

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

Análise paleomagnética de basaltos localizados entre a Formação Botucatu e os arenitos asfálticos da Formação Pirambóia na Bacia do Paraná, sudoeste do estado de São Paulo

Thomás Peixe Triburcia

Orientador: Prof. Dr. Giancarlo Scardia

Rio Claro (SP)

2023

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

THOMÁS PEIXE TRIBURCIA

ANÁLISE PALEOMAGNÉTICA DE BASALTOS LOCALIZADOS
ENTRE A FORMAÇÃO BOTUCATU E OS ARENITOS
ASFÁLTICOS DA FORMAÇÃO PIRAMBÓIA NA BACIA DO
PARANÁ, SUDOESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Câmpus
de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio
de Mesquita Filho, para obtenção do grau de
Geólogo.

Rio Claro - SP

2023

T822a

Triburcia, Thomás Peixe

Análise paleomagnética de basaltos localizados entre a Formação Botucatu e os arenitos asfálticos da Formação Pirambóia na Bacia do Paraná, sudoeste do estado de São Paulo / Thomás Peixe Triburcia. -- Rio Claro, 2023

70 p. : il., tabs.

Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado - Geologia) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro

Orientador: Giancarlo Scardia

1. Arenito asfáltico. 2. Paleomagnetismo. 3. Formação Pirambóia. 4. Formação Botucatu. 5. Angatuba. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

THOMÁS PEIXE TRIBURCIA

ANÁLISE PALEOMAGNÉTICA DE BASALTOS LOCALIZADOS
ENTRE A FORMAÇÃO BOTUCATU E OS ARENITOS
ASFÁLTICOS DA FORMAÇÃO PIRAMBÓIA NA BACIA DO
PARANÁ, SUDOESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas -
Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual
Paulista Júlio de Mesquita Filho, para obtenção
do grau de Geólogo.

Comissão Examinadora

Giancarlo Scardia (orientador)

Iata Anderson de Souza

João Carlos Cerqueira

Rio Claro, 04 de julho de 2023.

AGRADECIMENTOS

Inicialmente, agradeço aos meus pais que desde pequeno me incentivaram a correr atrás de um sonho que, de primeiro instante, parecia apenas passageiro e mutável. Depois de quase uma década, o sonho de estudar geologia se tornou realidade. Obrigado por todo o apoio e amor, eu devo tudo que alcancei hoje a vocês dois. Vocês são o que tenho de mais valioso.

Cito também minha pequena grande família, que esteve sempre ao meu lado; minha tia Regina, avó Ruth e tia Marilene. Um agradecimento especial à minha prima Thais. Palavras não descrevem o quanto a nossa conexão é significativa e valiosa. Obrigado por ser uma inspiração tão grande desde pequeno e por cuidar de mim como uma irmã.

Impossível deixar de citar minhas grandes amigas e admiráveis companheiras durante todos os meus longos anos de graduação. O tempo que passei na faculdade foi mais divertido por conta de vocês. Obrigado, Rafaela e Velda, por todas as infinitas risadas, choros e brigas passageiras. Nós três, sempre.

Agradeço muito aos meus vizinhos que dividiram um ambiente que se tornou uma comunidade maravilhosa e me trouxe muita felicidade e incontáveis bons momentos. Em especial, Agatha, André, Gabriel, Isabella, Julia, Malu, Mariana e Pedro. Obrigado às minhas grandes amigas do ensino médio que permaneceram ao meu lado até hoje, Alice, Beatriz, Gabrielle e Taynara.

Agradeço ao meu orientador Giancarlo por me oferecer um projeto de grande relevância e me guiar através dos últimos anos de graduação. Seus ensinamentos foram capazes de me engrandecer e não serão esquecidos. Agradeço, também, aos ótimos professores que me marcaram durante a graduação. Obrigado aos meus colegas de laboratório pelas conversas e risadas que trocamos, assim como por toda a ajuda que vocês me ofereceram de bom grado. Em especial, Caique, Danielle, João Carlos e Juliana.

“Was enlightenment found?”

No, but I’m trying. Taking it one year at a time.”

Ella Yelich-O’Connor

RESUMO

Na Bacia do Paraná, a grande maioria de ocorrências de hidrocarbonetos se encontram na Formação Pirambóia, uma unidade geológica composta principalmente por arenitos. A distribuição de hidrocarbonetos nessa formação sugere que a migração ocorreu seguindo o contato das intrusões basálticas. Estratigraficamente acima da Formação Pirambóia encontra-se a Formação Botucatu, também composta por rochas areníticas. A existência de hidrocarbonetos apenas na Formação Pirambóia, sem alguma evidência de ocorrência na Formação Botucatu, foi explicada pela hipótese que existiu um pulso magmático mais antigo do que a Formação Botucatu e, portanto, também mais antigo do que a Formação Serra Geral. Esse pulso teria sido responsável pela geração e migração de hidrocarbonetos da Formação Irati para a Formação Pirambóia, quando ainda não havia se depositado a Formação Botucatu. Para testar essa hipótese foi escolhida a área de Angatuba, onde uma camada basáltica encontra-se entre as Formações Pirambóia e Botucatu. Foram utilizados os princípios do paleomagnetismo, que se baseiam na magnetização remanescente natural (NRM) de rochas sedimentares e ígneas. Tal magnetização é influenciada pelo campo geomagnético que agia durante os processos geológicos que levaram à formação da rocha. A partir da média de componentes primárias dessa magnetização, foi calculado o polo geomagnético virtual (VGP) para cada sítio de amostragem e, conseqüentemente, a partir do conjunto de VGPs de todos os sítios, foi possível encontrar o polo paleomagnético para o basalto de Angatuba. Posteriormente, esse polo paleomagnético foi comparado ao caminho de migração aparente de polos paleomagnéticos (APW) do bloco tectônico do Paraná, já estudado e disponível em literaturas, para conseguir uma idade aproximada. Para o basalto de Angatuba, foi inferida uma idade de aproximadamente 140 Ma, (Cretáceo Inferior). As análises feitas em sítios sedimentares, a fim de comparação com as rochas do derrame, resultaram em uma idade de 190 Ma (Jurássico Inferior) para a Formação Pirambóia e 215 Ma (Triássico Superior) para a Formação Teresina. Os resultados para as duas últimas formações foram considerados não confiáveis, enquanto os resultados para as rochas basálticas foram considerados razoavelmente bons e satisfatórios. Como resultado desse estudo, a hipótese de um derrame basáltico anterior à Formação Serra Geral não foi verificada na região de Angatuba.

Palavras-chave: arenito asfáltico; paleomagnetismo; Formação Pirambóia; Formação Teresina; Angatuba; Estado de São Paulo.

ABSTRACT

In the Paraná Basin, most hydrocarbon occurrences are found in the Pirambóia Formation, a geological unit composed mainly of sandstones. The distribution of hydrocarbons in this formation suggests that the migration occurred following the contact of basaltic intrusions. Stratigraphically above the Pirambóia Formation is the Botucatu Formation, also composed of sandstones. The existence of hydrocarbons only in the Pirambóia Formation, without any evidence of occurrence in the Botucatu Formation, was explained by the hypothesis that there was a magmatic pulse older than the Botucatu Formation and therefore older than the Serra Geral Formation. This pulse would have been responsible for the generation and migration of hydrocarbons from the Irati Formation to the Pirambóia Formation, when the Botucatu Formation had not yet been deposited. To test this hypothesis, the Angatuba area was chosen, where a basaltic layer lies between the Pirambóia and Botucatu Formations. The principles of paleomagnetism, which are based on the natural remanent magnetization (NRM) of sedimentary and igneous rocks, were used. This magnetization is influenced by the geomagnetic field that acted during the geological processes that led to the formation of the rock. From the average of the primary components of this magnetization, the virtual geomagnetic pole (VGP) was calculated for each sampling site and, consequently, from the set of VGPs from all sites, it was possible to find the paleomagnetic pole for the Angatuba basalt. Subsequently, this paleomagnetic pole was compared to the apparent paleomagnetic pole migration path (APW) of the Paraná tectonic block, already studied and available in the literature, to get an approximate age. For the Angatuba basalt, an age of about 140 Ma was inferred (Lower Cretaceous). Analyses made on sedimentary sites, to compare them with the rocks from the extrusion event, resulted in an age of 190 Ma (Lower Jurassic) for the Pirambóia Formation and 215 Ma (Upper Triassic) for the Teresina Formation. The results for the latter two formations were considered unreliable, while the results for the basaltic rocks were considered reasonably good and satisfactory. As a result of this study, the hypothesis of a basaltic extrusion event prior to the Serra Geral Formation was not verified in the Angatuba region.

Key words: tar-sands; paleomagnetism; Pirambóia Formation; Teresina Formation; Angatuba; São Paulo State.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** – Mapa geológico da área de estudo evidenciando as principais ocorrências de arenitos asfálticos, as diferentes litologias e os sítios de coletas de amostras.....18
- Figura 2** – Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo (região de Rio Claro, Limeira e Piracicaba)20
- Figura 3** – Esquema indicando os principais agentes envolvidos em um sistema petrolífero.....24
- Figura 4** – Comparação feita entre cromatogramas: a) óleo retirado da ocorrência de arenito asfáltico localizada em Anhembi – São Paulo; b) extrato orgânico da Formação Irati.....26
- Figura 5** – Mapa geológico na área de Anhembi com lineamentos interpretados e diagramas de roseta de sistemas de fraturas. Os lineamentos e falhas foram interpretados através de sensoriamento remoto e trabalhos de campo.....28
- Figura 6** – Arenito saturado em asfalto. Amostra retirada de um afloramento da Formação Pirambóia localizado no Morro do Bofete.....30
- Figura 7** – Foto A da broca diamantada realizando um furo, utilizada no processo de coleta de amostra. Em B observa-se o orientador posicionado ainda dentro do furo para medição do “hade” e a bússola “Brunton” fixada em sua extremidade com intenção de medir a posição do norte magnético. Em C observa-se a amostra de basalto já retirada do furo com a seta indicando a posição do norte magnético medido com a bússola, assim como sua respectiva identificação marcada.....32
- Figura 8** – Foto A da serra contendo a amostra antes do processo de corte. Em B observa-se a amostra após o processo de serragem; as duas extremidades já haviam sido descartadas, mantendo apenas a amostra que será utilizada para análise futura. Nota-se que mesmo após o contato com água, a marcação da seta continua na superfície da rocha.....35
- Figura 9** – Esquema representativo das principais componentes de um vetor de magnetização, sendo elas: declinação (D), inclinação (I) e, intensidade (B), que é separada em componentes vertical (B_v) e horizontal (B_h).....38
- Figura 10** – Posição de uma placa tectônica ao longo do período geológico em uma perspectiva paleomagnética; a) representa o movimento da placa tendo como referência o polo geomagnético; b) representa o movimento do polo geomagnético tendo como referência a placa tectônica (frequentemente utilizado em estudos paleomagnéticos)40

- Figura 11** – Foto A do desmagnetizador de campo alternado, assim como os instrumentos utilizados para inserir as amostras em seu interior. Em B observa-se o magnetômetro “*spinner*” portátil.....41
- Figura 12** – Foto A do forno utilizado para a desmagnetização térmica. Em B observa-se o magnetômetro spinner utilizado para as amostras de basalto. Em C observa-se o outro modelo de magnetômetro portando algumas amostras de rochas sedimentares.....42
- Figura 13** – Produtos das análises paleomagnéticas plotados no diagrama de Zijderveld (esquerda), estereograma (centro) e momento magnético por etapas (direita), produzidos no software Paleomac 6.5. Em A, observa-se os resultados da amostra ANG-06B, representando o seu respectivo sítio. Em B, amostra ANG10-C. Em C, amostra ANG11-D. Destaca-se que os sinais das três amostras são aleatórios.....45
- Figura 14** – Produtos das análises paleomagnéticas plotados no diagrama de Zijderveld (esquerda), estereograma (centro) e momento magnético por etapas (direita). Em A, observa-se os resultados da amostra ANG-12E que foram utilizados; evidencia-se um vetor primário que se torna aleatório após a etapa de 50 mT. Em B, amostra ANG-12D com sinal aleatório.....46
- Figura 15** – Produtos das análises paleomagnéticas de rocha basáltica plotados no diagrama de Zijderveld (esquerda), estereograma (centro) e momento magnético por etapas (direita). Observa-se os resultados da amostra ANG-07A e seu respectivo vetor primário de polaridade normal indo em direção à origem no primeiro diagrama.....47
- Figura 16** – Produtos das análises paleomagnéticas de rocha basáltica plotados no diagrama de Zijderveld (esquerda), estereograma (centro) e momento magnético por etapas (direita). Observa-se os resultados da amostra ANG-08C e seu respectivo vetor primário de polaridade normal indo em direção à origem no primeiro diagrama.....47
- Figura 17** – Produtos das análises paleomagnéticas de rocha basáltica plotados no diagrama de Zijderveld (esquerda), estereograma (centro) e momento magnético por etapas (direita). Observa-se os resultados da amostra ANG-13F, assim como seu vetor primário de polaridade normal indo em direção à origem no primeiro diagrama. A magnetização perde sinal perto da etapa de 670 °C, que corresponde com a temperatura de Curie da hematita.....48
- Figura 18** – Produtos das análises paleomagnéticas de rocha basáltica plotados no diagrama de Zijderveld (esquerda), estereograma (centro) e momento magnético por etapas (direita).

Observa-se os resultados da amostra ANG-14F e o seu vetor primário perdendo sinal após a etapa de 400 °C.....48

Figura 19 – Produtos das análises paleomagnéticas da Formação Teresina plotados no diagrama de Zijderveld (esquerda), estereograma (centro) e momento magnético por etapas (direita). Em A, observa-se os resultados da amostra ANG-01A; o vetor secundário é notado até a etapa de 250 °C. Em B, amostra ANG-02A; o vetor secundário permanece até a etapa de 200 °C. Em C, amostra ANG-03A; vetor secundário permanece até a etapa de 200 °C. Os vetores são predominantemente de polaridade inversa.....49

Figura 20 – Produtos das análises paleomagnéticas da Formação Pirambóia plotados no diagrama de Zijderveld (esquerda), estereograma (centro) e momento magnético por etapas (direita). Em A, observa-se os resultados da amostra ANG-04E; nota-se uma reversão na polaridade do vetor e perda de sinal próximo a temperatura de Curie da magnetita (575 °C). Em B, amostra ANG-05A com vetor de polaridade normal indo em direção à origem. Em C, amostra ANG-09B com vetor de polaridade normal indo à origem.....50

Figura 21 – Dados apresentados em estereograma demonstrando a distribuição de resultados paleomagnéticos das amostras por sítio para a Formação Teresina. Média calculada representada pela estrela azul; círculo de confiança em cinza.....52

Figura 22 – Dados apresentados em estereograma demonstrando a distribuição de resultados paleomagnéticos das amostras por sítio para a Formação Pirambóia. Média calculada representada pela estrela azul; círculo de confiança em cinza.....52

Figura 23 – Dados apresentados em estereograma demonstrando a distribuição de resultados paleomagnéticos das amostras por sítio para as rochas basálticas. Média calculada representada pela estrela azul; círculo de confiança em cinza.....53

Figura 24 – Dados apresentados em estereograma demonstrando a média feita a partir da junção de todos os sítios de rochas basálticas. Média calculada representada pela estrela azul; círculo de confiança em cinza. No quadrado: Dg = declinação; Ig = inclinação; n = número de sítios utilizados; a95 relativo ao círculo de confiança.....54

Figura 25 – Dados apresentados em estereograma demonstrando a média feita a partir da junção de todos os sítios da Formação Teresina. Média calculada representada pela estrela azul; círculo de confiança em cinza. No quadrado: Dg = declinação; Ig = inclinação; n = número de

sítios utilizados; a_{95} relativo ao círculo de confiança. Em A, média feita sem o fator de correção. Em B, média utilizando o fator 0,5.....56

Figura 26 – Dados apresentados em estereograma demonstrando a média feita a partir da junção de todos os sítios da Formação Pirambóia. Média calculada representada pela estrela azul; círculo de confiança em cinza. No quadrado: Dg = declinação; Ig = inclinação; n = número de sítios utilizados; a_{95} relativo ao círculo de confiança. Em A, média feita sem o fator de correção. Em B, média utilizando o fator 0,5.....57

Figura 27 – VGPs da Formação Teresina, Formação Pirambóia e rochas basálticas reunidas em um único diagrama. Em A observa-se os VGPs sem a aplicação do fator 0,5 de correção. Em B, VGPs dos sítios sedimentares com a aplicação do fator.....59

Figura 28 – VGP calculado para cada um dos três sítios da Formação Pirambóia. Nesse caso, o VGP considerado para essa formação foi apenas o do sítio ANG-05 (estrela azul). Diagrama representado com aplicação do fator de correção 0,5.....60

Figura 29 – VGP calculado para cada sítio da Formação Teresina; círculo de confiança em cinza. Diagrama representado com aplicação do fator 0,5.....61

Figura 30 – VGP calculado para cada sítio de rocha basáltica; círculo de confiança em cinza.....61

LISTA DE TABELAS

Tabela 01 – Número de amostras coletadas por sítio e suas respectivas unidades geológicas e/ou litologias e suas coordenadas.....33

Tabela 02 – Dimensão dos grãos das rochas basálticas para cada sítio amostrado.....55

Tabela 03 – Valores médios das componentes características encontradas para cada sítio de amostragem que foi utilizado para as análises paleomagnéticas. Id = nome do sítio; n = número de amostras; Dg = declinação; Ig = inclinação com fator de correção 0,5 para os sítios de amostras sedimentares; k e a_{95} = valores de erros associados; Slat = latitude e Slong = longitude (referentes à localização do sítio)58

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	13
1.1. Histórico dos Arenitos Asfálticos na Bacia do Paraná.....	15
1.2. Objetivos e Justificativas.....	17
1.3. Localização e Acesso à Área de Estudos.....	17
2. GEOLOGIA REGIONAL.....	18
2.1. Sistema Petrolífero Irati-Pirambóia.....	23
2.2. Aspectos Estruturais Relacionados às Ocorrências de Arenitos Asfálticos.....	27
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	29
3.1. Levantamento Bibliográfico.....	29
3.2. Trabalho de Campo.....	30
3.3. Preparação de Amostras.....	33
3.4. Princípios do Paleomagnetismo.....	36
3.5. Análise Paleomagnética de Amostras.....	40
3.6. Análise e Interpretação de Dados.....	43
4. RESULTADOS.....	44
4.1. Resultados Representativos por Sítio.....	44
4.2. Resultados Representativos por Unidades Geológicas.....	51
4.3. Cálculo de Polos Geomagnéticos Virtuais (VGP).....	58
5. DISCUSSÃO.....	62
6. CONCLUSÃO.....	63
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	65

1. INTRODUÇÃO

Arenitos asfálticos são rochas com grãos siliciclásticos ou carbonáticos que apresentam os poros preenchidos por betume cru e viscoso. Araújo (2003) afirma que essas rochas contêm aproximadamente 10 a 15% de óleo, sendo o restante a sua matriz mineral. No estado de São Paulo, mais especificamente na borda leste da Bacia do Paraná, localizam-se diversas ocorrências de arenitos betuminosos condicionadas por fatores estruturais e estratigráficos. O fato de haver uma acumulação de afloramentos na borda da Bacia do Paraná indica fluxo hidrodinâmico seguindo para o exterior da bacia; fator que ocorre por conta da compactação causada pelos pacotes sedimentares. Esses afloramentos refletem diretamente na morfologia do terreno e sua análise morfoestrutural permite compreender melhor a gênese dessas ocorrências.

Essas ocorrências são consideradas acumulações não convencionais de hidrocarbonetos, isso porque o óleo é bem mais pesado e cru quando comparado a ocorrências usuais de petróleo e, conseqüentemente, as técnicas mais comuns e recorrentes utilizadas para a extração não se aplicam a eles. A maioria das ocorrências de arenitos asfálticos na Bacia do Paraná localizam-se na Formação Pirambóia; há registros de apenas algumas ocorrências de arenitos betuminosos na Formação Tatuí, localizadas nos municípios de Jacutinga, Minas Gerais, (FRANZINELLI, 1972) e Ipeúna, São Paulo (AQUAROLI, 2013).

Diques e soleiras basálticas ocorrem nas mesmas áreas de afloramentos de arenitos com presença de hidrocarbonetos, como observadas no Morro do Bofete, Porto Martins e Moquéim. Segundo Yoshida e Gama Jr. (1982), a presença desses derrames de rocha básica representa um fator essencial para a concentração de óleo nos arenitos por favorecer as reações térmicas e químicas de conversão da matéria orgânica em hidrocarbonetos, assim como pelo fato de criar uma rede extensa de falhas e fraturas que permitem o basalto servir como duto de migração e por selar essas estruturas. A distribuição do óleo nos arenitos não é homogênea, em virtude das diferentes estruturas presentes nessas rochas, causando diferentes alterações na permeabilidade da rocha.

A ocorrência quase exclusiva de betume da Formação Pirambóia levanta hipóteses e cria novas aberturas para pesquisas e estudos mais aprofundados. A maioria dos autores consideram os derrames magmáticos da Formação Serra Geral como responsáveis por parte da gênese do sistema petrolífero Irati-Pirambóia. No entanto, a presença de óleo é observada quase que inteiramente somente na Formação Pirambóia, sem confirmação e verificação das mesmas

ocorrências na Formação Botucatu que, assim como os arenitos da Formação Pirambóia, se encontra em contato direto com as rochas ígneas provenientes das intrusões que geraram a Formação Serra Geral.

Na busca de encontrar uma explicação para esse fato, Riccomini (2003) levanta a hipótese de que o fluxo migratório dos hidrocarbonetos para a Formação Pirambóia ocorreu no período em que a Formação Botucatu ainda não existia. A migração pode ter sido ocasionada por um fluxo geotérmico associado a uma manifestação vulcânica pertencente a um ciclo magmático mais antigo do que a Formação Serra Geral que ainda não foi identificado por pesquisadores. Portanto, existe a possibilidade de as soleiras de rocha basáltica localizadas entre as formações Pirambóia e Botucatu não serem de fato provenientes do derrame que ocasionou à origem da Formação Serra Geral.

Em vista disto, a definição da idade de soleiras basálticas inseridas entre a Formação Botucatu e os arenitos asfálticos da Formação Pirambóia permitiria a verificação dessa hipótese, atestando se de fato houve um pulso magmático precedente à Formação Serra Geral que teria possibilitado a migração do óleo para a Formação Pirambóia, assim como a concentração de hidrocarbonetos nela, antes da gênese da Formação Botucatu.

A região de Angatuba, estado de São Paulo, foi selecionada como área de estudo por conta de dois principais fatores: a grande quantidade de afloramentos de arenitos asfálticos; e a presença de uma grande soleira de rocha basáltica que marca a região desse município cortando as formações Pirambóia e Botucatu (FÚLFARO, 1970). A existência dessa soleira permite estabelecer uma relação entre essa intrusão magmática e as ocorrências areníticas betuminosas, possibilitando uma melhor compreensão sobre a gênese dessas ocorrências.

