

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

MARCELA ARAGÃO

MAGNETOESTRATIGRAFIA DO GRUPO PASSA DOIS E DA
FORMAÇÃO PIRAMBOIA NA PORÇÃO NORDESTE DA BACIA DO
PARANÁ

Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente

Orientador: Prof. Dr. Giancarlo Scardia

Rio Claro – SP

2020

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

MARCELA ARAGÃO

MAGNETOESTRATIGRAFIA DO GRUPO PASSA DOIS E DA
FORMAÇÃO PIRAMBOIA NA PORÇÃO NORDESTE DA BACIA DO
PARANÁ

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente

Orientador: Prof. Dr. Giancarlo Scardia

Rio Claro – SP

2020

A659m	Aragão, Marcela Magnetoestratigrafia do Grupo Passa Dois e da Formação Piramboia na porção nordeste da Bacia do Paraná / Marcela Aragão. -- Rio Claro, 2020 107 p. Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro Orientador: Giancarlo Scardia 1. Estratigrafia de Polaridades Magnéticas. 2. Paleomagnetismo. 3. Superchron de Kiaman. 4. Superchron de Illawarra. 5. Formação Corumbataí. 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.

MARCELA ARAGÃO

MAGNETOESTRATIGRAFIA DO GRUPO PASSA DOIS E DA
FORMAÇÃO PIRAMBOIA NA PORÇÃO NORDESTE DA BACIA DO
PARANÁ

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. GIANCARLO SCARDIA - Orientador
IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)

Dra. SUZANA APARECIDA MATOS
IBB/UNESP/Botucatu (SP)

Prof. Dr. JAIRO FRANCISCO SAVIAN
IGEO/UFRGS/Porto Alegre (RS)

Data: 20/01/2020

Horário: 14:00 horas

Conceito: APROVADA

AGRADECIMENTOS

Agradeço às várias pessoas e instituições que construíram essa dissertação junto comigo:

Ao CNPQ pela bolsa de mestrado;

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente (PPGGMA-UNESP) pelo financiamento das campanhas de campo e visitas ao laboratório;

À Companhia de Pesquisa em Recursos Minerais do Brasil (CPRM), que possibilitou o acesso às amostras, em especial aos técnicos e funcionários da Litoteca de Araraquara;

Ao laboratório USPMag no Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP), onde foram conduzidas as análises, e aos seus integrantes;

Ao meu orientador, Prof. Dr. Giancarlo Scardia (IGCE-UNESP), pelo acolhimento e por todos os ensinamentos;

Aos membros da banca do Exame de Qualificação, Profa. Dra. Rosemarie Rohn (IGCE-UNESP) e Prof. Dr. José Alexandre Perinotto (IGCE-UNESP);

À Dra. Suzana Matos (IBB-UNESP) e ao Prof. Dr. Jairo Savian (IGEO-UFRGS) membros da banca da Defesa de Dissertação;

À secretária do PPGGMA Rosângela Vacello;

Aos amigos que o PPGGMA trouxe: Lucas Inglez, Silvia Real, Antônio Lima e Bruna Santos, por todos os almoços, cafés, cervejas e infinitas conversas sobre ciência e sobre a vida. E a Juliana Okubo, Marly Silva, Vanderlei Farias, Stephanie Freitas, André Kolya, Milena Rosa, Patricia Mescolotti e Victor Caritá;

À diretoria da Associação de Pós-Graduandos (APG) de Rio Claro da qual fiz parte: Marco Aurélio, Luiza Cholak, Bruna Albuquerque, José Renato, Laura Jimenez;

Ao laboratório UNESPMag, em especial ao parceiro de pesquisa e de orientador José Augusto Devienne;

Às geólogas Natasha Marte e Erica Sánchez (IGC – USP) pela hospitalidade;

Aos meus amigos e amigas de Aracaju e aos meus familiares;

Ao meu querido Caio Belucci, pelo amor, carinho e incentivo;

À minha mãe Ana Lucia, por simplesmente tudo.

“O que diz sua consciência? – ‘torna-te quem tu és’”

F. Nietzsche, Gaia Ciência, 270

RESUMO

A magnetoestratigrafia é uma importante ferramenta de correlação estratigráfica por se basear nas alternâncias de polaridade do campo geomagnético ao longo do tempo geológico. As magnetozonas permitem correlações entre diferentes sistemas deposicionais, independente de conteúdo fossilífero e de localização geográfica. Análises paleomagnéticas foram conduzidas em três testemunhos de sondagem da Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais do Brasil (CPRM) localizados nos estados de São Paulo e do Paraná, que abrangem o Grupo Passa Dois e a Formação Piramboia (Grupo São Bento). A investigação busca refinar a geocronologia dessas unidades e contribuir para a construção das escalas globais do tempo baseadas em polaridades geomagnéticas para o Permiano fornecendo dados do hemisfério Sul. Análises complementares foram obtidas em duas seções aflorantes das formações Corumbataí e Piramboia. A transição entre a Superchron Reversa de Kiaman e a Superchron de Polaridade Mista de Illawarra foi identificada na Formação Corumbataí do testemunho FP-12-SP, a 76 metros do topo da Formação Irati. A correlação estratigráfica entre os três testemunhos estudados revela que FP-12-SP corresponde a uma seção condensada do Permiano da Bacia do Paraná, no qual as porções basal e intermediária da Formação Corumbataí se correlacionam com as formações Teresina (majoritariamente do Wordiano) e Rio do Rasto (Capitaniano - ?) dos furos SP-23-PR e SP-58-PR. Os resultados da Formação Piramboia foram inconclusivos. A mineralogia magnética das amostras é composta principalmente por hematita e magnetita, com sulfetos de ferro associados.

Palavras-chave: Estratigrafia de Polaridades Magnéticas; Paleomagnetismo; Superchron de Kiaman; Superchron de Illawarra; Formação Corumbataí

ABSTRACT

Magnetostratigraphy is an important stratigraphic correlation tool because it is based on the reversals of Earth's magnetic field polarities through the geological time. Magnetic zones allow stratigraphic correlations among rocks from different depositional systems, despite fossil content or geographic location. Paleomagnetic analyses were conducted in samples from three drill cores from Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM) of Brazil, located in the states of São Paulo and Paraná, which encompasses rocks of Passa Dois Group and Piramboia Formation (São Bento Group). The investigation is an effort to refine the geochronology of these units and to contribute to the elaboration of Permian Global Polarity Time Scales (GTPS) providing data from southern hemisphere. Additional analyses were obtained from two outcrop sections of Corumbataí and Piramboia formations. We identified the transition between Kiaman Reverse Superchron and Illawarra Mixed-Polarity Superchron at the Corumbataí Formation from FP-12-SP core, 76 meters above the top of Irati Formation. The stratigraphic correlation among the three drill cores reveals that FP-12-SP is a condensed section from the Permian of Paraná Basin, in which the lower and intermediate portions of Corumbataí Formation are correlative to Teresina (mainly Wordian) and Rio do Rasto (Capitanian - ?) formations from SP-23-PR and SP-58-PR drills. Results from Piramboia Formation were inconclusive. Magnetic mineralogy of samples is mainly composed of hematite and magnetite, with associated iron sulfides.

Key words: Magnetic polarities stratigraphy; Paleomagnetism, Kiaman Superchron, Illawarra Superchron, Corumbataí Formation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização de testemunhos de sondagem (FP-12-SP; SP-23-PR e SP-58P-R) e afloramentos (PI e RIO) estudados na Bacia do Paraná. IRT = Formação Irati; SAL = Formação Serra Alta Mapa geológico da CPRM (2004) em escala 1:1.000.000.	17
Figura 2 – Subdivisão da Bacia do Paraná em superseqüências com destaque para a Superseqüência Gondwana I, modificado de MILANI & DE WIT, 2008. Supercontinente Gondwana modificado de FAURE & COLE, 1999.	19
Figura 3 – Litoestratigrafia dos grupos Passa Dois, São Bento e Rosário do Sul na Bacia do Paraná (baseado em SCHNEIDER et al., 1974; ANDREIS et al., 1980; ROHN & FAIRCHILD, 2015 e WARREN et al. 2015).	20
Figura 4 – Cronoestratigrafia do Permiano e Triássico. Em fontes bibliográficas mais antigas, podem ser encontrados os termos Kazaniano e Tatariano, que correspondem ao Meso- e Neopermiano, respectivamente. Idades apresentadas em milhões de anos. (COHEN et al., 2013).	22
Figura 5 – Distribuição vertical de assembleias fósseis (bivalves, plantas e palinórfos). Esquema bioestratigráfico baseado em ROHN (1994) e HOLZ et al., 2010. Idades em milhões de anos (COHEN et al., 2013). Adaptado de GUERRINI et al., 2019.	28
Figura 6 – Modelo do dipolo geocêntrico axial inclinado. Traduzido e adaptado de BUTLER (1992). Modificado de MCELHINNY (1973).	31
Figura 7 – Representação gráfica de componentes vetoriais: declinação (D), inclinação (I) e intensidade (B). Modificado e traduzido de BUTLER (1992).	33
Figura 8 – Escalas do tempo de polaridade geomagnética (STEINER, 2006; SHEN et al., 2011; OGG et al., 2016, retirado de LANCI et al., 2013).	36
Figura 9 – Representação do modelo de migração aparente dos polos: (a) Drift continental: o continente move-se e o eixo polar permanece fixo; (b) o continente está fixo enquanto o eixo do polo “migra” ou vagueia. Traduzido de TORSVIK et al. (2012).	37
Figura 10 – Reconstrução dos caminhos de migração dos polos para a Sul da África (supercontinente Gondwana). Cada ponto representa a posição do paleopolo e sua respectiva idade segundo as curvas de TORSVIK et al. (2012) (linha mais grossa, pontos vazados) e de KENT & IRVING (2010) (linha mais fina, pontos preenchidos).	38
Figura 11 – Disposição geral dos testemunhos de sondagem na Litoteca da CPRM de Araraquara (SP). As caixas de plástico possuem 1 metro de comprimento e contém 4 ou 5 metros de testemunhos, a depender do diâmetro da perfuração. Ressalta-se que as amostras coletadas devem estar sempre orientadas conforme o topo do testemunho, observando as relações de contato com o entorno. Com isso, minimiza-se a seleção de amostras cuja orientação de topo e base foi perdida devido à manipulação do material ao longo dos últimos 40 anos.	40
Figura 12 – Subamostragem dos testemunhos em cubos de 8 cm ³ . As lâminas de bronze evitam remagnetizações das amostras no momento do corte. Destaca-se a orientação das amostras conforme o	

topo do testemunho (seta em grafite). Na última imagem, detalhe da variação de cores das amostras conforme empilhamento estratigráfico. Fotos: a autora.	42
Figura 13 – (A) Trevo da Rodovia SP-304. (B) Visão geral da seção PI-A e (C) PI-B com exposição da Formação Corumbataí. Fotos: Rosemarie Rohn e a autora.	43
Figura 14 – Contato entre a "Camada Porangaba" (mais escura, argilosa) e a Formação Piramboia (mais clara, estratificada) no detalhe da seção PI-C. Fotos: a autora.	44
Figura 15 – (A) Visão geral da seção RIO. (B) Nível de conchostráceos interpretados como jurássicos (CABRAL, 2011) onde foram feitas coletas de amostras. (C) Detalhe do nível com conchostráceos. Fotos: Rosemarie Rohn.	45
Figura 16 – (A) Amostragem na seção RIO com furadeira elétrica portátil. (B) Orientação da amostra a partir da horizontal com auxílio de um orientador de bronze (que não interfere na agulha magnética da bússola). Fotos: Rosemarie Rohn e a autora.	46
Figura 17 – Magnetômetro criogênico supercondutor <i>Long Core 2G Enterprises</i> para medição da intensidade da magnetização e para desmagnetização por campo alternado.	48
Figura 18 – (A) Susceptibilímetro <i>MKF1 Kappabridge</i> ; (B) Susceptibilímetro portátil <i>Bartington</i> ; (C) Forno desmagnetizador <i>TD48 ASC Scientific</i> ; (D) Magnetômetro vibracional <i>Micromag 2900</i>	49
Figura 19 – Exemplos de curvas de histerese para diferentes tipos de minerais: (A) diamagnéticos; (B) paramagnéticos; (C) superparamagnéticos (vidro basáltico submarino); (D) uniaxiais, domínio único; (E) magnetocristalinos, domínio único; (F) pseudodomínio único. Exemplos de curvas de histerese para misturas de vários minerais: (G) magnetita e hematita; (H) magnetita domínio único e magnetita superparamagnética; (I) magnetita domínio único e magnetita superparamagnética. Grãos multidomínio apresentam baixos campos coercitivos e grãos domínio único e pseudodomínio único possuem altos campos coercitivos (Retirado de TAUXE (2005)).	50
Figura 20 – Exemplo de aquisição da magnetização remanescente isotérmica (MRI) e do Teste de Lowrie, com indicação dos eixos (x, y e z) onde foram aplicados campos magnéticos de diferentes intensidades.	51
Figura 21 – Diferentes formas de apresentação do vetor magnetização ao longo do processo de desmagnetização. (A) Diagrama de Zijderveld; (B) estereograma e (C) gráfico de intensidade da magnetização <i>versus</i> temperatura.	52
Figura 22 – Diagramas de desmagnetização térmica de FP-12-SP (Tipos 1, 2 e 3).	56
Figura 23 – Diagramas de desmagnetização térmica de FP-12-SP (Tipos 4 e 5).	57
Figura 24 – Desmagnetização por aplicação de campo alternado de FP-12-SP.	58
Figura 25 – Propriedades magnéticas de FP-12-SP. (1) Curvas de histerese; (2) Curvas de MRI; (3) Teste de LOWRIE (1990).	60
Figura 26 – Estereogramas com valores de declinação e inclinação de FP-12-SP. Componentes B e C rotacionada pela componente A.	64
Figura 27 – Magnetozonas de FP-12-SP. Perfil litológico adaptado de MEGLHIORATTI (2006). Curvas de raios gama e resistividade da sondagem original (ABOARRAGE & LOPES, 1986). K = susceptibilidade magnética inicial; NRM = <i>natural remanent magnetization</i> inicial. Os retângulos incompletos indicam uma única amostra com polaridade normal ou inversa.	66

Figura 28 – Paleopolos de FP-12-SP em comparação com a curva de migração polar aparente. Os diferentes fatores f corrigem o valor da inclinação I_0	67
Figura 29 – Diagramas de desmagnetização térmica de SP-58-PR (Tipos 1 a 4).....	69
Figura 30 – Desmagnetização por campo alternado de SP-58-PR.....	70
Figura 31 – Propriedades magnéticas de SP-58-PR.....	72
Figura 32 – Estereogramas com valores de declinação e inclinação de SP-58-PR. Componente C rotacionada pela componente A. Componente B não representada.....	74
Figura 33 – Magnetozoneas de SP-58-PR. Perfil litológico adaptado de NEREGATO (2007). Curvas de raios gama e resistividade da sondagem original (ABOARRAGE & LOPES, 1986). K = susceptibilidade magnética inicial; NRM = <i>natural remanent magnetization</i> inicial. Os retângulos incompletos indicam uma única amostra com polaridade normal ou inversa.	76
Figura 34 – Paleopolos de SP-23-PR em comparação com a curva de migração polar aparente. Os fatores f corrigem o valor da inclinação I_0	77
Figura 35 – Desmagnetização térmica de SP-23-PR.	79
Figura 36 – Desmagnetização por campo alternado de SP-23-PR.....	80
Figura 37 – Propriedades magnéticas de SP-23-PR.....	81
Figura 38 – Estereogramas com valores de declinação e inclinação de SP-23-PR. Componente C rotacionada pela componente A. Componente B não representada.....	83
Figura 39 – Magnetozoneas de SP-23-PR. Perfil litológico adaptado de NEREGATO (2007). Curvas de raios gama e resistividade da sondagem original (ABOARRAGE & LOPES, 1986). K = susceptibilidade magnética inicial; NRM = <i>natural remanent magnetization</i> inicial. Os retângulos incompletos indicam uma única amostra com polaridade normal ou inversa.	85
Figura 40 – Paleopolos de SP-23-PR em comparação com a curva de migração polar aparente. Os fatores f corrigem o valor da inclinação I_0	86
Figura 41 – Desmagnetização térmica de PI.	87
Figura 42 – Paleopolos de PI (A, B e C) em comparação com a curva de migração polar aparente.	88
Figura 43 – Desmagnetização térmica de RIO.	89
Figura 44 – Paleopolos de RIO em comparação com a curva de migração polar aparente.	90
Figura 45 – Magnetoestratigrafia de FP-12-SP. A escala de polaridades magnéticas do presente estudo corresponde à espessura da sucessão (m), enquanto as escalas de referência equivalem ao tempo (Ma). Retângulos incompletos indicam que apenas uma amostra tem polaridade diferente das demais.	92
Figura 46 – Proposta 1 para a magnetoestratigrafia de SP-23-PR e SP-58-PR. A escala de polaridades magnéticas do presente estudo corresponde à espessura da sucessão (m), e as escalas de referência equivalem ao tempo (Ma).	95
Figura 47 – Proposta 2 para a magnetoestratigrafia de SP-23-PR e SP-58-PR. A escala de polaridades magnéticas do presente estudo corresponde à espessura da sucessão (m), e as escalas de referência equivalem ao tempo (Ma).	96
Figura 48 – Magnetoestratigrafia de FP-12-SP, SP-23-PR e SP-58-PR.	97
Figura 49 – Paleopolos magnéticos das sucessões analisadas corrigidos pelos fatores de inclinação $f = 0.5$ e $f = 0.6$	98

