



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**FACULDADE DE GEOLOGIA**

---

**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**

**GLACIAÇÕES PALEOZOICAS NO GONDWANA, POST-  
GLACIAL-REBOUND E IMPLICAÇÕES GEODINÂMICAS  
PARA O MAGMATISMO DO GRUPO SERRA GERAL**

**Trabalho de Conclusão de Curso apresentada por:**

**Enzo Maués Venturieri**

**Orientador: Prof.Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro**

**BELÉM-PARÁ**

**2019**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
FACULDADE DE GEOLOGIA**

**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**

**GLACIAÇÕES PALEOZOICAS NO GONDWANA, POST-  
GLACIAL-REBOUND E IMPLICAÇÕES GEODINÂMICAS  
PARA O MAGMATISMO DO GRUPO SERRA GERAL**

**Trabalho de Conclusão de Curso apresentada por:**

**Enzo Maués Venturieri**

**Orientador: Prof.Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro**

**BELÉM - PARÁ**

**2019**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará

Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

---

V469g Venturieri, Enzo Maués  
Glaciações paleozoicas no Gondwana, post-glacial-rebound e implicações geodinâmicas para o magmatismo do Grupo Serra Geral / Enzo Maués Venturieri. — 2019.  
x, 30 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro  
Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2019.

1. Rebound litostático, Bacia do Paraná, Grupo Serra Geral, Modelagem. I. Título.

CDD 558.1

---



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**FACULDADE DE GEOLOGIA**

**GLACIAÇÕES PALEOZOICAS NO GONDWANA, POST-  
GLACIAL-REBOUND E IMPLICAÇÕES GEODINÂMICAS  
PARA O MAGMATISMO DO GRUPO SERRA GERAL**

**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO APRESENTADA POR:**

**Enzo Maués Venturieri**

**Data de aprovação:** 19 de Julho de 2019

**Banca Examinadora:**

---

Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro - Orientador  
Universidade Federal do Pará

---

Prof. Dr. Maurício da Silva Borges – Membro interno  
Universidade Federal do Pará

---

Prof. Dr. João Batista Sena Costa – Membro externo  
Universidade Federal do Pará

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos os meus familiares, por toda convivência, cada uma das referências e experiências de suas vidas que estes me passaram, direta ou indiretamente, aos momentos severos e aos momentos gentis que ganhei com cada um deles.

A meus pais, que sempre tentaram fazer o melhor dentro das condições que tiveram, ao meu irmão Iago por ser uma referência de esforço e comprometimento, a minha irmã Sophia por me mostrar como ser gentil e a minha irmã Lídia por me lembrar que as vezes temos que ``não valer nada``.

A todos os professores que tive, cada um me ensinou mais que suas próprias disciplinas. Agradeço ao professor Matos por me ensinar que geologia não é apenas ciência, que também se aprende com o coração. Agradeço ao professor Vizeu por me acolher no GES mostrando que um trabalho pode ser feito com toda a seriedade possível e também com leveza e descontração. Agradeço ao professor Moacir Macambira por sempre me receber com um sorriso, mesmo nos momentos mais difíceis.

Agradeço de coração a todos os membros da logística, administrativo e principalmente aos motoristas, por terem dado seu suor e esforço, passado muitas vezes por vários problemas nas viagens de campo para conseguir nos levar às nossas áreas de estudo.

Sou grato por todos os amigos que fiz nessa jornada, cada um deixou um pouco de si comigo. Agradeço ao Hugo Cronemberger por me mostrar que podemos ser apaixonados pela nossa curiosidade; ao Leonardo Houat por ter compartilhado sua ponderação; ao Sergio Rocha por sempre ser um motivo de risos francos; ao Aluizio Semblano por ter me apoiado em momentos terríveis; ao Felipe Magno por ter me acolhido em um ambiente desconhecido; ao Douglas Neto por ter me passado seu espírito acadêmico; ao Paulo Faro por ter sido a melhor dupla da geologia em qualquer matéria que aparecesse; a Anielly Lima por ter me mostrado como ser mais flexível; a Malu Ferreira por ter me ensinado o pilar da severidade; a Lia Lima por ter me ensinado o pilar da misericórdia; ao João Carabetta por me ajudar a compreender que percepções conflitantes são um campo fértil para novos ângulos de realidade.

“Man wields the sword to die with a smile on his face,  
On a distant day beyond his dreams  
Man takes up the sword to protect the small injuries that burdened his heart  
On a distant day, beyond his memories”

- Kentaro Miura, Berserk

## RESUMO

O evento que formou a Província Ígnea do Paraná corresponde a um dos maiores episódios de magmatismo fissural ocorrido em ambiente de crosta continental. O contexto geológico da região onde ocorreu sua colocação registra uma sequência de eventos geológicos peculiares, como ciclos de glaciação no Paleozoico Superior que cobriram o paleocontinente Gondwana com extensas camadas de gelo. Essas séries de ciclos de glaciação estão registradas nas sequências sedimentares do Grupo Itararé, contido na Bacia do Paraná. A ocorrência de ciclos de glaciação teve um importante efeito na região litosférica que continha a Bacia do Paraná, pois essas sequências de adição e subtração de carga de gelo tiveram efeito direto na isostasia crustal, causando movimentações verticais para acomodar o acúmulo de material e massa desenvolvidos pelas geleiras, fenômeno denominado *rebound* litostático. Este mesmo fenômeno pode ser observado em outras regiões do planeta, em diferentes momentos do tempo geológico. Graças a essa reprodução de eventos, modelos utilizados para estudar este fenômeno em um local, podem ser adaptados e aplicados em outros ambientes geológicos com ocorrência de *rebound* litostático. Este trabalho buscou avaliar a possibilidade de replicação do modelo proposto por Jull e McKenzie (1996), para a região da Islândia, que se mostrou ser possível a partir de adaptações do modelo referentes às características peculiares à região da Bacia do Paraná, como redimensionamento da escala de aplicação, volume de magma gerado, diferença de tempo entre os últimos registros glaciais e o vulcanismo, condições crustais relativas a espessura, visco-elasticidade e temperatura, assim como a altura, extensão e continuidade da coluna de gelo formada durante as épocas glaciais.

Palavras-chave: Rebound litostático. Bacia do Paraná. Grupo Serra Geral. Modelagem.

## **ABSTRACT**

The event that formed the Igneous Province of Paraná corresponds to one of the major episodes of fissural magmatism occurred in a continental crust environment. The geological context of the region where it was placed records a sequence of peculiar geological events, such as Late Paleozoic glacial cycles that covered the paleocontinent Gondwana with extensive ice sheets. These series of glaciation cycles are recorded in the sedimentary sequences of the Itararé Group, contained in the Paraná Basin. The occurrence of glaciation cycles had an important effect on the lithospheric region that contained the Paraná Basin, since these ice addition and subtraction sequences had a direct effect on crustal isostasy, causing vertical movements to accommodate the accumulation of material and mass developed by the glaciers, a phenomena called lithostatic rebound. This same phenomenon can be observed in other regions of the planet, at different geological times. Due to this event reproduction, models used to study this phenomenon in one place, can be adapted and applied in other geological environments with occurrence of lithostatic rebound. This work sought to evaluate the possibility of replicability of the model proposed by Jull and McKenzie (1996), for the region of Iceland, which proved to be possible from adaptations of the model referring to the characteristics peculiar to the Paraná Basin region, as a resizing of the scale of application, volume of magma generated, time difference between the last glacial records and volcanism, crustal conditions related to thickness, viscoelasticity and temperature, as well as the height, extension and continuity of the ice column formed during glacial epochs .

**Key-words:** Lithostatic Rebound. Paraná Basin. Serra Geral Group. Modelling.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Localização da Província Ígnea do Paraná. Fonte: Licht & Arioli (2012).....	9
Figura 2 - Ilustração esquemática do modelo de deglaciação e anatexia para a Islândia .....	12
Figura 3 - Seção esquematizada demonstrando os dois modelos de compartimentação das camadas da Terra. ....	16
Figura 4 - Seção esquematizada demonstrando os dois modelos atuais correntes para a geodinâmica terrestre .....	17
Figura 5 - Desenho esquemático de <i>rebound pós-glacial</i> exagerando a deformação crustal exercida pela camada de gelo.....	20
Figura 6 - Desenho esquemático representando subsidência crustal, apresentando as variáveis para cálculo de viscosidade do manto .....	21
Figura 7 - Mapa da localização geográfica da Bacia do Paraná .....	23
Figura 8 - Seção geológica esquemática de corte transversal mostrando a distribuição das sequências sedimentares e intrusivas básicas da Bacia do Paraná.....	24
Figura 9 - Mapa geológico situando o Grupo Serra Geral e a extensão dos derrames, assim como Supersequência Bauru sobrejacente .....	26
Figura 10 - Mapa representando o paleocontinente Gondwana e as regiões que registram episódios glaciais, assim como os locais e idade onde o Polo Sul coincidiu com o continente e sua trajetória.....	28

## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	iv
<b>EPÍGRAFE</b> .....	v
<b>RESUMO</b> .....	vi
<b>ABSTRACT</b> .....	vii
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....	viii
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	8
<b>1.1 APRESENTAÇÃO</b> .....	8
<b>1.2 LOCALIZAÇÃO</b> .....	9
<b>2 MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	10
<b>3 OBJETIVOS</b> .....	14
<b>3.1 OBJETIVO GERAL</b> .....	14
<b>3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS</b> .....	14
<b>4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> .....	15
<b>4.1 GEODINÂMICA</b> .....	15
<b>4.2 PALEOGEOGRAFIA</b> .....	17
<b>4.3 GEOLOGIA HISTÓRICA</b> .....	18
<b>4.4 PETROLOGIA</b> .....	18
<b>4.5 GEOFÍSICA</b> .....	19
<b>4.5.1 Modelo de Rebound Litostático</b> .....	20
<b>5 GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	22
<b>5.1 BACIA DO PARANÁ</b> .....	22
<b>5.2 MAGMATISMO SERRA GERAL</b> .....	25
<b>5.3 GLACIAÇÕES DO PALEOZOICO SUPERIOR</b> .....	27
<b>6 DISCUSSÕES</b> .....	30

**7 CONCLUSÃO.....**

**REFERÊNCIAS ..... 34**

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1. APRESENTAÇÃO

Este trabalho propõe que é possível fazer correlação entre o mecanismo de geração de magmas da Província Ígnea do Paraná com o que ocorre na atual Islândia, local onde há registros de magmatismo induzido por acomodação litostática da litosfera devido a episódios de glaciação e deglaciação. Estes mecanismos se baseiam nos estudos de Jull & McKenzie publicados em (1996), os quais afirmam que ciclos de glaciação e deglaciação podem causar acomodação litostática da litosfera, o que por sua vez gera produção de magmas.