Para estabelecer uma boa caracterização para a idade dessas rochas intrusivas da área de estudo, foram feitas análises através dos princípios do paleomagnetismo. A área do paleomagnetismo estuda, em suma, o campo geomagnético registrado na magnetização presente nos minerais ferromagnéticos das rochas. Portanto, os estudos paleomagnéticos podem ser aplicados como uma ferramenta para a datação de rochas, além de apresentar utilidade para diversas outras áreas das geociências.

1.1. Histórico dos Arenitos Asfálticos na Bacia do Paraná

Desde o final do século XIX são conhecidas essas ocorrências asfálticas na Bacia do Paraná e, portanto, elas têm sido alvos de estudos e pesquisas há mais de cem anos. Em 1897, o naturalista belga Auguste Collon foi contratado por um fazendeiro do Morro do Bofete para perfurar o primeiro poço exploratório da região. Collon (1897) atribuiu o betume das rochas areníticas à procedência de um reservatório de petróleo falhado em profundidade. A noção de que se existia uma grande necessidade de expandir as matrizes energéticas levou à procura de novas reservas de petróleo, principalmente durante a primeira guerra mundial, época em que foram criadas minerações para os arenitos asfálticos na região do estado de São Paulo, visando a exploração e destilação de petróleo.

Na década de 20, o engenheiro de minas Eusébio de Oliveira sugeriu a possível gênese do betume nessas rochas como sendo proveniente de camadas profundas que atingiram os arenitos através de fendas que foram abertas durante o Triássico e que depois foram preenchidas por rochas magmáticas após um derrame (OLIVEIRA, 1920). Não se tinha um entendimento aprofundado para saber se o óleo já existia na rocha geradora, ou se ele apenas subiu pelas fendas previamente formadas, ou se até mesmo o calor causado pela intrusão gerou e liberou o petróleo das rochas betuminosas.

Moraes Rego (1930) observou que os afloramentos de arenitos asfálticos se localizavam entre camadas de sílex e rochas eruptivas, como no caso do morro do Bofete. Anos depois, Washburne (1939) descreveu de forma melhor os afloramentos e os pontos dessas ocorrências, teorizando que o betume atravessou as formações Corumbataí e Pirambóia e se acumulou nas rochas areníticas por conta de uma interrupção no percurso causada por uma intrusão de rocha basáltica em forma de dique.

Além disso, Washburne (1939) afirmou que os arenitos das Formações Botucatu e Pirambóia estão posicionados em uma localização ideal para acumular todo o óleo que possa ser formado nos folhelhos da Formação Irati, caracterizando estas duas formações como ótimas rochas reservatórias. Camadas de siltito vermelho foram observadas na Formação Pirambóia, sendo espessas o suficiente para comportarem-se como rochas selantes e, conseqüentemente, impedirem a migração dos hidrocarbonetos para outra rocha, favorecendo sua acumulação nos arenitos.

De acordo com o autor, uma intrusão ígnea teria alta capacidade para destruir a estrutura dos hidrocarbonetos. Portanto, as soleiras que cortam os arenitos da Formação Pirambóia

possivelmente foram as responsáveis pelo aquecimento de matéria orgânica com suas altas temperaturas e posterior formação do óleo. O óleo que poderia ter se formado além da zona superaquecida pelo derrame de lavas iria mais tarde se acumular na própria estrutura formada pela intrusão destes magmas.

Em 1940, Froés de Abreu afirmou que a hipótese que melhor explicaria a gênese do óleo seria a existência de betume em outra camada de rocha que posteriormente migrou para os arenitos, ou que esse betume seria produto da destilação dos folhelhos escuros da Formação Irati. Na década seguinte, o Conselho Nacional do Petróleo realizou uma série de diferentes mapeamentos geológicos para obter um melhor entendimento e registrar possíveis estruturas que poderiam resultar na acumulação de óleo nas camadas de arenito da Formação Pirambóia.

Andrade e Soares (1971) inferiram pela posição estratigráfica das jazidas de óleo dos arenitos da Formação Pirambóia que a origem do betume era muito provavelmente pertencente aos folhelhos da Formação Irati. Franzinelli (1972) analisou e descreveu características sedimentares mais detalhadas de diversos afloramentos nas regiões de Angatuba, Anhembí, Bofete etc. Além disso, a autora interpretou a origem do óleo como sendo proveniente de uma grande camada de calcário pertencente à Formação Irati e estudou de forma mais detalhada os aspectos geoquímicos do óleo e as estruturas das rochas areníticas. De acordo com análises granulométricas feitas a partir de amostragens, a autora afirmou que a quantidade de asfalto nos arenitos está relacionada com o teor de partículas finas: quanto mais argila e silte estiver presente na rocha, menor o teor de betume presente.

Thomaz Filho (1982) avaliou em seus estudos sobre as ocorrências betuminosas na região de Anhembí que os arenitos friáveis da Formação Pirambóia são predominantemente eólicos na parte inferior e fluviais na parte superior, esses últimos possuindo matriz mais argilosa. O resultado de perfurações feitas nessas rochas mostrou valores de 17% de óleo em peso na área, (totalizando aproximadamente 0,4 km²) e espessuras de arenitos asfálticos que ultrapassaram 80 metros. A localização dessa concentração de hidrocarbonetos é subordinada pelo limite estrutural da base da Formação Pirambóia.

Araújo (2003) fez uma compilação de artigos e estudos ligados aos afloramentos de arenitos asfálticos e aplicou métodos geofísicos gravimétricos em grande parte das ocorrências do estado de São Paulo a fim de explicar melhor a gênese do betume e como se deu a migração desses hidrocarbonetos. No ano seguinte, o autor apresentou a distribuição espacial das ocorrências no estado e descreve os principais elementos e processos relacionados, concluindo

que o modelo genético estaria ligado à intrusão de soleiras da Formação Serra Geral nos folhelhos da Formação Irati seguida de migração por falhas e acumulação final na Formação Pirambóia, capeada e presa pela existência de camadas de argila e diques básicos (ARAÚJO, 2004).

1.2. Objetivos e Justificativas

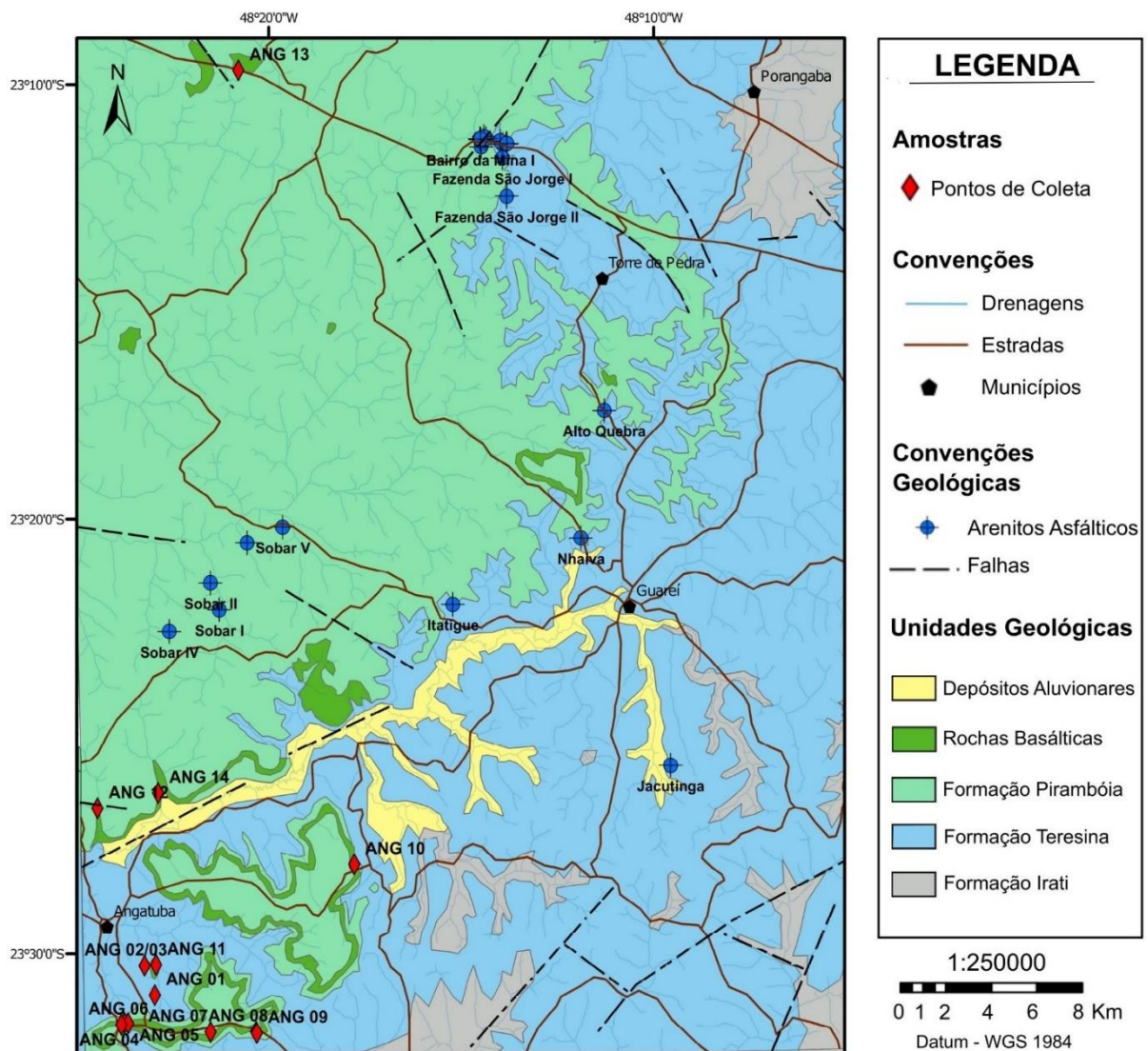
O presente Trabalho de Conclusão de Curso tem como foco principal e fundamental a definição da idade das rochas basálticas localizadas entre as os arenitos asfálticos da Formação Pirambóia e a Formação Botucatu na região de Angatuba através da utilização das técnicas do paleomagnetismo, visto que estudos prévios atribuem a gênese dessas rochas aos derrames de magma que acarretaram à originação da Formação Serra Geral. A amostragem destas rochas inseridas entre as duas formações areníticas permite o cálculo do polo paleomagnético e, conseqüentemente, permite verificar cronologicamente se as suas gêneses estão de fato relacionadas a um ciclo magmático mais antigo ou se elas simplesmente são provenientes do derrame Serra Geral.

A necessidade de um entendimento mais detalhado sobre a idade do magmatismo que ocorreu entre as formações Pirambóia e Botucatu é especialmente relevante para a comunidade científica, principalmente quando se diz respeito a aspectos estratigráficos e sedimentares que podem auxiliar na correlação entre as áreas de estudos em que essas unidades de rochas ocorrem. A melhor compreensão dessas informações pode preencher lacunas que se relacionam a questões ligadas à idade dessas duas formações que previamente não foram definidas de forma bem detalhada, principalmente pela falta de fósseis com significados bioestratigráficos relevantes e estudos radiométricos precisos.

1.3. Localização e Acesso à Área de Estudos

Localizada na porção sudoeste do estado de São Paulo, a área de estudo abrange majoritariamente o município de Angatuba, estendendo algumas das coletas até a região de Bofete. O acesso aos afloramentos, partindo da cidade de Rio Claro, utiliza as rodovias estaduais SP-127, SP-147, SP-374 (Rodovia Castelo Branco) e SP-270 (Rodovia Raposo Tavares). Além dessas principais rodovias, o acesso à alguns afloramentos se deram pela utilização de outras estradas de terra distribuídas ao longo de toda a região de estudo (Figura 1).

Figura 1 – Mapa geológico da área de estudo evidenciando as principais ocorrências de arenitos asfálticos, as diferentes litologias e os sítios de coletas de amostras.



2. GEOLOGIA REGIONAL

A Bacia do Paraná é uma extensa sinéclise intracratônica neo-ordoviciano a neocretácea situada na parte centro-leste da América do Sul, ocupando uma área de aproximadamente 1.700.000 km² apenas em território brasileiro (MILANI *et al.*, 2007), englobando grande parte de estados como Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, São Paulo, Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul (GRAVENOR e ROCHA-CAMPOS, 1983). Possui cerca de 1.750 km de extensão e aproximadamente 900 km de largura em formato oval com seu eixo mais alongado seguindo direção NNE-SSW (HOLZ *et al.*, 2010).

Foi desenvolvida inteiramente sobre crosta continental e preenchida por rochas sedimentares e magmáticas que têm idades variando entre Siluriano e Cretáceo (ZALAN *et al.*,

1990). Em seu depocentro encontra-se o pacote vulcano-sedimentar contendo rochas sedimentares com idades paleozoicas, mesozoicas e cenozoicas, além de incluir rochas vulcânicas basálticas com origem relacionada ao evento Serra Geral (SCHNEIDER *et al.*, 1974). Sua evolução tectono-estratigráfica ocorreu paralela e concomitante à formação de cinturões colisionais que representam uma grande faixa localizada no limite SW do supercontinente Gondwana (MILANI *et al.*, 2007).

A origem da Bacia do Paraná é debatida e explicada de diferentes formas por pesquisadores: Fúlfaro *et al.* (1984) afirmam que esforços de compressão não seriam capazes de formar dobramentos intensos, portanto as deformações estariam diretamente relacionadas com falhas e intrusões de rochas basálticas e diabásicas. Cordani *et al.* (1984) atribuíram o surgimento de extensos riftes como precursor da subsidência da bacia. No caso de Zalán *et al.* (1990), a gênese da bacia foi interpretada como tendo ligação a eventos de resfriamento da litosfera a partir de uma região anormalmente aquecida no decorrer do Ciclo Brasileiro.

Em relação aos aspectos estratigráficos, a Bacia do Paraná tem seu embasamento consolidado por rochas magmáticas e metamórficas e seu registro sedimentar é definido por sucessões de rochas sedimentares e ígneas extrusivas que apresentam espessura máxima de 7.000 metros (MILANI *et al.*, 2007). O conjunto dessas rochas representa a superposição de pacotes depositados em pelo menos três diferentes ambientes tectônicos consequentes da movimentação de placas que levou à evolução do Gondwana. Zalán *et al.* (1990) afirmam que as rochas sedimentares da bacia foram depositadas sobre o recém-formado Gondwana, que até então era constituído por diversos núcleos cratônicos rodeados de cinturões móveis orogênicos.

De acordo com Milani (1997), no estado de São Paulo, o registro estratigráfico da bacia equivale às unidades litoestratigráficas referentes a quatro diferentes supersequências, sendo elas: Paraná, que cobre uma pequena área do sul do estado, possuindo depósitos fluviais e costeiros; Gondwana I, que demonstra transgressão marinha em sua porção da base e regressão na porção do topo (última a preservar sedimentos de origem marinha); Gondwana III, que evidencia uma desertificação mesozoica e magmatismo fissural relacionado com o rompimento do supercontinente Gondwana; e Bauru, que equivale, majoritariamente, a depósitos de clima semi-árido com ocasionais sistemas fluviais inconstantes. Na Figura 2 é possível observar uma coluna estratigráfica da Bacia do Paraná no estado de São Paulo.

Figura 2 - Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná no estado de São Paulo (região de Rio Claro, Limeira e Piracicaba).

COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARANÁ NA REGIÃO DE RIO CLARO/LIMEIRA/PIRACICABA (SP)								
ERA	PERÍODOS	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA	Espos. Aprox. (metros)	DESCRIÇÃO SUCINTA	AMBIENTE DE DEPOSIÇÃO	
CENOZÓICA	QUATERNÁRIO		RIO CLARO		30	ARENITOS POUCO CONSOLIDADOS COM LENTES DE ARGILAS E NÍVEIS CONGLOMERÁTICOS NA BASE	CONTINENTAL: PLANÍCIE ALUVIAL E LACUSTRE. COLUVIÕES	
	TERCIÁRIO		ITAQUERI		100	ARENITOS CONGLOMERÁTICOS E ARENITOS SILICIFICADOS / FERRICRETES	CONTINENTAL: LEQUES ALUVIAIS FLUVIAL E LACUSTRE	
MESOZÓICA	CRETÁCEO	SÃO BENTO	SERRA GERAL		100	DERRAMES DE BASALTOS COM LENTES DE ARENITO NA BASE, DIQUES E SOLEIRAS DE DIABÁSIO	MAGMATISMO FISSURAL	
	JURÁSSICO		BOTUCATU		100	ARENITOS BEM SELECIONADOS COM GRÃOS BEM ARREDONDADOS E BEM ESFÉRICOS, POUCA ARGILA	CONTINENTAL: DESÉRTICO	
	TRIÁSSICO		PIRAMBÓIA		150	ARENITOS COM GRÃOS ARREDONDADOS E ESFÉRICOS, DIVERSOS NÍVEIS DE LAMITOS	CONTINENTAL: FLUVIAL E DESÉRTICO	
				CORUMBATAÍ		100	SILTITOS CONTENDO LENTES DE ARENITOS FINOS, ARGILITOS, SILTITOS, ARENITOS FINOS, NÍVEIS DE CALCÁRIOS DOLOMITICOS E COQUINAS <i>(Argilitos = matéria-prima para a indústria cerâmica da região de Rio Claro)</i>	CONTINENTAL: LACUSTRE TRANSICIONAL: PLANÍCIE DE MARE
PALEOZÓICA	PERMIANO	PASSA DOIS	IRATI		40	FOLHELHOS, SILTITOS, FOLHELHOS PIROBETUMINOSOS, CALCÁRIOS DOLOMITICOS	TRANSICIONAL: LAGUNA MARINHO RASO; PLATAFORMA	
			TATUI		50	SILTITOS E SILTITOS ARENOSOS	TRANSICIONAL: PLANÍCIE COSTEIRA MARINHO RASO; PLATAFORMA	
		ITARARÉ	Grupo ITARARÉ (indiviso no Estado de São Paulo)			900	ARENITOS, SILTITOS, VARVITOS E DIAMICTITOS (ALGUNS VERDADEIROS TILITOS)	CONTINENTAL (GLACIAL): ALUVIAL - LEQUES E FLUVIAL; LACUSTRE TRANSICIONAL: DELTAS MARINHO (GLÁCIO-MARINHO): PLATAFORMAL
	CARBONÍFERO							
Pré-Cambriano			EMBASAMENTO			GRANITOS, MIGMATITOS, GNAISSES, XISTOS, QUARTZITOS		

Fonte: Modificada de Perinotto e Zaine (2008), sobre proposta de Soares e Landim (1975).

Localizada na Bacia do Paraná, a Formação Pirambóia é essencialmente constituída por espessas camadas de arenitos de granulação bem selecionada fina e média. As rochas areníticas dessa formação portam estruturas marcantes, comumente sendo as estratificações cruzadas acanaladas que apresentam variações de porte médio a grande, com ângulo considerado relativamente baixo, ou até mesmo beirando formatos plano-paralelos (CAETANO-CHANG *et al.*, 1991). Além disso, podem ser observadas fácies argilosas de lentes de rochas pelíticas que estão relacionadas a ambientes de canais fluviais temporários interdunas e que são verificadas principalmente em intercalações com as sequências de estratificações cruzadas.

O contato inferior da Formação Pirambóia é feito com a Formação Corumbataí. Datada no Permiano Inferior (HOLZ *et al.*, 2010), a Formação Corumbataí é constituída por argilitos, siltitos e folhelhos com intercalações de níveis areníticos e carbonáticos no topo. Fora dos domínios paulistas da Bacia do Paraná, essa formação é o equivalente estratigráfico à Formação Teresina (MILANI *et al.*, 2007). Nas porções pelíticas é comum encontrar estratificações plano-paralelas, laminações cruzadas, laminações tipo “*flaser*” e marcas onduladas. Schneider *et al.* (1974) afirmam que essa formação tenha sido depositada em ambiente marinho raso; enquanto para outros autores, como Rohn (1995), o ambiente seria lacustre.

O ambiente deposicional atribuído à Formação Pirambóia é continental e predominantemente de depósito de duna associado à interdunas úmidas e lençóis de areia nas porções intermediárias e inferiores de duna (CAETANO-CHANG e WU, 1993). Brighetti (1994) afirma que, na porção centro-leste do Estado de São Paulo, essa formação exhibe certa sucessão sedimentar que indica condições gradativamente mais áridas rumo ao topo. Ou seja, a porção inferior é predominantemente composta por depósitos de duna associados a interdunas úmidas, enquanto na parte superior esses depósitos são raramente observados.

De acordo com Caetano-Chang e Wu (2006), na porção do topo é possível observar arenitos grossos e conglomeráticos com estratificações cruzadas acanaladas chamadas de “Arenito Itapirina” que são interpretados como depósitos de canais fluviais alternados com depósitos eólicos de duna e interduna. Por conta disso, é possível presumir que essa formação teve origem em um paleoambiente considerado desértico úmido que foi sucessivamente tornando-se mais árido.

A Formação Pirambóia apresenta conteúdo fossilífero que é considerado muito escasso, embora apresente alguns raros casos de conchostráceos e ostracodes de água doce (MEZZALIRA, 1989). Apesar dessas aparições atípicas, a presença de fósseis nessa formação não apresenta utilidade que possa ser considerada relevante para a sua geocronologia (BERTINI, 1993). Além disso, por conta dessa escassez de fósseis, a idade deposicional e correlação com outras unidades ainda são consideradas indefinidas.

Até a década de 1930, denominava-se de “Camadas Pirambóia” todas os argilitos, siltitos e arenitos argilosos inseridos na porção conhecida como “Arenito Botucatu”. Isso mudou a partir do momento em que Washburne (1930) surgiu com uma proposta de separação, sendo que as “Camadas Pirambóia” compreenderiam a sucessão inferior, de depósitos fluviais, e os “Arenitos Botucatu” abrangeriam a sucessão superior, de arenitos eólicos. Alguns autores, como Almeida e Barbosa (1953) e Bósio (1973), reconheceram e concordaram com a distinção sugerida.

Foi na década de 70 que houve mais uma alteração na denominação dessa unidade. Até então, era convenção chamar toda a sequência pré-vulcânica mesozoica simplesmente de “Formação Botucatu”. Contudo, Soares (1975) mapeou e particularizou essa unidade, individualizando a porção inferior como “Formação Pirambóia”. Ou seja, as unidades foram divididas em “Pirambóia” (pacote fluvial de base) e “Botucatu” (sedimentos eólicos de topo). Com o passar das décadas, autores como Caetano-Chang *et al.* (1991) e Caetano-Chang e Wu

(1993) também reconheceram deposições em ambientes eólicos para a Formação Pirambóia, porém com forte influência de alterações no nível freático que resultaram em depósitos interdunas.

Em vista disso, estratigraficamente acima da Formação Pirambóia se localiza a Formação Botucatu, composta por arenitos quartzosos finos a médios, bem selecionados e com colorações avermelhadas, rosadas e amareladas. Essa formação apresenta feições típicas de depósitos eólicos, como alto grau de arredondamento e grãos foscos, assim como ausência de sedimentos finos na matriz da rocha. Uma grande parte da Formação Botucatu sofreu um processo de silicificação ligado à atividade de vulcanismo Serra Geral. A sílica, em forma de cimento, que é encontrada preenchendo os poros dessas porções é inteiramente amorfa e dá aspecto duro e rígido à rocha.