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Datações radiométricas U-Pb em zircões vulcânicos no Grupo Passa Dois. *Correlação com o Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto (DAVID et al., 2010). **Correlação com a Formação Irati (DE SANTA ANA et al., 2006) (1) STOLLHOFEN et al. 2000; (2) SANTOS et al., 2006; (3) FERNANDES, 2007; (4) ROCHA-CAMPOS et al. 2019.	24
Tabela 2 – Datações radiométricas U-Pb em zircões detríticos no Grupo Passa Dois. (1) ALESSANDRETTI et al., 2016; (2) CANILE et al., 2016; (3) TOHVER et al., 2018.	25
Tabela 3 – Coordenadas UTM dos testemunhos de sondagem (<i>datum</i> WGS 84, zona 22K).	39
Tabela 4 – Coordenadas UTM das seções aflorantes (<i>datum</i> WGS 84, zona 22K.)	40
Tabela 5 – Número de amostras, espessura total e frequência amostral em cada testemunho de sondagem separados por unidade litoestratigráfica.	41
Tabela 6 – Número de amostras, espessura total e frequência amostral em cada seção aflorante separados por unidade litoestratigráfica.	42
Tabela 7 – Propriedades físicas dos principais minerais ferromagnéticos. ρ = densidade; J_s = magnetização de saturação; H_c = coercitividade. Retirado de LOWRIE (1990) e TAUXE (2005).	47
Tabela 8 – Correção das amostras invertidas (com o topo para baixo) da componente A em FP-12-SP.	61
Tabela 9 – Exemplo de rotação da declinação da componente B conforme a declinação da componente A. Para Decl A > Decl B, Decl A – Decl B = Decl B rotacionada. Para Decl A < Decl B; Decl A – Decl B + 360° = Decl B rotacionada. O valor da inclinação não é modificado.	62
Tabela 10 – Valores médios de declinação (D), inclinação (I), a_{95} e k para as componentes A, B e C de FP-12-SP (KIRSCHVINK, 1980). C_N corresponde às componentes normais e C_R às componentes inversas. Estatística da componente A a partir do método de ARASON & LEVI (2010) para inclinações. Componentes B e C rotacionadas conforme a componente A.	63
Tabela 11 – Valores médios de declinação (D), inclinação (I), a_{95} e k para as componentes A, B e C de SP-58-PR (KIRSCHVINK, 1980). C_N corresponde às componentes normais e C_R às componentes inversas. Estatística da componente A a partir do método de ARASON & LEVI (2010) para inclinações. Componentes B e C rotacionadas conforme a componente A.	73
Tabela 12 – Valores médios de declinação (D), inclinação (I), a_{95} e k para as componentes A, B e C de SP-23-PR (KIRSCHVINK, 1980). C_N corresponde às componentes normais e C_R às componentes inversas. Estatística da componente A a partir do método de ARASON & LEVI (2010) para inclinações. Componentes C rotacionadas conforme a componente A. Componente B não representada.	82

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	5
RESUMO	7
ABSTRACT	8
LISTA DE FIGURAS.....	9
SUMÁRIO.....	13
1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS	15
1.1 Introdução	15
1.2 Objetivos.....	16
1.3 Área de Estudo	17
2 O GRUPO PASSA DOIS E A FORMAÇÃO PIRAMBOIA NO NORDESTE DA BACIA DO PARANÁ.	18
2.1 O Grupo Passa Dois	20
2.1.1 A Formação Irati	21
2.1.2 A Formação Serra Alta	23
2.1.3 A Formação Teresina.....	24
2.1.4 A Formação Corumbataí.....	25
2.1.5 A Formação Rio do Rasto.....	27
2.2 A Formação Piramboia (Grupo São Bento).....	29
3 PALEOMAGNETISMO E MAGNETOESTRATIGRAFIA.....	31
3.1 Magnetismo de rochas e paleomagnetismo	32
3.2 Estratigrafia de polaridades magnéticas	34
3.3 Paleopolos e reconstruções paleogeográficas	37
4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	39
4.1 Amostragens e orientação de amostras.....	41
▪ Testemunhos de sondagem.....	41

▪ Afloramentos	42
4.2 Procedimentos de laboratório	46
▪ Desmagnetizações térmica e por aplicação de campo alternado	46
▪ Medidas de MRN	48
▪ Medidas de susceptibilidade	48
▪ Identificação de mineralogia magnética	50
4.3 Apresentação e estatística de dados	52
5 RESULTADOS	54
5.1 Testemunhos de sondagem	55
5.1.1 FP-12-SP	55
5.1.2 SP-58-PR	68
5.1.3 SP-23-PR	78
5.2 Afloramentos	87
5.2.1 PI (A, B e C)	87
5.2.2. RIO	89
6 MAGNETOESTRATIGRAFIA DO GRUPO PASSA DOIS E FORMAÇÃO PIRAMBOIA NA PORÇÃO NORDESTE DA BACIA DO PARANÁ	91
6.1 FP-12-SP	91
6.2 SP-23-PR e SP-58-PR	93
▪ Proposta de correlação 1: Formação Teresina até o Wuchiapingiano	93
▪ Proposta de correlação 2: Formação Teresina até o Capitaniano.	94
7 CONCLUSÕES	99
8 REFERÊNCIAS	100

1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS

1.1 Introdução

Ao longo de mais de cem anos de sistematização estratigráfica da Bacia do Paraná, foram propostas distintas possibilidades de correlação entre unidades formais. Primeiro, a partir de litoestratigrafia (*e.g.* WHITE, 1908; DU TOIT, 1927; MORAES REGO, 1930; GORDON JR, 1947; SCHNEIDER et al., 1974; SOARES, 1975; ANDREIS et al., 1980; PETRI & FÚLFARO, 1983), em seguida, bioestratigrafia (de palinomorfs, plantas e macroinvertebrados, principalmente) (*e.g.* DAEMON & QUADROS, 1970; MEZZALIRA, 1980; MARQUES-TOIGO, 1988; ROHN, 1994; MARANHÃO & PETRI, 1996; IANNUZZI & SOUZA, 2005; FERREIRA-OLIVEIRA & ROHN, 2010), mais recentemente, à luz de estratigrafia de sequências (*e.g.* MILANI et al., 1994, 2007; SOARES et al., 2008; HOLZ et al., 2010; WARREN et al., 2015), paleomagnetismo (*e.g.* BILARDELLO et al., 2018; FRANCO et al., 2012) e geocronologia isotópica (*e.g.* SANTOS et al., 2006; GUERRA-SOMMER et al., 2008; ROCHA-CAMPOS et al., 2011, 2019; CANILE et al., 2016; TOHVER et al., 2018).

Sobre o registro Permiano da Bacia do Paraná, em especial no que diz respeito ao Grupo Passa Dois, alguns pontos permanecem controversos, apesar do extenso volume bibliográfico produzido até hoje. Não há consenso acerca correlação temporal entre a Formação Corumbataí (aflorante apenas no estado de São Paulo) e as Formações Teresina e Rio do Rasto (demais áreas da bacia), nem sobre a existência de um hiato deposicional de longa duração entre o Grupo Passa Dois e a subsequente Formação Piramboia (Grupo São Bento), o que poderia posicioná-la no Triássico (*e.g.* SOARES et al., 2008) ou até mesmo no Jurássico (*e.g.* HOLZ et al., 2010).

A magnetoestratigrafia, por fundamentar-se na natureza global do campo geomagnético, permite correlações entre diferentes localidades e independe de critérios litológicos e de conteúdo fossilífero, constituindo-se assim em uma excelente ferramenta para a solução de problemas geocronológicos. Destaca-se que as mais bem documentadas alternâncias de polaridade magnética do mundo provém de rochas oceânicas desde o Jurássico até o Recente por causa da comparação com as anomalias oceânicas (CANDE & KENT, 1992; GRADSTEIN et al., 1994), e que a maior parte dos dados está concentrada no hemisfério norte (*e.g.* STEINER, 2006; OGG et al., 2016, HOUNSLOW & BALABANOV,

2016). Isso reflete uma crescente necessidade de estudos de magnetoestratigrafia em rochas pré-Jurássicas, de origem não marinha, em especial do supercontinente Gondwana.

No Carbonífero e em parte do Permiano, durante a Superchron Reversa de Kiaman (SRK), o campo magnético da Terra permaneceu estável em polaridade inversa (IRVING & PARRY, 1963). A partir final do Guadalupiano, simultaneamente à maior crise ecológica do Fanerozoico (*e.g.* JIN et al., 1994; STANLEY & YANG, 1994), inicia-se uma série de curtas alternâncias em polaridades normais e inversas, a Superchron Mista de Illawarra (SMI) (IRVING & PARRY, *op. cit.*).

Em rochas pré-Jurássicas, nas quais falta a crosta oceânica como referencial, as seções devem ser espessas e contínuas, como é o caso dos testemunhos de sondagem analisados nesse trabalho. A partir da comparação entre alternâncias de polaridade encontradas nas sucessões analisadas com as Escalas Temporais de Polaridade Geomagnéticas (ETPGs) (*e.g.* STEINER, 2006; OGG et al., 2016, HOUNSLOW & BALABANOV, 2016), propomos a magnetoestratigrafia do Grupo Passa Dois e da Formação Piramboia da Bacia do Paraná.

1.2 Objetivos

A presente dissertação propõe-se a determinar a magnetoestratigrafia do Grupo Passa Dois e da Formação Piramboia da Bacia do Paraná a partir de análises paleomagnéticas de três testemunhos de sondagem e de duas seções aflorantes nos estados de São Paulo e do Paraná. O método, ainda pouco utilizado na bacia, pode refinar a geocronologia dessas unidades e contribuir para a construção das escalas do tempo baseadas em polaridades geomagnéticas para o Permiano.

Espera-se estabelecer estratigraficamente a posição da transição entre a Superchron Reversa de Kiaman (SRK) e da Superchron de Polaridade Mista de Illawarra (SMI) na Bacia do Paraná, período que coincide com o início da grande extinção em massa do Permiano. Além disso, se possível, elucidar o posicionamento do limite Permiano-Triássico na bacia, caso tenha sido preservado.

1.3 Área de Estudo

A área de estudo compreende três testemunhos de sondagem da CPRM (FP-12-SP, SP-23-PR e SP-58-PR) localizados na borda leste da Bacia do Paraná, nos estados de São Paulo e Paraná, e duas seções aflorantes em rodovias nas proximidades da cidade de Rio Claro (SP) (Figura 1).

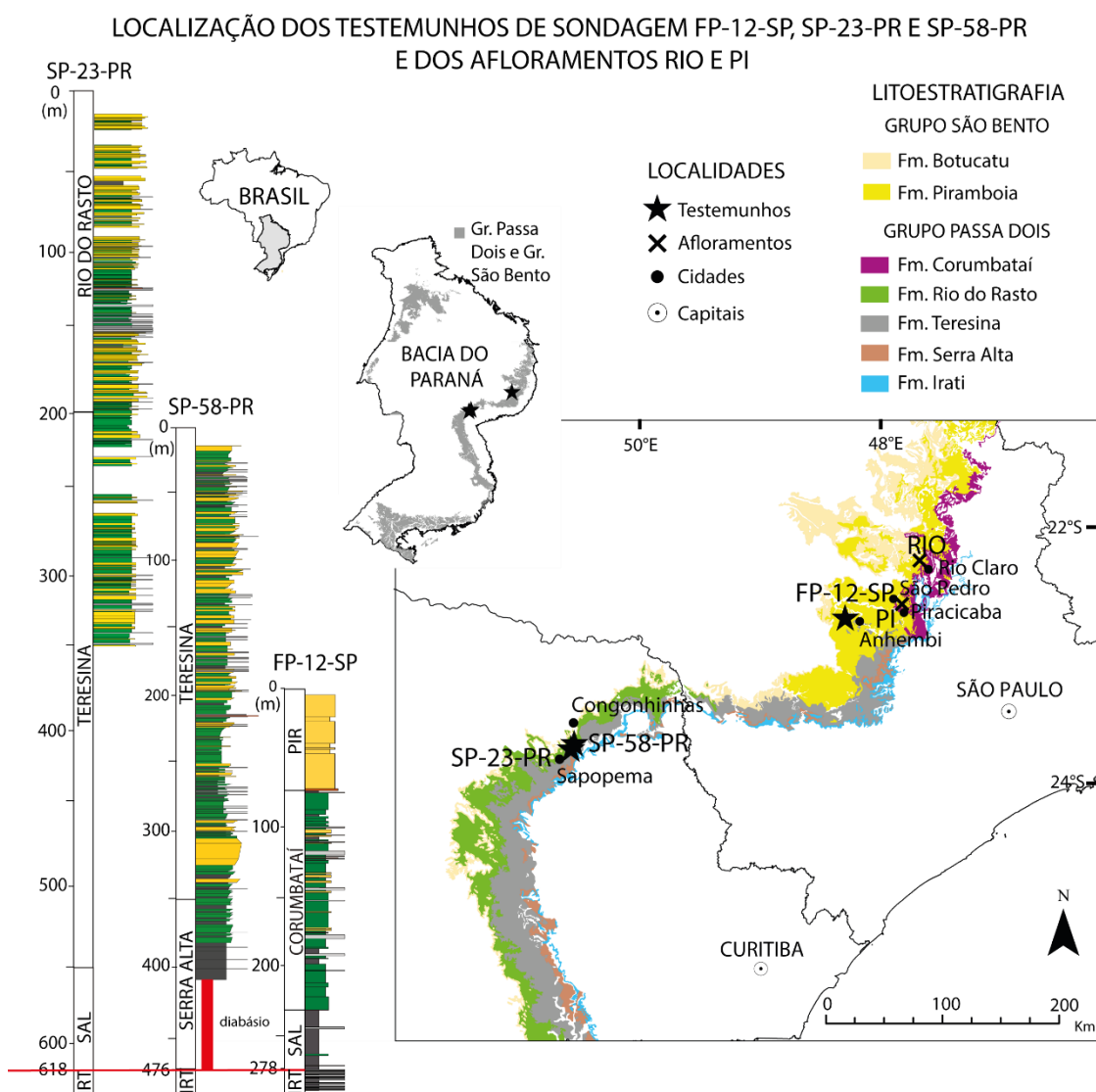


Figura 1 – Localização de testemunhos de sondagem (FP-12-SP; SP-23-PR e SP-58P-R) e afloramentos (PI e RIO) estudados na Bacia do Paraná. IRT = Formação Irati; SAL = Formação Serra Alta Mapa geológico da CPRM (2004) em escala 1:1.000.000.

2 O GRUPO PASSA DOIS E A FORMAÇÃO PIRAMBOIA NO NORDESTE DA BACIA DO PARANÁ.

A Bacia do Paraná é uma grande bacia intracratônica de sinéclise localizada na região centro-sul do continente sul-americano, recobrimdo cerca de 1.700.000 km² nos territórios do Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai (Figura 2). Seu espesso preenchimento sedimentar e vulcânico (de mais de 7000 m nas regiões de depocentro) teria se iniciado no Mesoordeviciano, em um mar epêirico parcialmente conectado ao paleoceanos *Panthalassa* (MILANI et al., 2007). Antes da abertura do oceano Atlântico Sul, no Cretáceo, a Bacia do Paraná foi parte do supercontinente Gondwana, migrando junto com a placa africana entre os paralelos de 60°S e 30°S (TORSVIK et al., 2012).