A Província Ígnea do Paraná está inserida na Bacia do Paraná, que contém o Grupo Serra Geral. Esta ocorre em uma ampla área do território nacional, cobrindo aproximadamente 1.000.000 km<sup>2</sup> e com espessuras que vão de 500 a 1722,9 metros em seu ponto mais profundo. Esse grupo tem idade correspondente ao Cretáceo Inferior, ocorrendo em sua maior parte no território nacional, mas também cobrindo porções do Paraguai, Argentina e Uruguai (Hartmann 2014).

As glaciações da Era do Gelo do Paleozoico Superior (comumente definido em inglês por Late Paleozoic Ice Age, LPIA) tiveram importantes registros geológicos no supercontinente Gondwana. Esse período de glaciação cobriu extensas porções do que corresponde atualmente ao continente sul americano, com grande expressão no território brasileiro (Eyles 2008, Rosa *et al.* 2016).

O registro geológico do período correspondente a LPIA, é encontrado nas Bacias do Antiplano, Rio Branco, Amazonas, Solimões, Marajó, Parnaíba e Paraná (Caputo 2008), sendo estes registros estudados com amplo detalhe no Grupo Itararé, correspondente a Bacia do Paraná (Rosa *et al.* 2016).

O Grupo Itararé, correspondente a idade Moscoviana-Artinskiana (309,5 a 280 m.a.), registra as glaciações que cobriram o Sudeste e o Sul do atual território brasileiro, registrando nas sucessões dos Arenitos Campo Mourão, Argilitos Lagoa Azul e Rio do Sul e Diamictitos Aquidauana e Taciba (Milani *et al.* 2007). Através desses registros sedimentares foi possível criar modelos sobre a área de cobertura da glaciação, assim como a direção que a massa de gelo se movimentou em seus estágios de expansão e retração (Rosa *et al.* 2016).

A correlação entre os ciclos de glaciação ocorridos no Paleozoico com base em dados estratigráficos e sedimentares, na paleogeografia do Gondwana e em trabalhos que descrevem

mecanismos de *rebound* litostático e produção de magma em regiões que passaram por deglaciações, este documento pretende apresentar um modelo que contribua para o entendimento da formação de parte dos magmas do Grupo Serra Geral.

## 1.2. LOCALIZAÇÃO

A Bacia do Paraná está localizada no que compreende a atual porção sudoeste da Plataforma Sul-Americana, ocorrendo em uma geometria elíptica orientada aproximadamente ao eixo NNE-SSW (Figura 1 - Localização da Província Ígnea do Paraná. Fonte: Licht & Arioli (2012).). Sua área é de aproximadamente 1.100.000 km<sup>2</sup> e recobre os estados brasileiros do Paraná, Santa Catarina, Rio Grande do Sul, parte dos estados de São Paulo, Mato Grosso do Sul, Mato Grosso, Goiás e Minas Gerais, também recobrendo 300.000 km<sup>2</sup> do Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte-noroeste do Uruguai.

Na Bacia do Paraná ocorre a Grande Província Ígnea do Paraná (GPIP) que tem em sua constituição a Formação Serra Geral e o Grupo Itararé, ambos contidos na área geográfica correspondente a Bacia do Paraná.



Figura 1 - Localização da Província Ígnea do Paraná. Fonte: Licht & Arioli (2012).

## 2. MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho baseia-se na proposta de modelamento e aplicação de um modelo de *rebound* litostático desenvolvido por Jull & McKenzie (1996) para quantificação do efeito da deglaciação na litosfera e da anatexia do manto superior sob a Islândia, e as implicações da transposição deste modelo para o magmatismo Serra Geral.

Este modelo apresenta maior grau de complexidade devido à região estudada possuir uma dorsal meso-oceânica em expansão. A crosta recém-formada é mais quente e dúctil do que o antigo manto superior.

A região alvo do estudo do modelo é a Islândia, no contexto de deglaciação da última era glacial. A última máxima glacial aconteceu aproximadamente há 10.000 anos e após isso a camada de gelo começou a derreter. Em 1000 anos, o gelo tinha desaparecido quase que completamente e o *rebound* da superfície estava essencialmente completo, caracterizando um período de rápido soerguimento durante 1000 anos. Outro fator contextualizado é a grande variação na taxa de erupção de magma na dorsal em expansão da Islândia nos últimos 10.000 anos, que coincide com o desaparecimento do gelo ao final da última era glacial (Jull & Mckenzie 1996).

No local, houve derramamento subaéreo de lava gerando montanhas tabulares, que se formaram durante o período glacial, quando o magma extravasou abaixo do gelo e formou lagos. A altura deste escoamento de magma foi usada para estimar a espessura da camada de gelo no período em que as montanhas tabulares foram formadas, já que a altura da superfície dos lagos é a mesma da altura da camada de gelo. A altura da montanha mais alta é menor que a espessura da maioria das camadas de gelo atuais, provavelmente porque as montanhas tabulares começaram a ser formadas depois do gelo ter começado a retração e a camada de gelo ter diminuído (Jull & Mckenzie 1996).

Neste contexto, a camada de gelo é modelada como uma carga parabólica axissimétrica com altura máxima do centro de 2km e raio de 180km (média da Islândia). O perfil da camada de gelo é baseado na forma de equilíbrio de uma camada de gelo de 180km de raio se comportando como um sólido perfeitamente plástico sem tensão de cisalhamento na base. Este corte transversal é compatível com a presença de escoamento de lava subaéreo nas montanhas tabulares da Islândia. O modelo descreve a retirada da carga de gelo como uma função de rampa linear, com a remoção completa do gelo após um intervalo de 1000 anos. O gelo é removido a uma taxa máxima de 2m/ano no centro, reduzindo esta taxa ao longo do perfil parabólico da camada de gelo até zerar, no perímetro externo, de forma que o raio do

gelo permanece constante durante o fenômeno. Esta aproximação foi feita para simplificar os cálculos (JULL & MCKENZIE, 1996).

A proposta do modelo se baseia na combinação de um modelo mecânico, para os campos de tensão dos efeitos da deglaciação, com um modelo termodinâmico da produção de *melt* sob condições de não-equilíbrio.

Outras suposições gerais adotadas pelo modelo são:

- Espessura elástica da litosfera é negligenciável;
- O manto superior sob a Islândia pode ser aproximado para um meio visco-elástico de Maxwell uniforme e incompressível;
- Anatexia em regime de descompressão em uma dorsal em expansão é isentrópica;
- Entropia constante;
- O calor específico é o mesmo para o *melt* e para a matriz;
- A pressão no meio visco-elástico é calculada a partir da Equação 1:

$$P = \frac{2\rho_l g}{\alpha} \int_{u=0}^{\infty} I du \quad (1)$$

onde I é função de altura da carga recebida no tempo.

- As concentrações dos elementos traços no *melt* são calculadas usando a expressão para anatexia fracionada não modal de Shaw (1970) a partir da equação 2 de Watson e McKenzie (1991):

$$C = \int_V c_l(X) \frac{DX}{Dt} dV / \int_V \frac{DX}{Dt} dV \quad (2)$$

onde X é a fração de *Melt* e a integração da equação dá a composição deste em qualquer tempo na região de anatexia, V;

- O transporte de *melt* na superfície é instantâneo e todo o *melt* produzido é expelido. Trabalhos recentes embasam esta suposição (RICHARDSON e MCKENZIE, 1994).

Assim, primeiramente são calculadas a tensão de cisalhamento e deformação do meio a partir da solução analítica proposta por Nakiboglu e Lambek (1982). O Módulo da viscosidade ( $8 \times 10^{18}$  Pa.s) e do cisalhamento ( $0,25 \times 10^{11}$  Pa) foram definidos de forma que o *rebound* estivesse completo em 1000 anos. O baixo valor da viscosidade é requisito (3) explicar o tempo de relaxamento relativamente rápido e provavelmente é consequência da presença de *melt*. Em seguida é calculada a taxa de produção de *melt* através da equação 3:

$$\frac{DX}{Dt} = \left( \frac{\partial X}{\partial P} \right)_s \left( \frac{\partial P}{\partial t} + V \cdot \nabla P \right)$$

A Figura 2 mostra um esquema do modelo da deglaciação e anatexia com remoção de carga de gelo no topo da dorsal em expansão. A influência da deglaciação na anatexia está confinada à região triangular em forma de cunha. Foi utilizada uma taxa de crescimento constante na zona de anatexia, com um ângulo dorsal de  $45^\circ$  e uma velocidade de propagação do meio de 10 mm/ano. A secção triangular sombreada mostra o elemento de volume usado para calcular a taxa de produção e composição do *melt* ao longo do eixo da dorsal. A pluma é modelada aumentando-se a temperatura potencial do manto, mas usando a mesma velocidade de campo como dorsal. Foram utilizados dois modelos para a temperatura da pluma com temperatura potencial constante de  $1500^\circ\text{C}$  e outro com potencial de temperatura com distribuição gaussiana com  $1500^\circ\text{C}$  no centro da distribuição, reduzindo a  $1300^\circ\text{C}$  no quilômetro 600.