Almeida (1953) afirma que os arenitos da Formação Botucatu teriam se depositado em uma extensa província desértica que acabou levando a designação do “Paleodeserto Botucatu”. O contato superior da Formação Botucatu é feito com a Formação Serra Geral e é considerado como concordante, com recorrências de arenitos (intertrapas) nos derrames Serra Geral. Além disso, o entendimento da evolução e da geometria dos arenitos dessa formação é de grande interesse para os pesquisadores, visto que essas rochas constituem notáveis reservatórios de água doce (ASSINE *et al.*, 2004).

As estratificações cruzadas da Formação Botucatu representam dunas eólicas, além da presença de raros depósitos de arenitos com estratificação plano-paralela, associados a depósitos interdunas (ASSINE *et al.*, 2004). Apesar da sedimentação dessa formação ter sido decorrida majoritariamente em um ambiente desértico, foram observadas na porção basal dessa formação arenitos conglomeráticos, típicos de deposição em ambientes subaquosos. Caetano-Chang (1997), afirma que esses depósitos são provenientes da contemporaneidade entre as fácies eólicas e um sistema de canais fluviais entrelaçados. Tais fácies caracterizam uma discordância e, de acordo com Soares (1975), são interpretadas como depósitos de fluxos episódicos torrenciais em ambiente desértico que ocorreram durante o início da sedimentação.

Especialmente por conta da ausência de bons conteúdos fossilíferos, as idades das Formações Pirambóia e Botucatu não são precisamente definidas. Baseado em correlações estratigráficas e observações de contato, Soares (1975) considerou que as sedimentações dessas duas formações foram dadas entre o Triássico Médio e o Jurássico Médio a Superior. Outros autores, como Riccomini (1995), consideram a idade de sedimentação da Formação Pirambóia no

limite Permiano-Triássico e o intervalo de tempo para a Formação Botucatu no Cretáceo Inferior, contemporâneo à atividade vulcânica da Formação Serra Geral.

A Formação Pirambóia é usualmente considerada como sendo de idade triássica, contudo, Milani *et al.* (2007) sugerem que a sua deposição tenha começado no Permiano. Além disso, outros autores ainda julgam que a unidade poderia ser de idade jurássica (SOARES *et al.*, 2008; CABRAL, 2011; CHRISTOFOLETTI *et al.*, 2021). Lavina (1989) estimou a deposição dessa formação como tendo ocorrido entre o Permiano Superior e o Triássico Inferior a partir de correlações feitas com a Formação Rio do Rasto.

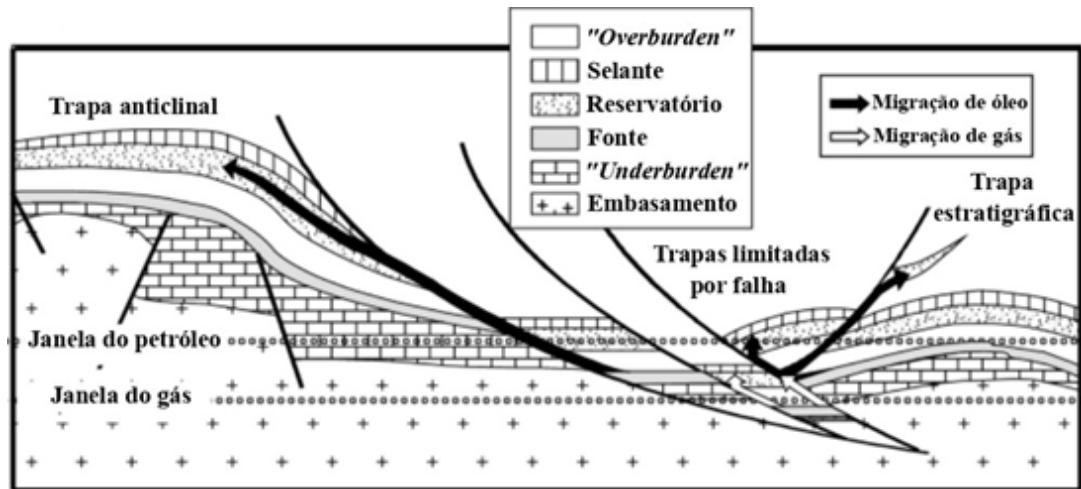
O contato superior da Formação Pirambóia com a Formação Botucatu é interpretado de diferentes formas pelos autores. Segundo Soares (1972), ele é essencialmente transicional; enquanto outros autores, como Riccomini *et al.* (1984), argumentam que o contato é, na verdade, discordante e marcado por diversas intercalações com as rochas ígneas provenientes do vulcanismo que gerou a Formação Serra Geral.

Considerada por pesquisadores como sendo um dos agentes selantes essenciais no sistema petrolífero Irati-Pirambóia, a Formação Serra Geral foi originada por um evento de magmatismo fissural intracratônico causado pela ruptura do supercontinente Gondwana e pela abertura do Oceano Atlântico Sul (ZALÁN *et al.*, 1987). Essa formação com idade cretácea entre 135-130 Ma (ERNESTO, 1990) é composta por uma sequência de rochas vulcânicas em forma de derrame basáltico e toleítico, com presença de diversas amígdalas em seu topo. A Formação Serra Geral também compreende diques e soleiras de diabásio que intrudem diversos pacotes de rochas sedimentares, incluindo as formações Tatuí, Irati, Corumbataí e Pirambóia.

2.1. Sistema Petrolífero Irati-Pirambóia

O conceito de sistema petrolífero foi introduzido por Dow (1972) durante estudos na Bacia de Williston e tornou-se uma ferramenta exploratória essencial na indústria do petróleo. Baseia-se na ideia conhecida por “momento crítico”, em que uma área tridimensional apresenta as devidas condições de geração, migração e acumulação (Figura 3); tais fatores estão inteiramente relacionados entre si e convivem em um determinado período. Esses sistemas são controlados principalmente pela estratigrafia e aspectos estruturais da bacia, assim como pelo sincronismo de eventos e sua extensão geográfica (MAGOON e DOW, 1994).

Figura 3 – Esquema indicando os principais agentes envolvidos em um sistema petrolífero.



Fonte: Modificado de Hsu e Robinson (2019).

O sistema petrolífero é iniciado a partir da deposição da rocha geradora, usualmente sendo folhelhos, argilitos ou mudstones com teores altos de matéria orgânica que atingem um nível médio de Carbono Orgânico Total (COT) entre 2 e 8%. Apesar de serem raras as ocasiões, há a possibilidade de serem atingidos níveis mais elevados, como é o caso da Formação Irati que atinge o nível de 24% (MILANI *et al.*, 2007). A matéria orgânica presente nos sedimentos é então submetida aos processos diagenéticos, que acontecem a aproximadamente 60°C, e ocorre a transformação em querogênio (THOMAS, 2004).

Conforme a bacia sofre subsidência, a pressão e temperatura é elevada, atingindo até 150°C (catagênese), aos poucos transformando o querogênio em óleo e gás rico em elementos voláteis. Caso as condições de temperatura continuem a subirem, o óleo gerado entra na janela do metamorfismo e passa a ser degradado, gerando gás seco em forma de metano até a temperatura de 210°C (metagênese). Os hidrocarbonetos em forma de petróleo que atingem essas temperaturas passam para uma fase de gás carbônico, resíduos de metano e grafita.

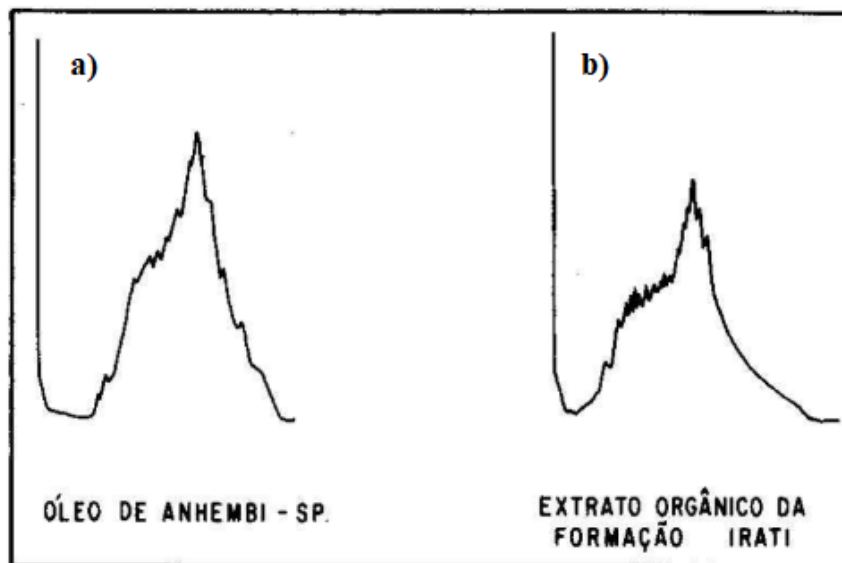
O aumento da pressão gerado pela transformação do óleo e gás resulta no fraturamento hidráulico na rocha geradora, levando a migração primária dos hidrocarbonetos para fora dessa rocha. As fraturas existentes nessas rochas são utilizadas como um trajeto para o transporte até atingirem as armadilhas, caracterizado como processo secundário de migração. Essas armadilhas, ou trapas, podem ser altos estruturais, domos salinos, falhas, dobras anticlinais, camadas em cunha sofrendo compressão etc. (HARDING e LOWELL, 1979). Se eventualmente a trapa inexistir, a migração terciária do óleo resulta em escape e oxidação, consequentemente degradando o petróleo quando este atingir a superfície (MILANI *et al.*, 2000).

De acordo com Milani *et al.* (2000), a rocha reservatório se encontra inserida na armadilha e corresponde a uma litologia com alta permeabilidade e porosidade, variando entre uma média de 5 e 35%, comumente sendo arenitos e calcários porosos. Rochas selantes com baixa porosidade evitam o escape e fuga dos hidrocarbonetos do sistema petrolífero, usualmente sendo rochas pelíticas ou rochas magmáticas. Existe também a possibilidade de a barreira ser realizada por aspectos estruturais na rocha, como falhas, e por processos diagenéticos, como a cimentação. Na Bacia do Paraná um dos sistemas petrolíferos mais conhecidos e com atividades exploratórias desenvolvidas é o Irati-Pirambóia.

A Formação Irati é subdividida em dois diferentes membros: o Membro Taquaral, na porção inferior; e o Membro Assistência, na porção superior. O Membro Taquaral é composto por folhelhos com intercalações de siltitos e que apresenta conteúdo fossilífero de crustáceos, escamas, dentes e restos de peixes (RAGONHA, 1987). O Membro Assistência é composto por camadas de folhelhos betuminosos, intercaladas com calcários dolomíticos exibindo concreções de sílex; apresenta também conteúdo fossilífero, comumente sendo de restos de peixes, fragmentos de caules e répteis da espécie *Mesosaurus tenuidens*, que representam importantes fósseis-guias (RICARDI-BRANCO *et al.* 1999).

Análises isotópicas e de cromatografia do óleo comparados a rochas possivelmente geradoras na Bacia do Paraná revelam grande semelhança com cromatogramas realizados para as parafinas de óleo exsudado diretamente da Formação Irati (QUADROS, 1981) (Figura 4). Esta circunstância representa um forte indício de que a Formação Irati é a geradora dos hidrocarbonetos presentes na Formação Pirambóia. Os cromatogramas refletem que o óleo é muito imaturo e de alta viscosidade em vista da abundância de certos compostos, como esteranos, terpanos e enxofre (aproximadamente 3% em peso total).

Figura 4 – Comparação feita entre cromatogramas: a) óleo retirado da ocorrência de arenito asfáltico localizada em Anhembi – São Paulo; b) extrato orgânico da Formação Irati.



Fonte: Modificado de Quadros (1981).

A rocha geradora da Formação Irati é constituída de folhelho escuro bem distribuído, embora seu potencial de geração em padrões volumétricos seja considerado fraco. As condições de geração de óleo ocorrem, no geral, na parte central da bacia, pois essa porção é a que se encontra dentro da janela de geração de petróleo (GOULART e JARDIM, 1982). A geração pode também ocorrer localmente e ser encontrada em estados de maturidade, ou até mesmo supermaturidade, em zonas associadas a intrusões. Zalán *et al.* (1990) demonstram que a Formação Irati pode atingir a zona de supermaturidade caso a espessura de soleiras nessa unidade seja maior que 30 metros. Além disso, os autores indicam com dados geoquímicos que as rochas do Membro Assistência são as melhores geradoras de toda a Bacia do Paraná.

A geração da quantidade considerável de óleo na Formação Irati se deu pela grande abundância de matéria orgânica lipídica presente nos folhelhos. Quadros (1981) considera que houve uma migração precoce do óleo dos folhelhos da Formação Irati para calcários porosos que ocorrem intercalados nesta formação, também agindo como reservatórios intermediários. Posteriormente, os fraturamentos associados ao tectonismo dos derrames basálticos que formaram a Formação Serra Geral possibilitaram a migração destes reservatórios de calcário por meio de diversas falhas e fraturas para os arenitos da Formação Pirambóia.

A distribuição de hidrocarbonetos na Formação Pirambóia sugere que a migração ocorreu seguindo o contato das intrusões de diabásio com os sedimentos, evidenciada pela concentração nas áreas mais distantes de diques e soleiras por conta da redução de pressão

hidrostática exercida pelos fluidos contidos nas rochas areníticas em oposição a quantidade de óleo procedente dos contatos intrusões/sedimentos (processo de equalização de pressão).

O fluxo hidrodinâmico indicado ocorreu de dentro para fora da bacia, sendo que os diques e soleiras foram peças essenciais nessa migração lateral de óleo. Esse fluxo de hidrocarbonetos ocorreu antes da geração das estruturas selantes com alta eficiência, sendo elas as intrusões basálticas geradoras de diques e soleiras de diabásio (ARAÚJO, 2003). De acordo com Artur e Soares (2002), fácies da Formação Pirambóia que apresentam um maior teor de argila foram uma das únicas componentes que agiram como estruturas selantes antes das intrusões, devido a sua baixa permeabilidade e porosidade.

O grau geotérmico que atingiu os folhelhos da Formação Irati antes da ocorrência dos derrames basálticos é considerado fraco e, conseqüentemente, gerou óleo imaturo, cru e viscoso, com aproximadamente 5° API. Para se ter uma percepção da abundância desse betume nas ocorrências de arenito asfáltico no sudoeste do estado de São Paulo, Thomaz-Filho (1982) estimou que apenas a ocorrência na região de Anhembi por si só apresente um volume de cerca de 6 milhões de barris, considerando o teor médio de 5,5% de óleo em peso (GROSSI SAD e SARAIVA, 1981).

2.2. Aspectos Estruturais Relacionados às Ocorrências de Arenitos Asfálticos

A posição estratigráfica das rochas que afloram na região de Angatuba e a rápida sucessão das unidades litológicas em um pequeno espaçamento horizontal, assim como a quantidade de rochas intrusivas, chama a atenção para a geologia estrutural da área, abrindo espaço para interpretações tectônicas. Mendes (1962) foi o primeiro autor a escrever sobre a complexidade tectônica presente na região, afirmando que falhamentos seguindo a direção NE-SW deram origem a um sistema escalonado com basculamento de blocos.

O bloco principal que compõe grande parte da área da serra de Angatuba possui os limites N e S mais facilmente demarcáveis no terreno do que os seus limites laterais E e W. Na face ocidental da serra, observa-se uma faixa de alguns quilômetros com uma grande concentração de rochas intrusivas, indicando uma zona de intensa movimentação tectônica.

Fúlfaro (1970) obteve dados em sua tese que permitiram determinar a ocorrência de um falhamento em blocos na região, causado por falhas normais, e que resultou em um padrão escalonado de blocos basculados, um dos quais é evidenciado pela serra de Angatuba. Paralelamente à direção principal das falhas de NE-SW, houve outros falhamentos com direção

Fonte: Extraído de Araújo *et al.* (2006).

Na região do município de Anhembi, existem pelo menos oito ocorrências de arenitos asfálticos e, no geral, todas se encontram em áreas que podem ser consideradas íngremes e sujeitas à erosão, ao redor da porção central do alto estrutural (ARAÚJO *et al.*, 2005). Muito provavelmente, a erosão ao longo do tempo geológico destruiu outras possíveis ocorrências, da mesma forma que também possibilitou a geração de novas exposições de afloramentos. Essa mesma erosão de idade terciária certamente impactou destrutivamente os selos associados à essas ocorrências de arenitos asfálticos.

As bandas de deformação da Formação Pirambóia apresentam planos de rejeito que variam de milímetros a centímetros. Contudo, elas ocorrem em zonas de bandas que acabam transformando o rejeito na ordem de metros por conta da somatória sucessiva do conjunto dessas bandas. Em escala microscópica, essas bandas de deformação são definidas por algumas características, sendo elas: a diminuição de porosidade; redução do tamanho dos grãos; e agregação de cimento silicoso nos poros da rocha.

Essas bandas corroboram com o fato de que a migração dos hidrocarbonetos ocorreu após a geração desses falhamentos, isso porque microscopicamente não foram encontrados indícios ou feições de expulsão de hidrocarbonetos através de seus planos de cominuição. Além disso, as ocorrências de arenitos betuminosos se concentram nos principais lineamentos da região, sugerindo que tais lineamentos podem ter se configurado e agido como os principais condutos de hidrocarbonetos. Araújo *et al.* (2006) reforçam que durante seus estudos na área foram encontradas evidências de movimentação tectônica seguindo as direções NW e NE, em conjunto com zonas de bandas de deformação.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Levantamento Bibliográfico

A elaboração do Trabalho de Conclusão de Curso iniciou-se com um levantamento bibliográfico detalhado, focado nas ocorrências de arenitos asfálticos no estado de São Paulo, assim como as suas relações estruturais e estratigráficas com a Bacia do Paraná e o sistema petrolífero Irati-Pirambóia. Incluso nesses estudos bibliográficos estão os livros de Washburne (Geologia do Petróleo do Estado de São Paulo, 1939) e a análise de mapas de bens minerais do estado de São Paulo, oriundos da base de dados da CPRM, Projeto Leste.

Simultaneamente ao levantamento bibliográfico, foi organizado e produzido, através do software ArcGIS (versão 10.8), um mapa geológico que engloba a área de estudo, localizada

no sudoeste do estado de São Paulo, com foco no município de Angatuba. Sua finalidade principal foi de identificar e documentar as principais ocorrências de arenitos asfálticos na região, assim como diferenciar as diversas unidades geológicas presentes. A elaboração desse mapa foi essencial para a realização de um campo de reconhecimento na área de interesse.

3.2. Trabalho de Campo

O trabalho de campo foi dividido em quatro dias, em razão do número de afloramentos que foram visitados e da quantidade de amostras coletadas. O primeiro dia de campo foi realizado com base no mapa geológico confeccionado previamente, seguindo as litologias de rochas basálticas identificadas, a fim de encontrar bons afloramentos para a coleta de amostras. Além disso, foram visitadas algumas ocorrências de arenitos asfálticos para identificar possíveis contatos com soleiras basálticas (Figura 6).

Figura 6 – Arenito saturado em asfalto. Amostra retirada de um afloramento da Formação Pirambóia localizado no Morro do Bofete.



Após a identificação de afloramentos adequados e em boas condições, foram realizados os outros três dias de campo com intenção de retornar aos afloramentos previamente encontrados e descobrir novos pontos que poderiam ser considerados úteis para eventuais coletas extras. Os pontos escolhidos se localizam espalhados ao longo do município de Angatuba e em seus arredores, principalmente em afloramentos que foram expostos devido ao

corte de estradas e rodovias. Após essa identificação, a coleta de amostras em cada um dos afloramentos selecionados é iniciada.

O primeiro ponto de coleta, denominado de “ANG-01”, foi realizado em um local que foi possível observar o contato transicional de rochas areníticas da Formação Pirambóia com siltitos da Formação Teresina. A coleta de amostra foi realizada com as próprias mãos em uma porção do silito, limpando a superfície horizontal para coletar uma boa amostra do acamamento da rocha (S0). A posição do norte é marcada na amostra com o auxílio de uma bússola Brunton. O processo se repetiu para os próximos dois pontos de coleta, “ANG-02” e “ANG-03”, que se encontravam nos mesmos arredores do primeiro ponto.

A quarta e quinta coleta de amostras (ANG-04 e ANG-05) ocorreram em um corte de estrada que expôs um afloramento de silito arroxeadado da Formação Pirambóia, caracterizado como uma fácies de interduna. Contudo, diferente das últimas três coletas, esses dois novos sítios de coletas tiveram suas amostras retiradas do afloramento com o auxílio de uma furadeira. No caso do sítio ANG-04, apenas a amostra “A” foi coletada sem o uso da furadeira, tendo sido feita com as próprias mãos, assim como nos últimos três sítios. Essa furadeira é específica para amostragem de rochas ígneas e sedimentares em forma de testemunho, que consiste em um formato cilíndrico que futuramente irá facilitar as análises paleomagnéticas.

Esse processo de coleta (Figura 7) é feito com o uso de uma furadeira elétrica Makita com broca diamantada que funciona à bateria e, quando conectada a um galão de 6 litros de água para sua lubrificação, tem o poder de perfurar a rocha em apenas alguns minutos. Após o furo ser realizado, utiliza-se um orientador com uma bússola do tipo “Brunton” em sua extremidade para medir o “*hade*” (corresponde à inclinação vertical) e o azimuth do testemunho perfurado. É recomendado aproximar a bússola do afloramento antes das medições para verificar se o teor de minerais magnéticos da rocha é alto o suficiente ao ponto de alterar o campo magnético e atrapalhar as leituras.

A amostra dentro do furo é riscada com uma haste de cobre e, posteriormente, é reforçada com grafite para impedir que esse dado essencial seja perdido. Depois das marcações, geralmente utiliza-se uma talhadeira convexa para desprender mais facilmente a amostra da rocha. Após essa etapa, a amostra é inserida dentro de um saco plástico com seu devido nome e sítio identificados.

Assim como nos últimos dois sítios de amostragem, todas as próximas amostras foram coletadas com a utilização da furadeira diamantada, desde o sítio ANG-06 até ANG-14. Todos

esses outros nove sítios foram amostragens de rocha basáltica, com exceção de ANG-09, que foi outra coleta de siltito da Formação Pirambóia (fácies interduna).

Figura 7 – Foto A da broca diamantada realizando um furo, utilizada no processo de coleta de amostra. Em B observa-se o orientador posicionado ainda dentro do furo para medição do “*hade*” e a bússola “Brunton” fixada em sua extremidade com intenção de medir a posição do norte magnético. Em C observa-se a amostra de basalto já retirada do furo com a seta indicando a posição do norte magnético medido com a bússola, assim como sua respectiva identificação marcada.