Seis supersequências de 2ª ordem (*sensu* VAIL et al., 1977) foram estabelecidas para a Bacia do Paraná (MILANI, 1997; MILANI et al., 1998), correspondentes a três ciclos transgressivos-regressivos no Paleozoico, e a três pacotes continentais regressivos com intercalações vulcânicas no Mesozoico. São elas: Rio Ivaí (Mesoordeviciano-Siluriano); Paraná (Devoniano); Gondwana I (Neocarbonífero-Eotriássico); Gondwana II (Triássico); Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo).

O Grupo Passa Dois está representado pelas formações Irati, Serra Alta, Teresina, Corumbataí (denominação exclusiva para o estado de São Paulo) e Rio do Rasto, e é estratigraficamente posicionado na porção superior da Supersequência Gondwana I, registrando o início da fase de continentalização que persistirá até o fim da acumulação sedimentar da Bacia do Paraná, no Neocretáceo (LAVINA et al., 1993). É consenso entre a maior parte dos autores que o grupo tem idade meso- a neopermiana.

Acima do Grupo Passa Dois está a Formação Piramboia (Grupo São Bento), de afinidade desértica. Sua idade é motivo de controvérsia entre os principais autores por se basear principalmente em litoestratigrafia. Os fósseis são escassos e ainda não há datações radiométricas publicadas até o presente momento. A subsequente Formação Botucatu é contemporânea ao vulcanismo Serra Geral (RENNE et al., 1992).

A BACIA DO PARANÁ NO CONTEXTO DO GONDWANA

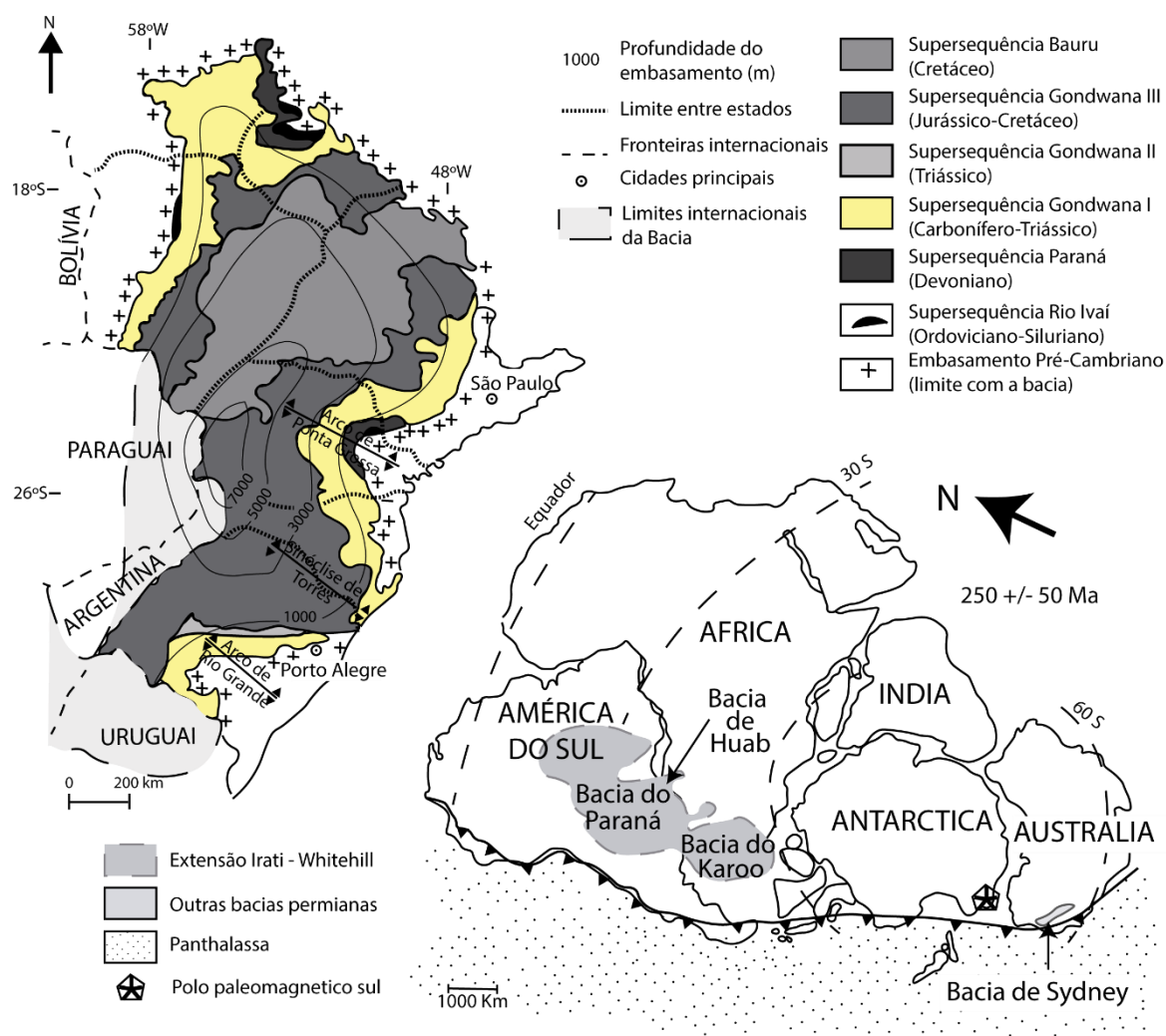


Figura 2 – Subdivisão da Bacia do Paraná em supersequências com destaque para a Supersequência Gondwana I, modificado de MILANI & DE WIT, 2008. Supercontinente Gondwana modificado de FAURE & COLE, 1999.

2.1 O Grupo Passa Dois

A presente dissertação utiliza a classificação de SCHNEIDER et al. (1974) para o Grupo Passa Dois e São Bento, e de ANDREIS et al. (1980) para o Grupo Rosário do Sul, exclusivo do Rio Grande do Sul (Figura 3). São considerados também os trabalhos de ROHN & FAIRCHILD (2015) e WARREN et al. (2015).

RS		SC e PR		SP	
SÃO BENTO	Serra Geral	SÃO BENTO	Serra Geral	SÃO BENTO	Serra Geral
	Botucatu		Botucatu		Botucatu
	Guará				
R. DO SUL	Caturrita	SÃO BENTO		SÃO BENTO	Piramboia
	Santa Maria				
	Sanga do Cabral		Piramboia		
PASSA DOIS	Rio do Rasto	PASSA DOIS	Rio do Rasto	PASSA DOIS	
	Teresina		Teresina		Corumbataí
	Serra Alta		Serra Alta		Serra Alta
	Irati		Irati		Irati

Figura 3 – Litoestratigrafia dos grupos Passa Dois, São Bento e Rosário do Sul na Bacia do Paraná (baseado em SCHNEIDER et al., 1974; ANDREIS et al., 1980; ROHN & FAIRCHILD, 2015 e WARREN et al. 2015).

2.1.1 A Formação Irati

A Formação Irati é a unidade basal do Grupo Passa Dois, muito bem conhecida pelos seus fósseis de mesossaurídeos e por folhelhos betuminosos com altos teores de matéria orgânica (ca. 25%) que os caracteriza como as mais importantes rochas geradoras da Bacia do Paraná. Os mesossaurídeos descritos no estado de Santa Catarina (WHITE, 1908) foram utilizados como importantes argumentos para a construção da Teoria da Deriva Continental de WEGENER (1912).

A Formação Irati estende-se lateralmente por toda a bacia com espessura mais ou menos constante em torno dos 40 metros, podendo chegar até 70 metros (ARAÚJO, 2001), sendo por esse motivo frequentemente utilizada como *datum* para correlações estratigráficas de superfície e subsuperfície (*e.g.* ROHN & FAIRCHILD, 2015).

No continente africano, a Formação Irati corresponde à Formação Whitehill da Bacia do Karoo (África do Sul), (ARAÚJO, 1976; OELOFSEN; ARAUJO, 1983) e à Formação Huab da Bacia de Huab (Namíbia) (HORSTHEMKE et al., 1990). No continente sul-americano, corresponde à Formação Mangrullo (Uruguai) (DELANEY & GONY, 1963; DE SANTA ANA et al., 2006).

A unidade é subdividida em dois membros, Taquaral (inferior) e Assistência (superior) (SCHNEIDER et al., 1974). De acordo com ARAÚJO (2001), o Membro Taquaral é composto por siltitos argilosos e folhelhos escuros, depositados na rampa plataformar interna de um mar epêirico, sob ação de baixa energia. O Membro Assistência é formado por siltitos e folhelhos escuros, e por uma associação rítmica entre folhelhos betuminosos e calcários dolomíticos depositados em rampa intermediária e distal. De acordo com ROHN (1994), a sedimentação de tempo bom era ocasionalmente perturbada por eventos de tempestade, e em algumas localidades da bacia também ocorria stress ecológico em decorrência de aridez climática, onde se formaram estromatólitos (ROHN, 1994).

Na Formação Irati estão preservados palinórfos da zona de intervalo *Lueckisporites virkkiae* (MARQUES-TOIGO, 1988), que abrange desde a Formação Rio Bonito (Eopermiano) até a Formação Rio do Rasto (Neopermiano). Tipicamente está presente flora permiana *Polysolenoxylon-Glossopteris* (ROHN, 1994; IANNUZZI & SOUZA, 2005). Outros fósseis importantes são crustáceos e os supracitados répteis mesossaurídeos, que também ocorrem no Paraguai, Uruguai, Namíbia e Sul da África (BEDER, 1923; OELOFSEN & ARAUJO, 1983).

No trabalho de SANTOS et al. (2006), a porção superior da Formação Irati foi datada pelo método U-Pb a partir de uma camada de cinzas vulcânicas localizada em uma mina da Petrobras (mina Petrosix, no estado do Paraná). A datação forneceu uma idade de $278,4 \pm 2,2$ Ma (Kunguriano) (Figura 4) (Tabela 1). Posteriormente, o mesmo afloramento foi novamente datado em U-Pb e forneceu uma idade de 280 ± 3 Ma (ROCHA-CAMPOS et al., 2019), usada como referência no presente trabalho.

Os referidos autores também dataram bentonitas provenientes de um poço na mesma mina em $279,9 \pm 4,8$ Ma, supostamente no mesmo nível estratigráfico. Cinzas vulcânicas de afloramento da Formação Mangrullo, no Uruguai, forneceram a idade de $274,9 \pm 2,2$ Ma (ROCHA-CAMPOS et al., 2019). Os depósitos vulcânicos de idade permiana da Bacia do Paraná e do sudeste no Gondwana são provavelmente oriundos da Província Ígnea de Choiyoi, no noroeste da Argentina (*e.g.* ROCHA-CAMPOS et al., 2011).

CRONOESTRATIGRAFIA DO PERMIANO E TRIÁSSICO

TRIÁSSICO	Superior	Rhaetiano	$\sim 201,3 \pm 0,2$
		Noriano	$\sim 208,5$
		Carniano	~ 227
	Médio	Ladiniano	~ 237
		Anisiano	~ 242
	Inferior	Olenekiano	247,2
		Induano	251,2
		Changhsingiano	$251,902 \pm 0,024$
	Lopingiano	Wuchiapingiano	$254,14 \pm 0,07$
		Capitaniano	$259,1 \pm 0,5$
PERMIANO	Guadalupiano	Wordiano	$265,1 \pm 0,4$
		Roadiano	$268,8 \pm 0,5$
		Kunguriano	$272,95 \pm 0,11$
	Cisuraliano	Artinskiano	$283,5 \pm 0,6$
		Sakmariano	$290,1 \pm 0,26$
		Asseliano	$293,52 \pm 0,17$
			$298,9 \pm 0,15$

Figura 4 – Cronoestratigrafia do Permiano e Triássico. Em fontes bibliográficas mais antigas, podem ser encontrados os termos Kazaniano e Tatariano, que correspondem ao Meso- e Neopermiano, respectivamente. Idades apresentadas em milhões de anos. (COHEN et al., 2013).

2.1.2 A Formação Serra Alta

A Formação Serra Alta tem espessura média de 50 m e ocorre sotoposta à Formação Irati. A unidade é composta majoritariamente por siltitos e folhelhos escuros, tendo sido depositada em regiões tranquilas, mais distantes da costa, com profundidades relativamente grandes e com disponibilidade de oxigênio variável (BEURLIN, 1955; WARREN et al., 2015). O presente trabalho apropria-se da expressão “lago-mar” de DELLA FÁVERA (1990) para designar o ambiente de sedimentação das formações Irati, Serra Alta, Teresina e Corumbataí, sendo a Formação Serra Alta representante das regiões mais profundas desse “lago-mar”. O contato entre a Formação Serra Alta e o Membro Assistência da Formação Irati pode ser bem observado em subsuperfície a partir de um pico de raio-gama. Em afloramentos, no entanto, o contraste litológico entre as duas unidades pode não ser tão evidente (e.g. LAVINA, 1991 e WARREN et al. 2015)

Na Formação Serra Alta, ocorrem os palinomorfos supracitados da biozona *Lueckisporites virkkiae*. A fauna dominante corresponde a bivalves das assembleias *Anhemia froesi* e *Pinzonella illusa*, os últimos próximos à transição com a Formação Teresina (ROHN, 1994; SIMÕES & KOWALEWSKI, 1998; GUERRINI et al., 2019).

No trabalho de CANILE et al. (2016), datações pelo método U-Pb em zircões detríticos da Formação Serra Alta forneceram idade de 250 ± 7 Ma (Olenekiano). No entanto, mesmo considerando o erro associado, uma idade triássica inferior é considerada muito jovem para a unidade. Considera-se que a deposição da Formação Serra Alta teria sido iniciada antes de 280 ± 3 Ma (Kunguriano), idade obtida para a Formação Irati em zircões vulcânicos (ROCHA-CAMPOS et al., 2019).

Destaca-se que datações radiométricas preferenciais para rochas sedimentares são feitas em rochas vulcânicas associadas, o que nem sempre ocorre no Grupo Passa Dois. Alternativamente, são utilizados os zircões detríticos, no entanto, esses cristais fornecem o momento da exumação da área fonte, e não necessariamente representam a idade deposicional. Nesse sentido, devem ser observados com cautela. Outro problema do método é uma possível abertura do sistema U-Pb, que pode fornecer idades mais jovens que o esperado.

Tabela 1 – Datações radiométricas U-Pb em zircões vulcânicos no Grupo Passa Dois. *Correlação com o Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto (DAVID et al., 2010). **Correlação com a Formação Irati (DE SANTA ANA et al., 2006) (1) STOLLHOFEN et al. 2000; (2) SANTOS et al., 2006; (3) FERNANDES, 2007; (4) ROCHA-CAMPOS et al. 2019.

Unidade litoestratigráfica		Idade U-Pb média (Ma)	Origem do zircão	Localidade	Ref.
Fm. Corumbataí		257,5 ± 2	Cinza vulcânica	Próximo a Limeira (SP)	(3)
Fm. Rio do Rasto	Mb. Morro Pelado	266,7 ± 5,4	Bentonita	Rod. RS-734, próximo a Aceguá (RS)	(4)
	Mb. Serrinha	265,5 ± 2,2	Bentonita	Fm. Gai-As, Namíbia*	(1)
	Mb. Serrinha	274,6 ± 6,3	Vidro vulcânico	Rod. BR-470 (SC); km 195,5	(4)
Fm. Irati		274,9 ± 2,2	Bentonita	Fm. Mangrullo, Norte do Uruguai**	(4)
		278,4 ± 2,2	Cinza vulcânica	Mina Petrosix; São Mateus (PR)	(2)
		279,9 ± 4,8	Bentonita	Poço em Mina Petrosix; São Mateus (PR)	(4)
		280 ± 3	Bentonita	Mina Petrosix; São Mateus (PR)	(4)

2.1.3 A Formação Teresina

A Formação Teresina é constituída por rochas heterolíticas de coloração acinzentada a esverdeada com acamamento *wavy/linsen/flaser*, rochas carbonáticas, e ocasionalmente, estromatólitos. Gretas de contração e outras estruturas de ressecamento também são comuns. A unidade possui espessuras máximas da ordem de 300 m e representa condições deposicionais progressivamente mais rasas e mais próximas à região litorânea que a Formação Serra Alta (BEURLIN, 1955, WARREN et al. 2015). O contato entre as unidades pode ser bem observado em subsuperfície, a partir de uma queda nos valores de raios-gama devido à presença de arenitos da Formação Teresina (MEGLHIORATTI, 2006).