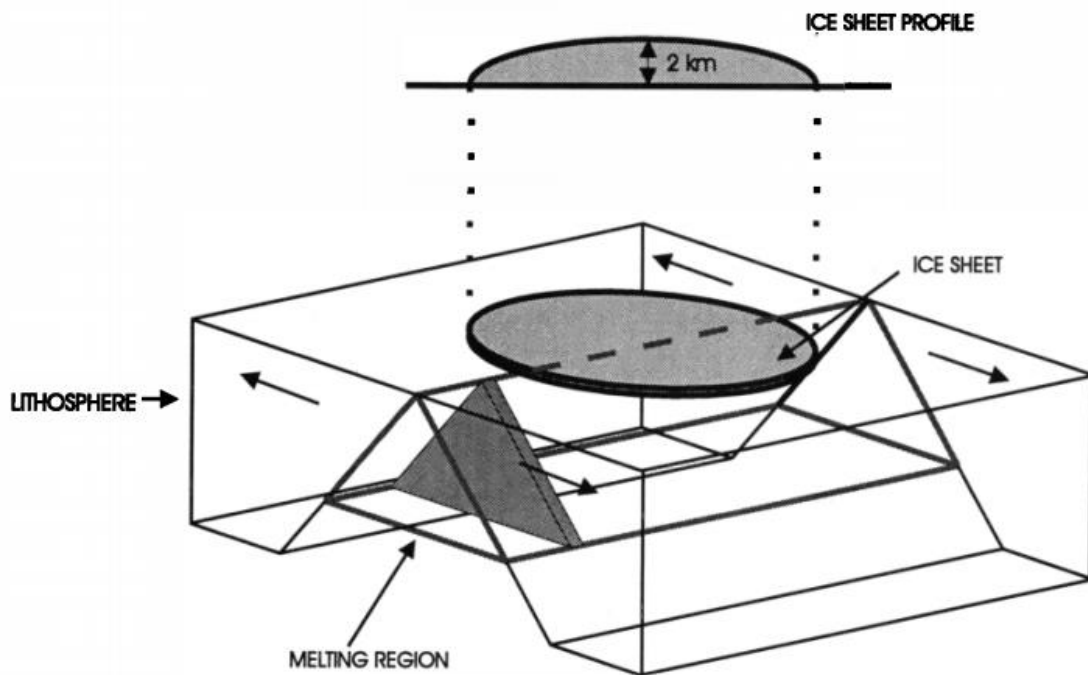


Figura 2 - Ilustração esquemática do modelo de deglaciação e anatexia para a Islândia. Fonte: Jull & McKenzie, (1996).

A comparação dos modelos mostrou que a temperatura potencial tem pouco efeito sobre o formato dos contornos da taxa de produção de *melt*. Em relação a concentração de elementos traços, para ambos os modelos, as taxas de concentração dos elementos raros leves na diminuição do *melt* durante a remoção de carga é de cerca de 15%. Já os elementos raros pesados não sofreram alteração significativa de concentração no primeiro modelo, enquanto que no segundo houve uma leve diminuição na concentração destes. Isso se dá, pois, a

produção de *melt* durante a deglaciação ocorre principalmente abaixo do centro da camada de gelo, onde a profundidade dos sólidos é comparativamente constante.

Estes cálculos conseguem deduzir que a deglaciação na Islândia aumentou a sua taxa de produção total de *melt* por um fator de cerca de 30x para o período de 1000 anos. Os efeitos visco-elásticos causam um atraso na resposta no final da deglaciação de cerca de 500 anos antes da produção voltar para os valores de estado estacionário.

Os resultados obtidos apresentam boa concordância com dados de volume e composição da literatura (Slater *et al.* 1996) e suportam a conclusão de que a deglaciação da Islândia contribuiu no aumento da taxa de anatexia no final da última era glacial.

Baseado nas análises descritas por Jull & McKenzie (1996), o presente trabalho propõe uma análise comparativa do modelo acima descrito com os eventos que formaram o Grupo Serra Geral na Bacia do Paraná, com base nas semelhanças dos fatores geológicos presentes em ambos os casos.

### **3. OBJETIVOS**

#### **3.1. OBJETIVO GERAL**

A pesquisa tem como objetivo geral apresentar os dados que compõem a estratigrafia, a paleogeografia, o magmatismo e as interpretações geodinâmicas presentes na bibliografia das unidades geológicas que compõem a Bacia do Paraná e correlacioná-las com modelos de *rebound* litostático pós-glacial, para assim compreender como estes modelos influenciam na formação de magmas em regimes de descompressão.

#### **3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

Dentre os objetivos específicos desse trabalho, estão: a) apresentar um modelo que compreenda dados da geodinâmica do Supercontinente Gondwana, a estratigrafia da Bacia do Paraná, a paleogeografia do continente Sul Americano e os derrames que compõem a Grande Província Ígnea do Paraná, com a finalidade de; b) propor um modelo de gênese magmática, no qual parte do magmatismo que compõe a GPIIP pode ter tido sua formação influenciada por movimentos litostáticos verticais decorrentes de um alívio da carga das geleiras que cobriram o Gondwana em suas sucessivas glaciações Paleozoicas.

## 4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Este trabalho é baseado nos estudos que demonstram uma dupla via de interação entre as trocas de calor e matéria entre a crosta e o manto. Ao aplicar estes princípios ao contexto da geologia regional do embasamento da Bacia do Paraná durante o Paleozoico, é possível inferir um modelo que contribui para sua petrogênese.

Para a aplicação desta proposta, serão utilizadas ferramentas do campo da geodinâmica, geofísica, paleogeografia, geologia histórica, petrologia, geoquímica, estratigrafia e sedimentologia, que estão disponíveis em ampla bibliografia acadêmica já publicada.

### 4.1. GEODINÂMICA

O sistema tectônico terrestre é o resultado de complexas trocas de materiais e energias, e o campo das geociências responsável por estudá-las é a geodinâmica. Desde o início da história da Terra, há uma constante evolução dos fatores que compõem este sistema. Entre os parâmetros diretos e indiretos estudados através das geociências, os mais importantes são evolução térmica e composicional, tendo esses como resultado a estratificação tectônica da Terra, a dinâmica entre estas diferentes camadas e a evolução da complexidade desse sistema no tempo (Hancock 1994).

Existem duas maneiras de se compartimentar e classificar as camadas terrestres, sendo a primeira baseada em sua composição química e a segunda baseada no comportamento físico de ondas mecânicas sísmicas ao atravessar cada um destes meios (Figura 3).

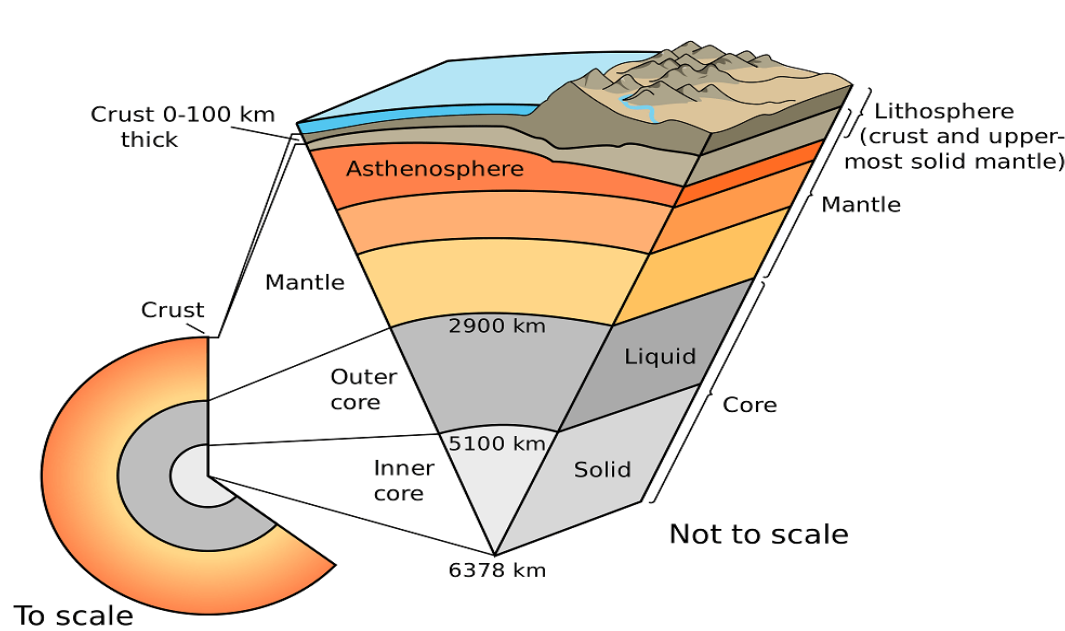
Dentro da classificação composicional, a Terra pode ser dividida em crosta, manto e núcleo. A crosta representa a parte mais exterior e é composta em sua maior parte por  $\text{SiO}_4$  e elementos que tem afinidade com a sílica. O manto representa a camada intermediária, tendo como seu componente predominante o ferro e em menor proporção o magnésio, assim como outros elementos com afinidade. O núcleo é formado primariamente de ferro, com uma menor porcentagem de níquel (Faure 1991).

O modelo de compartimentação tectônica, que é baseado no comportamento da propagação das ondas sísmicas P e S, tem como objetivo de estudo a dinâmica da litosfera, astenosfera e núcleo utilizando uma metodologia sísmica. A classificação inicia em sua região mais exterior na Litosfera, que corresponde a uma camada relativamente rúptil, formando um mosaico de unidades interdependentes chamadas placas tectônicas, que estão constantemente

interferindo com a cinemática e a geometria de suas unidades adjacentes (Frisch *et al.* 2011, Turcotte & Schubert 2014).

Figura 3 - Seção esquematizada demonstrando os dois modelos de compartimentação das camadas da Terra.

Fonte: Frisch *et al.*, 2011.



A litosfera exerce fundamental importância em sua camada subjacente, a astenosfera. A astenosfera é a camada intermediária que tem como principal característica sua plasticidade, sendo dividida em superior, intermediária e profunda. Todo fluxo de calor que ocorre através da astenosfera encontra na litosfera um anteparo térmico, portanto a composição e espessura dela, que pode variar se a litosfera for composta por material de natureza oceânica ou continental, determina como este anteparo termal irá regular as trocas desta energia térmica. Esta relação torna-se intrinsecamente interdependente devido à litosfera estar sujeita à dinâmica dos movimentos tectônicos, desta forma variando sua complexidade no tempo geológico, e a astenosfera também apresentar sua própria dinâmica interna (Turcotte & Schubert 2014).