Em alguns afloramentos de rocha basáltica (ANG-12 e ANG-14) foi possível notar a influência de anomalias magnéticas ligadas a esse tipo de rocha ígnea. Por conta disso, destaca-se a importância de verificar se a rocha é magnética o suficiente ao ponto de afetar o funcionamento da bússola antes de fazer as medições de declinação magnética. Na Tabela 01 é possível observar a quantidade de amostras coletadas em cada sítio, assim como sua respectiva litologia e/ou unidade geológica e coordenada correspondente.

Tabela 01 – Número de amostras coletadas por sítio, suas respectivas unidades geológicas e/ou litologias e suas coordenadas.

SÍTIO	LITOLOGIA	UNIDADE GEOLÓGICA	NÚMERO DE AMOSTRAS	LATITUDE / LONGITUDE
ANG-01	Siltito	Formação Teresina	02	-23.516667 / -48.391667
ANG-02	Siltito	Formação Teresina	02	-23.505278 / -48.395833
ANG-03	Siltito	Formação Teresina	02	-23.505278 / -48.395833
ANG-04	Siltito	Formação Pirambóia	05	-23.527222 / -48.405278
ANG-05	Siltito	Formação Pirambóia	05	-23.527778 / -48.403056
ANG-06	Rocha Basáltica	-	06	-23.528431 / -48.406427
ANG-07	Rocha Basáltica	-	06	-23.529722 / -48.368056
ANG-08	Rocha Basáltica	-	06	-23.529390 / -48.350930
ANG-09	Siltito	Formação Pirambóia	05	-23.529444 / -48.351389
ANG-10	Rocha Basáltica	-	06	-23.468333 / -48.303889
ANG-11	Rocha Basáltica	-	10	-23.500556 / -48.385556
ANG-12	Rocha Basáltica	-	08	-23.444444 / -48.414722
ANG-13	Rocha Basáltica	-	06	-23.162778 / -48.346667
ANG-14	Rocha Basáltica	-	06	-23.439167 / -48.388056

3.3. Preparação de Amostras

Assim que ocorreu retorno da atividade do campo para o laboratório, foi importante deixar as amostras fora dos sacos plásticos, isso porque a rocha deve estar seca para verificar se as setas e identificações marcadas permaneceram em sua superfície. Assim que as amostras se encontravam secas, suas marcações foram reforçadas com grafite. No caso de amostras que sofreram impactos e acabaram se quebrando, seja na coleta quanto na preparação, foi utilizada uma cola, composta de silicato de sódio, para grudar os pedaços que foram fraturados.

A última etapa de preparação de amostras em laboratório consistiu no corte das amostras através do método de serragem (Figura 8). Para as amostras em formato de testemunho, utilizou-se uma serra adequada para análises paleomagnéticas, já que a amostra pós serragem apresenta o tamanho exato para caber dentro do desmagnetizador (usado em etapas posteriores de análise). No caso de amostras de rocha basáltica, foi importante adicionar uma quantidade de água dentro da máquina para evitar que muita poeira magnética fosse expelida. Não é recomendado fazer o mesmo com amostras sedimentares por conta de sua fragilidade e maior chance de fragmentação.

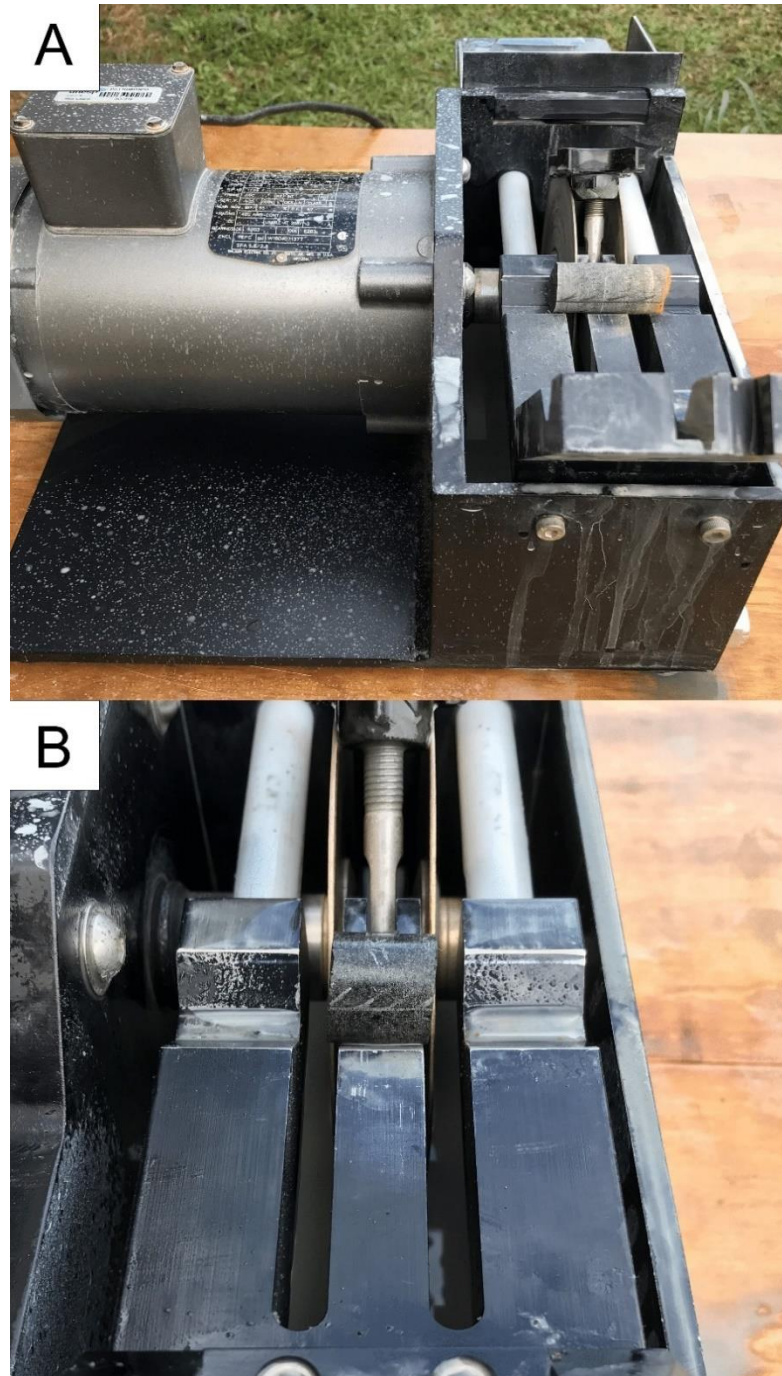
Uma amostra por vez é inserida em um suporte metálico que apresenta dois sulcos para permitir que as serras atravessem a amostra de rocha. É necessário rodar a trava para esse

suporte ficar firme e realizar um corte satisfatório. A serra é acionada por um pedal de pressão e em seguida o suporte contendo a amostra travada deve ser empurrado lentamente contra as serras. Após cerca de um minuto a amostra está totalmente partida em três pedaços; as duas extremidades são normalmente descartadas. Recomenda-se reforçar novamente as marcações da amostra para não haver perigo de perder as informações para as análises.

Para as amostras de mão sedimentares que foram coletadas (somente nos sítios ANG-01, ANG-02, ANG-03 e ANG-04) é utilizado um outro tipo de serra circular para cortar a rocha em pequenos cubos com arestas de aproximadamente 2 centímetros de comprimento. Esse tipo de aparelho é mais simples do que a outra máquina utilizada para testemunhos, não sendo necessário o uso de água para lubrificação da sua serra; conseqüentemente, esse aparelho produz uma grande quantidade de poeira.

Além das etapas de preparação de amostras, foi feita a observação de textura das rochas basálticas para, posteriormente, tentar relacionar a qualidade dos resultados paleomagnéticos com o tamanho dos grãos. Para isso, as amostras foram categorizadas à olho nu a partir de uma classificação de amostras de mão para rochas ígneas, sendo divididas entre cristais grossos (maiores que 3 mm), cristais médios (entre 3 e 1 mm) e cristais finos (afaníticos e menores do que 1 mm).

Figura 8 – Foto A da serra contendo a amostra antes do processo de corte. Em B observa-se a amostra após o processo de serragem; as duas extremidades já haviam sido descartadas, mantendo apenas a amostra que será utilizada para análise futura. Nota-se que mesmo após o contato com água, a marcação da seta continua na superfície da rocha.



3.4. Princípios do Paleomagnetismo

Os movimentos convectivos do núcleo externo do planeta Terra são os responsáveis pela existência do campo magnético terrestre que se assemelha a um dipolo. Durante a década de 50, foram feitos estudos utilizando magnetismo no assoalho oceânico que levaram à descoberta da ocorrência de inversões dos polos magnéticos terrestres. A partir disso foi possível entender que o campo geomagnético pode se comportar de duas formas diferentes: com polaridade normal, que é similar ao campo que atua nos dias de hoje; e com polaridade inversa, oposta ao campo atual. Já foi comprovado que ao longo do tempo houve diversas inversões na polaridade, o que levou ao início de novos estudos para associar uma idade para cada uma dessas inversões identificadas.

O campo geomagnético é um campo vetorial, ou seja, é uma grandeza vetorial que tem direção e intensidade e que se aproxima muito de um modelo de dipolo magnético. O polo geomagnético indica a posição no planeta onde melhor se encontra o dipolo geocêntrico. Esse polo varia periodicamente e raramente coincide com o polo geográfico. O modelo mais aceito nos dias de hoje considera que, na escala de milhares de anos, o campo terrestre age como um dipolo geocêntrico axial (GAD) que é paralelo ao eixo de rotação terrestre. Ou seja, nesse modelo adota-se a concepção de que o polo norte geográfico coincide com o polo norte magnético quando feita uma média do campo geomagnético nos últimos milhares de anos (TAUXE *et al.*, 2004).

Sabe-se que um momento magnético que se encontra totalmente livre irá automaticamente se alinhar com um determinado campo magnético que se encontra presente e atuante. Um grande exemplo desse fato é o comportamento da agulha de uma bússola; ela apresenta um momento magnético que se alinha com a componente horizontal do campo geomagnético terrestre. Essa característica de alinhamento é também frequentemente encontrada no desenvolvimento do magnetismo de diversas rochas.

Para entender melhor o magnetismo encontrado em rochas, é necessário compreender que, essencialmente, existem dois tipos de magnetização: induzida e remanescente. Quando um certo tipo de material é exposto a um campo magnético, ele adquire a chamada magnetização induzida. Além disso, um material que obteve essa magnetização induzida por conta da ação de um campo magnético pode também guardar o que se chama de magnetização remanescente. Em suma, essa magnetização remanescente é um registro de determinados campos magnéticos que agiram sobre esse material no passado.

A magnetização natural remanescente (NRM) é, portanto, uma magnetização presente na rocha antes de ser tratada em laboratório. Essa magnetização depende do campo geomagnético e de processos geológicos que ocorreram durante a formação e a história dessa rocha. A NRM é comumente composta de mais de uma componente: a primária, que é adquirida pela rocha durante sua formação; e a secundária, que é adquirida após a formação da rocha e pode alterar e/ou mascarar a componente primária.

Minerais ferromagnéticos são capazes de manter uma magnetização remanescente e espontânea sem a presença de um campo magnético induzido. Esses materiais exibem um alinhamento paralelo ao momento magnético, resultando em uma grande magnetização proveniente da atuação do campo magnético terrestre. Ou seja, minerais ferromagnéticos (como por exemplo hidróxidos, óxidos e sulfetos de ferro) são capazes de registrar as características do campo magnético, como direção de intensidade, que atuavam na época de sua cristalização ou deposição, no caso de rochas sedimentares.

Esse tipo de magnetização existente em uma rocha pode ser dividido em dois principais tipos primários. O primeiro deles é a magnetização termorremanescente (TRM) que diz respeito ao resfriamento da rocha abaixo da temperatura de Curie; à medida que o magma esfria, os momentos magnéticos dos minerais se orientam na direção do campo geomagnético presente. Ou seja, esse tipo de magnetização é adquirido pelo resfriamento dos minerais ferromagnéticos abaixo da temperatura de Curie, pois acima dessa temperatura os minerais deixariam de ser ferromagnéticos e se tornariam paramagnéticos (BUTLER, 1992). A TRM ocorre em rochas magmáticas, um bom exemplo sendo os basaltos.

O segundo tipo de magnetização é chamado de magnetização detrítica remanescente (DRM) que é adquirida durante a deposição e litificação de rochas sedimentares. Essa magnetização é obtida na presença de uma coluna d'água, pela deposição de grãos ferromagnéticos que são continuamente alinhados com o campo geomagnético atuante naquele momento e esse alinhamento é preservado após uma camada de sedimento atingir a chamada “profundidade de bloqueio” (10-20 cm).

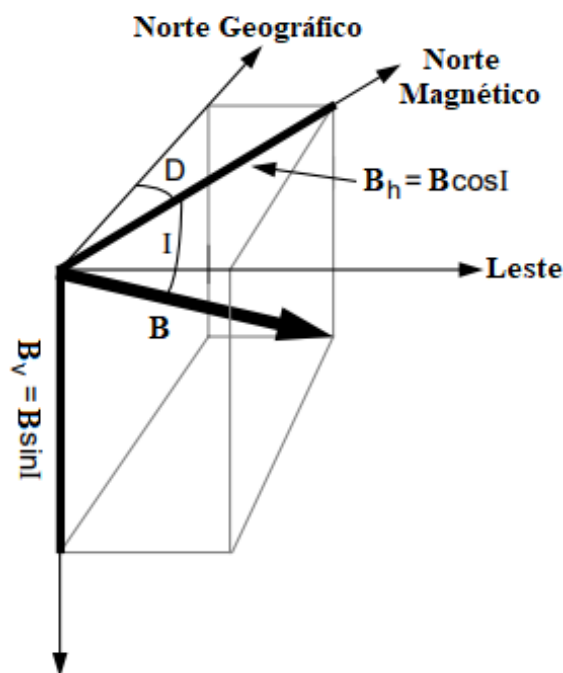
Contudo, a DRM trata-se de um tipo de magnetização considerado mais complexo por conta de diversos processos que podem estar envolvidos durante a formação desse tipo de rocha. Alguns processos físicos que ocorrem pós-deposição podem afetar a magnetização da rocha, como por exemplo a bioturbação. Além disso, processos químicos também podem alterar ou

apagar minerais ferromagnéticos detríticos, assim como existe a possibilidade de ocorrer a precipitação de novos minerais magnéticos autógenos.

A partir da NRM pode-se calcular a polaridade magnética do campo geomagnético da época em que as rochas foram formadas, assim como a posição dos polos paleomagnéticos. A identificação do vetor de magnetização é essencial para os estudos e para a compreensão dessas informações. Esse vetor é composto de três diferentes componentes, sendo eles: declinação (D), inclinação (I) e intensidade (B) (Figura 9).

A inclinação pode ser definida como ângulo de mergulho com o plano horizontal e apresenta variações dependendo da latitude, podendo ir de -90° , no polo sul, a $+90^\circ$, no polo norte. Já a declinação é simplesmente definida como o ângulo horizontal do polo magnético em relação ao norte geográfico. Por fim, a intensidade é considerada uma soma de suas componentes vertical e horizontal (respectivamente chamadas de B_v e B_h).

Figura 9 – Esquema representativo das principais componentes de um vetor de magnetização, sendo elas: declinação (D), inclinação (I) e, intensidade (B), que é separada em componentes vertical (B_v) e horizontal (B_h).



Fonte: Modificado de Butler (1992).

De acordo com Butler (1992), a partir das medições de NRM adquiridas pode ser feita uma transformação desses dados em polos magnéticos virtuais (VGP), que se trata basicamente de representações da latitude e longitude do polo geomagnético virtual atuante no momento que

a rocha foi magnetizada durante sua formação. O VGP de um sítio normalmente não coincide com seu respectivo polo geomagnético real; contudo, através de uma média feita entre diversos VGPs de uma unidade é possível encontrar o polo paleomagnético.

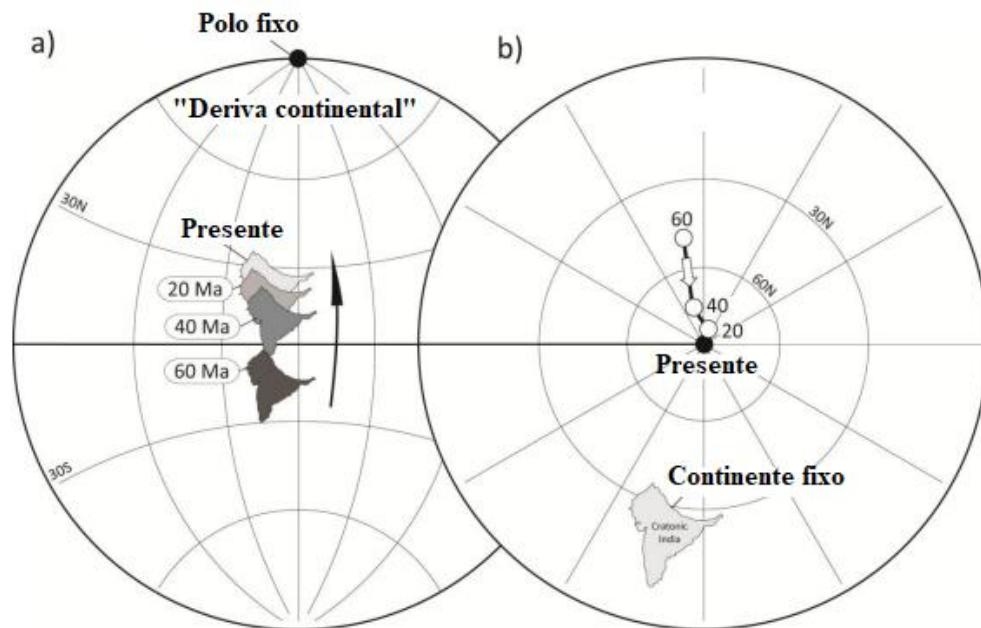
Sabe-se que o campo geomagnético sofre variações seculares que fazem com que o polo geomagnético mude aleatoriamente em torno do eixo de rotação com periodicidades de milhares de anos. A hipótese do GAD (dipolo axial geocêntrico) reforça que se essa variação secular for adequadamente amostrada, a posição média do polo geomagnético coincide com o polo geográfico. Ou seja, um conjunto de sítios paleomagnéticos magnetizados ao longo de milhares de anos deve render uma média de posições do polo geomagnético que coincide com o polo geográfico.

Portanto, a média de VGPs coincide com o polo geográfico e esse grupo de dados fornece a posição do eixo de rotação em relação à área que foi feita a amostragem quando a NRM foi adquirida. Porém, o modelo de tectônica de placas sugere que a posição de uma determinada placa tectônica varia ao longo de um período e, conseqüentemente, observa-se uma mudança relativa dos polos paleomagnéticos ao longo do tempo. Apesar dessa movimentação de placas, os minerais ferromagnéticos preservam as informações precedentes a essa movimentação.

O “caminho” que os polos paleomagnéticos de uma mesma placa tectônica traça em diferentes momentos ao longo da escala geológica é chamado de caminho de migração aparente de polos geomagnéticos (APW), no qual representa-se a mudança do polo geomagnético tendo como referência fixa uma determinada placa tectônica (TORSVIK *et al.*, 2012) (Figura 10). Tal caminho é calculado através do conjunto de dados coletados a partir das anomalias magnéticas produzidas no assoalho oceânico até 150 Ma integrado diretamente com os polos paleomagnéticos calculados a partir de rochas aflorantes com idades mais antigas do que essa idade.

No geral, foi possível determinar o APW da placa Sul-Americana de 320 Ma até atualmente, permitindo uma comparação de polo paleomagnético de uma rocha que se encontra nessa placa com os dados de polos que se encontram em bibliografias já existentes. Ou seja, unidades geológicas que se encontram nessa placa tectônica podem ser datadas através de estudos paleomagnéticos utilizando da comparação de seu polo paleomagnético com o caminho de migração aparente de polos geomagnéticos.

Figura 10 – Posição de uma placa tectônica ao longo do período geológico em uma perspectiva paleomagnética; a) representa o movimento da placa tendo como referência o polo geomagnético; b) representa o movimento do polo geomagnético tendo como referência a placa tectônica (frequentemente utilizado em estudos paleomagnéticos).

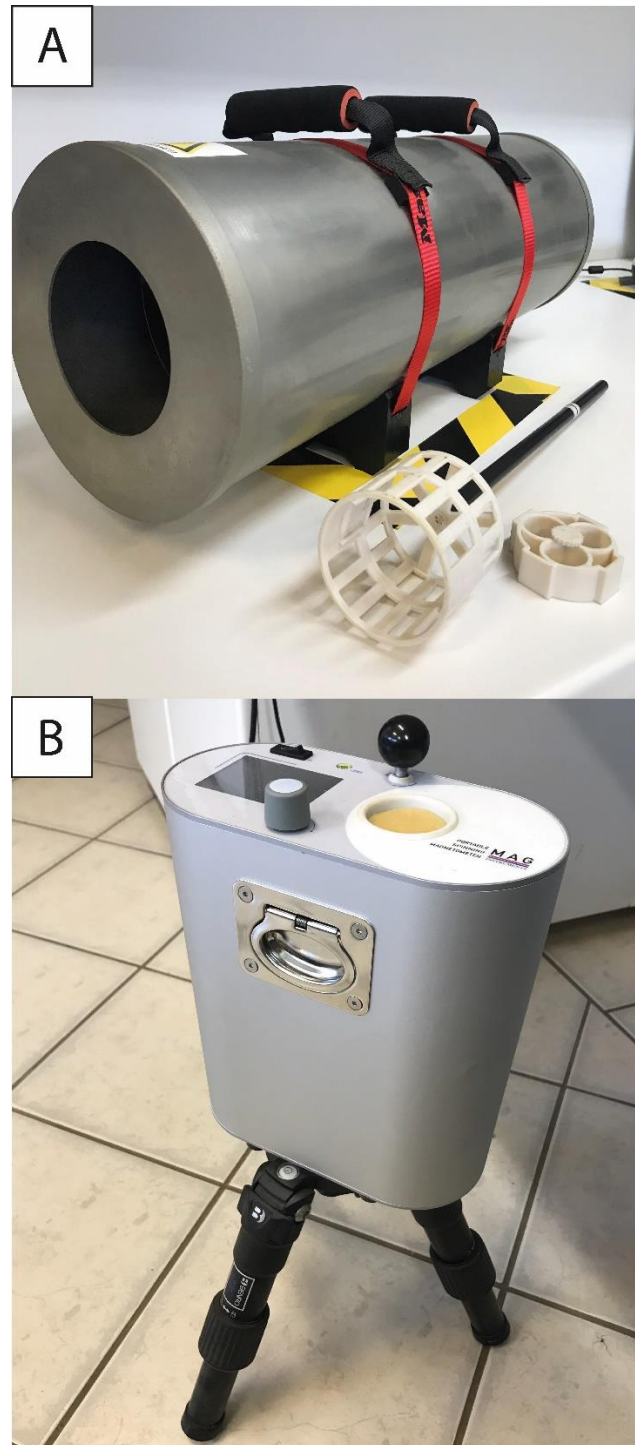


Fonte: Modificado de Torsvik *et al.* (2012).