A Formação Teresina é caracterizada pelas assembleias de bivalves *Pinzonella illusa* e *Pinzonella neotropica* (ROHN, 1994). São encontradas plantas *Lycopodiopsis derbi*, tipicamente permianas (ROHN & ROSLER, 2000). Uma datação radiométrica de zircões detríticos fornece a idade de 260 ± 4 Ma (Capitaniano) (CANILE et al., 2016) (Tabela 2), idade tradicionalmente atribuída à Formação Rio do Rasto.

Tabela 2 – Datações radiométricas U-Pb em zircões detríticos no Grupo Passa Dois. (1) ALESSANDRETTI *et al.*, 2016; (2) CANILE *et al.*, 2016; (3) TOHVER *et al.*, 2018.

Unidade litoestratigráfica		Idade U-Pb máxima (Ma)	Localidade	Ref.
<i>Fm. Corumbataí</i>		253 ± 3	"Camada Porangaba" (SP)	(3)
<i>Fm. Rio do Rasto</i>	<i>Mb. Morro Pelado</i>	252 ± 6	Rod. SC-438 (SC)	(2)
	<i>Mb. Serrinha</i>	255 ± 2	Rod. SC-438 (SC)	(2)
	<i>Mb. Serrinha</i>	269 ± 2	Domo de Lages (SC)	(1)
<i>Fm. Teresina</i>		260 ± 4	Rod. SC-438 (SC)	(2)
<i>Fm. Serra Alta</i>		250 ± 7	Rod. SC-438 (SC)	(2)
<i>Fm. Irati</i>		264 ± 6	Rod. SC-438 (SC)	(2)

2.1.4 A Formação Corumbataí

A Formação Corumbataí é cartografada no estado de São Paulo, à norte do Domo de Gibóia (Rio das Pedras – SP) (CPRM, 2004). Já foi considerada cronocorrelata às formações Serra Alta, Teresina e ao Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto (unidade “Estrada Nova”) (*e.g.* MENDES & FÚLFARO, 1966; SCHNEIDER *et al.*, 1974), que afloram desde o sul do domo até o Rio Grande do Sul (veja detalhamentos históricos sobre nomenclatura em SOUSA, 1985 e ROHN, 1988).

O presente trabalho tem como referência a proposta de WARREN *et al.* (2015), na qual a Formação Corumbataí é cronocorrelata apenas à Formação Teresina. VIEIRA (1973) observou em seu trabalho que a Formação Teresina perdia gradativamente sua coloração acinzentada/esverdeada e se tornava avermelhada/arroxada ao dar lugar à Formação Corumbataí. Litologias, estruturas sedimentares e conteúdo fossilífero de ambas são muito semelhantes.

BEURLIN (1954, 1955) foi o primeiro a defender que a Formação Corumbataí representaria uma sequência incompleta de borda de bacia, enquanto a então Formação Estrada Nova, localizada em porções mais centrais, representaria uma sequência mais completa. A deposição em porções mais marginais da bacia refletiria em uma tendência maior de oxidação dos seus depósitos.

A Formação Corumbataí está diretamente assentada sobre a Formação Irati em contato gradacional. O contato com a subsequente Formação Piramboia ocorre a partir de uma brecha clástica informalmente denominada de “Camada Porangaba” (MATOS, 1995). A “Camada Porangaba” foi historicamente interpretada como paleossolo ou regolito fóssil, e mais recentemente, como produto da deposição de um tsunami relacionado ao impacto

Araguainha (TOHVER et al., 2013). A existência e duração de um hiato deposicional entre a Grupo Passa Dois e a Formação Piramboia é motivo de controvérsia entre os diferentes autores. No estado de São Paulo, alguns defendem uma passagem gradacional entre as unidades (*e.g.* FULFARO, 1972; MATOS, 1995; DONATTI et al 2001; MILANI et al., 2007), e outros atestam pela existência de um hiato (*e.g.* SOARES, 1975; CAETANO-CHANG et al. 2006; ROHN, 1994; SOARES et al., 2008; HOLZ et al., 2010).

Na unidade são descritas as assembleias de bivalves *Pinzonella illusa* e *Pinzonella neotropica*, além de espículas de esponjas (MARANHÃO & PETRI, 1996), ostracodes (SOHN & ROCHA-CAMPOS, 1990; TOMASSI, 2009); ictiofósseis (RAGONHA, 1984), estromatólitos (ROHN & FAIRCHILD, 1986) e carófitas (RAGONHA & SOARES, 1974).

Com base principalmente em palinomorfos, a Formação Corumbataí é considerada completamente permiana, e esses dados são suportados por estudos paleomagnéticos na região de Artémis-Piracicaba, que posicionaram a unidade no Tatariano (Neopermiano) (VALENCIO et al., 1975). A unidade já foi inclusive considerada como prolongada até o Triássico. Nesse sentido, destaca-se o trabalho de RAGONHA (1984), que identificou restos de peixe xenacantódios na Formação Corumbataí e atribuiu seu topo ao Carniano. Essa interpretação possibilitou a investigação de CUNHA & FRANÇA (1994), que tomando como referência as espessuras das unidades do Grupo Passa Dois em poços da Petrobras, calcularam taxas de sedimentação médias da ordem de 50 m/Ma, coerente com o esperado para bacias intracratônicas. No entanto, tendo em vista toda a reavaliação da cronoestratigrafia do Grupo Passa Dois depois dessa publicação, em especial as datações radiométricas obtidas para a Formação Irati, uma nova investigação nesse sentido faz-se necessária.

Datações radiométricas na Formação Corumbataí incluem uma idade U-Pb em zircões detríticos da “Camada Porangaba”, de $253,0 \pm 3,0$ Ma (TOHVER et al., 2018), e uma idade U-Pb em zircões de cinza vulcânica, de $257,5 \pm 2$ Ma, obtida 34 m abaixo da “Camada Porangaba” nos arredores da cidade de Limeira (SP) (FERNANDES, 2007).

2.1.5 A Formação Rio do Rasto

A Formação Rio do Rasto corresponde a depósitos continentais de até 550 metros de espessura compostos por pelitos e arenitos finos do Membro Serrinha, e por arenitos finos a médios do Membro Morro Pelado. O Membro Serrinha é interpretado como depositado em lagos rasos, influenciados por tempestades e/ou incursões fluviais (ROHN, 1994). O Membro Morro Pelado, por sua vez, estaria relacionado a porções distais de leques aluviais com planícies de inundações e dunas eólicas associadas (ROHN et al., 2005). O contato com a Formação Teresina é transicional.

Em termos de paleontologia, o Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto é dominado por elementos da megafloora permiana como *Glossopteris*. São definidas as assembleias *Sphenophyllum paranaense* e *Schizoneura gondwanensis* (ROHN & ROSLER, 2000) (Figura 5).

A fauna é dominada por bivalves. O Membro Serrinha contém as assembleias *Terraia curvata*, *Leinzia similis* e *Terrata decarinata* (ROHN, 1994; GUERRINI et al., 2019). Destaca-se a ocorrência de *Huabiella compressa* na Formação Gai-As (Namíbia) (DAVID et al., 2011), da assembleia *Leinzia similis*, diretamente abaixo de uma camada de cinzas vulcânicas datadas em U-Pb em $265,5 \pm 2,2$ Ma, próximo ao limite Wordiano-Capitaniano (STOLLHOFEN et al., 2000). Por correlação essa idade tem sido atribuída ao Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto.

Nas porções superiores da Formação Rio do Rasto conchostráceos são abundantes e atestam a natureza continental do sistema deposicional. Fósseis de *Hemicycloleia mitchelli* no Membro Morro Pelado atribuem idade Wuchiapingiana (FERREIRA-OLIVEIRA & ROHN, 2010). O membro contém bivalves *Terraia cf. decarinata*, *Paleomutela australis* e *Paleomutela platinensis* (GUERRINI et al. 2019). A fauna vertebrada é composta por tetrápodes tipicamente permianos (BARBERENA et al., 1985).

(Ma)	CRONO	LITOESTRATIGRAFIA		BIVALVES	PLANTAS	PALINOMORFOS		
		GRUPO	FORMAÇÃO				MEMBRO	
254,1 ± 0,07	PERMIANO	LOPINGIANO	WUCHIAPINGIANO	RIO DO RASTO	MORRO PELADO			
259,1 ± 0,5						<i>Paleomutela platinensis</i>		
						<i>Paleomutela australis</i>		
265,1± 0,4					<i>Terraia cf. decarinata</i>	<i>Schizoneura gondwanensis</i>		
					<i>Terraia decarinata</i>			
					<i>Leinzia similis</i>	<i>Sphenophyllum paranaense</i>		
					<i>Terraia curvata</i>			
268,8 ± 0,5		TERESINA		<i>Pinzonella neotropica</i>	<i>Lycopodiopsis derbi</i>			
				<i>Pinzonella illusa</i>				
272,95 ± 0,11		SERRA ALTA		<i>Anhembia froesi</i>		<i>Lueckisporites virkkae</i>		
				IRATI	ASSISTÊNCIA		<i>Polysolenoxylon-Glossopteris</i>	
TAQUARAL								

Figura 5 – Distribuição vertical de assembleias fósseis (bivalves, plantas e palinomorfos). Esquema bioestratigráfico baseado em ROHN (1994) e HOLZ et al., 2010. Idades em milhões de anos (COHEN et al., 2013). Adaptado de GUERRINI et al., 2019.

Zircões detríticos do Membro Serrinha foram datados radiometricamente em U-Pb, fornecendo uma idade máxima de deposição de 269 ± 2 Ma, na transição entre o Roadiano-Wordiano (ALESSANDRETTI et al., 2016). Outra idade de zircões detríticos obtida para o Membro Serrinha foi de 255 ± 2 Ma (CANILE et al., 2016), próxima à obtida para “Camada Porangaba”. A mesma autora obteve 252 ± 6 Ma para o Membro Morro Pelado, que o estenderia até o Triássico.

2.2 A Formação Piramboia (Grupo São Bento)

A Formação Piramboia (“Grês de Piramboia”) foi primeiramente reconhecida e individualizada dos arenitos da Formação Botucatu (“Grês de Botucatu”) nos relatórios da Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo de 1929. SOARES (1975) delimitou a seção tipo no estado de São Paulo, onde a unidade está assentada sobre uma discordância acima da Formação Corumbataí, a “Camada Porangaba”, e abaixo da Formação Botucatu.

A Formação Piramboia tem espessura que varia entre 60 e 300 metros. É constituída por arenitos finos avermelhados a brancos, com estratificações cruzadas planares e acanaladas, de pequeno e de grande porte. Camadas de lamitos estão intercaladas aos arenitos, com cores cor amarela, roxa, vermelha e verde. A unidade é interpretada como produto de deposição em regiões subaquosas de um deserto úmido. A subsequente Formação Botucatu é composta por arenitos finos a médios com estratificação cruzada tangencial de grande porte, e intercala-se com derrames basálticos da Formação Serra Geral (DIAS & SCHERER, 2008).

Conforme observações no estado do Paraná e de Santa Catarina, alguns autores atestam que a passagem entre o Grupo Passa Dois (Formação Rio do Rasto) e a Formação Piramboia seja transicional (*e.g.*: VIEIRA, 1973; RICCOMINI et al., 1984; LAVINA, 1991; ROHN, 1994). No entanto, a identificação de hiatos temporais com base em características litológicas em unidades de ambientes de sedimentação semelhantes pode ser muito difícil, sendo necessárias outras ferramentas, como a paleontologia.

No sul do estado do Paraná a Formação Piramboia deixa de aflorar, estando a Formação Rio do Rasto em contato direto com a Formação Botucatu (CPRM, 2004). A Formação Piramboia volta a ser mapeada no bloco leste do Rio Grande do Sul. Nos blocos oeste e central do Rio Grande do Sul, as unidades com afinidades desérticas posicionadas entre a Formação Rio do Rasto e a Formação Botucatu são denominadas Grupo Rosário do Sul (formações Sanga do Cabral, Santa Maria e Caturrita) e Formação Guará, de acordo com ANDREIS et al., 1980.

Apesar da descontinuidade de exposição nas porções setentrionais e meridionais da bacia, LAVINA et al. (1993), pautados em semelhanças litológicas, propuseram correlação entre a Formação Piramboia do estado de São Paulo e a porção inferior da Formação Sanga do Cabral. A porção superior da Formação Sanga do Cabral é interpretada como Eotriássica

devido à fauna de anfíbios e répteis preservada (*e.g.* BARBERENA et al., 1985; LAVINA et al., 1993). Dessa forma, a Formação Piramboia deveria ter sido depositada entre o final do Permiano e o início do Triássico. Essa interpretação é suportada pela ocorrência de icnofósseis permianos do gênero *Chelichnus* na unidade (FRANCISCHINI et al., 2018).

SOARES et al. (2008), baseados em dados de poços e de afloramentos, sugeriram correlação entre a Formação Piramboia do estado de São Paulo e a Formação Guará, que está posicionada acima do Grupo Rosário do Sul (Triássico) e abaixo da Formação Botucatu, datada em $133 \pm 1,0$ Ma (Cretáceo) (RENNE et al., 1992), conforme o derrame basáltico mais antigo.

No estado de São Paulo é descrita uma ocorrência de ostracodes Jurássicos-Cretáceos (*Cypridea oblonga*) próximo à Serrana (SP) (SOUZA et al., 1971). Há registros também de conchostráceos do mesmo intervalo (*e.g.* *Pseudograptia mendesi*, *Austrolestheria barbosai*) coletados na região de Rio Claro CABRAL (2011), encontrados também na Formação Caturrita do Rio Grande do Sul, de idade Jurássica (ROHN et al., 2014).

Diante desse cenário, está claro que não há consenso sobre as possibilidades de correlação da Formação Piramboia *sensu* SOARES (1975) e as unidades Mesozoicas do Rio Grande do Sul. A partir da observação desses conflitos, é possível observar que a “Formação Piramboia” definida para o oeste do Rio Grande do Sul não parece corresponder à “Formação Piramboia” do estado de São Paulo, que por sua vez, ainda não possui amplitude cronológica esclarecida. As interpretações do presente trabalho limitam-se à sua abrangência geográfica.

3 PALEOMAGNETISMO E MAGNETOESTRATIGRAFIA

O campo magnético da Terra é produto da interação entre movimento de rotação terrestre e os núcleos externo e interno, o que funciona como um geodínamo. Esse campo pode ser descrito como aproximadamente dipolar, tal qual um ímã comum, com polaridades positivas e negativas. Atualmente, existe uma inclinação de cerca de $11,3^\circ$ entre a posição dos polos magnéticos e dos polos geográficos, que correspondem ao eixo de rotação. A declinação magnética evidencia a atuação de componentes não-dipolares no campo geomagnético. TAUXE & KENT (2004) estimam que componentes não-dipolares devem corresponder a 20% do total, no entanto, não há unanimidade entre os geomagnetistas sobre o tema. O modelo mais aceito para o comportamento do campo da Terra é o do dipolo geocêntrico axial inclinado, que certamente corresponde a uma simplificação da natureza (Figura 6).