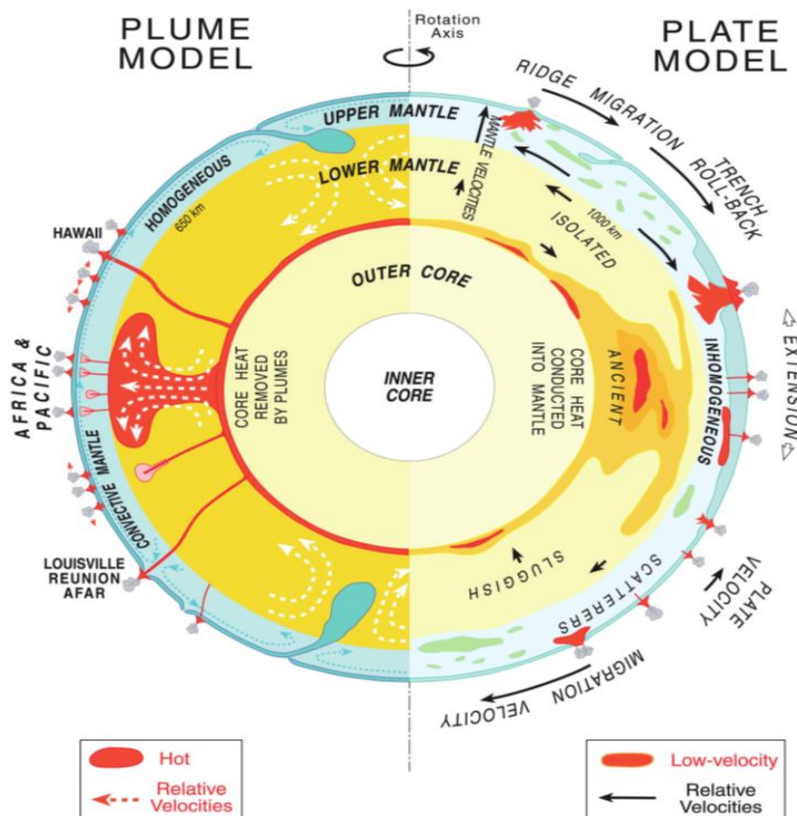
O sistema tectônico terrestre é de fundamental importância para relação entre a litosfera e astenosfera. Os constantes eventos tectônicos podem ao longo das eras geológicas concentrar ou dispersar placas, assim formando configurações que compõem regiões de baixo ou alto grau refratário, subductar partes de placas que ao afundarem interferem no sistema térmico adjacente e inserem diretamente minerais ricos em elementos voláteis. Estes elementos podem operar como catalizadores ou inibidores nos processos de geração de

magma. Esta longa e constante dinâmica tem como consequência o aumento da complexidade dos constituintes dos materiais que compõem este sistema (Trolstikhin & Kramers 2008).

Estudos propostos por Anderson (2005) iniciaram uma discussão no campo da geodinâmica, onde a partir de suas propostas, o consenso contemporâneo de que todos os processos tectônicos são movidos por correntes de convecção e plumas mantélicas foi posto em discussão. Segundo a proposta estabelecida por Anderson em 2005, é possível que outro mecanismo baseado nas interações das placas tectônicas com o manto sejam a força motriz da tectônica de placas, porém tal debate ainda está em aberta discussão no campo das geociências (Figura 4).

Figura 4 - Seção esquematizada demonstrando os dois modelos atuais correntes para a geodinâmica terrestre.

Fonte: Anderson, 2005.



#### 4.2. PALEOGEOGRAFIA

Paleogeografia é o ramo das geociências que estuda o posicionamento das rochas que constituem a crosta, em diferentes tempos geológicos. Através dessa ciência é possível inferir a o posicionamento geográfico relativo de uma formação geológica, e assim compreender o contexto em que ela se encontrava em uma determinada época (Wicander & Monroe 2010).

Diferentes métodos são utilizados na paleogeografia, como correlação estratigráfica, paleoambiental, fóssil, estruturas tectônicas, geocronológica e paleomagnética. Ao compor este mosaico, é possível inferir a trajetória desse corpo rochoso, reconstituindo a sua posição geográfica pretérita.

Esse tipo de informação tem grande relevância para este trabalho, pois através desse método é possível determinar onde a atual região da Bacia do Paraná esteve durante o Paleozoico. A partir de informações paleogeográficas utilizadas no modelo proposto, é possível determinar a dimensão e extensão da influência dos ciclos de glaciação ocorridos durante o Paleozoico na bacia.

#### 4.3. GEOLOGIA HISTÓRICA

Geologia histórica é o campo da geologia que se propõe a estudar rochas em seu contexto temporal. A classificação geocronológica de corpos rochosos permite distinguir a sequência das condições físicas que formaram as rochas e o contexto geodinâmico referente a sua era geológica.

Existem dois métodos principais de estudar rochas com relação ao tempo geológico: o método relativo e o método absoluto. Métodos relativos dependem da correlação entre diferentes rochas utilizando informações estratigráficas e fósseis que compõem uma idade relativa referente a outra rocha. Métodos absolutos utilizam sistemas radiogênicos para determinar a idade da rocha, sendo Pb-U um dos sistemas mais utilizados (Wicander & Monroe 2010).

A Geologia histórica é uma das ferramentas necessárias para embasar o modelo proposto, devido estar relacionado a um período geológico definido, sendo assim, atrelados a um contexto temporal e espacial, o Paleozoico da Bacia do Paraná.

#### 4.4. PETROLOGIA

Petrologia é o campo da geologia que estuda a composição das rochas e os processos de formação que levam a estas composições. A classificação de rochas na petrologia é agrupada em três categorias, baseadas em seus tipos de petrogênese: ígnea, sedimentar e metamórfica. Classificações auxiliares como rochas de falha e rochas piroclásticas são usadas em casos específicos, como para rochas produzidas em ambientes de alta deformação tectônica ou rochas produzidas por cinzas vulcânicas, respectivamente (Winter 2016).

Rochas ígneas são formadas por um processo que inicia com a fusão parcial de material, sua mobilização e solidificação. Este processo inicia quando um determinado

sistema de fases minerais é desestabilizado, que ocorre quando este atinge temperatura suficiente para que ocorra fusão parcial de seus constituintes. Em seguida, é possível que ocorra a mobilização do *melt* (magma) produzido, mobilizando estes materiais para um ambiente geológico crustal que pode ser profundo, intermediário ou raso. O processo de petrogênese finaliza com a estabilização das fases minerais através da sua perda de energia térmica, levando a solidificação do sistema e consequente formação da rocha (Klein & Philpotts 2013).

Rochas sedimentares são classificadas utilizando a procedência dos sedimentos que as formam, as estruturas sedimentares formadas em sua deposição e, quando existente, o registro fossilífero em sua constituição. Os sedimentos que formam as rochas sedimentares podem ser divididos por sua origem em detríticos, orgânicos ou químicos, sendo estes dois últimos frequentemente agrupados em conjuntos na classificação dos sedimentos bioquímicos. Estruturas deposicionais são divididas em duas grandes classes, laminares (<1cm de espessura) e acamadadas (>1cm de espessura), que por sua vez são subdivididas em uma miríade de subclassificações que descrevem em maior detalhe a natureza do fluxo atuante sobre as partículas durante a formação da rocha sedimentar (Klein & Philpotts 2013).

Rochas metamórficas são formadas através da desestabilização de fases minerais em uma rocha pré-existente, que pode ocorrer por meio de uma mudança de pressão, temperatura e/ou composição sem, entretanto, alcançar o ponto de fusão da rocha. A desestabilização termodinâmica dos sistemas minerais tem por resultado novas fases, estas capazes de sustentar as novas condições de temperatura, pressão e/ou composição impostas (Winter 2016).

Neste trabalho, a petrologia ígnea e sedimentar são as que receberão maior foco em seus processos, sendo o registro das glaciações paleozoicas e a extensão do magmatismo Serra Geral seus dois principais tópicos.

#### 4.5. GEOFÍSICA

A geofísica é um ramo das ciências naturais que se propõe a compreender os fenômenos físicos do sistema terrestre através de metodologias quantitativas. As informações adquiridas através de métodos geofísicos permitem a elaboração de modelos teóricos. Estes modelos podem ser utilizados para reconstituir teoricamente fenômenos geológicos, o que é de fundamental importância para sua compreensão (Turcotte & Schubert 2014).

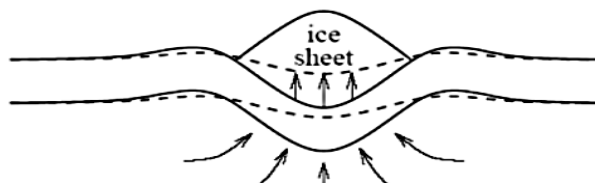
Os principais métodos de estudo empregados pela geofísica são o gravimétrico, magnético, elétrico, eletromagnético, radiométrico, sísmico e geotérmico. Estes métodos podem ser utilizados para modelar a estrutura da Terra, as trocas de calor entre suas camadas e seu fluxo magnético (Turcotte & Schubert 2014).

Neste trabalho as ferramentas da geofísica são utilizadas na compreensão e adaptação do modelo de *rebound* litostático proposto em trabalhos como o de Jull e McKenzie (1996) e Pagli e Sigmundsson (2008).

#### 4.5.1. Modelo de Rebound Litostático

Em 1865, T. F. Jamieson, reportou evidências de que o soerguimento presente nas praias da Fennoscandia foi resultado da remoção de uma camada de gelo. Movimentos similares foram observados na América do Norte e reportados por Bell, em 1896 e Gilbert, em 1897. Eles concluíram que, após um aumento de temperatura no clima, uma grande quantidade de gelo derretida foi gerada na superfície da terra, causando uma grande redistribuição de massa. Como resposta a esse fenômeno, a litosfera se deformou, gerando o soerguimento observado pelos cientistas (Figura 5).

Figura 5 – Desenho esquemático de *rebound pós-glacial* exagerando a deformação crustal exercida pela camada de gelo.



Algumas das características de eventos de soerguimento observadas foram investigadas e identificadas por Andrews (1968), Farrand (1962) e Schofield (1964):

- Rápido soerguimento, alcançando de 5 a 10 (possivelmente até mais em alguns casos) cm/ano, que começou em cada região, logo após a deglaciação;
- Durante o período inicial de soerguimento rápido, este se desenvolve independentemente do soerguimento geral da área total;
- A taxa de soerguimento diminui nitidamente em uma localidade imediatamente após a deglaciação daquela região;
- Após a conclusão da deglaciação, o soerguimento subsequente se desenvolve em harmonia com soerguimento geral e a taxa deste pode ser caracterizada por uma simples curva exponencial decrescente.

Segundo Garai (2003), as características dos soerguimentos podem ser definidas por uma lei geral pois são independentes da localidade, ainda que as curvas ocorram em períodos temporais distintos e esse deslocamento seja correlacionado com outras características do momento da deglaciação de cada local. O momento da deglaciação divide os soerguimentos em duas partes distintas. Na primeira parte a taxa de soerguimento é rápida e independente do fenômeno geral, enquanto que na segunda parte o soerguimento corre de forma bem mais lenta e pode ser caracterizado por uma queda exponencial.