3.5. Análise Paleomagnética de Amostras

Os espécimes de rocha basáltica que foram obtidos a partir da etapa de preparação de amostras tiveram, inicialmente, suas magnetizações naturais remanescentes (NRM) analisadas através de um magnetômetro portátil spinner “Mag-Instruments” que fica presente no Laboratório de Paleomagnetismo da UNESP (UNESPmag) no Campus de Rio Claro. Através desse aparelho, foi possível medir o vetor de magnetização de cada uma das amostras de rocha basáltica. Além disso, para encontrar a componente primária de magnetização e remover completamente possíveis componentes secundárias, foi utilizado um aparelho desmagnetizador que possui a função de aplicar campos alternados em diferentes etapas (5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 60, 80 e 100 mT). Depois de cada uma das etapas, as amostras eram novamente levadas ao magnetômetro para suas respectivas medições. Na Figura 11, observa-se foto dos dois instrumentos para análises paleomagnéticas citados.

Figura 11 – Foto A do desmagnetizador de campo alternado, assim como os instrumentos utilizados para inserir as amostras em seu interior. Em B observa-se o magnetômetro “*spinner*” portátil.

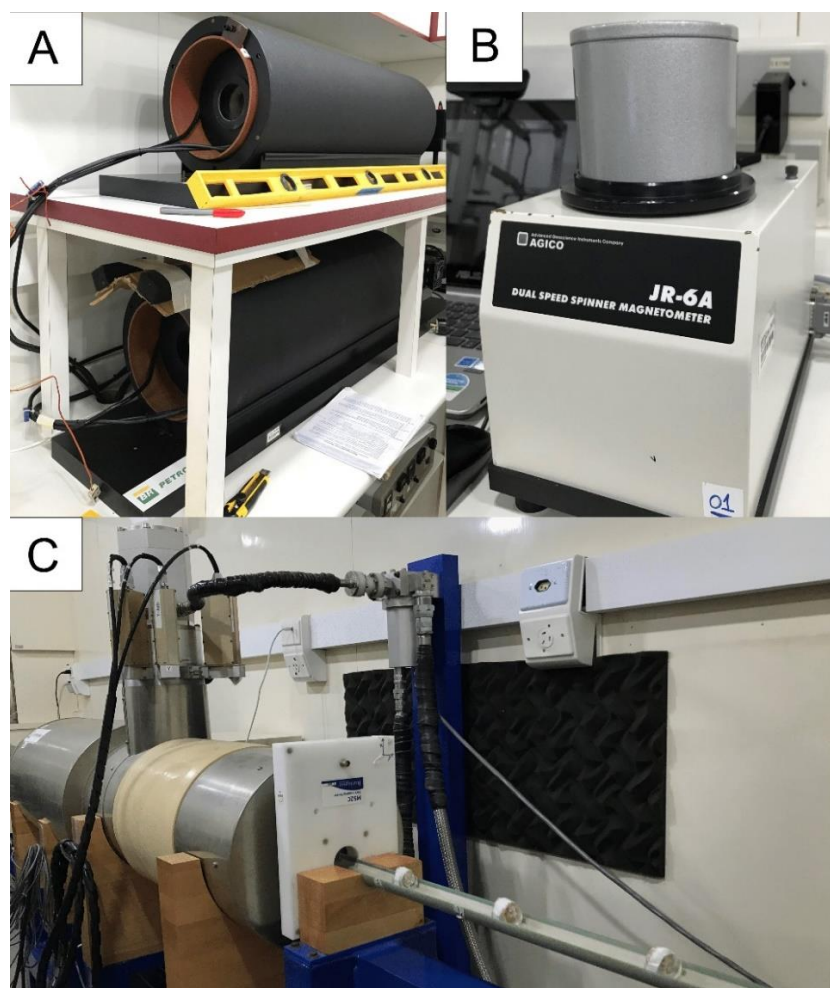


No caso das amostras de siltito, suas análises foram feitas no laboratório USPMag do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG), localizado na Universidade de São Paulo (USP). Esse processo é feito, primeiramente, através da medição da magnetização natural remanescente das amostras e, em seguida, através da desmagnetização térmica dentro de um forno blindado do campo geomagnético nas etapas de 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400,

450, 500, 550, 570, 600, 625, 650, 660, 670 °C. Além disso, foi medida a susceptibilidade magnética das amostras depois de cada etapa para verificar eventuais transformações mineralógicas durante o processo de aquecimento; isso porque minerais magnéticos expostos a temperaturas próximas de suas temperaturas de Curie exibem aumento de susceptibilidade.

Além de todas as amostras sedimentares, a utilização do desmagnetizador térmico também foi optada para 9 amostras de rocha basáltica (ANG-11 G, H; ANG-12 G; ANG-13 D, E, F; ANG-14 D, E, F) com o intuito de obter-se uma comparação com os resultados encontrados a partir do desmagnetizador utilizado no laboratório da UNESP. Em relação às medições, foi necessário o uso de dois magnetômetros diferentes, sendo que um deles era destinado apenas a amostras de basalto (magnetômetro spinner AGICO) e o outro a amostras sedimentares (magnetômetro criogênico 2G) (Figura 12).

Figura 12 – Foto A do forno utilizado para a desmagnetização térmica. Em B observa-se o magnetômetro spinner utilizado para as amostras de basalto. Em C observa-se o outro modelo de magnetômetro portando algumas amostras de rochas sedimentares.



3.6. Análise e Interpretação de Dados

A partir da análise paleomagnética foi possível obter um conjunto de dados vetoriais, sendo eles: declinação, inclinação, intensidade para cada etapa de desmagnetização. Tais dados são plotados em diferentes estereogramas (projeção equal-area) e diagramas ortogonais, como os diagramas de Zijderveld (ZIJDERVERELD, 1967) e diagramas cartesianos da intensidade de sinal magnético em função da etapa de desmagnetização. As análises estatísticas aplicadas para encontrar o vetor médio de magnetização de cada uma das amostras foram executadas através de três diferentes métodos:

- O primeiro método é considerado mais simples, a “Estatística de Fisher (1953)” que se baseia na ideia de que os vetores são considerados pontos dispersos em uma superfície esférica e, através de diferentes cálculos, obtém-se a direção média dos vetores. Nesse método as intensidades dos vetores não são consideradas.
- O segundo método, proposto por Kirschvink (1980), se baseia na análise multivariada das componentes principais, utilizando a intensidade de cada um dos vetores de desmagnetização como peso para o cálculo da média dos vetores.
- O último método, proposto por McFadden e McElhinny (1988), se baseia em círculos de remagnetização, sendo utilizado em casos mais complexos para amostras que adquirem componentes de magnetização secundária, ocultando a magnetização primária original através do processo de intemperismo.

Após o cálculo dos vetores de cada amostra, foram feitas as médias para cada um dos sítios de coleta. A partir dessas médias, foram feitas interpretações de suas respectivas dispersões e resultados, a fim de chegar a uma conclusão de quais sítios poderiam ter que ser descartados e desconsiderados por estarem distantes das outras médias, ou por apresentarem uma dispersão consideravelmente grande.

As distribuições de componentes características e secundárias calculadas para cada um dos sítios foram plotadas em estereogramas e são representadas individualmente por pontos. A média calculada para cada sítio é representada no diagrama, assim como seu respectivo círculo de confiança (α_{95}). Quanto menor o círculo de confiança, mais confiáveis e precisos são os dados de média. Dessa forma, espera-se que a dispersão das amostras por sítio presente, em geral, comportamento de forma agrupada ($\alpha_{95} < 15\%$). Variações muito significativas costumam não ser consideradas para os cálculos de média de alguns sítios.

No caso das amostras sedimentares, é necessário destacar que foi realizada uma correção de vetores, considerando um fator “f” (TORSVIK *et al.*, 2012). Esse fator de correção é necessário por conta da movimentação que os detritos podem sofrer durante o processo de deposição e compactação. O valor de “f” pode variar conforme a necessidade de obter-se cálculos mais precisos possíveis. Para este trabalho, o valor de “f” utilizado foi de 0,5. O cálculo para a correção é realizado pela seguinte fórmula (Ig sendo a inclinação):

$$\tan(IgMedida) = \tan(IgCorrigida)*f$$

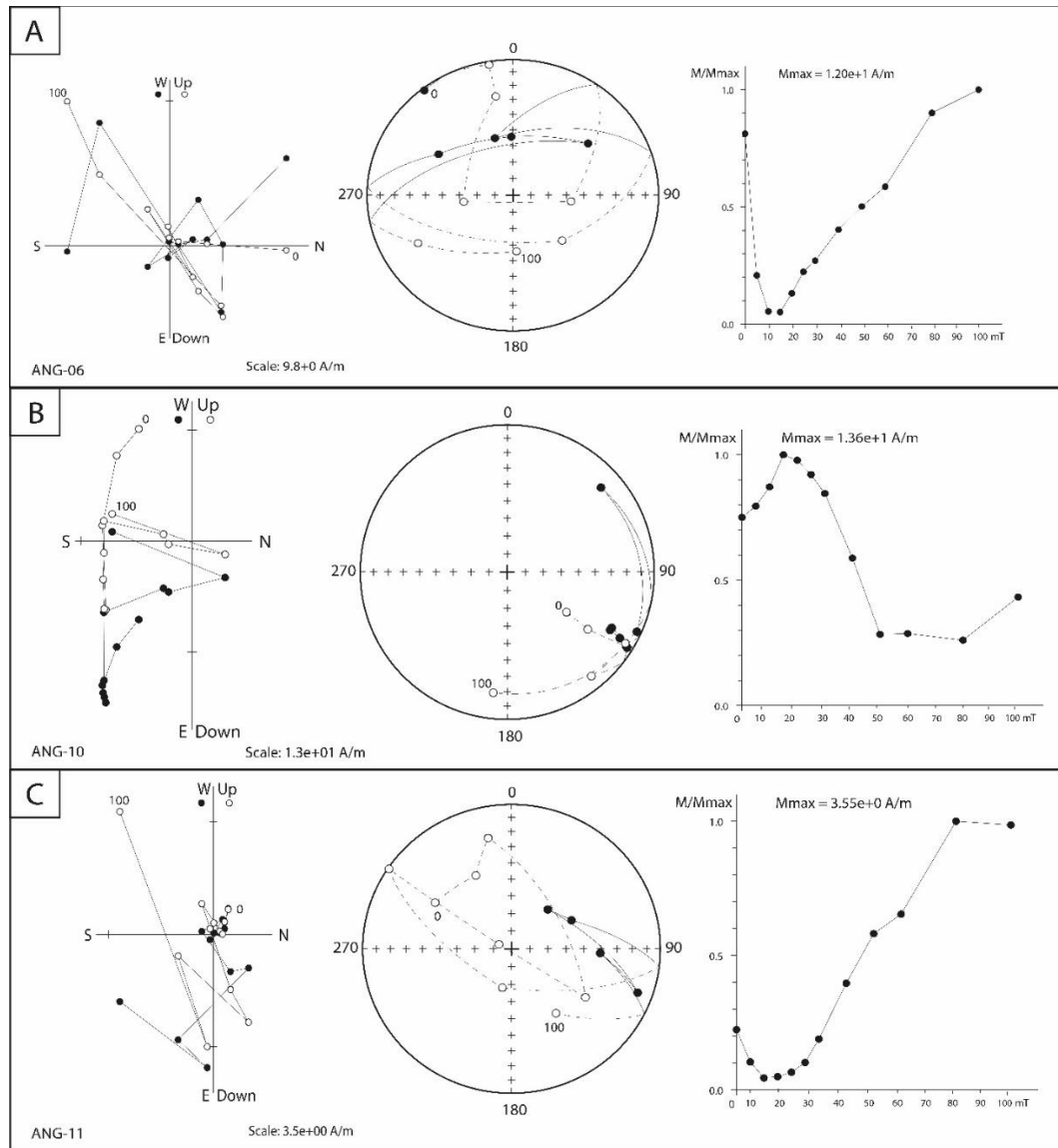
Os resultados foram interpretados com a utilização do software Paleomac 6.5 (COGNÉ, 2003). Através dele foi possível calcular o polo paleomagnético de cada unidade estratigráfica envolvida no estudo. Os polos obtidos foram comparados com o caminho de migração aparente de polos geomagnéticos (APW) do Cráton do Paraná (TORSVIK *et al.*, 2012), com o propósito de datar as unidades litoestratigráficas.

4. RESULTADOS

4.1. Resultados Representativos por Sítio

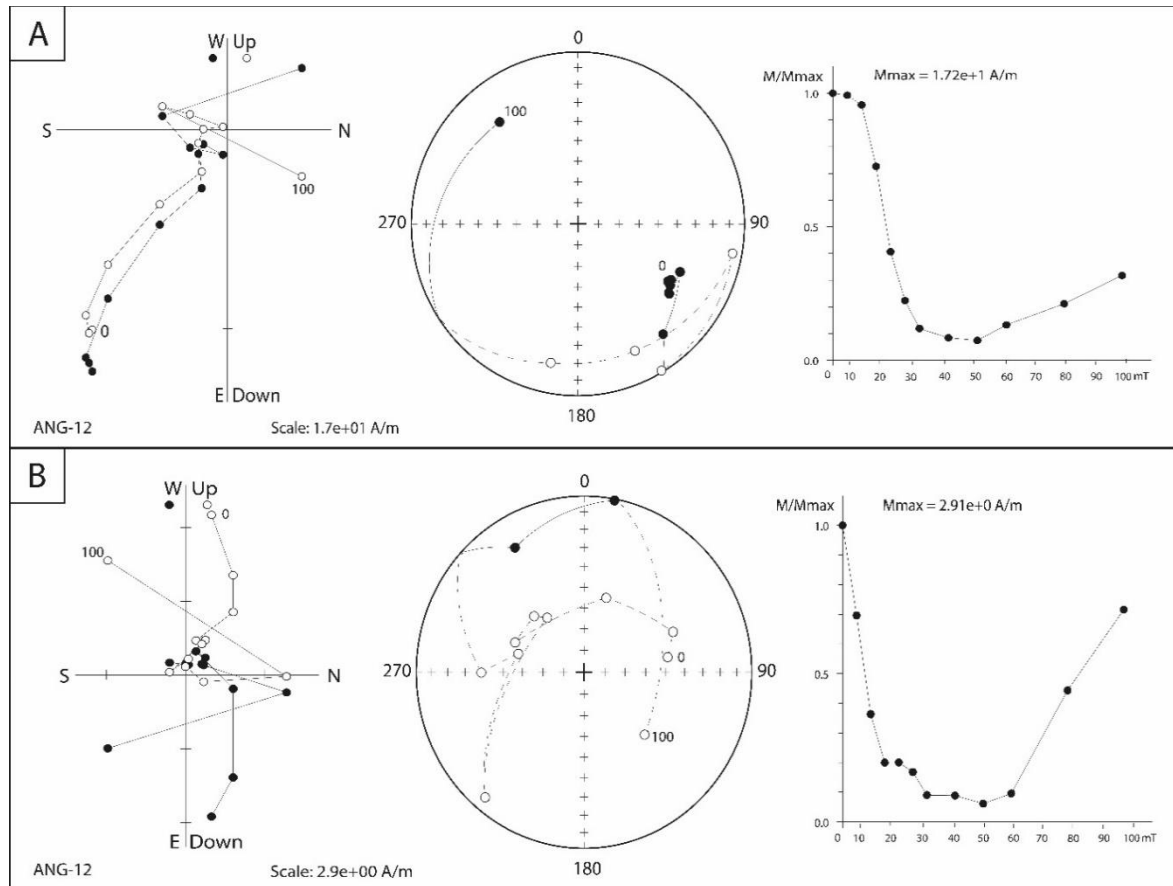
De forma geral, os sinais paleomagnéticos das amostras basálticas apresentaram bons resultados, com exceção de três sítios (ANG-06, ANG-10, ANG-11) que foram descartados por apresentarem dados completamente aleatórios e inconsistentes (Figura 13). A aplicação de dois diferentes métodos para desmagnetização de tais amostras, campo induzido e térmico, demonstra que o problema está presente nos sítios de amostragens. Isso pode ser explicado por eventuais interferências humanas, como uma escavação e utilização de explosivos para fazer um corte de estrada; ou até mesmo um evento natural, como a queda de um raio na área.

Figura 13 – Produtos das análises paleomagnéticas plotados no diagrama de Zijdeveld (esquerda), estereograma (centro) e momento magnético por etapas (direita), produzidos no software Paleomac 6.5. Em A, observa-se os resultados da amostra ANG-06B, representando o seu respectivo sítio. Em B, amostra ANG10-C. Em C, amostra ANG11-D. Destaca-se que os sinais das três amostras são aleatórios.



Além disso, outro sítio de amostragem de rochas basálticas (ANG-12) apresentou resultados que podem ser considerados incoerentes. Apenas algumas amostras desse sítio não foram descartadas, sendo elas: 12E, G e H. No caso do restante das amostras, os resultados observados não foram satisfatórios de forma que pudessem ser aproveitados. Na Figura 14 é possível observar um exemplo de amostra com resultados satisfatórios e outro exemplo de amostra que precisou ser desprezada.

Figura 14 – Produtos das análises paleomagnéticas plotados no diagrama de Zijdeveld (esquerda), estereograma (centro) e momento magnético por etapas (direita). Em A, observa-se os resultados da amostra ANG-12E que foram utilizados; evidencia-se um vetor primário que se torna aleatório após a etapa de 50 mT. Em B, amostra ANG-12D com sinal aleatório.



Os demais sítios de coleta de rocha basáltica se destacaram em relação aos outros por exibirem ótimos resultados. As amostras do sítio ANG-07 mostraram, em geral, a presença de um vetor primário deslocando-se em direção à origem (Figura 15). No caso das amostras do sítio ANG-08, todas claramente apresentaram apenas um vetor primário que também se encontra dirigindo à origem (Figura 16); foram obtidos resultados similares para o sítio ANG-13 (Figura 17). O sítio ANG-14 também apresentou comportamento semelhante aos outros três sítios, apenas se diferenciando desses últimos por demonstrar uma perda de sinal após a etapa de 400 °C, tornando-se aleatório (Figura 18).

Figura 15 – Produtos das análises paleomagnéticas de rocha basáltica plotados no diagrama de Zijderveld (esquerda), estereograma (centro) e momento magnético por etapas (direita). Observa-se os resultados da amostra ANG-07A e seu respectivo vetor primário de polaridade normal indo em direção à origem no primeiro diagrama.

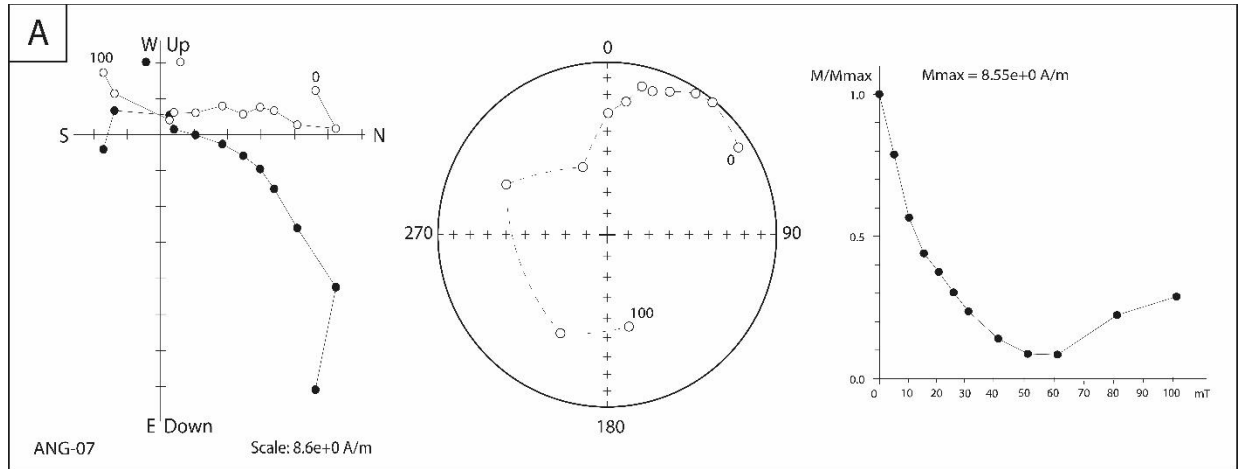


Figura 16 – Produtos das análises paleomagnéticas de rocha basáltica plotados no diagrama de Zijderveld (esquerda), estereograma (centro) e momento magnético por etapas (direita). Observa-se os resultados da amostra ANG-08C e seu respectivo vetor primário de polaridade normal indo em direção à origem no primeiro diagrama.

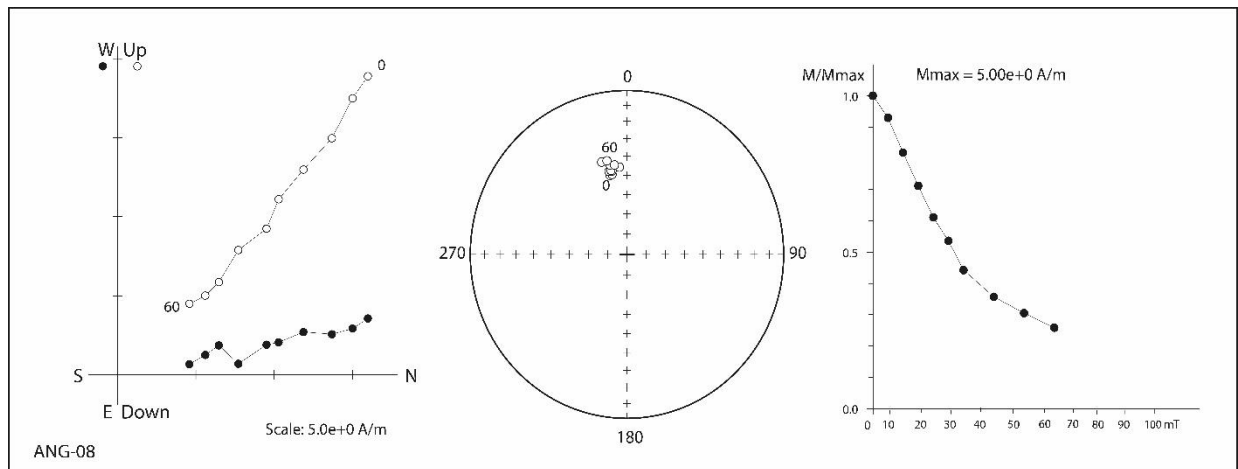


Figura 17 – Produtos das análises paleomagnéticas de rocha basáltica plotados no diagrama de Zijderveld (esquerda), estereograma (centro) e momento magnético por etapas (direita). Observa-se os resultados da amostra ANG-13F, assim como seu vetor primário de polaridade normal indo em direção à origem no primeiro diagrama. A magnetização perde sinal perto da etapa de 670 °C, que corresponde com a temperatura de Curie da hematita.