MODELO DO DIPOLO AXIAL GEOCÊNTRICO INCLINADO

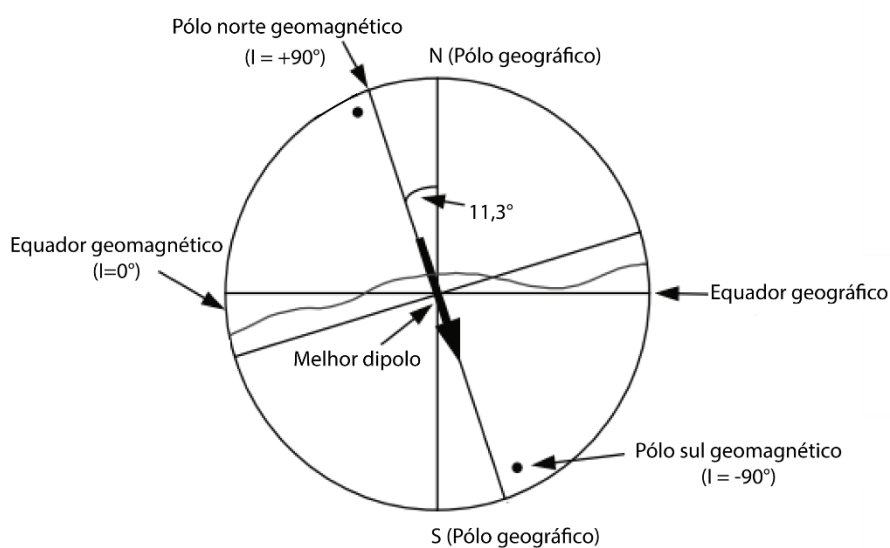


Figura 6 – Modelo do dipolo geocêntrico axial inclinado. Traduzido e adaptado de BUTLER (1992). Modificado de MCELHINNY (1973).

O paleomagnetismo investiga os registros do comportamento do campo geomagnético no passado. Isso é possível devido os minerais ferromagnéticos preservarem a magnetização adquirida no momento da formação da rocha para o sucessivo tempo geológico na forma de remanência magnética. A remanência é típica de minerais ferromagnéticos como os óxidos e hidróxidos de ferro-titânio (*e.g.* magnetita, hematita, maghemita e goethita) e os sulfetos de ferro (*e.g.* greigita e pirrotita). Rochas são compostas por assembleias minerais dia-, para- e ferromagnéticas, no entanto só os últimos possuem a propriedade de remanência.

Técnicas laboratoriais e de análise de dados permitem separar a magnetização remanescente primária de uma rocha de uma ou mais magnetizações posteriores à sua formação. A magnetização primária fornece informações sobre polaridade magnética, que se alterna em normal (similar à atual, com direções apontando para o polo geográfico norte) e inversa (com direções apontando para o polo geográfico sul); e sobre a posição de paleopolos magnéticos.

Embora ainda não sejam muito bem esclarecidos os mecanismos que controlam inversões de polaridades do campo geomagnético ao longo do tempo geológico, os registros dessas inversões estão bem documentados nas Escalas do Tempo de Polaridades Geomagnéticas (ETPGs). Inversões ocorrem em intervalos de tempo variáveis (em geral da ordem de 10^3 a 10^4 anos, porém de até 10^7 anos), e quando identificadas em uma determinada sucessão, possibilitam correlações estratigráficas de pequenas ou longas distâncias.

3.1 Magnetismo de rochas e paleomagnetismo

Investigações paleomagnéticas permitem isolar a componente característica da magnetização de uma ou mais componentes secundárias, explicar suas origens, e atribuir-lhes um grau de confiabilidade. As análises permitem identificar o vetor magnetização, que é expresso em termos de três componentes: declinação (D), inclinação (I) e intensidade (B) (Figura 7).

A declinação (D) corresponde ao ângulo (azimute) entre o polo norte geográfico e o polo magnético, que pode variar de 0° a 360° . A inclinação (I) é o ângulo (mergulho) com o plano horizontal e varia conforme a latitude (λ) de -90° a $+90^\circ$, segundo a relação:

$$I = \arctan (2 \tan \lambda)$$

A intensidade (B) corresponde à soma das componentes vertical (B_v) e horizontal (B_h):

$$B_v = B \sin I$$

$$B_h = B \cos I$$

Para determinar a polaridade magnética de uma sucessão, é suficiente conhecer o valor do vetor inclinação (I). Por convenção, no hemisfério sul, intervalos de polaridade normal são representados por inclinações negativas (-90° a 0°), e de polaridade inversa, por inclinações positivas (0° a $+90^\circ$).

COMPONENTES DE VETORES MAGNÉTICOS

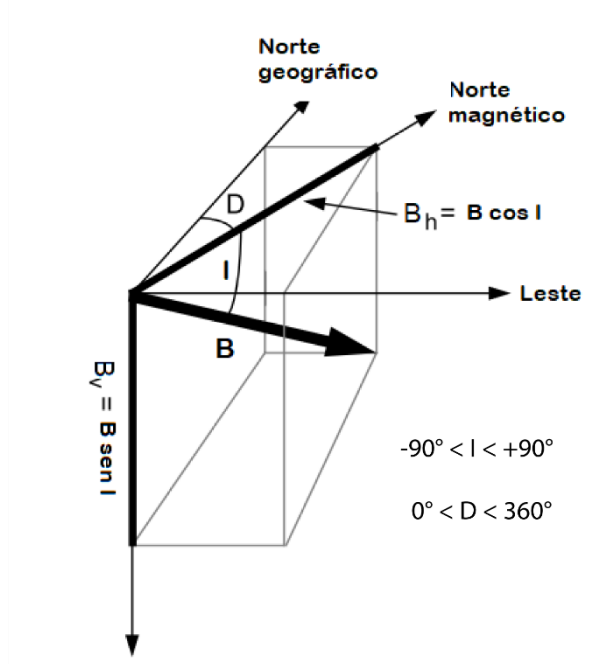


Figura 7 – Representação gráfica de componentes vetoriais: declinação (D), inclinação (I) e intensidade (B). Modificado e traduzido de BUTLER (1992).

Existem quatro tipos principais de magnetização remanescente natural (MRN): (1) térmica, (2) química, (3) detrítica e (4) viscosa. Outros tipos como a magnetização biogênica e não serão discutidos nesse trabalho (veja HESLOP et al. (2013) sobre esse tema).

A magnetização termorremanescente (MTR) é adquirida quando minerais são resfriados abaixo da sua temperatura de bloqueio. A MTR é estável, e só será modificada se a rocha for submetida a um aumento de temperatura acima da temperatura de bloqueio, tornando os minerais paramagnéticos.

Em rochas sedimentares, a magnetização remanescente pode ter origem química (MRQ) ou detrítica (MRD). A MRQ ocorre durante a diagênese devido a transformações mineralógicas, ou por precipitação de novos minerais (ferromagnéticos) a partir fluidos diagenéticos. A MRD é adquirida durante a deposição de grãos detríticos e em estágios iniciais da diagênese, ainda na coluna d'água ou pouco abaixo da interface água/sedimento. Em uma dada profundidade de bloqueio (10-20 cm), os grãos deixam de se movimentar livremente e são fixados conforme à direção do campo magnético atuante.

Os processos físicos pelos quais sedimentos adquirem magnetização remanescente durante e após a deposição passam por variáveis complexas que podem alterar sua remanência original ou característica. Pouco abaixo da interface água/sedimento, pode haver bioturbação, que remobiliza os minerais já sedimentados, ou ainda neoformações de minerais, cuja magnetização é diferente daquela no momento da deposição. Além disso, pode ocorrer durante a compactação um importante efeito de redução da inclinação esperada conforme a latitude. Nesse caso, é preciso corrigir os valores de inclinação obtidos utilizando um fator de inclinação (f) para aplicar a relação de KING, (1955), em que I_0 corresponde à inclinação do espécime, e I_f à inclinação do campo:

$$\tan I_f = (1/f) \tan I_0$$

Por fim, a magnetização remanescente viscosa (MRV) é um tipo de magnetização secundária que reflete a magnetização do campo atual (Chron de Brunhes, polaridade normal, 780 ka – presente). Ela pode ser identificada, por exemplo, a partir da relação entre os valores de inclinação obtidos e a latitude na região estudada.

3.2 Estratigrafia de polaridades magnéticas

Marcadores temporais possibilitam a correlação de sucessões rochosas geograficamente separadas. A bioestratigrafia é uma ferramenta importante e amplamente utilizada, no entanto, está condicionada à ocorrência de fósseis-guia, que por definição possuem ampla distribuição geográfica e curta abrangência estratigráfica. É comum no registro sedimentar que os organismos preservados preencham apenas um destes requisitos, sendo amplamente distribuídos no tempo ou sendo endêmicos de uma determinada localidade, impossibilitando correlações de longas distâncias.

A geocronologia isotópica fornece dados quantitativos independentes de conteúdo fóssilífero e da natureza do sistema deposicional estudado. Em bacias sedimentares, as

datações mais precisas são aquelas de minerais vulcânicos associados aos depósitos sedimentares. Na ausência destes, minerais detríticos devem ser analisados com cautela, pois em bacias com baixas taxas de subsidência, a idade de exumação da área fonte pode ser muito diferente da idade da deposição.

A magnetoestratigrafia é uma ferramenta de correlação estratigráfica baseada nos registros das inversões de polaridade do campo geomagnético em rochas magmáticas ou sedimentares. O paleomagnetismo independe de outras propriedades físicas e permite correlações de longas distâncias, entretanto é preciso selecionar seções longas e contínuas que possuam alguns marcadores temporais bem estabelecidos que sirvam de referência. Há problemas em sucessões com baixas taxas de sedimentação, onde pequenas espessuras abrangem longos intervalos estratigráficos, e com grandes discontinuidades que possam passar despercebidas pela resolução do método.

As primeiras escalas de referência foram desenvolvidas nos Estados Unidos e na Austrália. O trabalho de COX et al. (1963) utilizou as inversões observadas em rochas vulcânicas datadas radiometricamente para estabelecer a primeira escala do tempo geológico baseada em polaridades geomagnéticas (ETPG) para o Pleistoceno. Contemporaneamente, IRVING & PARRY (1963) correlacionaram inversões encontradas na Bacia de Sydney a rochas de outras localidades do globo, criando a primeira ETPG para o Cambriano e Permiano. Desde então, vêm sendo publicados diversos refinamentos e escalas para outros intervalos do Fanerozoico (*e.g.* OGG et al., 2016)

Atualmente existem várias propostas de ETPGs para o Permiano (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**). (*e.g.* STEINER, 2006; SHEN et al., 2011; HOUNSLOW & BALABANOV, 2016; OGG et al., 2016), que correlacionam ETPGs de diversas localidades do globo, calibradas à bioestratigrafia e as datações radiométricas disponíveis.

ESCALAS DO TEMPO DE POLARIDADE GEOMAGNÉTICA

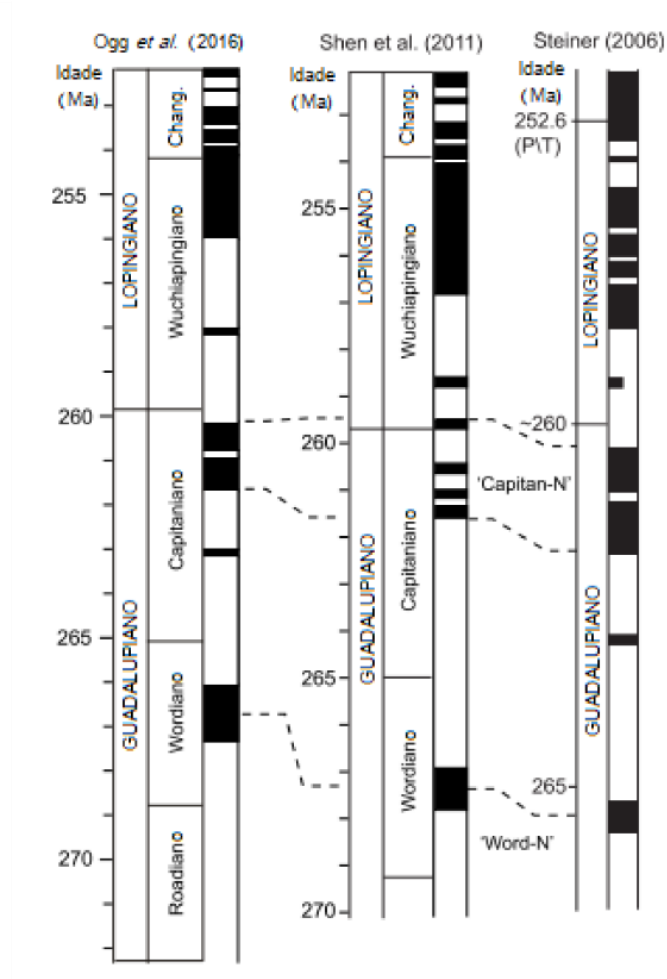


Figura 8 – Escalas do tempo de polaridade geomagnética (STEINER, 2006; SHEN et al., 2011; OGG et al., 2016, retirado de LANCI et al., 2013).

IRVING & PARRY (1963) observaram um grande intervalo de estabilidade do campo geomagnético em polaridade reversa que se estende desde o Carbonífero até o Eopermiano, o qual nomearam de Superchron Reversa de Kiaman (SRK), em referência à região estudada na Bacia de Sydney. Ao final desse, no Mesopermiano, iniciou-se um processo de alternância entre polaridades em intervalos de tempo muito curtos, da ordem de 10^3 ou 10^4 anos, denominado Superchron Mista de Illawarra (IRVING & PARRY, *op. cit.*). Essa mudança no comportamento do campo coincide com a grande crise ecológica do que se iniciou no Guadalupiano-Lopingiano, e atingiu seu ápice no Lopingiano-Induano (limite Permiano-Triássico). Alguns autores como ISOZAKI (2010) apontam essa correlação, no entanto, há outros momentos na história geológica que são pautados por rápidas alternâncias de polaridade e não coincidem com extinções em massa e vice-versa.

3.3 Paleopolos e reconstruções paleogeográficas

Dados paleomagnéticos podem ser expressos na forma de paleopolos magnéticos. Um paleopolo constitui-se em uma média dos polos geomagnéticos virtuais (PGVs) para uma determinada unidade estratigráfica ou intervalo temporal. PGVs são calculados a partir das declinações (D) e inclinações (I) em termos de latitude (λ) e longitude (Φ) (veja transformações trigonométricas em TAUXE (2005)).

Paleopolos podem ser usados para reconstruir os caminhos de migração aparente dos polos geomagnéticos (CMAP) ao longo do tempo geológico e assim reconstituir posições geográficas de antigos continentes e/ou placas tectônicas. O CMAP é, portanto, uma representação da deriva continental que considera que os continentes permanecem fixos enquanto os polos geomagnéticos se deslocam; em contrapartida ao modelo de polo fixo e movimentação de massas continentais (Figura 9).

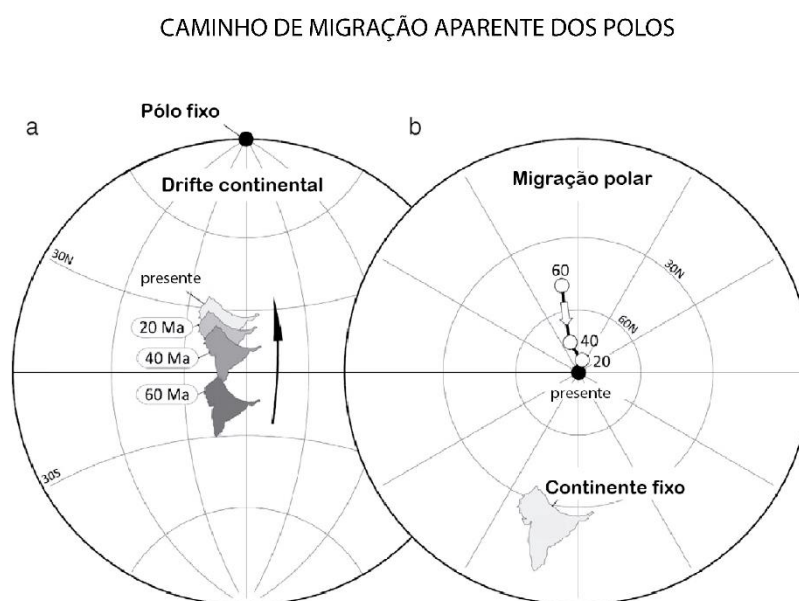


Figura 9 – Representação do modelo de migração aparente dos polos: (a) Drift continental: o continente move-se e o eixo polar permanece fixo; (b) o continente está fixo enquanto o eixo do polo “migra” ou vagueia. Traduzido de TORSVIK et al. (2012).

KENT & IRVING (2010) observaram conflitos entre os paleopolos obtidos a partir de dados de rochas ígneas e de rochas sedimentares na América do Norte, com diferenças latitudinais de até 3000 km. Os valores de latitude estão relacionados aos valores de inclinação, que em rochas sedimentares, podem ser sistematicamente menores que os esperados por efeitos deposicionais ou diagenéticos. Os autores aplicaram um fator $f = 0.55$

(veja TAUXE & KENT (1984)) para corrigir a inclinação e criar uma curva aparente de migração do continente.