Este fenômeno é conhecido como *rebound* litostático. Mais especificamente, este fenômeno pode ser caracterizado como *rebound* pós-glacial, quando aplicado a um evento de ajuste litosférico pós-glacial, onde a carga de gelo durante estes episódios coloca o manto sob tensão, gerando subsidência geral da litosfera local como forma de atingir compensação isostática do sistema. Ao final de uma época glacial, grande quantidade de gelo derrete e a remoção da carga de gelo resulta em uma movimentação vertical positiva (*rebound*) da superfície da Terra, através de mecanismos de isostasia litosférica, de forma a reestabelecer o balanço isostático da região. Este fenômeno demonstra o comportamento visco-elástico do manto (Garai 2003, Turcotte & Schubert, 2014).

A taxa de *rebound* é utilizada para quantificar a viscosidade do manto, segundo Davis (1999). Levando em consideração que as tensões isostáticas são iguais as tensões de deformação, temos a Equação 4:

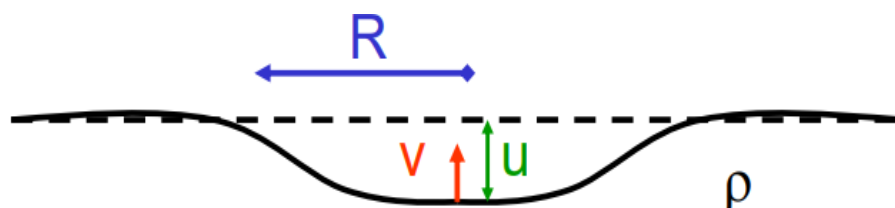
$$\frac{du}{dt} = -\frac{\rho \cdot g \cdot R}{\eta} \cdot u \quad \text{ou} \quad \frac{du}{dt} = \frac{1}{\tau} u \quad (4)$$

Assim obtemos a Equação 5:

$$\tau = \frac{\eta}{\rho \cdot g \cdot R} \quad \text{e} \quad \eta = \rho \cdot g \cdot R \cdot \tau \quad (5)$$

Onde  $\eta$  é a viscosidade do manto.  $\rho$  é a densidade do manto,  $R$  é o raio da deformação e  $\tau$  é a tensão de cisalhamento. A Figura 6 mostra um esquema do *rebound* litostático.

Figura 6 – Desenho esquemático representando subsidência crustal, apresentando as variáveis para cálculo de viscosidade do manto, como o Raio ( $R$ ), extensão vertical da deformação ( $u$ ), densidade do manto ( $\rho$ ) e tensor de *rebound* litostático ( $v$ ).



## 5. GEOLOGIA REGIONAL

### 5.1. BACIA DO PARANÁ

A bacia intracratônica do Paraná (Figura 7) está localizada na porção centro-leste da América do Sul, tendo uma geometria ovalada, com semi-eixo orientado aproximadamente na direção Norte-Sul (Morelato 2017). A bacia ocupa uma área de aproximadamente 1.100.000 km<sup>2</sup> do território brasileiro, cobrindo a totalidade dos estados do Paraná, Santa Catarina, Rio Grande do Sul e parte dos estados de São Paulo, Mato Grosso do Sul, Mato Grosso, Goiás e Minas Gerais. A área da bacia estende-se também por mais 300.000 km<sup>2</sup> pelo Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte-noroeste do Uruguai. Os limites da Bacia do Paraná são os Arco São Vicente e Campo Grande a noroeste, o Arco do Rio Grande a sul e o Arco do Alto Paranaíba norte. As sequências da bacia detêm espessuras que alcançam 7.000 m em seu depocentro, dos quais 5.500m são sedimentos, tendo uma espessura média de 2.000 m (Hasui *et al.* 2012, Morelato 2017).

O arcabouço estrutural da Bacia do Paraná é produto de um rift Neo-Ordoviciano de direção geral NNE-SSW, que evoluiu para uma bacia intracratônica. As principais feições estruturais da bacia são os arcos regionais de Ponta Grossa e Rio grande, assim como uma série de lineamentos NW-SE e NE-SW, cuja natureza são a de fraturas e falhas reativadas do Proterozoico. Já as fraturas que estão alinhadas na direção NW-SE são correspondentes aos dutos preferenciais de eventos magmáticos extrusivos e intrusivos preenchidos por diques de diabásio. Secundariamente, também ocorrem lineamentos de direção E-W (Morelato 2017).

As sequências sedimentares e ígneas que preenchem a bacia (Figura 8) têm idades que variam do Neo-Ordoviciano ao Neocretáceo em um registro descontínuo (Hasui *et al.* 2012), sendo estas agrupadas por Milani (1997) em seis Supersequências sedimentares, a saber: Rio Ivaí (Ordoviciano - Siluriano); Paraná (Devoniano); Gondwana I (Carbonífero - Eocretáceo); Gondwana II (Mesotriássico a Neotriássico); Gondwana III (Neojurássico - Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo).

A Bacia do Paraná iniciou sua formação quando depressões alongadas em direção NE-SW criaram um espaço de acomodação. Essa depressão e a reativação das zonas de fraqueza do embasamento possibilitaram a instalação da Supersequência Rio Ivaí, que inclui os arenitos basais da Formação Alto Garças, camadas de diamictitos da Formação Igapó, que registram a glaciação Ordívicio-Siluriana do Gondwana, assim como também compreende os folhelhos fossilíferos e siltitos da Formação Vila Maria (Morelato 2017). O topo da

sequência é definido por uma superfície de inundação máxima e uma exposição subaérea desse pacote, removida devido a agentes erosivos, marcando a discordância neossiluriana.

Figura 7 - Mapa geopolítico e estrutural mostrando a localização geográfica da Bacia do Paraná, segundo Hasui *et al.* (2012), baseado nos dados produzidos por Zalán *et al.* 1990, Fulfaro *et al.* 1997 e Grahn *et al.* 2000.

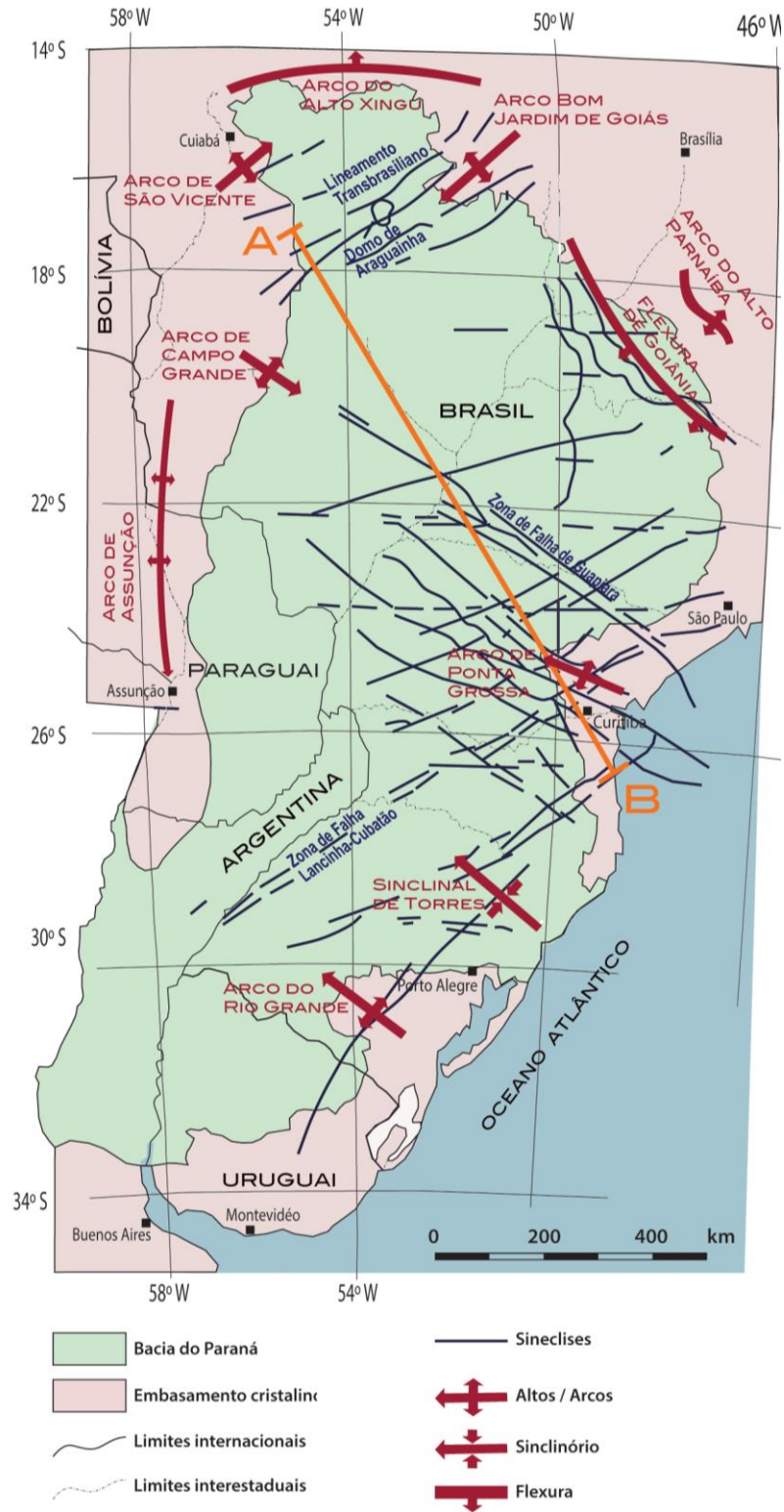
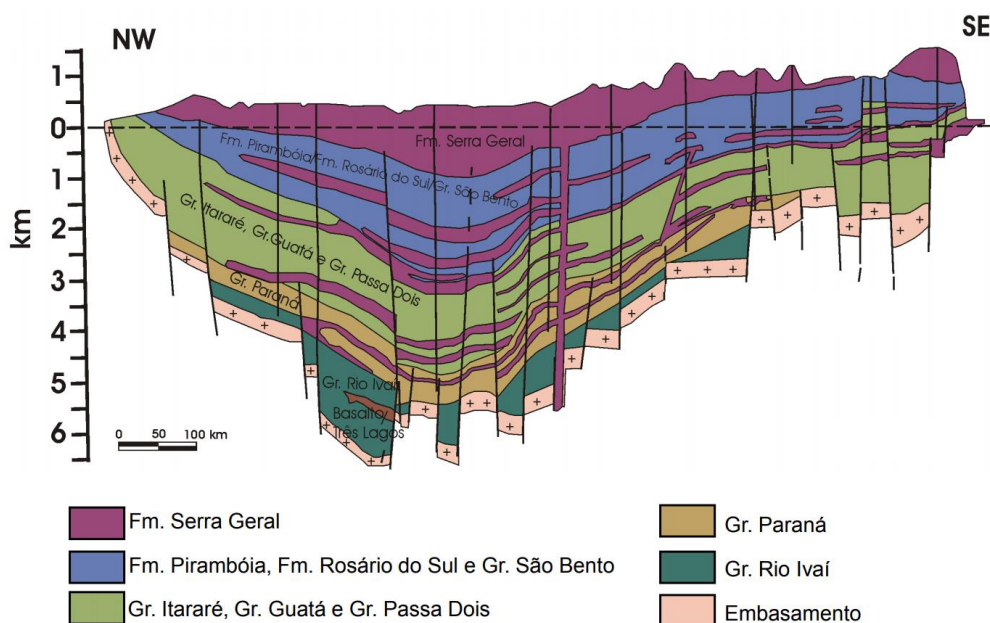


Figura 8 - Seção geológica esquemática de corte transversal, referente a seção A-B da Figura 7, mostrando a distribuição das seqüências sedimentares e intrusivas básicas da Bacia do Paraná modificado por Rodrigo Fernandez a partir dos trabalhos de Milani e Zalán (1998).