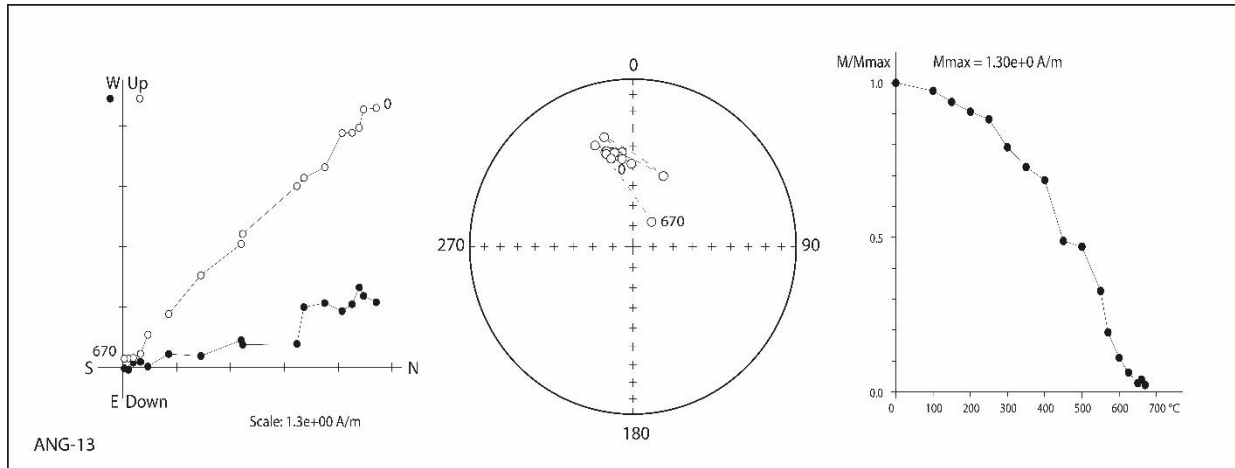
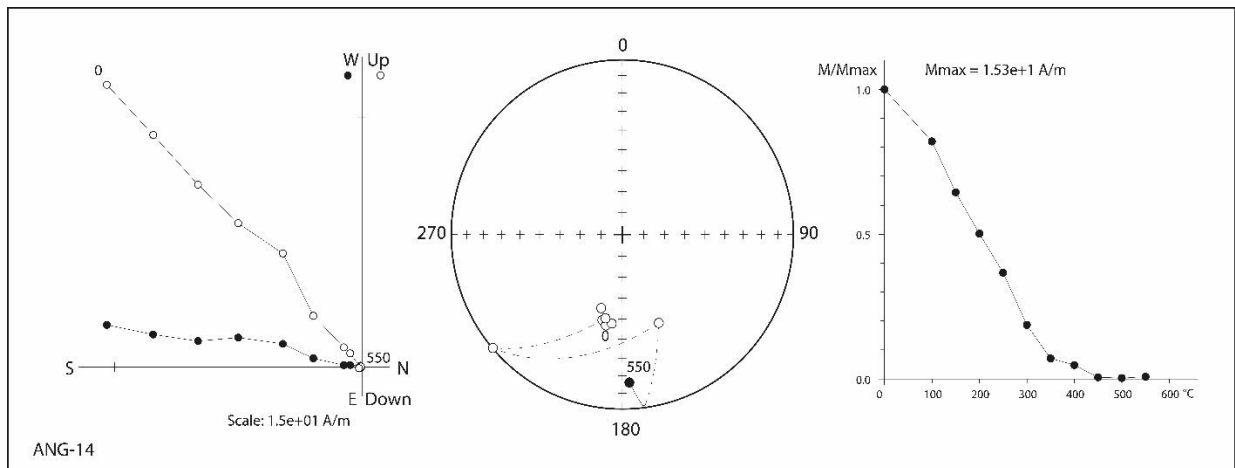


Figura 18 – Produtos das análises paleomagnéticas de rocha basáltica plotados no diagrama de Zijderveld (esquerda), estereograma (centro) e momento magnético por etapas (direita). Observa-se os resultados da amostra ANG-14F e o seu vetor primário perdendo sinal após a etapa de 400 °C.



No caso dos sinais paleomagnéticos obtidos para a Formação Teresina e a Formação Pirambóia, foram exibidos ótimos resultados. As componentes primárias de declinação, inclinação e intensidade puderam ser facilmente diferenciadas. Nos resultados da Formação Teresina foi possível identificar a presença de uma componente secundária que estava ocultando a componente primária das amostras (Figura 19). Essa componente primária é também comumente denominada de componente característica. Já para os resultados da Formação Pirambóia, na maioria dos casos, observa-se apenas a presença de um vetor primário indo em direção à origem (Figura 20).

Figura 19 – Produtos das análises paleomagnéticas da Formação Teresina plotados no diagrama de Zijderveld (esquerda), estereograma (centro) e momento magnético por etapas (direita). Em A, observa-se os resultados da amostra ANG-01A; o vetor secundário é notado até a etapa de 250 °C. Em B, amostra ANG-02A; o vetor secundário permanece até a etapa de 200 °C. Em C, amostra ANG-03A; vetor secundário permanece até a etapa de 200 °C. Os vetores são predominantemente de polaridade inversa.

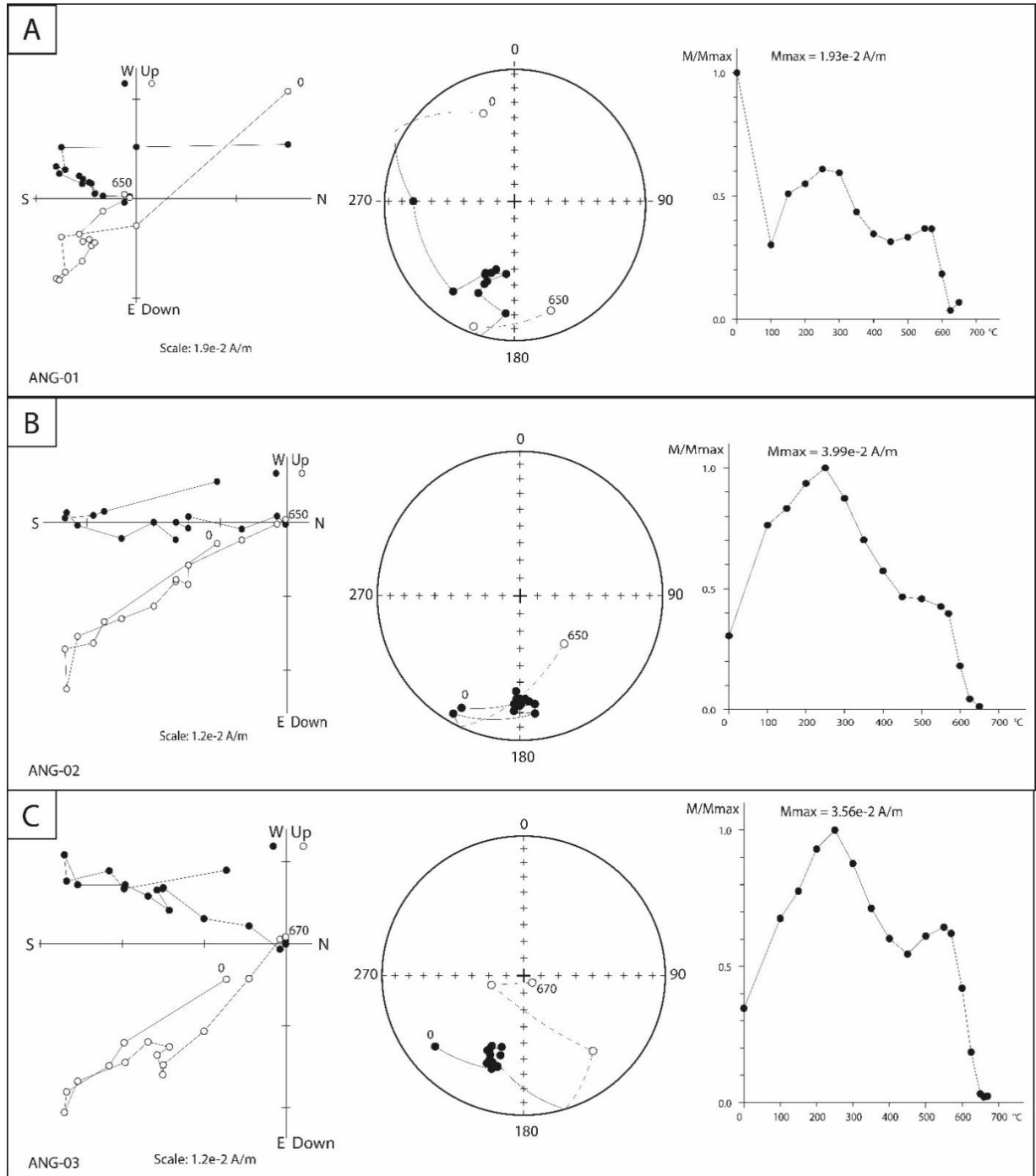
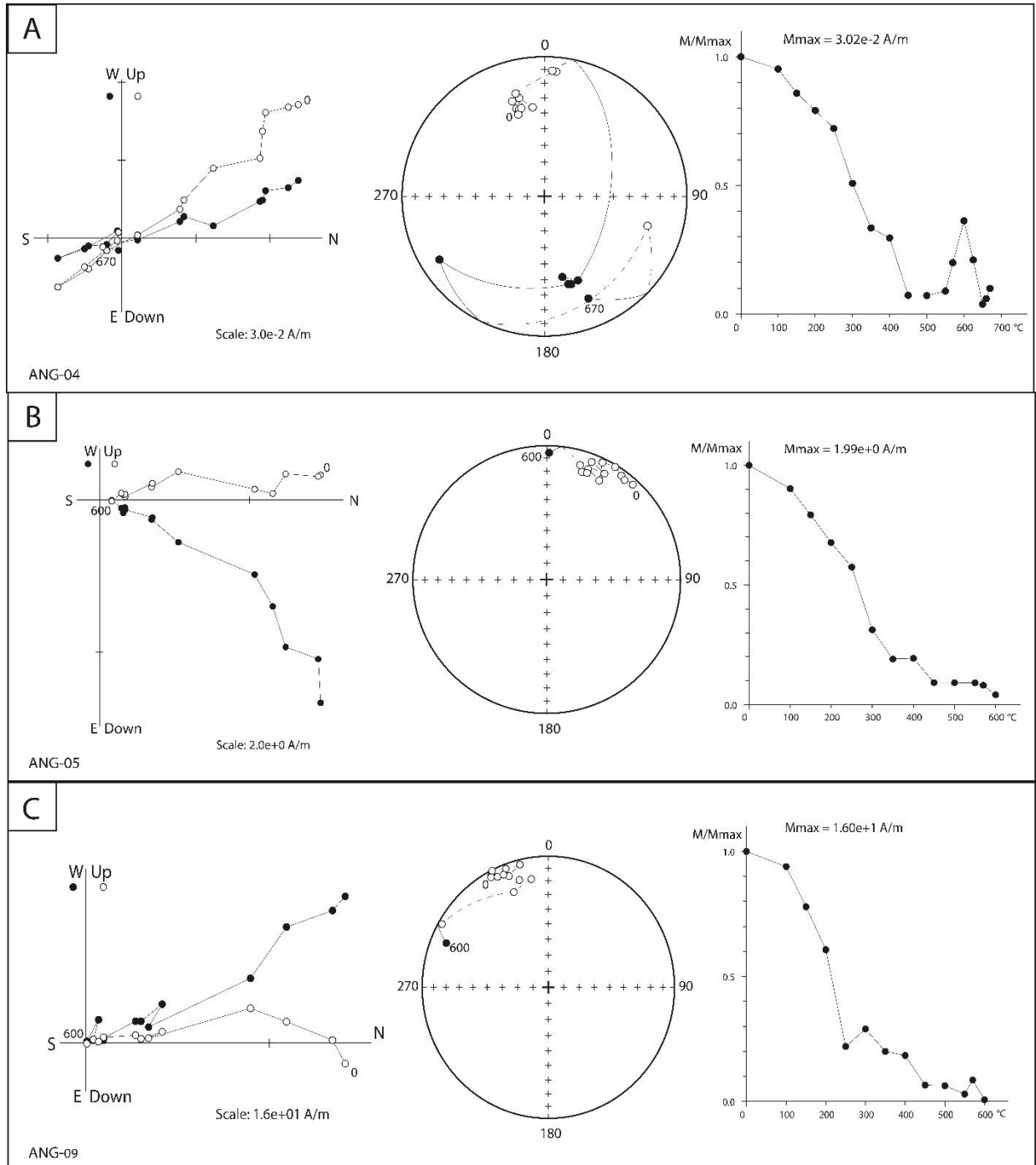


Figura 20 – Produtos das análises paleomagnéticas da Formação Pirambóia plotados no diagrama de Zijderveld (esquerda), estereograma (centro) e momento magnético por etapas (direita). Em A, observa-se os resultados da amostra ANG-04E; nota-se uma reversão na polaridade do vetor e perda de sinal próximo a temperatura de Curie da magnetita (575 °C). Em B, amostra ANG-05A com vetor de polaridade normal indo em direção à origem. Em C, amostra ANG-09B com vetor de polaridade normal indo à origem.



Nota-se que em alguns sítios, como ANG-04, ocorre uma perda de sinal entre a etapa de 550 e 600 °C. Essa perda representa um importante fato, que se trata da temperatura de Curie de um mineral ferromagnético conhecido como magnetita. Essa temperatura de Curie encontra-se na faixa de 575 °C. No caso de outros sítios, como ANG-13, essa perda de sinal é verificada

entre as etapas de 650 e 700 °C. Nesse caso, se trata da temperatura de Curie da hematita, mais especificamente na faixa de 675 °C.

Esse valor, também conhecido como temperatura de Curie, é importante porque marca a faixa de temperatura em que um mineral ferromagnético perde as suas propriedades magnéticas, portanto, sua magnetização adquirida durante o processo de formação. O calor gerado por uma fonte térmica causa um desarranjo na estrutura dos elétrons que compõe o mineral, levando a uma perda das suas propriedades magnéticas. É importante destacar que essa temperatura é intrínseca a cada mineral.

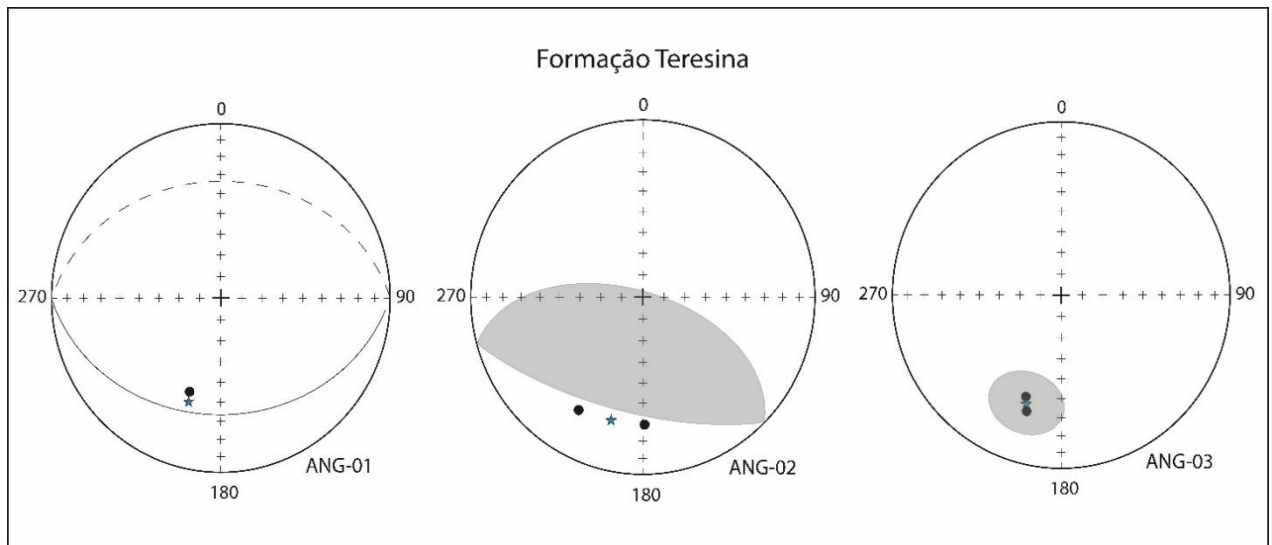
4.2. Resultados Representativos por Unidades Geológicas

Após obter os resultados para cada amostra, foram feitas as médias para os sítios de coleta. Essa média calculada para cada sítio é representada nos diagramas pela estrela em cor azul, e seu respectivo círculo de confiança (a95) se encontra em cor cinza.

A Formação Teresina não registrou variações quanto as polaridades, apresentando os seus três sítios com polaridade inversa (Figura 21). Por conta da existência de apenas 02 amostras por sítio para essa unidade, os sítios ANG-02 e ANG-03 exibem círculos de confiança grandes, especialmente ANG-02 que apresentou resultados das duas amostras mais distantes do que os resultados para o sítio ANG-03.

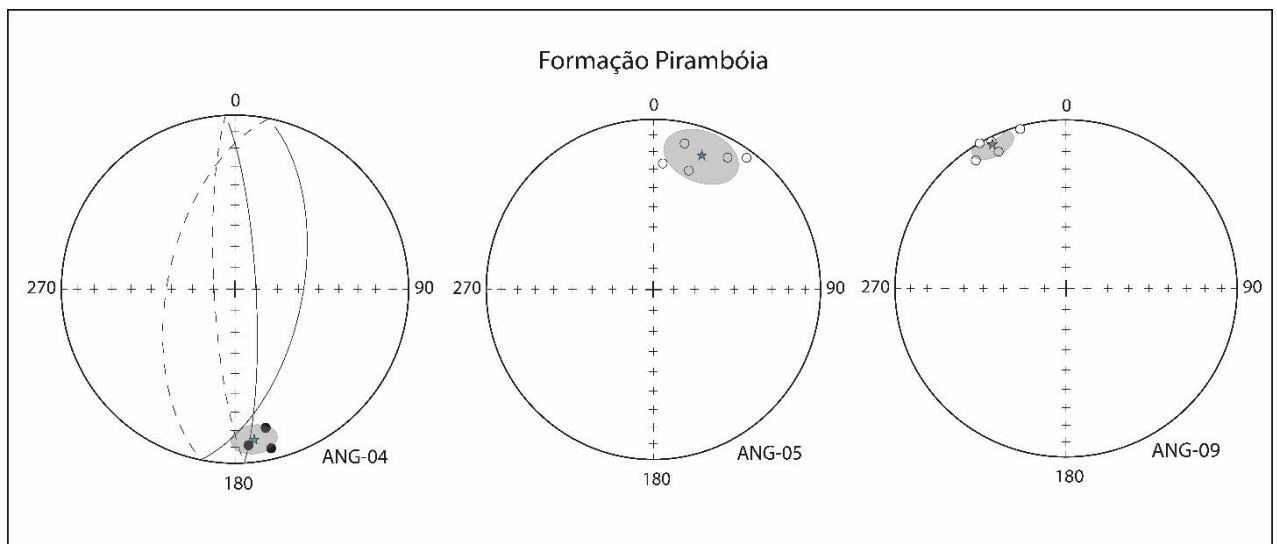
O sítio ANG-01 não exibe seu círculo de confiança porque a sua média de apenas 02 resultados foi calculada no software por uma média mista e não pela estatística de Fischer, já que uma das amostras apresentou círculo de remagnetização. A opção de cálculo por Fischer só é utilizada para amostras que tem o seu vetor primário se dirigindo em direção à origem.

Figura 21 – Dados apresentados em estereograma demonstrando a distribuição de resultados paleomagnéticos das amostras por sítio para a Formação Teresina. Média calculada representada pela estrela azul; círculo de confiança em cinza.



No caso da Formação Pirambóia, foram observadas polaridades magnéticas normais e inversas para os seus sítios; sendo o sítio ANG-04 com polaridade inversa e os outros dois sítios, ANG-05 e ANG-09, com polaridade normal (Figura 22).

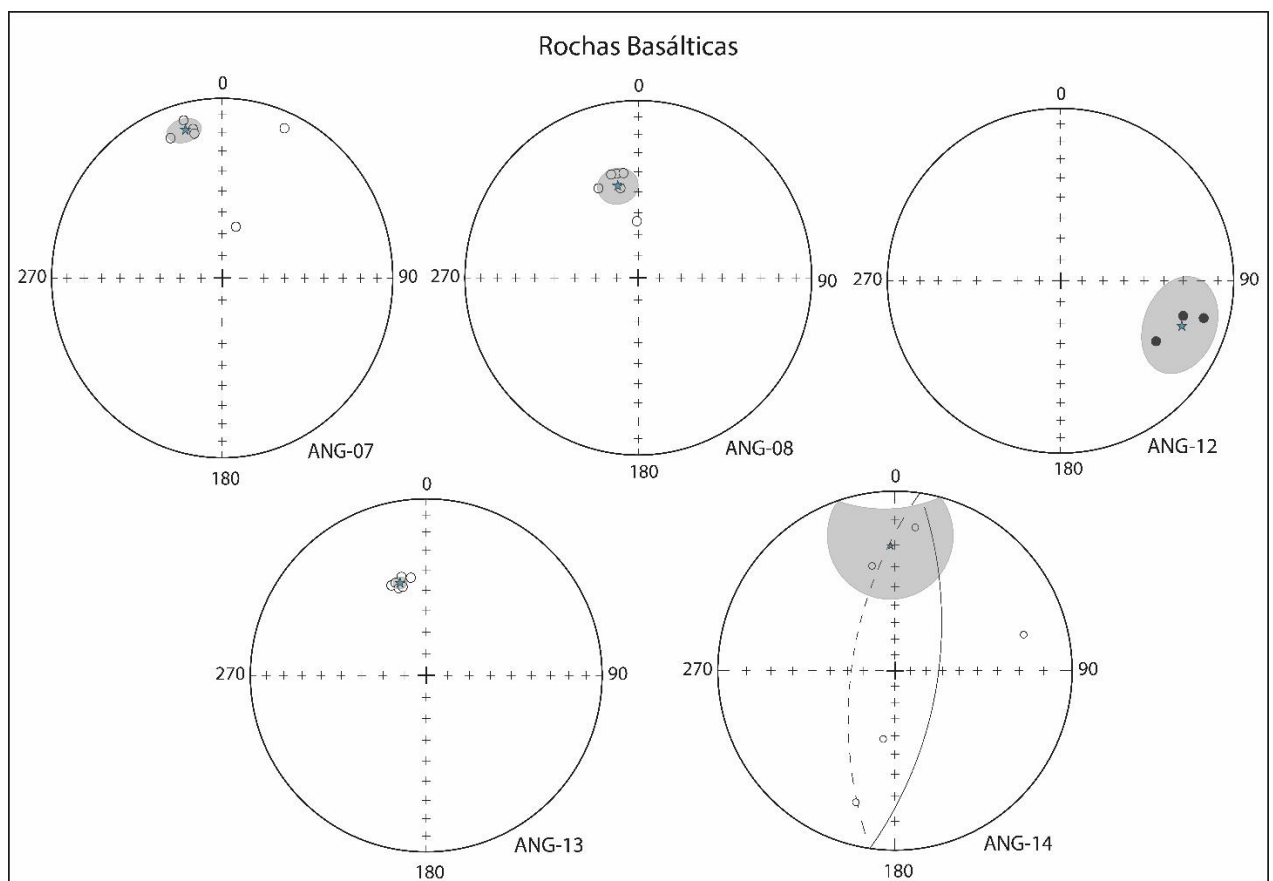
Figura 22 – Dados apresentados em estereograma demonstrando a distribuição de resultados paleomagnéticos das amostras por sítio para a Formação Pirambóia. Média calculada representada pela estrela azul; círculo de confiança em cinza.