TORSVIK et al. (2012) utilizaram dados paleomagnéticos de diferentes localidades para refinar os modelos de reconstrução paleogeográficas para o Gondwana, Laurentia, Báltica/Europa e Sibéria e estabelecer um caminho global de migração dos polos desde o final do Paleozoico. Os valores de inclinação foram corrigidos por um fator $f = 0.6$.

As curvas de migração aparente dos polos de referência (*e.g.* KENT & IRVING, 2010; TORSVIK et al., 2012)) podem ser comparadas aos paleopolos obtidos em uma determinada sucessão para atestar a confiabilidade da componente vetorial interpretada como característica ou primária. O paleopolo calculado para determinado intervalo de tempo deve coincidir com aquele já estabelecido para a mesma localidade (Figura 10).

CAMINHOS DE MIGRAÇÃO APARENTE DE PALEOPOLOS NO GONDWANA

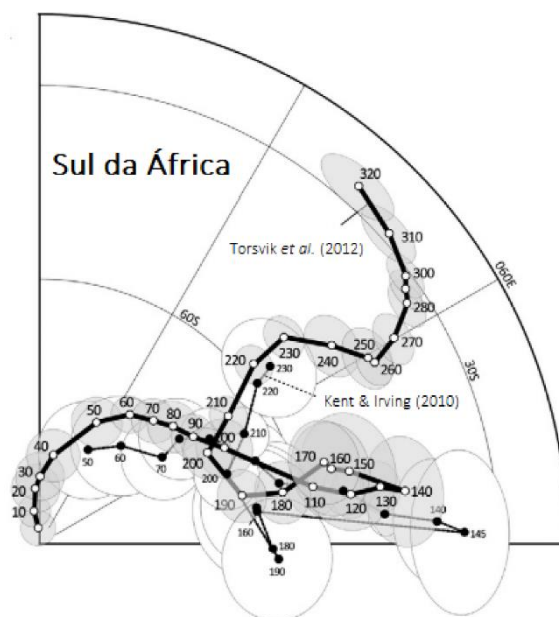


Figura 10 – Reconstrução dos caminhos de migração dos polos para a Sul da África (supercontinente Gondwana). Cada ponto representa a posição do paleopolo e sua respectiva idade segundo as curvas de TORSVIK et al. (2012) (linha mais grossa, pontos vazados) e de KENT & IRVING (2010) (linha mais fina, pontos preenchidos).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Mais de mil metros de sucessão estratigráfica contínua foram analisados em três de testemunhos de sondagem (FP-12-SP, SP-23-PR e SP-58-PR), perfurados na região centro-leste do estado de São Paulo e no norte do estado do Paraná, e em duas seções de superfície (PI e RIO) nas proximidades da cidade de Rio Claro (SP).

Os testemunhos de sondagem foram perfurados durante investigações por carvão mineral no âmbito do “Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná” (ABOARRAGE & LOPES, 1986), conduzido pela Companhia de Pesquisa em Recursos Minerais do Brasil (CPRM) na década de 1980. A escolha dos três testemunhos justifica-se devido à abrangência das unidades estratigráficas de interesse; à facilidade acesso ao material na Litoteca da CPRM de Araraquara (SP) (Figura 11); e à diversidade de interpretações e correlações disponíveis na literatura científica (*e.g.* LOURENÇO, 2002; MEGLHIORATTI, 2005, 2006; NEREGATO, 2007; HOLZ et al., 2010; ROHN & FAIRCHILD, 2015; TOHVER et al., 2018). A localização em UTM de cada uma das perfurações é mostrada na tabela a seguir (Tabela 3):

Tabela 3 – Coordenadas UTM dos testemunhos de sondagem (*datum* WGS 84, zona 22K).

TESTEMUNHO	Cidade	UTM X	UTM Y
FP-12-SP	Anhembi – SP	780500	7480600
SP-58-PR	Congonhinhas - PR	547619	7373929
SP-23-PR	Congonhinhas - PR	543384	7371863

As seções de superfície (PI e RIO) somam aproximadamente 50 metros de espessura e afloram no corte de duas rodovias estaduais: SP-304, no trecho que liga as cidades de Piracicaba e Águas de São Pedro (Rodovia Geraldo de Barros); e SP-310, próximo à saída de Rio Claro (Rodovia Washington Luís) (Tabela 4). Todas as seções são facilmente acessadas a partir do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP, e estão descritas na literatura em termos de litologia e conteúdo fóssilífero (*e.g.* ALMEIDA & BARBOSA, 1953; CABRAL, 2011; LOPES, 2016).

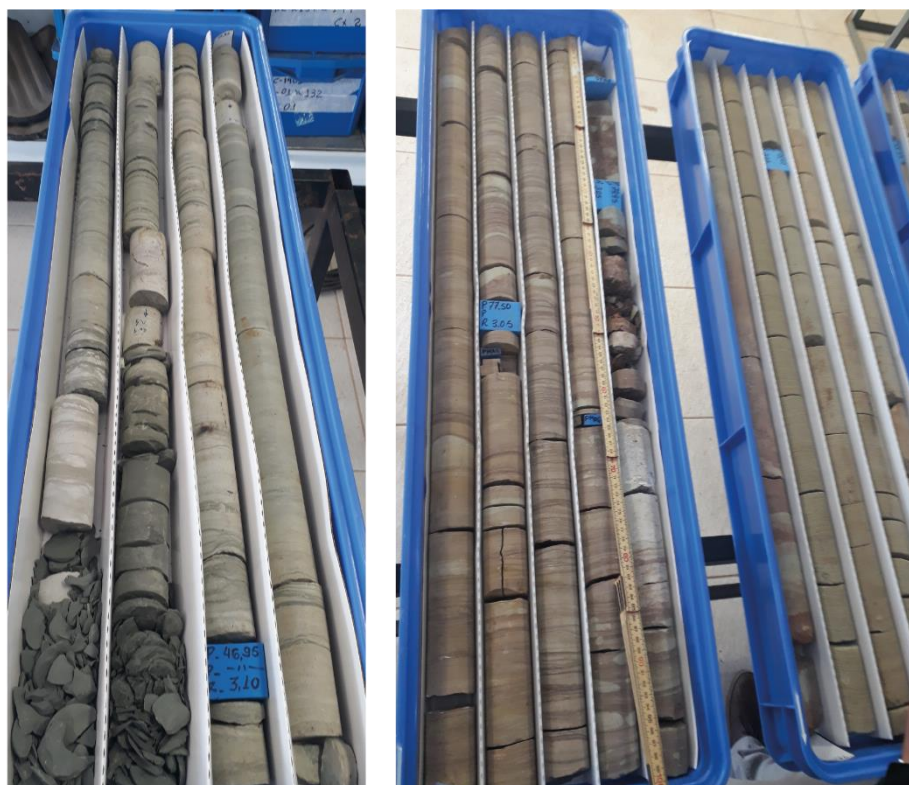


Figura 11 – Disposição geral dos testemunhos de sondagem na Litoteca da CPRM de Araraquara (SP). As caixas de plástico possuem 1 metro de comprimento e contém 4 ou 5 metros de testemunhos, a depender do diâmetro da perfuração. Ressalta-se que as amostras coletadas devem estar sempre orientadas conforme o topo do testemunho, observando as relações de contato com o entorno. Com isso, minimiza-se a seleção de amostras cuja orientação de topo e base foi perdida devido à manipulação do material ao longo dos últimos 40 anos.

Tabela 4 – Coordenadas UTM das seções aflorantes (*datum* WGS 84, zona 22K.)

SEÇÃO	Localidade	UTM X	UTM Y
PI-A	SP-304	213274	7491995
PI-B	SP-304	212917	7491886
PI-C	SP-304	211900	7492568
RIO	Rod. SP-310, km 193	224293	7532514

4.1 Amostragens e orientação de amostras

- Testemunhos de sondagem

O testemunho FP-12-SP foi amostrado desde a porção superior da Formação Irati até a Formação Piramboia, com uma frequência média de 1 amostra a cada 2 metros, em um total de 283 metros de espessura, resultando em 147 sítios (profundidades estratigráficas) de amostragem (Tabela 5). Nesse e nos demais testemunhos, foram selecionadas litologias com granulação menor que areia fina.

Tabela 5 – Número de amostras, espessura total e frequência amostral em cada testemunho de sondagem separados por unidade litoestratigráfica.

UNIDADES	FP-12-SP	SP-58-PR	SP-23-PR	TOTAL
Piramboia	4	-	-	4
Rio do Rasto	-	-	31	31
Corumbataí	109	-	-	109
Teresina	11	80	23	-
Serra Alta	15	16	-	31
Irati	8	-	-	8
AMOSTRAS	147	96	54	297
ESPESSURA (m)	283	406	325	1014
FREQ. AMOSTRAL	A cada 2 m	A cada 4 m	A cada 6 m	-

Em SP-58-PR, 96 sítios foram selecionados ao longo dos 406 metros de espessura das unidades Serra Alta e Teresina, com uma frequência de amostragem de 1 amostra a cada 4 metros. SP-23-PR foi amostrado em um intervalo de 325 metros, correspondente às formações Teresina e Rio do Rasto (Membro Serrinha), com uma taxa de amostragem de 1 amostra a cada 6 metros, totalizando 54 sítios. Diferentes taxas de amostragem entre os testemunhos devem-se a adequações ao longo do projeto. Para todas amostras, atribuiu-se como horizontal o mergulho das camadas.

As etapas de subamostragem ocorreram no Laboratório de Paleomagnetismo da UNESP utilizando serra diamagnética de bronze, de modo a produzir dois ou mais espécimes cúbicos de 8 cm³ a partir de um único sítio de amostragem (Figura 12).

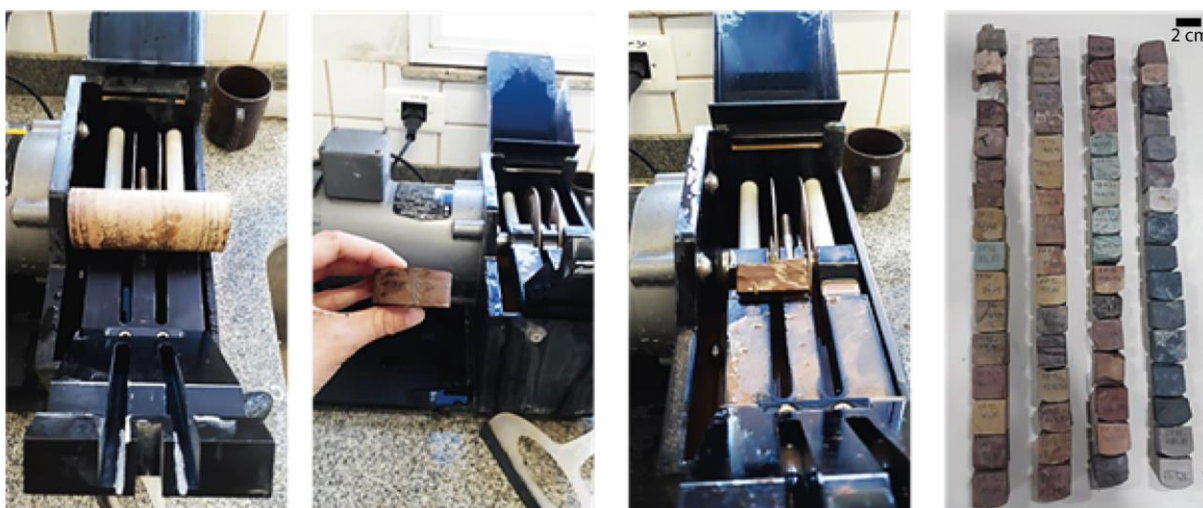


Figura 12 – Subamostragem dos testemunhos em cubos de 8 cm³. As lâminas de bronze evitam remagnetizações das amostras no momento do corte. Destaca-se a orientação das amostras conforme o topo do testemunho (seta em grafite). Na última imagem, detalhe da variação de cores das amostras conforme empilhamento estratigráfico. Fotos: a autora.

▪ Afloramentos

A seção PI foi subdividida em PI-A, PI-B e PI-C (Figura 13). No total foram coletadas 53 amostras. Dessas, 51 são da Formação Corumbataí, uma da “Camada Porangaba” e uma da Formação Piramboia (Figura 14).

Na seção RIO foram coletadas 10 amostras da Formação Piramboia, 5 delas no intervalo fossilífero onde foram descritos conchostráceos jurássicos (CABRAL, 2011) e 5 no nível argiloso logo acima (Figura 15 – (A) Visão geral da seção RIO. (B) Nível de conchostráceos interpretados como jurássicos (CABRAL, 2011) onde foram feitas coletas de amostras. (C) Detalhe do nível com conchostráceos. Fotos: Rosemarie Rohn) (Tabela 6 – Número de amostras, espessura total e frequência amostral em cada seção aflorante separados por unidade litoestratigráfica.).

Tabela 6 – Número de amostras, espessura total e frequência amostral em cada seção aflorante separados por unidade litoestratigráfica.

Unidades	PI-A	PI-B	PI-C	RIO	TOTAL
Piramboia	-	-	1	10	11
“Porangaba”	-	-	1	-	1
Corumbataí	21	16	4	-	41
TOTAL	21	16	6	10	53

<i>ESPESSURA (m)</i>	<i>16</i>	<i>20</i>	<i>16</i>	<i>10</i>	<i>62</i>
<i>FREQ. AMOSTRAL</i>	<i>A cada m</i>	<i>A cada m</i>	<i>A cada m</i>	<i>A cada m</i>	<i>A cada m</i>



Figura 13 – (A) Trevo da Rodovia SP-304. (B) Visão geral da seção PI-A e (C) PI-B com exposição da Formação Corumbataí. Fotos: Rosemarie Rohn e a autora.



Figura 14 – Contato entre a "Camada Porangaba" (mais escura, argilosa) e a Formação Piramboia (mais clara, estratificada) no detalhe da seção PI-C. Fotos: a autora.



Figura 15 – (A) Visão geral da seção RIO. (B) Nível de conchostráceos interpretados como jurássicos (CABRAL, 2011) onde foram feitas coletas de amostras. (C) Detalhe do nível com conchostráceos. Fotos: Rosemarie Rohn.

As amostras de seções aflorantes foram coletadas em níveis argilosos utilizando uma furadeira elétrica portátil que produz *plugs* cilíndricos de 10 cm³. Orientou-se as amostras utilizando bússola *Brunton* e mediu-se o mergulho das camadas conforme a horizontal (Figura 16 – (A) Amostragem na seção RIO com furadeira elétrica portátil. (B) Orientação da amostra a partir da horizontal com auxílio de um orientador de bronze (que não interfere na agulha magnética da bússola). Fotos: Rosemarie Rohn e a autora.).



Figura 16 – (A) Amostragem na seção RIO com furadeira elétrica portátil. (B) Orientação da amostra a partir da horizontal com auxílio de um orientador de bronze (que não interfere na agulha magnética da bússola). Fotos: Rosemarie Rohn e a autora.

4.2 Procedimentos de laboratório

Todas as análises paleomagnéticas foram conduzidas no Laboratório de Paleomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP. O laboratório é blindado contra o campo magnético terrestre, o que possibilita uma aquisição de dados em um ambiente com mínimas interferências externas.

- Desmagnetizações térmica e por aplicação de campo alternado

Nesse estudo foram aplicados dois métodos de desmagnetização: (1) térmica e (2) aplicação de campo alternado. As desmagnetizações visam separar as componentes da magnetização remanescente natural (MRN) primária e secundária(s) de cada amostra por remoção progressiva do sinal magnético.

A desmagnetização térmica é baseada na temperatura de bloqueio (T_B) dos minerais. Acima da T_B , substâncias ferromagnéticas tornam-se paramagnéticas, ou seja, perdem a

capacidade de preservar a magnetização e o sinal magnético é completamente removido. Esse tipo de desmagnetização é eficiente para minerais com alta T_B e alta coercitividade (H_c), como é o caso da hematita (Tabela 7). Destaca-se que a T_B , identificada na desmagnetização térmica, foi o principal parâmetro de identificação de mineralogia magnética.