Uma subsequente retomada da subsidência depositou a Supersequência do Paraná. Esta Supersequência compreende o ciclo transgressivo-regressivo completo do nível do mar Panthalassa, iniciando com sedimentos arenosos continentais a transicionais eodevonianos da Formação Furnas, passando gradualmente para sedimentos marinhos da Formação Ponta Grossa, constituída de folhelhos, folhelhos silticos, siltitos e arenitos. A severa erosão de muitas dessas fácies sedimentares marca a discordância neodevoniana (Morelatto 2017).

Sobre a discordância neodevoniana foi depositada a Supersequência Gondwana I. Milani (1997) descreve nessa Supersequência uma porção basal transgressiva correspondente ao Grupo Itararé, sendo este constituído por depósitos sedimentares glacio-marinhos, e o Grupo Guatá, que é formado por rochas de ambiente deltaico, litorâneo e marinho da Formação Rio Bonito, e marinho da Formação Palermo. Em seqüência, uma seção regressiva acomoda-se por um ciclo de subsidência correspondendo ao Grupo Passa Dois, que é constituído pelas Formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, sendo a última correspondente ao final da supersequência, caracterizada por uma progressiva continentalização dos sistemas deposicionais (Morelatto 2017).

Durante uma distensão crustal generalizada que iniciou no Triássico, formou-se a Supersequência Gondwana II. Essa supersequência é composta pela Formação Botucatu, que por sua vez é constituída de arenitos quartzosos finos a médios provenientes de dunas eólicas

e pela Formação Serra Geral que compreende basaltos associados à ruptura do paleocontinente Gondwana. A Formação Serra Geral corresponde ao maior vulcanismo fissural em uma região continental, que resultou em uma coluna de rochas vulcânicas atingindo até 1.755 m, constituída principalmente de basaltos sobrepostos e intrudidos na forma de diques e soleiras (Figura 8) nas sequências sedimentares da Bacia do Paraná (Hartmann 2014, Milani & Thomaz Filho 2000, Morelato 2017).

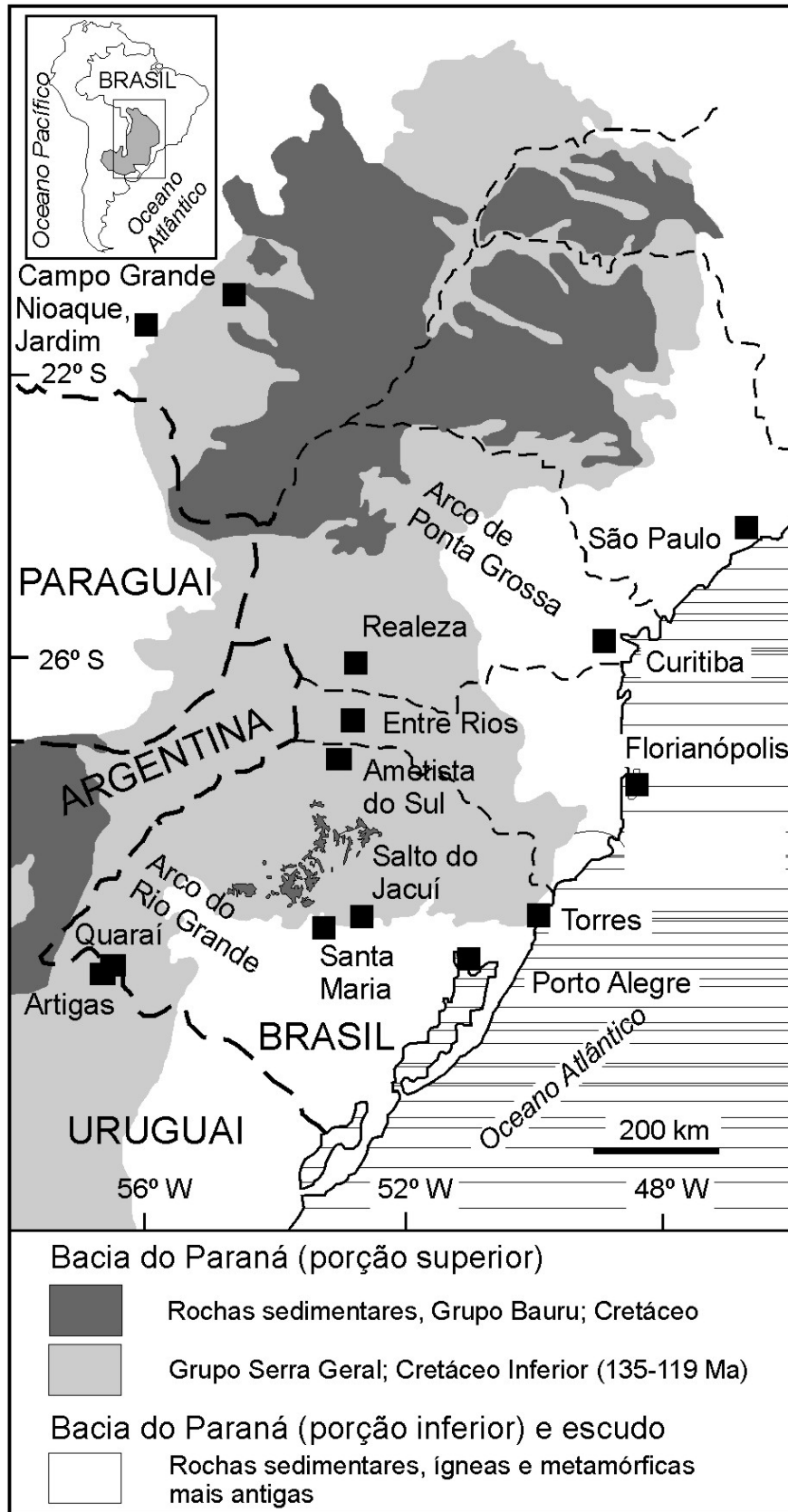
Milani (2007) afirma que, após o magmatismo que gerou a Formação Serra Geral, ocorreram ajustes isostáticos e definiu-se uma depressão sobrejacente ao pacote basáltico que tornou possível a deposição da Supersequência Bauru durante o Cretáceo Superior. Esta supersequência é composta por rochas sedimentares de sistemas eólicos, fluviais e aluviais. Com a deposição desta supersequência e a ocorrência de magmatismo alcalino registrado em Lages (SC) e Iporá (GO), a história deposicional sedimentar da Bacia do Paraná é finalizada (Morelato 2017).

## 5.2. MAGMATISMO SERRA GERAL

O Grupo Serra Geral (Figura 9) tem uma extensão de aproximadamente 917.000 km<sup>2</sup>, situado na Região Sudeste da América do Sul e apresenta uma expressiva espessura com grandes extensões, atingindo de 500 a 1000 m, sendo o maior furo de sondagem alcançando um máximo de 1.722,9 m no poço 2-CB-001A-SP, perfurado em Cuiabá Paulista, na região sudoeste do Estado de São Paulo (Litch 2015). O grupo é um importante repositório de jazidas de geodos de ametista de classe mundial, também possuindo tipos variados de rochas vulcânicas e apresenta um grande potencial de bens minerais como Au e elementos do grupo da Pt e Cu a ser explorado (Hartman 2014).

O Grupo Serra Geral é incluso na Província Vulcânica Paraná, que também possui um fragmento do magmatismo africano Etendeka, sendo que este corresponde a apenas a 1% da área total da província (Hartmann 2014). Esta província está contida na Bacia do Paraná, ocorrendo em seu topo, porém com alguns pontos sendo cobertos pela Supersequência Bauru e pequenos volumes de rochas vulcânicas de natureza alcalina (Milani 2007). Desta coluna de rochas, é estimado que, antes dos processos erosivos, tenham alcançado 5.000m próximo à costa Atlântica e 3.000m no interior do continente (Hartmann 2014).

Figura 9 - Mapa geológico situando o Grupo Serra Geral e a extensão dos derrames, assim como Supersequência Bauru sobrejacente. Fonte: Hartmann, 2014.



No trabalho de Hartmann (2014), é determinado que 95% do volume das rochas constituintes dessa província correspondem a basaltos, andesitos e andesitos basálticos, com riódacitos e riolitos completando os 5% de volume restante. Essas são rochas afíricas, frequentemente microporfíricas, sendo que em alguns riódacitos do tipo Chapecó são porfíricos, com fenocristais de plagioclásio alcançando 1cm. Essas características fazem com que a identificação das rochas seja de extrema dificuldade, promovendo assim classificações com base em métodos geoquímicos ou cintilométricos, como propostas por Peate *et al.* (1992) e por Licht e Arioli (2012).

Devido à dificuldade de classificação baseada em petrologia clássica, Peate *et al.* (1992) propuseram uma classificação reconhecendo seis tipos químicos de lavas. Porém, a forma como ocorrem os dados geoquímicos das rochas da província vulcânica do Paraná demonstram a possibilidade de criar zonas de baixo e alto Ti, onde majoritariamente no Norte ocorreriam as zonas de maior titânio e no Sul as de menor (Hartmann 2014). Licht e Arioli (2012) propõem um número ainda maior de tipos geoquímicos em um estudo que se baseou em uma metodologia de análise e tratamento estatístico, com um grande volume de dados.

