts*. Meteoritics & Planetary Science (no prelo).
- CRÓSTA, A.P., KAZZUO-VIEIRA, C., PITARELLO, L., KOEBERL, C., KENKMANN, T. 2011. *Geology and impact features of Vargeão Dome, southern Brazil*. Meteoritics & Planetary Science. 21pp.
- EARTH IMPACT DATABASE. <http://www.unb.ca/pasce/ImpactDatabase/index.html>
- ELO, S. 1976. *A study of the gravity anomaly associated with Lake Lappajärvi, Finland*. Rep. Geol. Surv. Finland, Q20/21/1976/2, 20pp.
- ERNSTSON, K., LAMBERT, P. 1978. *Gravity measurements in the Rochechouart impact structure (France)*.
- ERNSTSON K. 1984. *A gravity-derived model for the Steinheim impact structure*. International J. Earth Sci., 73/2, 483-498.
- C. C. FINLAY, S. MAUS, C. D. BEGGAN, T. N. BONDAR, A. Chambodut, T. A. Chernova, A. Chulliat, V. P. Golovkov, B. Hamilton, M. Hamoudi, R. Holme, G. Hulot, W. Kuang, B. Langlais, V. Lesur, F. J. Lowes, H. Luhr, S. Macmillan, M. Manda, S. McLean, C. Manoj, M. Menvielle, I. Michaelis, N. Olsen, J. Rauberg, M. Rother, T. J. Sabaka, A. Tangborn, L. Toffner-Clausen, E. Thebault, A. W. P. Thomson, I. Wardinski Z. Wei, T. I. Zvereva. *International Geomagnetic Reference Field: the eleventh generation*. International Association of Geomagnetism and Aeronomy, Working Group V-MOD Geophys. J. Int., Vol 183, Issue 3, pp 1216-1230, December 2010. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2010.04804.x.
- FREITAS, M. A., CAYE, B. R., MACHADO, J. L. F. (org.) 1981. *Projeto Oeste de Santa Catarina (PROESC): Diagnóstico dos Recursos Hídricos Subterrâneos do Oeste do Estado de Santa Catarina*. Relatório Técnico: Convênio CPRM/Governo do Estado de Santa Catarina, 100pp.
- FRENCH, B.M. 2004. *The Importance of Being Cratered: The New Role of Meteorite Impact as a Normal Geologic Process*. Meteoritics & Planetary Science.

- FRENCH, B.M. 1998. *Traces of catastrophe: A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures*. LPI Contribution No. 954, Lunar and Planetary Institute. Houston. 120 pp.
- HAWKE, P.J. 2003. *Some ring-like magnetic anomalies in impact structures and their possible causes*. University of western Australia.
- IVANOV, B.A., STÖFFLER, D. 2005. *The Steinheim Impact Crater, Germany: Modeling of a Complex Crater with Central Uplift*.
- KOEBERL, C. 2001. *Craters on the Moon from Galileo to Wegener: a Short History of the Impact Hypothesis, and Implications for the Study of Terrestrial Impact Craters; Earth, Moon and Planets*.
- MELOSH, H. J. 1989. *Impact cratering: A geologic process*. Oxford University Press, New York.
- MILSON, J. 2003. *Field Geophysics: The Geological Field Guide Series, 3rd ed.* John Wiley & Sons, West Sussex, England. 232 pp.
- PARKER, R.L. 1972. *The rapid calculation of potential anomalies*. Geophys. J. Roy Astr. Soc., 31: 447-455.
- PEATE D. W., HAWKESWORTH C. J. 1996. *Lithospheric to asthenospheric transition in Low-Ti flood basalts from southern Parana, Brazil*. Chemical Geology 127:1–24.
- PEATE D. W., HAWKESWORTH C. J., MANTOVANI M. S. M. 1992. *Chemical stratigraphy of the Parana lavas (South America): Classification of magma types and their spatial distribution*. Bulletin of Volcanology 55:119–139.
- PILKINGTON, M., GRIEVE, R.A.F. 1992. *The geophysical signature of terrestrial impact craters*. Rev. Geophys., 30(2): 161-181.
- SCHULTE, P. et al. 2010. *The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary*. Science, v. 327, p. 1214-1218.
- SHOEMAKER, E.M., HACKMAN, R.J., EGGLETON, R.E. 1963. *Interplanetary correlation of geologic time*. Adv. Astronaut. Sci, 8, 70-89.
- TALWANI, M. & HEIRTZLER, J. R. 1964. *Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional bodies of arbitrary shapes*. In Parks, G. A., Ed., Computers in the mineral industries, Part 1: Stanford Univ. Publ., Geological Sciences, 9, 464-480.
- TALWANI, M., WORZEL, J. L. & LANDISMAN, M. 1959. *Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone*. J. Geophys. Res., 64, 49-59.
- TELFORD, W. M., GELDART, L. P., SHERIFF, R. E. 1990. *Applied Geophysics, 2nd ed.* Cambridge University Press, Cambridge. 770 pp.
- VERSCHUUR, G.L. 1996. *Impact! The threat of comets and asteroids*. Oxford University Press. Oxford. 237 pp.

VIEIRA, C.K. 2003. *Mapeamento Geológico do Astroblema de Vargeão, SC*. TCC Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP, Instituto de Geociências. Campinas. 48 pp.

VIEIRA, C.K. 2009. *Caracterização geológica e geofísica da estrutura de impacto Domo de Vargeão, SC*. Tese de mestrado Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP, Instituto de Geociências. Campinas. 142 pp.

WON, I. J., BEAVIS, M. 1987. *Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines*. Geophysics, 52, 232-238.

ZALÁN, P. V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J. C. De J., MARQUES, A., ASTOLFI, M. A. M., VIEIRA, I. S., APPI, V. T., ZANOTTO, O. A. 1991. *Bacia do Paraná*. In: Gabaglia, G. P. R. & Milani, E. J. (ed.) *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*, 2 Ed., Rio de Janeiro, Petróleo Brasileiro S. A., Ed. Gávea, pp: 135-168