A desmagnetização por campo alternado é uma técnica apropriada para minerais com baixos valores de coercitividade, como é o caso da magnetita. O método é capaz de apagar o sinal magnético da MRN secundária desses minerais e deixar a componente original da MRN inalterada, sendo rápido e eficiente quando é possível de ser aplicado (veja BUTLER (1992) sobre os tipos de desmagnetização).

Tabela 7 – Propriedades físicas dos principais minerais ferromagnéticos. ρ = densidade; J_s = magnetização de saturação; H_c = coercitividade. Retirado de LOWRIE (1990) e TAUXE (2005).

MINERAL	FÓRMULA QUÍMICA	T DE CURIE (°C)	H_c (T)	P (g m ⁻³)	J_s (Am ² Kg ⁻¹)
Magnetita	Fe ₃ O ₄	580	0,3	5,197	92
Maghemita	γ Fe ₂ O ₃	~ 350	0,3	5,074	74
Hematita	α Fe ₂ O ₃	675	1,5 – 5,0	5,271	0,4
Goethita	α FeOOH	80 -120	>5,0	4,270	
Pirrotita	Fe ₇ S ₈	270 - 320	0,5 – 1,0	4,620	
Greigita	Fe ₃ S ₄	~ 330	0,06 – 0,1	4,079	~ 25

A desmagnetização por campo alternado foi realizada em 23 amostras provenientes de testemunhos, representando diferentes litologias (cores e granulação). Logo concluiu-se que esse não era o método mais adequado para tratamento das amostras em questão, que são compostas por minerais de alta coercitividade. As amostras das seções aflorantes, predominantemente vermelhas e sugestivas de hematita também não passaram por esse processo.

A desmagnetização térmica foi conduzida em 327 amostras utilizando forno desmagnetizador (*TD48 ASC Scientific*) (Figura 18). O forno tem capacidade de aquecimento até 700°C e resfriamento a temperatura ambiente de até 48 amostras por vez, em ciclos que variam de 80 a 120 minutos. Para cada amostra foram realizados 16 ciclos desde 100°C até 675°C, com intervalos de 20°C, 25°C ou 50°C.

- Medidas de MRN

A MRN de cada amostra foi medida em magnetômetro criogênico supercondutor (*Long Core 2G Enterprises*) antes do início da desmagnetização, e após de cada etapa de térmica ou de aplicação de campo alternado (Figura 17). O equipamento mede até 8 amostras discretas por vez em aproximadamente cinco minutos, e também aplica campos alternados em um processo automatizado. Possui sensibilidade para captar magnetizações muito baixas, da ordem de até 10^{-9} A/m², o que o torna ideal para aquisições em rochas sedimentares.



Figura 17 – Magnetômetro criogênico supercondutor *Long Core 2G Enterprises* para medição da intensidade da magnetização e para desmagnetização por campo alternado.

- Medidas de susceptibilidade

A susceptibilidade magnética original de cada amostra foi medida antes da desmagnetização utilizando susceptibilímetro de alta resolução (*MKF1 Kappabridge*). Depois de cada etapa térmica, utilizou-se um susceptibilímetro portátil (*Bartington*) para acompanhar variações de ordem de grandeza nos valores em função da temperatura. Um aumento de susceptibilidade combinado a um aumento de intensidade magnética ao longo da desmagnetização térmica sugere mudanças de fases mineralógicas.

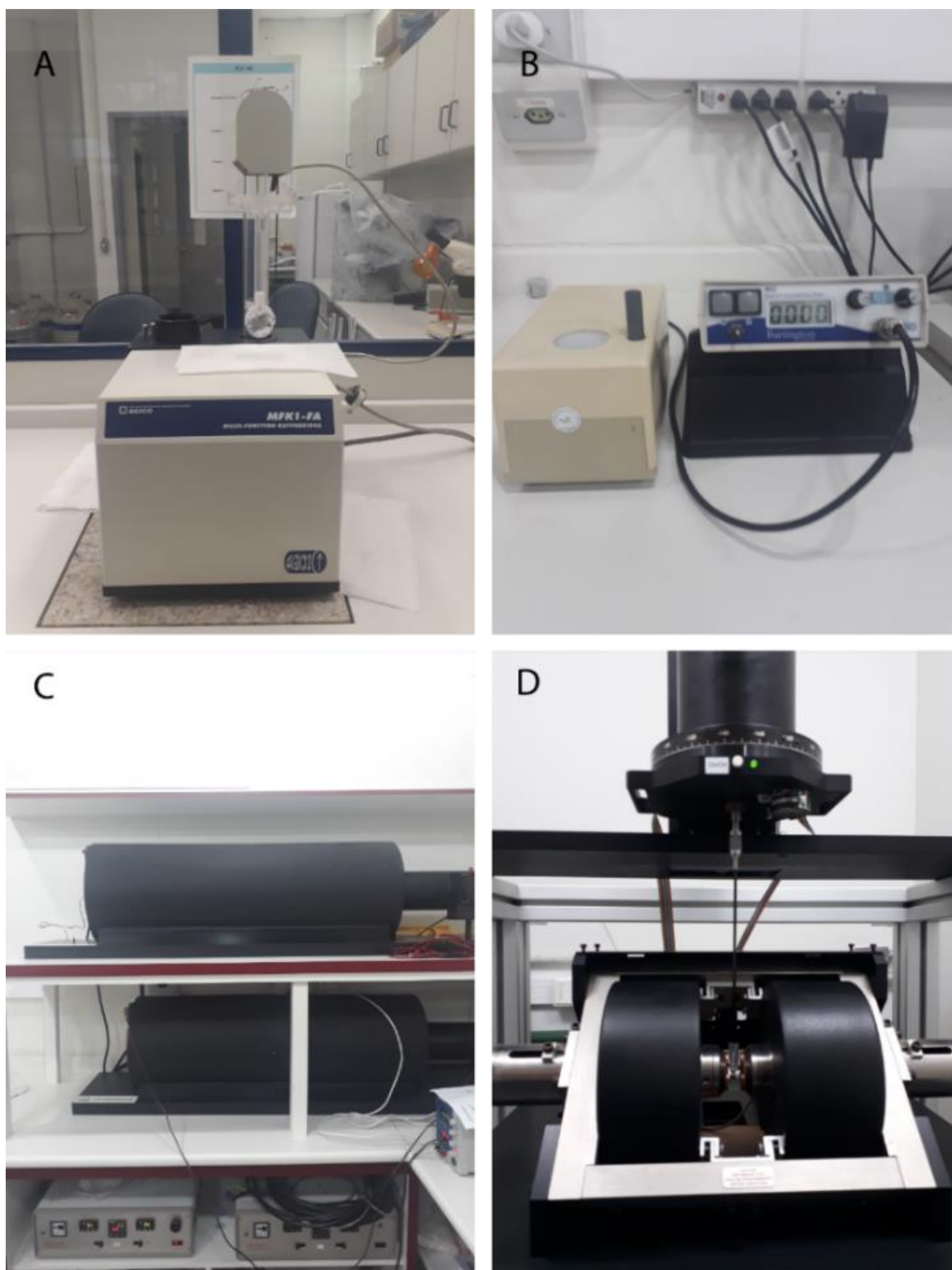


Figura 18 – (A) Susceptibilímetro MKF1 Kappabridge; (B) Susceptibilímetro portátil Bartington; (C) Forno desmagnetizador TD48 ASC Scientific; (D) Magnetômetro vibracional Micromag 2900.

▪ Identificação de mineralogia magnética

Formas complementares de identificação de mineralogia magnética incluíram a aquisição de curvas de histerese (Figura 21) e de magnetização remanente isotérmica (MRI) em magnetômetro vibracional (*VSM Micromag 2900*). Os experimentos foram realizados em 9 amostras, 3 de cada testemunho. A partir dessas curvas foi possível obter parâmetros como magnetização de saturação (J_s) e campos coercitivos (H_c) de cada espécime (veja TAUXE (2005) para descrições detalhadas sobre cada uma das curvas).

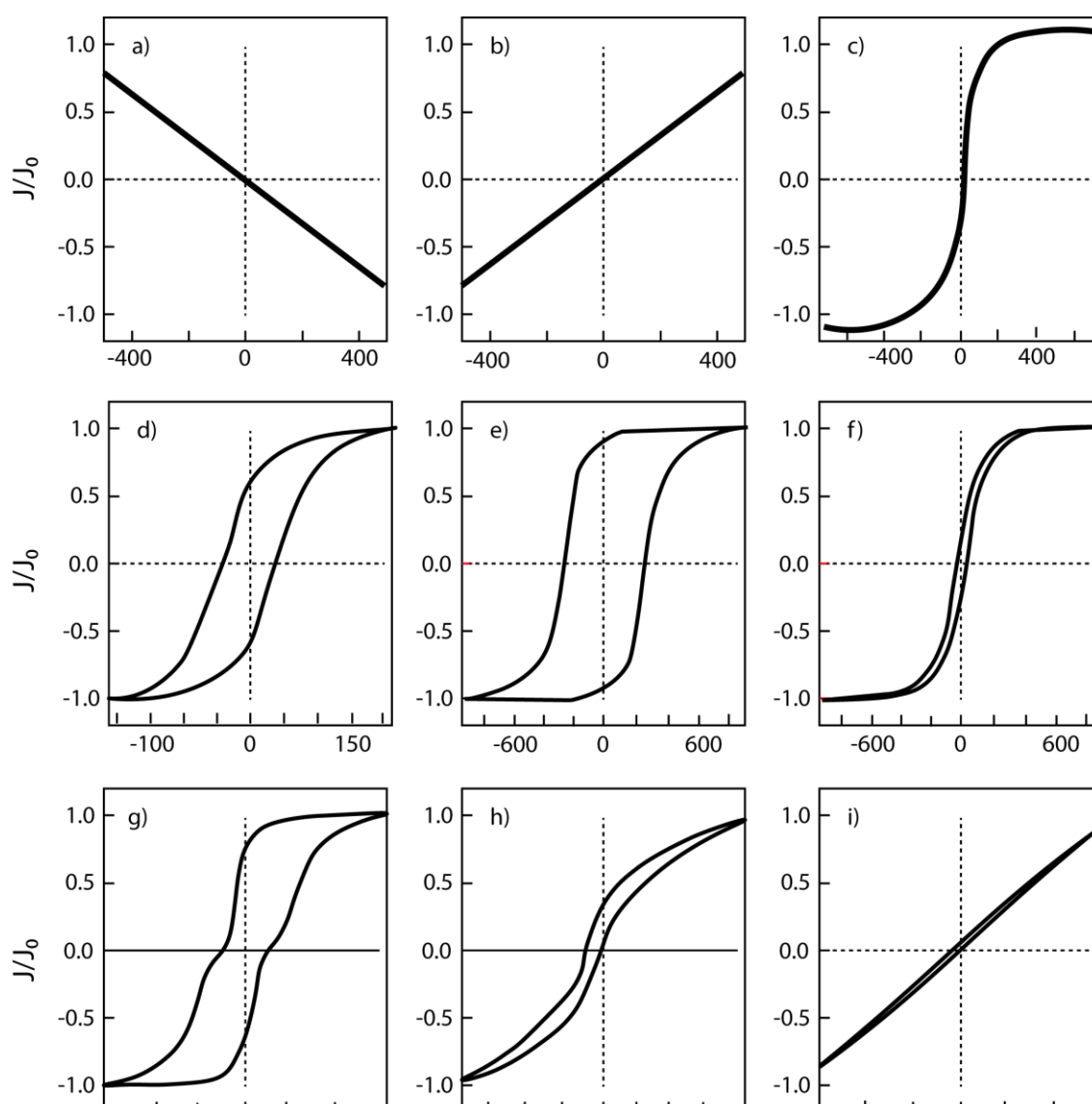


Figura 19 – Exemplos de curvas de histerese para diferentes tipos de minerais: (A) diamagnéticos; (B) paramagnéticos; (C) superparamagnéticos (vidro basáltico submarino); (D) uniaxiais, domínio único; (E) magnetocristalinos, domínio único; (F) pseudodomínio único. Exemplos de curvas de histerese para misturas de vários minerais: (G) magnetita e hematita; (H) magnetita domínio único e magnetita superparamagnética; (I) magnetita domínio único e magnetita superparamagnética. Grãos multidomínio apresentam baixos campos coercitivos e grãos domínio único e pseudodomínio único possuem altos campos coercitivos (Retirado de TAUXE (2005)).

O teste de LOWRIE (1990) controla a resposta dos espécimes à desmagnetização térmica após a indução de campos magnéticos de diferentes intensidades (1,0T, 0,3T e 0,12T no presente experimento) nos eixos z, y e x da amostra (Figura 20). Mudanças na inclinação das curvas de magnetização de cada um dos eixos a uma determinada temperatura de bloqueio refletem um determinado mineral magnético. O teste foi aplicado em 15 amostras provenientes dos testemunhos.

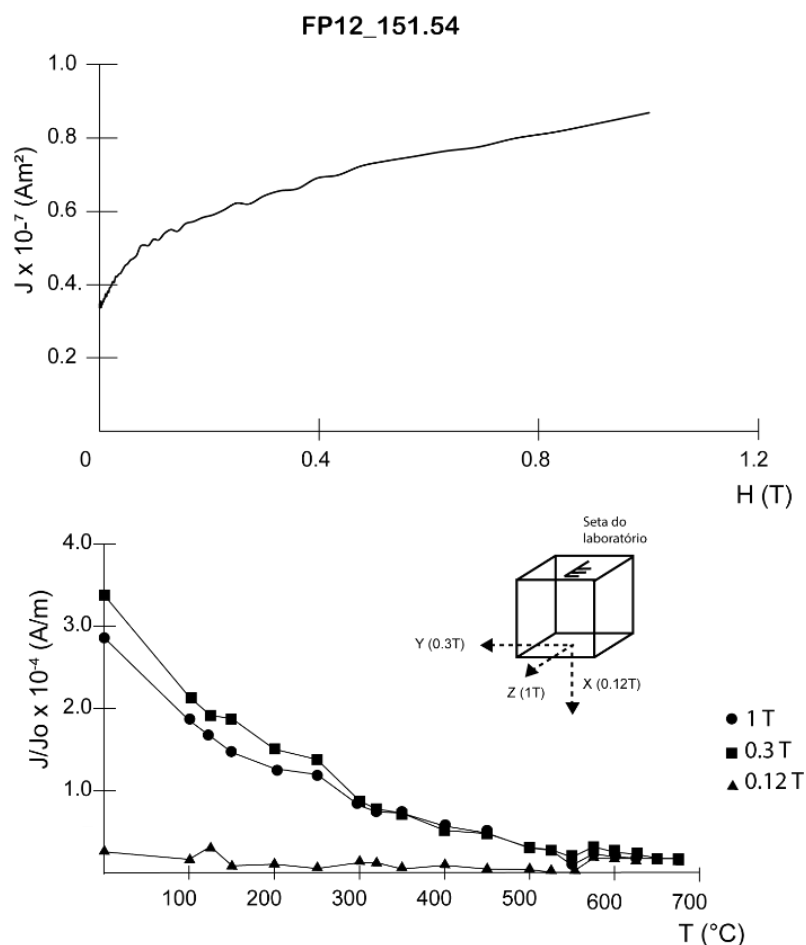


Figura 20 – Exemplo de aquisição da magnetização remanescente isotérmica (MRI) e do Teste de Lowrie, com indicação dos eixos (x, y e z) onde foram aplicados campos magnéticos de diferentes intensidades.

4.3 Apresentação e estatística de dados

Para visualizar o vetor magnetização, que é tridimensional (declinação (D); inclinação (I); e intensidade (B)), em um plano, os dados paleomagnéticos são plotados em um diagrama duplo de projeções ortogonais ou “Diagramas de Zijderveld” (ZIJDERVERELD et al., 1967). Esses diagramas combinam declinação (D) e inclinação (I) e são projetados na horizontal (círculos preenchidos) e na vertical (círculos vazios) (Figura 21A).

Outras representações complementares aos diagramas de Zijderveld são os estereogramas (Figura 21B) e os diagramas de intensidade do sinal magnético (B) versus temperatura ($^{\circ}\text{C}$) ou campo alternado (mT) (Figura 21C). Durante a desmagnetização, o vetor magnetização muda de direção, delimitando uma ou mais componentes. A componente que cresce em direção à origem é interpretada como componente característica ou original.