Assim como na Formação Pirambóia, também foram registradas duas polaridades nas rocha basálticas, sendo ANG-12 com polaridade inversa. Esse foi o único dos 05 sítios de médias feitas a partir de amostras basálticas que registrou esse tipo de polaridade. Os sítios ANG-07, ANG-08, ANG-13, ANG-14 apresentaram polaridade normal (Figura 23).

No caso do sítio ANG-07, alguns resultados ficaram muito dispersos em relação às demais amostras. Por esse motivo, essas direções foram excluídas da média feita para esse sítio, podendo assim diminuir o valor do a_{95} e, conseqüentemente, diminuindo o círculo de confiança. Nota-se que o sítio ANG-08 apresentou resultados muito bem agrupados. Destaca-se que o sítio ANG-13 mostrou resultados excelentes, especialmente agrupados. O sítio ANG-14 foi o único dentre todos os sítios de rochas basálticas que apresentou um resultado em formato de círculo de remagnetização; além de ser o sítio com maior círculo de confiança por conta de seus resultados mais dispersos

Figura 23 – Dados apresentados em estereograma demonstrando a distribuição de resultados paleomagnéticos das amostras por sítio para as rochas basálticas. Média calculada representada pela estrela azul; círculo de confiança em cinza.

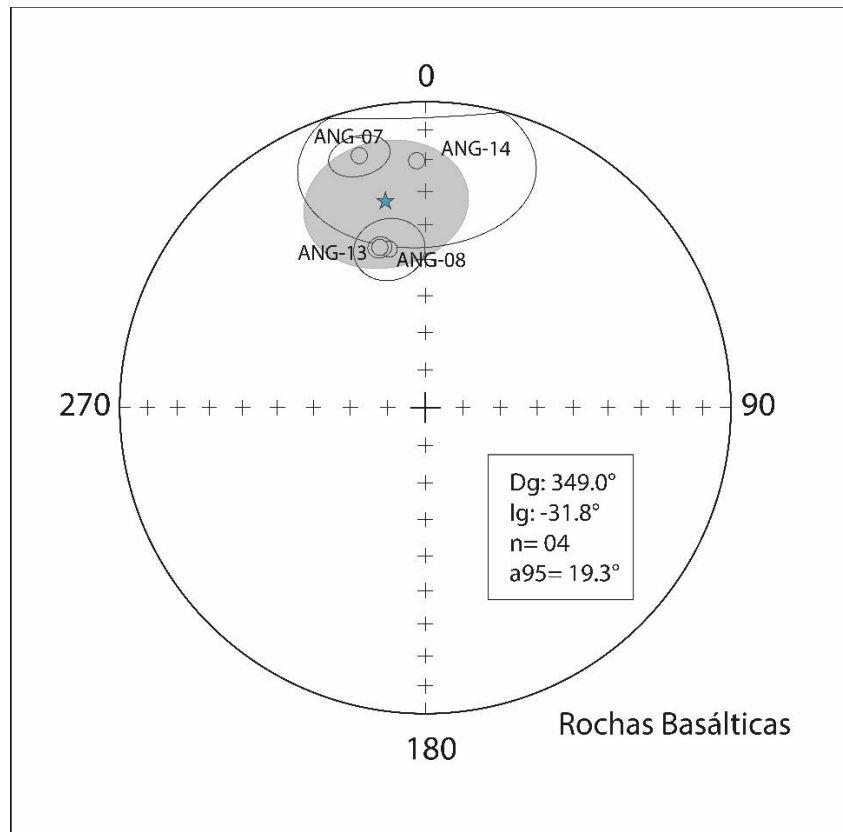


Por fim, através de todas as médias obtidas, concluiu-se que o sítio ANG-12 foi descartado para o cálculo do polo geomagnético virtual (VGP) por estar muito afastado e disperso em relação aos outros sítios de rochas basálticas. Se ele fosse incluso no cálculo do VGP, a confiabilidade dos resultados diminuiria consideravelmente.

Após exibir os resultados das amostras por seus respectivos sítios nos estereogramas apresentados acima, foram feitas as médias por unidades geológicas a fim de observar melhor e destacar em um único estereograma os resultados obtidos para todos os sítios. Na Figura 24 é possível observar a média obtida a partir de todos os sítios de rochas basálticas.

No geral, nota-se que todos os pontos se concentram em uma única porção do estereograma, gerando um a95 de 19,3. O valor pode ser considerado alto por conta da baixa quantidade de sítios utilizados para a média, considerando que 03 sítios de amostragem tiveram que ser descartados por conta de inconsistências (ANG-06, ANG-10 e ANG-11) ou de discrepâncias em relação aos resultados dos outros sítios (ANG-12).

Figura 24 – Dados apresentados em estereograma demonstrando a média feita a partir da junção de todos os sítios de rochas basálticas. Média calculada representada pela estrela azul; círculo de confiança em cinza. No quadrado: Dg = declinação; Ig = inclinação; n = número de sítios utilizados; a95 relativo ao círculo de confiança.



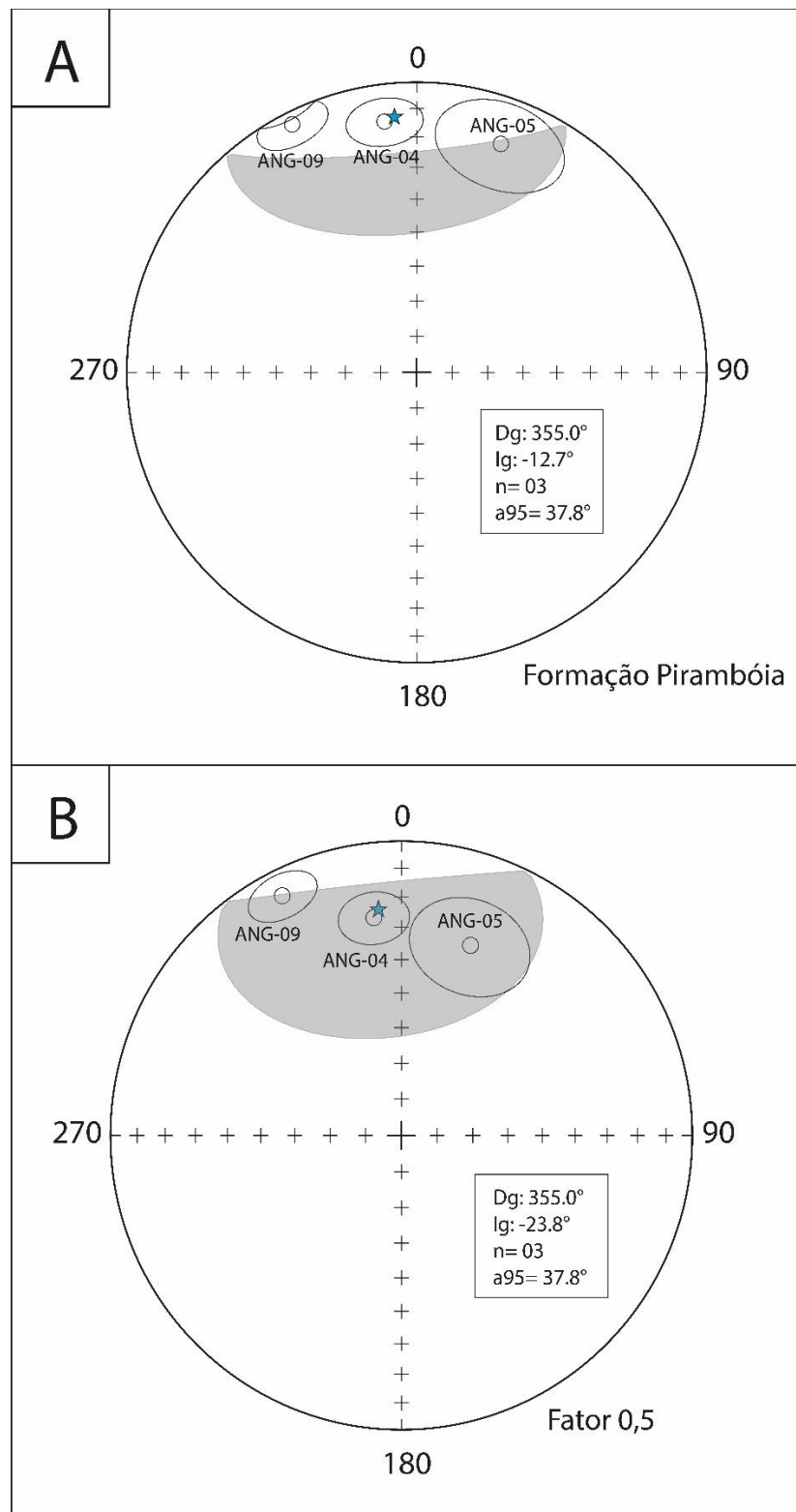
Após analisar os dados dos vetores de magnetização para as rochas basálticas, foi possível fazer uma comparação desses resultados com a análise de textura feita previamente durante a etapa de preparação de amostras (Tabela 02). Um parâmetro importante durante o processo de observação à olho nu do tamanho dos cristais foi a coloração, isso porque rochas basálticas muito finas costumam exibir coloração anormalmente escura devido à porção vítrea em sua matriz.

Tabela 02 – Dimensão dos grãos das rochas basálticas para cada sítio amostrado.

SÍTIO DE AMOSTRA BASÁLTICA	TAMANHO DOS GRÃOS
ANG-06	Médio
ANG-07	Médio
ANG-08	Fino
ANG-10	Fino
ANG-11	Fino
ANG-12	Fino
ANG-13	Médio
ANG-14	Fino

Na Figura 25 é possível observar os resultados da média obtidos a partir da junção de todos os sítios da Formação Teresina. Nota-se que fator 0,5 desloca as médias por conta da mudança que ele realiza no valor da inclinação. O valor de a_{95} é baixo e, portanto, muito confiável para a interpretação de resultados. Na Figura 26, observa-se a mesma situação, porém para a Formação Pirambóia; o valor do a_{95} é mais alto por conta da dispersão dos resultados.

Figura 26 – Dados apresentados em estereograma demonstrando a média feita a partir da junção de todos os sítios da Formação Pirambóia. Média calculada representada pela estrela azul; círculo de confiança em cinza. No quadrado: Dg = declinação; Ig = inclinação; n = número de sítios utilizados; a95 relativo ao círculo de confiança. Em A, média feita sem o fator de correção. Em B, média utilizando o fator 0,5.



A Tabela 03 apresenta os valores calculados para a resultante magnética remanescente de cada um dos sítios, assim como os seus respectivos erros associados (k e $a95$) e a localização geográfica (longitude e latitude) das coletas de amostras. O sítio ANG-02 mostrou a menor confiabilidade de resultados, já esperado por conta da dispersão de pontos observada nos resultados e do baixo número de amostras utilizadas.

Tabela 03 – Valores médios das componentes características encontradas para cada sítio de amostragem que foi utilizado para as análises paleomagnéticas. Id = nome do sítio; n = número de amostras; Dg = declinação; Ig = inclinação com fator de correção 0,5 para os sítios de amostras sedimentares; k e $a95$ = valores de erros associados; Slat = latitude e Slong = longitude (referentes à localização do sítio).

Id	n	Dg	Ig (Fator 0.5)	k	a95	Slat	Slong
ANG-01	2	197.7	56.91	58.8	-	-23.516667	-48.391667
ANG-02	2	194.9	47.71	17.5	63.9	-23.505278	-48.395833
ANG-03	2	198.3	53.65	233.5	16.4	-23.505278	-48.395833
ANG-04	5	172.7	26.33	93.4	8.5	-23.527222	-48.405278
ANG-05	5	20.2	-31.76	26.5	15.1	-23.527778	-48.403056
ANG-07	4	345.3	-15.9	192.4	6.6	-23.529722	-48.368056
ANG-08	6	347.2	-45.8	58.3	8.8	-23.529390	-48.350930
ANG-09	5	333.3	-9.73	95.2	7.9	-23.529444	-48.351389
ANG-12	3	110.6	26.1	38.8	20.1	-23.444444	-48.414722
ANG-13	6	344.2	-44.7	504	3	-23.162778	-48.346667
ANG-14	3	358	-20.3	31.4	26.2	-23.439167	-48.388056

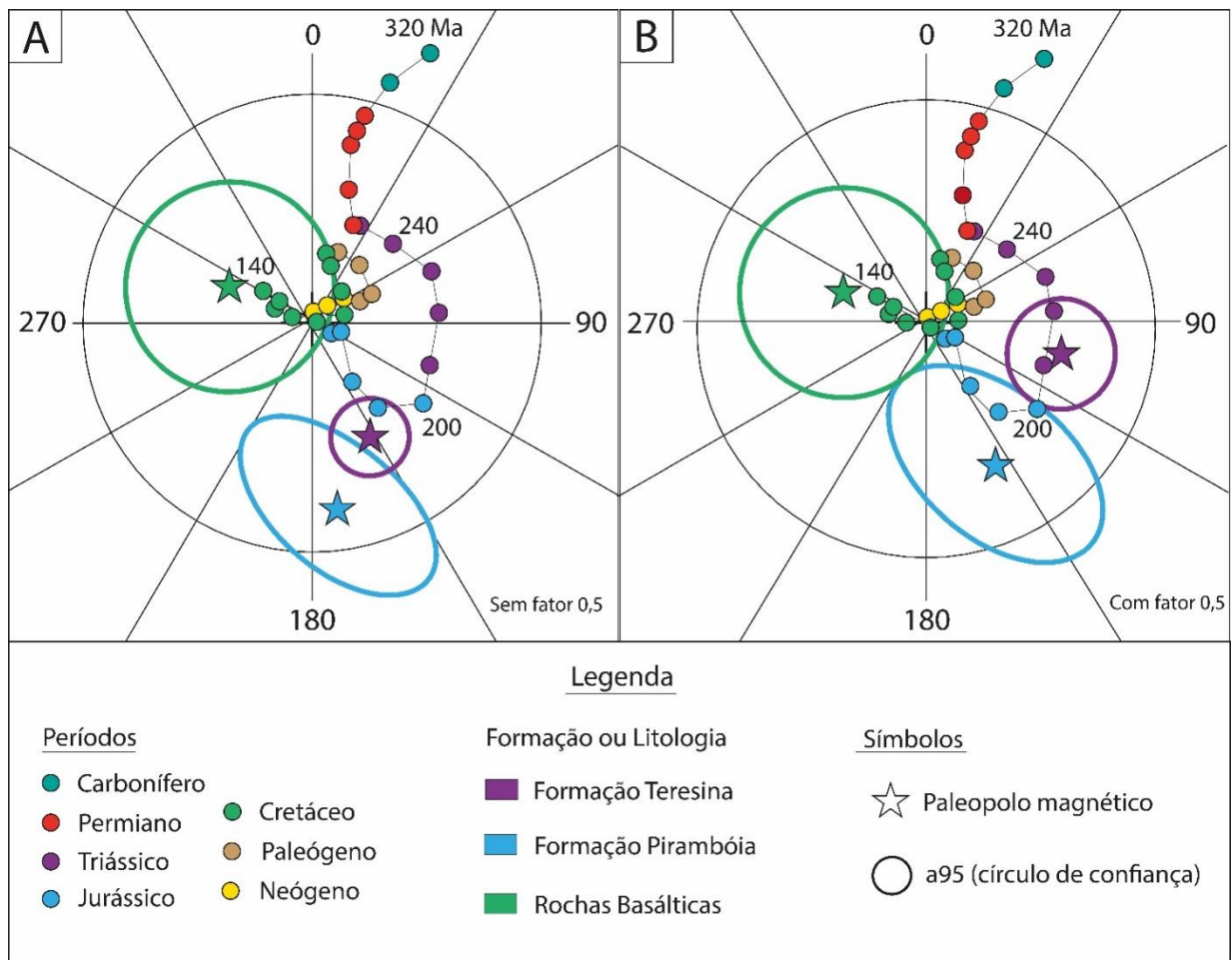
4.3. Cálculo de Polos Geomagnéticos Virtuais (VGP)

O cálculo dos polos geomagnéticos virtuais (VGPs) permite comparar as suas posições em relação à “Deriva Polar Aparente (APW)” do bloco tectônico do Paraná, a fim de identificar a idade das unidades geológicas. Todos os VGPs foram calculados a partir de suas respectivas componentes características. Para os sítios sedimentares que preservaram sua magnetização natural remanescente (componente característica), o posicionamento de seu VGP é considerado correto com a aplicação do fator 0,5. A implicação desse fator de correção somente é válida para magnetizações detríticas, ou seja, quando há compactação posterior a sua magnetização devida à diagênese. Isso significa que, para sítios que sofreram remagnetização, o posicionamento mais correto de seus VGPs deveria ser representado sem o fator de correção, isso porque essa magnetização observada foi adquirida após sua formação.

A Figura 27 apresenta o comportamento de todos os VGPs reunidos e feitos a partir dos dados brutos (no caso dos sítios de rochas basálticas) e dos dados com alteração do fator de correção 0,5 (no caso dos sítios de rochas sedimentares). Para se ter uma compreensão melhor da diferença causada pelo fator de correção, é feita uma comparação na figura, que também

exibe os VGPs sem a aplicação do fator 0,5. Foi utilizado o caminho de migração aparente de polos geomagnéticos (APW) do Cráton do Paraná (TORSVIK *et al.*, 2012) para obter-se idade aproximada de cada um dos VGPs; cada pequena esfera colorida equivale a um período diferente da escala de tempo geológica.

Figura 27 – VGPs da Formação Teresina, Formação Pirambóia e rochas basálticas reunidas em um único diagrama. Em A observa-se os VGPs sem a aplicação do fator 0,5 de correção. Em B, VGPs dos sítios sedimentares com a aplicação do fator.



O sítio ANG-05, que pertence a Formação Pirambóia, foi considerado como o VGP para essa formação por conta de os outros dois sítios (ANG-04 e ANG-09) se encontrarem muito dispersos e afastados da posição em que eles deveriam se encontrar. Por conta disso, esse VGP não pode ser considerado como sendo inteiramente confiável, já que ele foi caracterizado por apenas um sítio de amostragem para a Formação Pirambóia. De acordo com Butler (1992), essa falta de confiabilidade é explicada pelo fato de que VGPs feitos a partir de apenas um sítio com poucas amostras geralmente não correspondem precisamente ao seus polos paleomagnéticos e podem sofrer de problemas locais.

Na Figura 28 é possível observar o VGP de cada sítio da Formação Pirambóia, assim como o VGP médio calculado para essa formação. Nota-se a grande dispersão dos sítios ANG-04 e ANG-09 quando comparados ao sítio ANG-05, que corresponde a idade mais precisa dessa formação. A fim de representar melhor os dados, também foram feitas duas figuras especificando os VGPs da Formação Teresina (Figura 29) e das rochas basálticas (Figura 30).

Figura 28 – VGP calculado para cada um dos três sítios da Formação Pirambóia. Nesse caso, o VGP considerado para essa formação foi apenas o do sítio ANG-05 (estrela azul). Diagrama representado com aplicação do fator de correção 0,5.

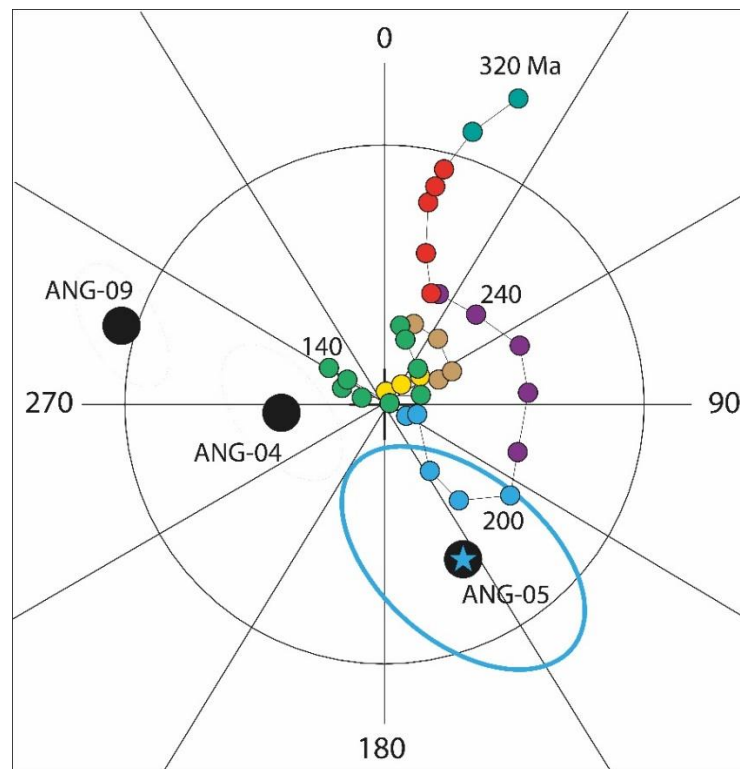


Figura 29 – VGP calculado para cada sítio da Formação Teresina; círculo de confiança em cinza.
Diagrama representado com aplicação do fator 0,5

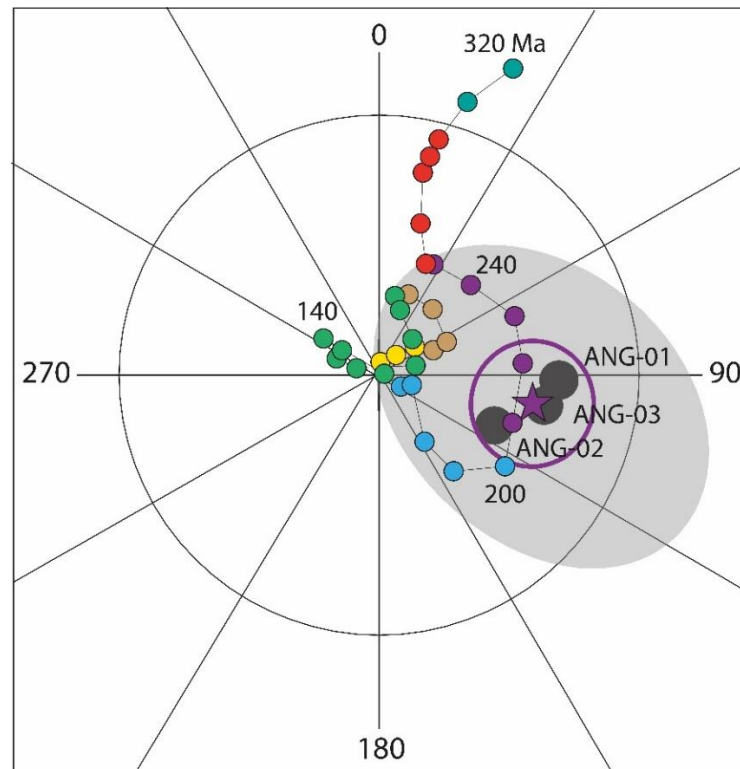
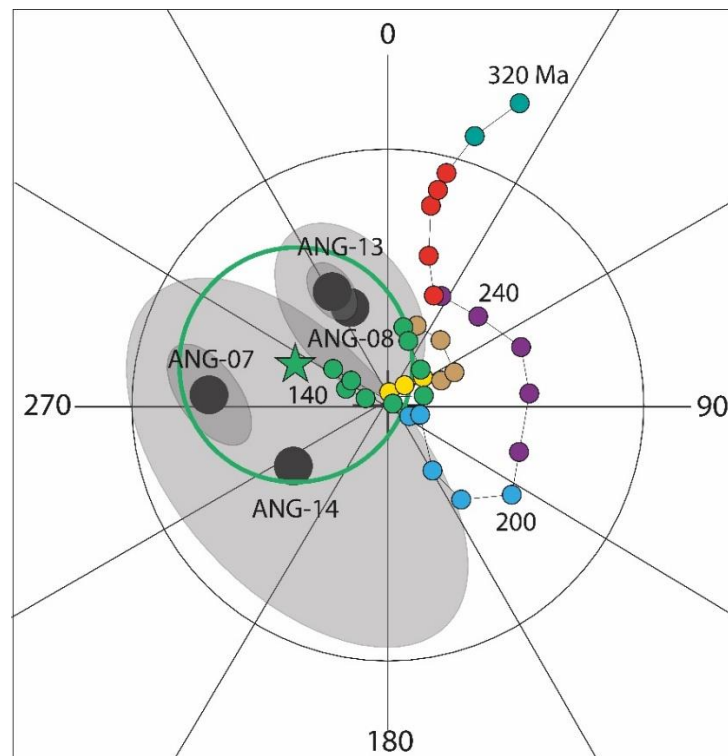


Figura 30 – VGP calculado para cada sítio de rocha basáltica; círculo de confiança em cinza



5. DISCUSSÃO

A partir da observação dos resultados exibido nas figuras, é possível notar que o VGP para a Formação Pirambóia foi considerado a partir de um único sítio de amostragem (ANG-05). Apesar de esse dado ser considerado de baixa confiabilidade, há uma justificativa para essa escolha. Como observado na Figura 28, os outros dois sítios dessa formação (ANG-04 e ANG-09) se encontram muito dispersos, principalmente ANG-09. Isso significa que esses dois outros sítios tiveram suas rochas remagnetizadas após a sua formação, muito provavelmente por conta de uma intrusão basáltica.