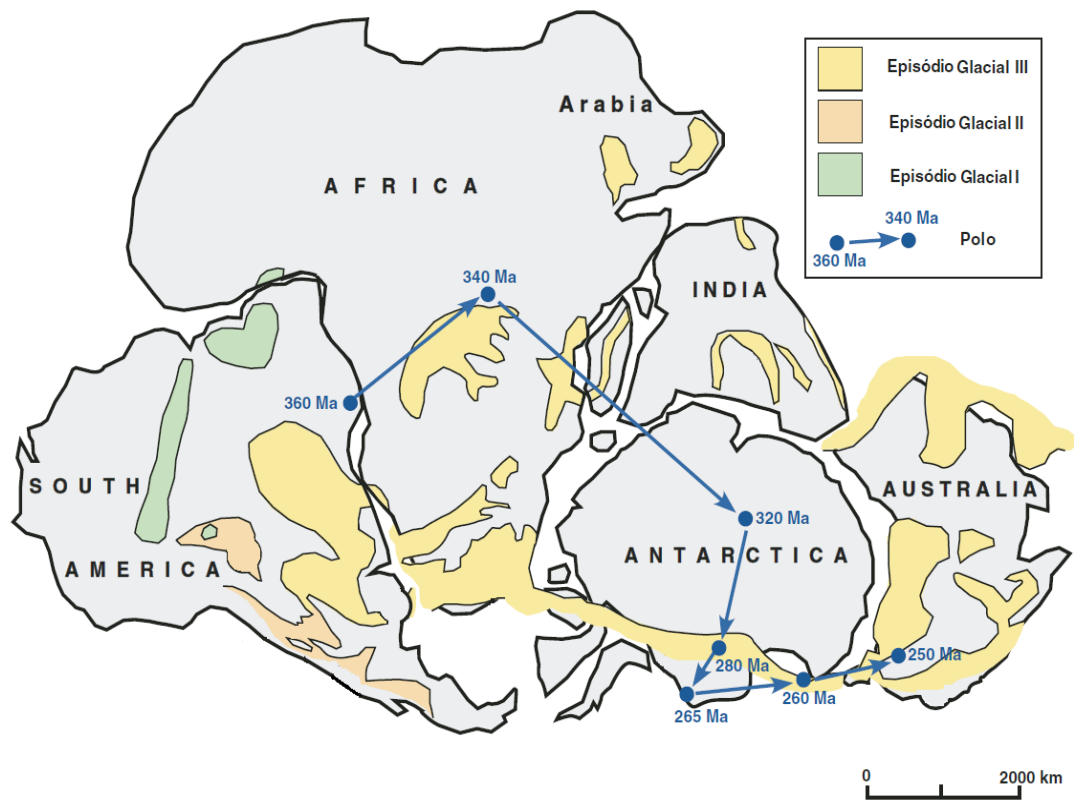
As rochas da província vulcânica Paraná são descritas por Waichel *et al.* (2006) como predominantemente do tipo pahoehoe, com estrutura de crosta inferior e superior intensamente amigdaloidais e contendo um núcleo maciço. Alguns dos derrames também são de tipo aa, onde o derrame forma uma crosta superior, e eventualmente inferior, constituída de fragmentos angulosos (clinker) e um núcleo maciço (Hartmann 2010). O maior volume de magma foi extrusionado em torno de 134,5 Ma (Janasi *et al.* 2011, Pinto *et al.* 2011), porém o vulcanismo teve manifestações em tempo mais prolongado até 129 Ma (Brückmann *et al.* 2013). São estimados volumes de lavas que variam entre  $1,7 \times 10^6 \text{ km}^3$  e  $2,35 \times 10^6 \text{ km}^3$ , com uma taxa média de efusão entre 1,4 e  $1,9 \text{ km}^3/\text{ano}$  (Gladzenko *et al.* 1997, Frank *et al.* 2009, Thiede & Vasconcellos 2008, 2010).

### 5.3. GLACIAÇÕES DO PALEOZOICO TARDIO

O paleocontinente Gondwana possui uma longa história que se inicia no Neoproterozoico, há aproximadamente 550 Ma atrás, e se estende até o Jurássico, em torno de 180 Ma atrás (Meert e Lieberman 2008). Durante este período, em diversos momentos o paleocontinente esteve sob a zona polar Sul (López-Gamundí e Buatois 2010) (Figura 10), o que desencadeou diversos ciclos de glaciação que cobriram grandes porções que integram o atual continente sul americano, e por consequência, da Bacia do Paraná (Rosa *et al.* 2016).

Uma proposta de classificação das glaciações que ocorreram na história da Terra foi feita por Eyles (2008), onde são definidos nove períodos compostos de hiatos e períodos com registro glacial. As glacio-épocas propostas são: Arqueana (aproximadamente de 4 a 2.5 Ga atrás); Paleoproterozoica (aproximadamente há 2.4 Ga atrás); intervalo sem glaciações Proterozoico (aproximadamente entre 2.3 a 0.75 Ga atrás); Neoproterozoica (750 a 545 Ma atrás); Paleozoico Inferior Saharam (aproximadamente há 440 Ma); Devoniano Superior (aproximadamente há 374 Ma atrás); Paleozoico Superior no Gondwana (aproximadamente 350 a 250 Ma atrás); intervalo sem glaciações no Mesozoico (aproximadamente 250 a 55 Ma atrás) e Cenozoico (55 Ma até o recente período).

Figura 10 - Mapa representando o paleocontinente Gondwana e as regiões que registram episódios glaciais, assim como os locais e idade onde o Polo Sul coincidiu com o continente e sua trajetória. Adaptado de López-Gamundí e Buatois, (2010).



No período que compreende 350 a 250 Ma atrás, definido por Eyles (2008) como a glacio-época do Paleozoico tardio do Gondwana, o continente sul americano esteve em altas latitudes do Hemisfério Sul. Durante esse período, formaram-se extensas camadas de gelo que cobriram grande parte do paleocontinente.

A Bacia do Paraná registra a ocorrência das glaciações do Paleozoico Superior no Grupo Itararé, onde é possível observar, em formas de relevo, sequências sedimentares

produzidas durante o avanço e retração de massas de gelo, a extensão da glaciação que cobriu a bacia neste período (Rosa 2016). No Grupo Itararé, as glaciações que cobriram o Sudeste e o Sul do atual território brasileiro, estão registradas nas sucessões dos Arenitos Campo Mourão, Argilitos Lagoa Azul e Rio do Sul e Diamictitos Aquidauana e Taciba (Milani *et al.* 2007).

## 6. DISCUSSÕES

O modelo proposto por Jull e McKenzie (1996) está inserido em um contexto específico, com características e sequência de eventos peculiares à sua região. É interessante notar, porém, que este mesmo contexto é encontrado também em outras regiões da Terra, bem como em diferentes épocas da história geológica. Assim, a sequência de ciclos de glaciação, *rebound* litostático e magmatismo podem ser observadas em outros momentos da história da Terra. As condições que propiciam tais eventos servem de base para a utilização deste modelo por outros pesquisadores, já que modelos de *rebound* litostático são independentes de localidade (Garai 2003).

O mesmo modelo de Jull e McKenzie (1996) é aplicado por Pagli e Sigmundsson (2008) no estudo do efeito da diminuição das calotas polares sobre o vulcanismo na região de Vatnajökull, Islândia, no tempo presente. O histórico de retração de gelo assume um equilíbrio isostático em 1890 e redução gradual da capa de gelo entre 1890 e 2003. A crosta médio-atlântica é segmentada em zonas de fissuras e produz vulcanismo e falhas transformantes. À medida que a camada de gelo diminui na região, o efeito do material ressurgindo na crosta e o desbaste de gelo, combinados, produzem descompressão.

O modelo proposto por Pagli e Sigmundsson (2008) é aplicado para uma taxa de degelo menor (0,5m/ano *versus* 2m/ano) e com uma menor região coberta por gelo (aproximadamente 50km de raio *versus* 180km de raio), sendo assim esperado um menor efeito na produção de *melt*, quando comparado ao modelo de Jull e McKenzie (1996).

Com pequenas adaptações, o modelo original pôde ser usado por Pagli e Sigmundsson (2008) para calcular a tensão se cisalhamento devido a glacio-isostasia na região e avaliar as suas consequências. Este modelo foi usado para estudar o efeito das variações na tensão de cisalhamento glacio-isostáticas da crosta referente à sismicidade da região. Este também consegue prever uma atividade vulcânica na região com produção adicional de magma de cerca de 1,4 km<sup>3</sup> a cada século, devido à atual retração glacial.

Assim como a adaptação feita por Pagli e Sigmundsson (2008) ao modelo de Jull e McKenzie (1996), o momento geológico foco deste trabalho também apresenta grandes semelhanças com aquele estudado pelos autores citados. A região onde atualmente encontra-se a Bacia do Paraná registra a mesma sequência de eventos dos estudos anteriores, onde uma determinada região é coberta por uma espessa camada de gelo por um longo período, esta camada descongela, iniciando soerguimento geral da região e ocorre magmatismo formando unidades vulcânicas.

A Bacia do Paraná passou por uma série de ciclos glaciais (Eyles, 2008; Isbell *et al.*, 2012), sendo que a mais recente glaciação que ocorreu na Bacia do Paraná está registrada no Grupo Itararé (Rosa et al. 2016), onde é possível observar os registros da glaciação do Paleozoico Tardio (Eyles, 2008). Este evento de glaciação está diretamente relacionado ao posicionamento paleogeográfico do Gondwana, que entre aproximadamente 360 a 250 Ma esteve em latitudes muito baixas no Hemisfério Sul (López-Gamundí e Buatois, 2010), sendo que a região que atualmente compreende a Bacia do Paraná esteve em alguns momentos abaixo do Polo Sul (Eyles, 2008). Após os eventos de glaciação que ocorreram durante o Paleozoico Tardio, o paleocontinente continuou se deslocando até que se distanciou do Polo Sul, o que levou a uma deglaciação generalizada e consequente *rebound* litosférico. Baseado no modelo de geração de magma por *rebound* litostático proposto em Jull e McKenzie (1996), é possível afirmar que esses eventos podem ter expressiva contribuição para o volume de magma gerado durante a formação do Grupo Serra Geral.

Contudo, existem importantes diferenças entre o cenário geológico estudado por Jull e McKenzie (1996) e o que existiu na Bacia do Paraná. A principal diferença nos modelos é a escala de aplicação, onde no modelo de Jull e McKenzie (1996) o modelo é formulado e aplicado para a região de aproximadamente 102.000 km<sup>2</sup>, uma proposta para a Província Ígnea do Paraná teria de levar em conta uma área aproximada de pelo menos 1.000.000 km<sup>2</sup>. No modelo proposto para a Islândia, temos uma região de idade recente e que pode ser observada diretamente a dinâmica de glaciação e degelo, assim como também é possível estudar seu magmatismo diretamente, pois este ainda está em atividade. A Província Ígnea do Paraná formou-se em uma era geológica pretérita, aproximadamente 135 Ma (Pinto *et al.* 2011), em uma crosta continental já desenvolvida com embasamento cratônico pré-cambriano (Milani & Thomaz 2000), sendo que há uma diferença de aproximadamente 100 Ma entre o fim da época glacial e o evento magmático da Província Ígnea do Paraná. Outro ponto que diferencia os modelos, é que para Jull e McKenzie (1996) existe uma pluma mantélica abaixo da Islândia, que influencia seu magmatismo, porém este dado ainda é motivo de discussão científica tanto no cenário Islandês como no cenário da Província Ígnea do Paraná (Foulger 2010).

Baseado na proposta que Pagli e Sigmundsson apresentaram em seu estudo de 2008, é possível afirmar que se faz necessário adaptações neste modelo para que seja possível aplicá-lo à Província Ígnea do Paraná. Tais fatores que devem ser levados em conta são a diferença de dimensão espacial da crosta afetada pelo modelo de *rebound*, volume de magma gerado,

diferença de tempo entre os últimos registros glaciais e o vulcanismo, condições crustais relativas a espessura, visco-elasticidade e temperatura, assim como a altura, extensão e continuidade da coluna de gelo formada durante as épocas glaciais.

## 7. CONCLUSÃO

Esta combinação de modelo de deformação mecânica da litosfera e astenosfera superior com o modelo termodinâmico de produção de *melt* proposto por Jull e McKenzie (1996) consegue descrever adequadamente o efeito que um evento de deglaciação tem na produção de *Melt* na Islândia. Como discutido no texto deste trabalho, devido à grande semelhança no contexto geológico presente nas regiões onde este modelo foi aplicado e a região de estudo deste trabalho, pode-se concluir que, a partir de algumas adaptações para a região de interesse, este modelo pode ser também aplicado para a mesma.

Para aplicação do modelo na região do Grupo Serra Geral, faz-se necessário um estudo mais aprofundado das características e fenômenos geofísicos envolvidos no processo na região em questão para que seja construído um modelo adequado a esta situação, sendo esta proposta a ser aplicada em pesquisas futuras, em parceria com geofísicos, para total adaptação do modelo.

## REFERÊNCIAS

- Anderson D. L. 2005. Scoring hotspots: the plume and plate paradigms. *In: Fougere Gillian R., Natland James H., Presnell Dean C., Anderson Don L. (ed.). *Plates, plumes and paradigms*. p. 31–54. (Special Paper, 388).*
- Andrews J. T. 1968. Postglacial rebound in arctic Canada: similarity and prediction of uplift curves. *Can. J. of Sci.* **5**: 39.
- Brückmann M., Hartmann L.A., Knijnik D.B., Andrade R.H.P., Sato K. 2013. Extended duration of Paraná volcanism 135-119 Ma. *In: SBGEO, 14º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Anais...* Chapada dos Guimarães. Mato Grosso, v. 1.
- Caputo M.V., Melo J.H.G., Streel M., Isbell J.L. 2008. Late devonian and early carboniferous glacial records of South America. *In: Fielding Christopher R., Frank Tracy D., Isbell John L. (ed.). *Resolving the late Paleozoic Ice age in time and space*. (Geological Society of America Special Paper, 441).*
- Davis J. L., Milne G. A., Mitrovica J. X. 1999. Near-field hydro-isostasy: the implementation of a revised sea-level equation. *Geophysical Journal International*, **139** (2): 464-482.
- Eyles N. 2008. Glacio-epochs and the supercontinent cycle after ~3.0 Ga: Tectonic boundary conditions for glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **258** (1–2): 89-129.
- Faure G. 1991. *Principles and applications of geochemistry: a comprehensive textbook for geology students*. 2<sup>nd</sup> Edition. New Jersey, The Ohio State University, Prentice Hall.
- Farrand W. R. 1962. Postglacial uplift in North America. *Amer. J. Sci.* **260**: 181-199.
- Foulger G. R. 2010. *Plates vs plumes a geological controversy*. 1st edition. Wiley-Blackwell.
- Frank H.T., Gomes M.E.B., Formoso M.L.L. 2009. Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. *Pesquisas em Geociências*, **36**(1): 49-57.
- Frisch W., Meschede M., Barkey R. 2011. *Plate tectonics: continental drift and mountain building*. London New York, Springer.
- Garai J. 2003. *Post glacial rebounds measure the viscosity of the lithosphere*. Disponível em: <https://arxiv.org/ftp/physics/papers/0308/0308002.pdf>.
- Gladchenko T.P., Hinz K., Eldholm O., Meyer H., Neben S., Skogseid J. 1997. South Atlantic volcanic margins. *Journal of Geological Society of London*, **154** (3):465-470.
- Hancock P. L. 1994. *Continental deformation*. 1st edition, University of Bristol, Pergamon Press Ltd, Bristol.
- Hasui Y. 2012. *Geologia do Brasil*. São Paulo, Beca.

- Hartmann L.A., Wildner W., Duarte L.C., Duarte S.K., Pertille J., Arena K.R., Martins L.C., Dias N.L. 2010. Geochemical and scintillometric characterization and correlation of amethyst geodebearing Paraná lavas from the Quaraí and Los Catalanes districts, Brazil and Uruguay. *Geological Magazine*. **147**: 954-970.
- Hartmann L. A. 2014. A história natural do Grupo Serra Geral desde o Cretáceo até o Recente. *Ciência e Natura*, **36** (Especial): 173–182.
- Janasi V.A., Freitas V.A., 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.
- Jull M. & Mckenzie D. 1996. The Effect of Deglaciation on Mantle Melting Beneath Iceland. *Journal of Geophysical Research*. **101** (B10): 21, 815-21,828.
- Klein C. & Philpotts A. R. 2013. *Earth Materials: Introduction to Mineralogy and Petrology*. Cambridge University Press, New York.
- Licht O. A. B. & Arioli E. E. 2012. Statistic behaviour of major and minor elements in basic, intermediate and acidic rocks of the Serra Geral Formation and Arapey Group, Paraná Large Igneous Province, South America. *Pesquisas em Geociências*, **39** (3): 247-267, set/dez.
- Licht O. A. B. 2015. A evolução do conhecimento sobre a província Ígnea do Paraná – dos primórdios até 1950. *Revista do Instituto Geológico, São Paulo*, **35** (2): 71-106.
- Milani E. J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Porto Alegre. PhD Thesis em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 225p.
- Milani E. J. & Thomaz Filho A. 2000. Sedimentary Basins of South América. *In*: Cordani U. G., Milani E. J., Thomaz Filho A., Campos D. A. *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, In-Fólio Produção Editorial. p.389-449.
- Milani E. J., França A. B., Schneider R. L. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. **15**(2): 265-287.
- Morellato R. 2017. *Bacia do Paraná: sumário geológico e setores em oferta*. [S. I], Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis, Rodada Brasil 15 Concessões de Petróleo e Gás.
- Nakiboglu S. M. & Lambeck K. 1982. A study of the Earth's response to surface loading with application to Lake Bonneville, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **70**: 577-620.
- Pagli C. & Sigmundsson, F. 2008. Will present day glacier retreat increase volcanic activity? Stress induced by recent glacier retreat and its effect on magmatism at the Vatnajökull ice cap, Iceland. *Geophysical Research Letters*. **35** (9): doi:10.1029/2008GL033510.
- Peate D.W., Hawkesworth C.J., Mantovani M.S.M. 1992. Chemical stratigraphy of Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*. **55**: 119-139.
- Pinto V.M., Hartmann L.A., Santos J.O.S., McNaughton N.J., Wildner W. 2011. Zircon U–Pb geochronology from the Paraná bimodal volcanic province support a brief eruptive cycle at ~135 Ma. *Chemical Geology*. **281**: 93–102.

- Rosa E. L. M., Vesely F. F., França A. B. 2016. A review on Late Paleozoic ice-related erosional landforms in the Parana basin: origin and paleogeographical implications. *Braz. J. Geol.*, **46** (2): 147-166.
- Richardson C. & D. McKenzie. 1994. Radioactive disequilibria from 2D models of melt generation by plumes and ridges, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **128**: 425-437.
- Schofield J. C. 1964. Postglacial sea levels and isostatic uplift. *New Zealand J. Geol. Geophys.* **7**: 359-370.
- Shaw D. M. 1970. Trace element fractionation during anatexis, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**: 237-243.
- Slater L. 1996. Deglaciation Effects on melting beneath Iceland: results from the northern volcanic zone.
- Thiede D. S. & Vasconcellos P. M. 2008. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  results. *In: SBG, 44<sup>o</sup> Congresso Brasileiro de Geologia, Curitiba. Anais... 1CD-ROM.*
- Thiede D. S. & Vasconcellos P. M. 2010. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  results. *Geology*, **38** (8): 747-750.
- Trolstikhin I. N. & Kramers J. D. 2008. *The Evolution of Matter from Big Bang to the Present Day.* Cambridge University Press.
- Turcotte D. L. & Schubert G. 2014. *Geodynamics*, 3rd edition. Cambridge University Press, Cambridge.
- Waichel B. L., Lima E. F., Lubachesky R., Sommer C.A. 2006. Pahoehoe flows from the central Paraná Continental Flood Basalts. *Bulletin of Volcanology*. **68**: 599-610.
- Watson, S. & McKenzie D. 1991. Melt generation by plumes: A study of Hawaiian volcanism, *J. Petrol.*, **32**: 501-537.
- Wicander R. & Monroe J. S. 2010. *Historical geology: evolution of earth and life through time.* 6<sup>th</sup> Edition, Brooks/Cole, Cengage Learning.
- Winter J. D. 2016. *Principles of igneous and metamorphic petrology.* 2<sup>nd</sup> Edition. Pearson Education, Noida.