Comparando o VGP do sítio ANG-04 ao caminho de migração aparente de polos geomagnéticos (APW) do Cráton do Paraná, observa-se que ele se posiciona próximo à uma idade de aproximadamente 140 Ma, ou seja, de origem cretácea. Essa idade enquadra-se com a idade aproximada da Formação Serra Geral. Isso demonstra que houve uma provável remagnetização nas rochas desse sítio quando se iniciaram as intrusões magmáticas do evento que gerou a formação Serra Geral. Já no caso de ANG-09, a remagnetização não trouxe afinidade alguma com a curva de APW para esse sítio, que se encontra anormalmente disperso e afastado dos demais.

Utilizando o sítio ANG-05 como VGP para a Formação Pirambóia, observa-se uma idade aproximada de 190 Ma, ou seja, correspondente ao período Jurássico Inferior (201-174 Ma). Portanto, como citado anteriormente, a utilização de apenas um sítio não traz grande confiança para a caracterização do polo paleomagnético dessa formação. O ideal para se obter bons resultados paleomagnéticos para a Formação Pirambóia seria uma nova coleta com mais amostras em diferentes sítios.

No caso da Formação Teresina, o seu VGP encontra-se posicionado próximo à idade de 215 Ma. Essa idade corresponderia ao período Triássico Superior (237-201 Ma). Contudo, sabe-se que a idade datada para essa formação é aproximadamente do Permiano Inferior (HOLZ *et al.*, 2010), ou seja, entre 299 e 273 Ma.

Entretanto, vale destacar que na Figura 29 foi possível observar que o círculo de confiança (a_{95}) desse VGP se estende ao ponto de englobar a idade permiana de 260-255 Ma. Apesar disso, por conta dessa diferença de idade, é possível observar que os resultados obtidos para essa formação foram insuficientes para uma boa caracterização do seu polo paleomagnético.

Antes de abordar o resultado do VGP dos sítios de rochas basálticas, é importante discutir sobre a análise de textura feita previamente nas amostras desses sítios. O principal motivo para essa observação foi o auxílio na determinação de uma possível relação entre sítios que geraram resultados concretos com o tamanho dos grãos presentes nas rochas.

Inicialmente, havia-se a ideia de que rochas basálticas com grãos maiores pudessem gerar resultados paleomagnéticos melhores e mais precisos. Contudo, foi observado que não há uma relação direta entre esses dois fatores. Um dos sítios que apresentou melhores resultados (ANG-13) demonstrou-se representado por rochas com grãos de tamanho médio. Ao mesmo tempo, uns dos sítios que demonstraram resultados inutilizáveis (ANG-06) também exibiu amostras com grãos do tamanho médio.

Para melhor exemplificação, ANG-08 foi outro sítio que apresentou ótimos resultados e, nesse caso, teve a sua textura classificada como composta por grãos mais finos. Porém, outros dois sítios que foram descartados no início das análises paleomagnéticas (ANG-10 e ANG-11) também apresentaram grãos mais finos em sua matriz. Em vista disso, foi descartada a hipótese de que o tamanho dos grãos poderia ter qualquer relação com a qualidade dos resultados paleomagnéticos obtidos.

Por fim, o VGP obtido para as rochas basálticas foi posicionado perto da idade de 140 Ma, ou seja, correspondente ao período conhecido como Cretáceo Inferior (145-100 Ma). Esse valor de VGP encontrado para as rochas basálticas coincide com a idade aproximada (e já conhecida) para a Formação Serra Geral. Ernesto *et al.* (1990), através de estudos paleomagnéticos, datou essa formação em 135-130 Ma. Mais recentemente, Thiede e Vasconcelos (2010) dataram essa formação através do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, chegando a uma idade aproximada de 134 Ma (Cretáceo Inferior).

6. CONCLUSÃO

O trabalho realizado por meio de análises paleomagnéticas de rochas basálticas ligadas aos arenitos asfálticos da Formação Pirambóia permitiu o melhor entendimento e uma nova perspectiva para a gênese dessas ocorrências. O método empregado foi considerado satisfatório para a determinação de uma idade aproximada dessas rochas ígneas, podendo compreender de melhor forma a possibilidade de uma relação entre as rochas sedimentares saturadas em óleo cru e os derrames basálticos que se fazem presentes na região. A definição e compreensão do papel que esses derrames podem ter exercido nas rochas areníticas presentes na porção do

estado de São Paulo abordada nesse estudo, contribuem para inúmeras pesquisas e estudos em partes relevantes da Bacia do Paraná.

Através dessas análises feitas a partir de amostras ígneas e sedimentares, o paleomagnetismo torna possível a obtenção de uma datação aproximada feita com base na magnetização remanescente natural de minerais ferromagnéticos presentes nessas rochas. A média de magnetizações obtidas a partir de diversas amostras de um mesmo sítio leva a obtenção de um polo paleomagnético.

Consequentemente, a média de diferentes sítios para uma mesma formação conduz a obtenção de um outro polo paleomagnético, que pode ser facilmente comparado a um caminho de migração aparente composto por diversos polos geomagnéticos (já conhecido e estudado) para a placa em que essas rochas se encontram. Tal comparação feita entre dados disponíveis em literatura e dados encontrados a partir dos estudos paleomagnéticos gera, no geral, resultados de datação satisfatórios.

Com base nisso, é possível afirmar que, a partir dos resultados encontrados nesse estudo para a Formação Teresina, assim como em razão da diferença de idade obtida para essa unidade geológica, foi possível concluir que o número de amostras coletadas para a análise paleomagnética dessa formação foi considerado insuficiente para a caracterização do seu polo paleomagnético de uma forma confiável e satisfatória.

Assim como para a Formação Teresina, o ideal para obter-se um bom resultado para o polo paleomagnético da Formação Pirambóia seria uma nova coleta de amostras, já que apenas um sítio foi utilizado para a caracterização do VGP dessa formação. Apesar desses resultados para essas duas formações, o foco do estudo em questão é concretizado principalmente na análise de rochas basálticas; ou seja, os resultados dos dados obtidos para essas duas unidades litoestratigráficas não são de extrema relevância, porém são apreciados a fim de comparação com a idade obtida para as rochas basálticas estudadas.

No caso dos dados obtidos para as rochas basálticas, os resultados atingidos foram considerados razoavelmente bons o suficiente para a caracterização do polo paleomagnético proveniente dos sítios de derrames magmáticos amostrados. A obtenção de uma idade cretácea de 140 Ma para essas rochas, aproximadamente, pode refletir no provável fato de que elas efetivamente pertencem ao mesmo pulso magmático que levou à origem da Formação Serra Geral, em meados do período Cretáceo Inferior.

A classificação de textura feita nas amostras de rocha basáltica fez parte de uma tentativa de hipótese para explicar a qualidade dos sinais paleomagnéticos obtidos através das análises. Foi possível concluir que o tamanho dos grãos nessas rochas provavelmente não possui alguma influência ou ligação direta com os resultados encontrados. Isso significa que os sítios que produziram resultados considerados insatisfatórios podem ter simplesmente sofrido mais intemperismo ou ação antrópica que acabou alterando a magnetização dos minerais ferromagnéticos presentes em suas rochas.

Portanto, a partir da compilação desses resultados, é possível concluir que na região de estudo deste trabalho, localizada no sudoeste do estado de São Paulo, não foi comprovada a existência de um pulso magmático precedente à Formação Serra Geral que poderia ter sido uma das principais causas da gênese dos inúmeros afloramentos de arenitos asfálticos localizados na Formação Pirambóia, que foram observados ao longo dos arredores da área de estudo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M.; BARBOSA, O. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. *Boletim 143*, DNPM/DGM, p. 96, 1953.
- ANDRADE, S. M.; SOARES, P. C. Geologia de semidetalhe no centro leste de São Paulo. Rio de Janeiro. Petrobras. DESUL. Relatório n. 407, p. 52, 1971.
- AQUAROLI, L. H. S. Papel da tectônica rúptil na possível migração de hidrocarbonetos: estudo da porção Noroeste da estrutura de Pitanga, região central do Estado de São Paulo. Trabalho de Conclusão do Curso, UNESP, 2013.
- ARAÚJO, C. C. Gênese das ocorrências de arenito asfáltico da borda leste da Bacia do Paraná, SP. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 2003.
- ARAÚJO, C.; YAMAMOTO, J.; ROSTIROLLA, S. Distribuição espacial e caracterização geológica dos arenitos asfálticos da borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo. *Brazilian Journal of Geology*, v. 34, p. 187-200, 2004.
- ARAÚJO, C. C.; YAMAMOTO, J. K.; ROSTIROLLA, S. P.; MADRUCCI, V.; TANKARD, A. Tar sandstones in the Paraná Basin of Brazil: structural and magmatic controls of hydrocarbon charge. *Marine and Petroleum Geology, Guildford*, v. 22, n. 5, p. 671-685, 2005.
- ARAÚJO, C.; YAMAMOTO, J.; ROSTIROLLA, S. Arenitos asfálticos na Bacia do Paraná: estudo das ocorrências no Alto Estrutural de Anhembi. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 14, p. 47-70, 2006.
- ARTUR P. C.; SOARES P. C. Paleoestruturas e petróleo na Bacia do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 32, p. 433-448, 2002.
- ASSINE, M. L.; SOARES, P. C. Interação flúvio-eólica na Formação Pirambóia. *SBG, Simp. Geol. Sudeste*, v. 4, p. 65, 1995.

- ASSINE, M.; PIRANHA, J.; CARNEIRO, C. Os paleodesertos Pirambóia e Botucatu. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. p. 77-92, 2004.
- BERTINI, R. Paleobiologia do Triássico-Jurássico da porção centro-nordeste da Bacia do Paraná: Estado da arte e perspectivas futuras. Departamento de Geologia Sedimentar, 1993.
- BÓRIO, N. J. Geologia da área de São Pedro, SP. Tese de Doutorado. Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, Rio Claro, p. 125, 1973.
- BRIGHETTI, J. Faciologia dos sedimentos da Formação Pirambóia na região de Rio Claro (SP). Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 124, 1994.
- BUTLER, R. F. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. *Boston: Blackwell Scientific Publications*, v. 1, 1992.
- CABRAL, M. V. B. Conchostráceos Jurássicos das Formações Pirambóia e Caturrita (Bacia do Paraná). Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2011.
- CAETANO-CHANG, M. R.; WU, F. T.; BRIGHETTI, J. M. P. Caracterização eólica de arenitos da Formação Pirambóia, proximidades de São Pedro (SP). In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 1, São Paulo, v. 2, p. 53-58, 1991.
- CAETANO-CHANG, M. R.; WU, F. T. A Formação Pirambóia na região de Anhembi (SP), com base em dados de subsuperfície. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, v. 3, Rio de Janeiro, 1993.
- CAETANO-CHANG, M. R.; A Formação Pirambóia no centro-leste do Estado de São Paulo. Rio Claro, IGCE-UNESP, Tese de Livre-Docência, p. 196, 1997.
- CAETANO-CHANG, M. R.; WU, F. T. Arenitos flúvio-eólicos da porção superior da Formação Pirambóia no centro-leste paulista. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, n. 2, p. 296-304, 2006.
- CHRISTOFOLETTI, B.; PEIXOTO, B. C.; WARREN, L. V.; INGLEZ, L.; FERNANDES, M. A.; ALESSANDRETTI, L.; PERINOTTO, J. A. J.; SIMÕES, M.G.; ASSINE, M. L. Dinos among the dunes: Dinoturbation in the Pirambóia Formation (Paraná Basin), São Paulo State and comments on cross-section tracks. *Journal of South American Earth Sciences*, 109: e103252, 2021.
- COGNÉ, J. PaleoMac: A Macintosh (TM) application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 4, n. 1, 2003. <https://doi.org/10.1029/2001gc000227>
- COLLON, A. Le petrole dans les environs du Mont de Bofete et de Porto Martins, dans l'Etat de São Paulo. Instituto Geográfico e Geológico, Secretaria de Agricultura do Estado de São Paulo, p. 69, 1897.
- CORDANI, U. G. *et al.* Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Boletim Ciência Técnica Petróleo*, v. 15, p. 1-70, 1984.
- DOW, W. G. Application of Oil Correlation and Source-Rock Data to Exploration in Williston Basin. *AAPG Bulletin*, v. 58, n. 7, p. 1253-1262, 1972.

- ERNESTO, M. *et al.* Palaeomagnetism of the Mesozoic Serra Geral Formation, southern Brazil. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 64, n. 2-4, p. 153-175, 1990.
- FISHER, R. A. Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, v. 217, n. 1130, p. 295-305, 1953.
- FRANZINELLI, E. Arenitos asfálticos do Estado de São Paulo. Tese (Doutorado em Paleontologia e Estratigrafia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1972. doi:10.11606/T.44.2016.tde-21072016-163100. Acesso em: 2022-04-29.
- FÚLFARO, V. J. Contribuição à geologia da região de Angatuba, Estado de São Paulo. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 1962.
- FULFARO, V. J.; STEVAUX, J. C.; SOUZA-FILHO, E. E.; BARCELOS, J. H. A Formação Tatuí (P) no Estado de São Paulo. In SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 33, p. 711-723, 1984.
- GOULART, E. P.; JARDIM, N. S. Avaliação geoquímica das formações Ponta Grossa e Iratibacia do Paraná. *Geologia da Bacia do Paraná-Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em hidrocarbonetos*, p. 41-74, 1982.
- GRAVENOR, C. P.; ROCHA-CAMPOS, A. C. Patterns of Late Paleozoic glacial sedimentation on the southeast side of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 43(1-2), p. 1-39, 1983.
- GROSSI SAD, J. H.; SARAIVA, N. T. A. Avaliação do Potencial Anhembi - em Arenitos Oleígenos da Formação Pirambóia, São Paulo, ReI. Int. PETROBRÁS/SIX, CENPES, DEPEX, v.1, p. 133, 1981.
- HARDING, T.; LOWELL, J. D. Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *AAPG Bulletin*, v. 63, p. 1016-1058, 1979.
- HOLZ, M.; FRANÇA, A. B.; SOUZA, P. A., IANNUZZI, R.; ROHN, R. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29(2), p. 381-399, 2010.
- HSU, C. S.; ROBINSON, P. R. Petroleum System and Occurrence. In *Petroleum Science and Technology*, Springer, Cham, p. 67-82, 2019.
- KIRSCHVINK, J. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International*, v. 62(3), p. 699-718, 1980.
- KRUMBEIN, W. C.; SLOSS, L. L. Stratigraphy and sedimentation, v.2, San Francisco – W. H. Freeman and Co, 1964.
- LAVINA, E. L. C. 1989. Formação Pirambóia: um episódio de desertificação da Bacia do Paraná ao final do Permiano? In: I Simpósio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro. *Boletim de Resumos*, p. 8-9, 1989.
- MAGOON, L. B.; DOW, W. G. The petroleum system - From source to trap. *AAPG Memoir*, v. 60, p. 3-24, 1994.
- MCFADDEN, P. L.; MCELHINNY, M. W. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 87, n. 1-2, p. 161-172, 1988.

- MENDES, J. C. Lamelibrânquios permianos do oólito de Angatuba, Estado de São Paulo (Formação Corumbataí), *Boletim Sociedade Brasileira de Geologia*, v. 11, p. 37-56, 1962.
- MEZZALIRA, S. Os Fósseis do Estado de São Paulo. Instituto Geológico, Secretaria do Meio Ambiente, São Paulo, p. 141, 1989.
- MILANI, E. J., Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica de Gondwana Sul-Occidental. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, p. 225, 1997.
- MILANI, E. J.; BRANDÃO, J. A. S. L.; ZALÁN, P. V.; GAMBOA, L.A.P. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. *Brazilian Journal of Geophysics*, v. 18, p. 351-396, 2000.
- MILANI, E. J. *et al.* Bacia do Paraná, *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 15(2), p. 265-287, 2007.
- MORAES REGO, L. F. de. A geologia do petróleo no Estado de São Paulo. *Boletim do Serviço Geológico e Mineral Brasileiro*, Rio de Janeiro, 1930.
- OLIVEIRA, E. P. Rochas petrolíferas do Brasil. *Serviço geológico e mineralógico do Brasil*, Rio de Janeiro, p. 101-102, 1920.
- PERINOTTO, J. A. J.; ZAINE, M. F. Patrimônios Naturais e História Geológica da Região de Rio Claro - SP. Rio Claro. Arquivo Público e Histórico do Município de Rio Claro, 2008.
- QUADROS, L.P. Estudos Geoquímicos - Em Arenitos Oleígenos da Formação Pirambóia, São Paulo, ReI. Int. Petrobras/SIX, CENPES, DEPEX, v. 3, 1981.
- RAGONHA, E. W. Coprólitos espiralados da Formação Corumbataí. Anais do X Congresso Brasileiro de Paleontologia, Rio de Janeiro, p. 307-317, 1987.
- RICARDI-BRANCO, F.; BERNARDES DE OLIVEIRA, M.E.; AMARAL, P.G.C. Levantamento da composição e sucessão paleoflorísticas do Neo-Carbonífero/Eo-Permiano, Grupo Tubarão, no Estado de São Paulo. I. Protoglossopterídeas e glossopterídeas das camadas hulheríferas de Cerquilha, SP, Brasil. *Boletim Resumos XVI Congresso Brasileiro Paleontologia*, Crato, p. 87-88, 1999.
- RICCOMINI, C.; GIMENEZ FILHO, A.; ALMEIDA, F. F. M. Considerações sobre a estratigrafia do Permo-Triássico na região da Serra do Cadeado, Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro, SBG, v. 2, p. 754-763, 1984.
- RICCOMINI, C. Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânicos da porção centro-oriental do estado de São Paulo e áreas vizinhas. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1995.
- RICCOMINI, C. Relações tectônicas do magmatismo basáltico eocretáceo da bacia do Paraná: implicações para os reservatórios das formações Pirambóia e Botucatu. p. 1-4, 2003.
- ROHN, R. Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1995.
- SCHNEIDER, R. *et al.* Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. Congresso brasileiro de Geologia, v. 28, p. 41-65, 1974.

SOARES, P. C. O limite glacial/pós-glacial do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 44, p. 333-342, 1972.

SOARES, P. C. Divisão estratigráfica do Mesozóico no estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 5 (4), p. 229-251, 1975.

SOARES, P. C.; LANDIM P. M. B. Aspectos Regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no flanco nordeste. In: 27º Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju, Anais... SBG, p. 243-256, 1975.

SOARES, A. P.; SOARES, P. C.; HOLZ, M. Correlações estratigráficas conflitantes no limite Permo-Triássico no Sul da Bacia do Paraná: O contato entre duas sequências e implicações na configuração espacial do Aquífero Guarani. *Revista Pesquisas em Geociências*, v. 35, p. 115-133, 2008.

TAUXE, L.; KENT, D. V. A Simplified Statistical Model for the Geomagnetic Field and the Detection of Shallow Bias in Paleomagnetic Inclinations: Was the Ancient Magnetic Field Dipolar?. *Geophysical Monograph Series*, Washington, D.C., v. 145, p. 101–116, 2004.

THIEDE, D. S.; VASCONCELOS, P. M. Paraná flood basalts: rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. *Geology*, v. 38, n. 8, p. 747-750, 2010.

THOMAS, J. E. Fundamentos de engenharia de petróleo. *Interciência*, Rio de Janeiro p. 271, 2004.

THOMAZ FILHO, A. Ocorrência de arenito betuminoso em Anhembi (SP)-cubagem e condicionamento geológico. Congresso Brasileiro de Geologia. p. 2344-2348, 1982.

TORSVIK, T. *et al.* Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, v. 114, p. 325-36, 2012.

WASHBURN, C. W. Geologia do petróleo do estado de São Paulo. Oficinas gráficas do Serviço de publicidade agrícola, 1939.

YOSHIDA, R; GAMA JR. E. Geologia da Bacia do Paraná: reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos. In: Geologia da Bacia do Paraná – São Paulo, Paulipetro, p. 1 – 17, 1982.

ZALÁN, P. V. *et al.* Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, v. 3, p. 441-477, 1987.

ZALÁN, P. V. *et al.* The Paraná Basin, Brazil. *AAPG*, Tulsa, v. 5, p. 681-708, 1990.

ZIJDERVELD, J. D. A. A demagnetization of rocks: Analysis of results. *Methods in Paleomagnetism*, p. 254–286, 1967.