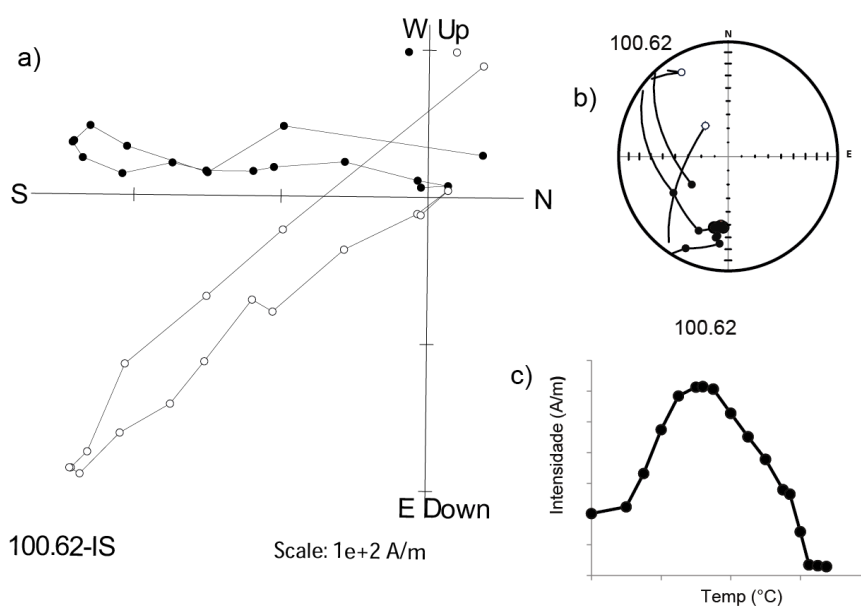


Figura 21 – Diferentes formas de apresentação do vetor magnetização ao longo do processo de desmagnetização. (A) Diagrama de Zijderveld; (B) estereograma e (C) gráfico de intensidade da magnetização versus temperatura.

Componentes vetoriais foram tratadas estatisticamente por análise das componentes principais (APC) de KIRSCHVINK, (1980) com contribuições de FISHER (1953) e de MCFADDEN & MCELHINNY (1988). Os modelos estatísticos estão disponíveis em diversos *softwares* gratuitos. Para o presente trabalho, foi utilizada a planilha livre “*Desmagnetization Analyses In Excel*” (SAGNOTTI, 2013), e os aplicativos *PuffinPlot* (LURCOCK & WILSON, 2012) e *Remasoft* (CHADIMA & HROUDA, 2006).

Tratamentos estatísticos atribuem diferentes graus de confiabilidade aos resultados, um deles é o ângulo máximo de desvio (AMD), além dos erros associados (a_{95} e k) (veja discussões sobre erros estatísticos em BUTLER, 1992). Para o presente trabalho, foram desconsideradas todas as amostras com $AMD > 15^\circ$.

Outra abordagem para garantir a confiabilidade dos resultados é o teste de reversão. Esse teste é respaldado pela natureza aproximadamente antiparalela do campo geomagnético. Para que o teste seja verdadeiro, a direção média das polaridades normais deve ter cerca 180° de diferença da direção média das polaridades inversas. Se a diferença for menor que 180° , é possível que as componentes secundárias da MRN não tenham sido completamente removidas.

Para minimizar o efeito da redução de inclinação no cálculo de paleopolos e de paleolatitudes (λ), a inclinação obtida (I_0) foi corrigida para inclinação de f (I_f) utilizando quatro fatores: $f = 0.4$, $f = 0.5$; $f = 0.6$ e $f = 0.7$ (TAUXE & KENT, 1984; TORSVIK et al., 2012) a partir relação de KING et al., 1955:

$$I_f = \arctan (1/f) \tan I_0$$

5 RESULTADOS

São três os objetivos principais de uma investigação paleomagnética: (1) isolar a componente da magnetização original de uma ou mais componentes secundárias; (2) atribuir-lhes um grau de confiabilidade estatística; (3) explicar suas origens.

Nesse estudo as amostras foram submetidas a desmagnetização térmica e por aplicação de campo alternado. As respostas a esses processos foram agrupadas em diferentes tipologias de diagramas de desmagnetização, que serviram de base para as análises de componentes principais (ACP) e para a identificação das componentes vetoriais de magnetização (A, B e C). A ACP forneceu valores de declinação (D) e inclinação (I) e os erros estatísticos associados (k e α_{95}) para A, B e C.

A mineralogia magnética das amostras foi identificada principalmente pela temperatura de bloqueio da componente característica. Além disso, uma pequena parcela foi selecionada para a aquisição de curvas de histerese e de magnetização remanente isotérmica e para a aplicação do teste de Lowrie.

Foram identificadas magnetozonas normais e inversas nos três testemunhos de sondagem a partir dos valores de inclinação magnética (I) da componente característica (C). Por causa da escala das seções aflorantes, as magnetozonas identificadas não são apresentadas. Para definir uma magnetozona considera-se pelos menos duas amostras consecutivas de mesma polaridade.

Os paleopolos magnéticos correspondem à média de polos virtuais geomagnéticos (PVGs) de cada sucessão (testemunhos e afloramentos). Os PGVs são representados por paleolatitude (λ) (referente à inclinação) e paleolongitude (Φ) (referente à declinação).

As amostras de afloramentos foram submetidas somente à desmagnetização térmica, sem análises complementares de mineralogia magnética.

5.1 Testemunhos de sondagem

5.1.1 FP-12-SP

- *Desmagnetização térmica e por aplicação de campo alternado*

O testemunho FP-12-SP responde à desmagnetização térmica a partir de 5 tipologias de diagramas de Zijderveld. O tipo 1 (Figura 22) desmagnetiza completamente entre 570°C e 675°C, temperaturas de bloqueio da magnetita e da hematita, respectivamente. Possui componente única ou duas componentes de mesma polaridade. Quando as duas componentes possuem a mesma polaridade, nem sempre é possível individualiza-las. Nos diagramas de susceptibilidade *versus* temperatura observa-se pouca ou nenhuma variação de ordem de grandeza.

O tipo 2 apresenta duas componentes com polaridades distintas e antiparalelas. A componente primária é a que se desenvolve em direção à origem, e a componente secundária é isolada em temperaturas de até 320°C (T_B da pirrohtita).

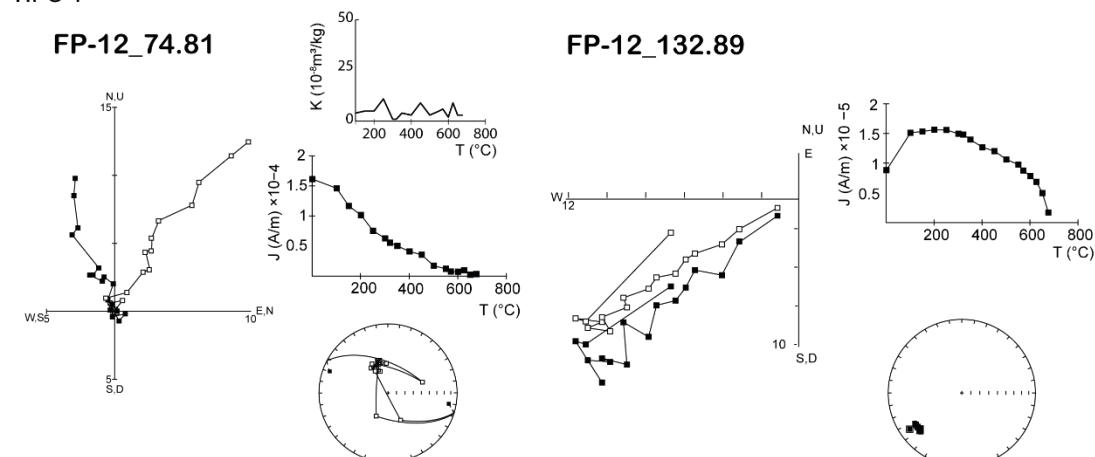
O tipo 3 possui três componentes de polaridades normais ou inversas: duas secundárias, isoladas em temperaturas baixas (até 320°C) a intermediárias (até 570 C°); e uma primária, ancorada à origem e isolada em altas temperaturas (600°C a 675°C). Nas tipologias 2 e 3 também não ocorrem mudanças significativas de susceptibilidade em função da temperatura.

O tipo 4 (Figura 23) exhibe uma ou duas componentes. A componente primária é isolada até a faixa de 450°C. Acima dessa temperatura, ocorrem variações significativa nos valores de susceptibilidade, o que indica transformações termorremanescentes de fases minerais.

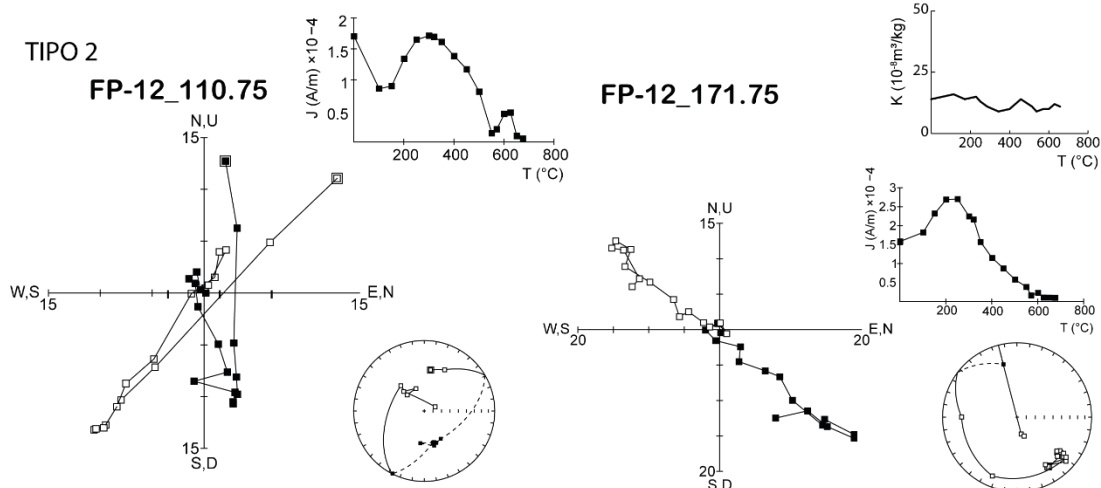
O tipo 5 não permite a identificação de componentes, pois os diagramas e os estereogramas mostram comportamento caótico.

DESMAGNETIZAÇÃO TÉRMICA DE FP-12-SP

TIPO 1



TIPO 2



TIPO 3

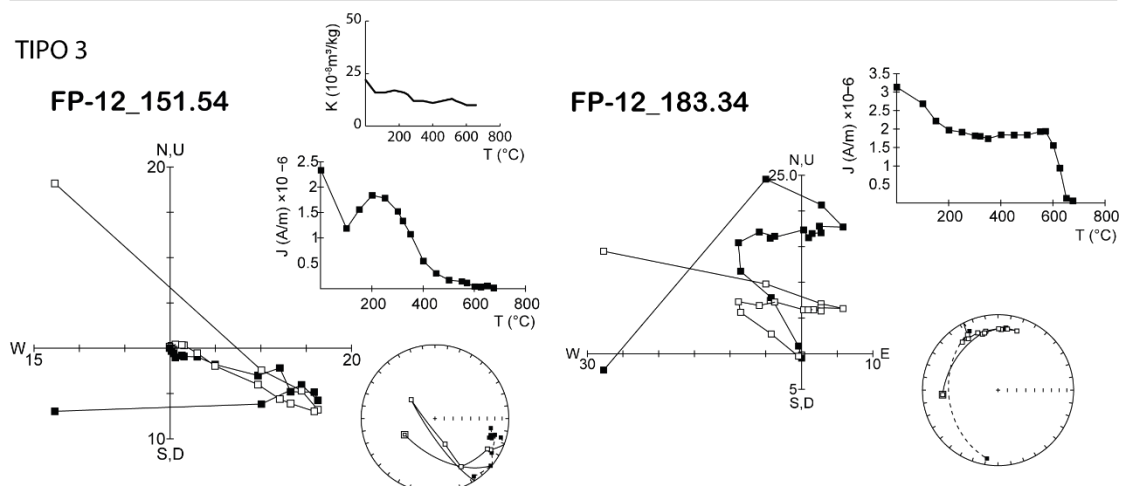
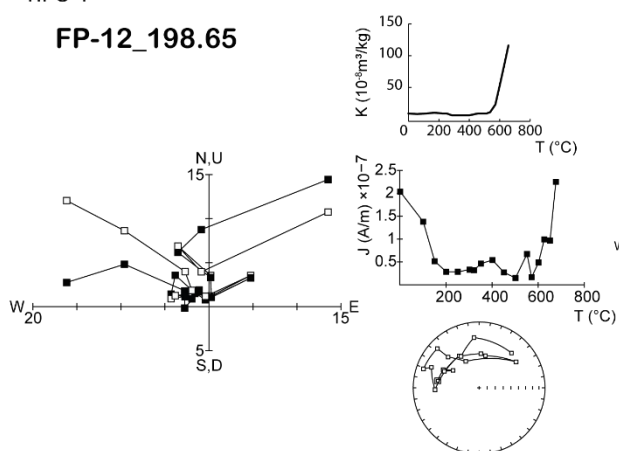


Figura 22 – Diagramas de desmagnetização térmica de FP-12-SP (Tipos 1, 2 e 3).

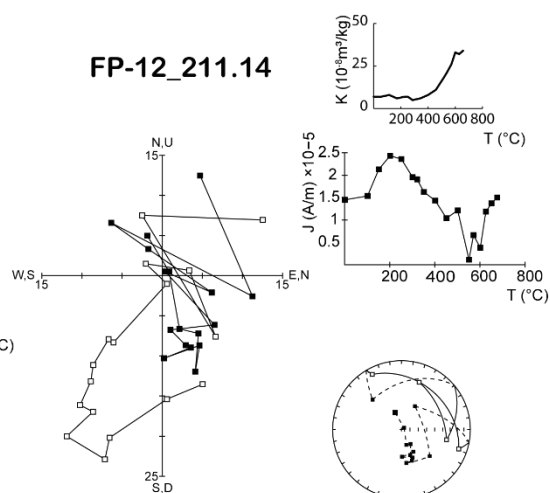
DESMAGNETIZAÇÃO TÉRMICA DE FP-12-SP

TIPO 4

FP-12_198.65

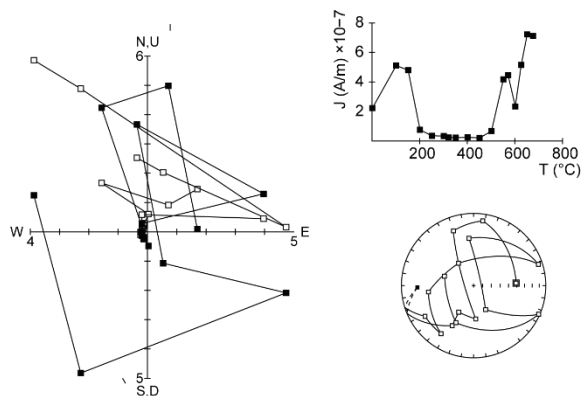


FP-12_211.14



TIPO 5

FP-12_222.75



FP-12_288.07

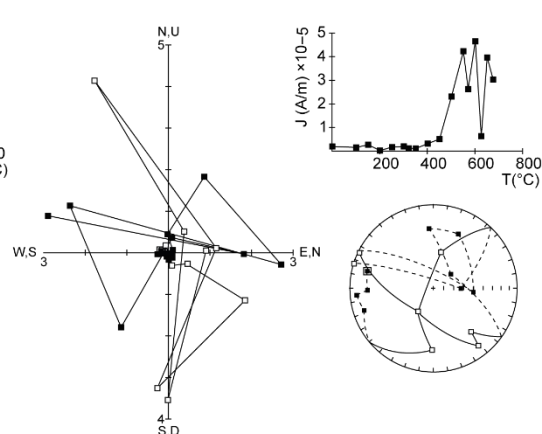


Figura 23 – Diagramas de desmagnetização térmica de FP-12-SP (Tipos 4 e 5).

Nenhuma das amostras submetida à desmagnetização por aplicação de campo alternado foi completamente desmagnetizada (Figura 24). Isso sugere a predominância de minerais de alta coercitividade, como hematita, goethita e pirrotita, para os quais o método não é adequado.

DESMAGNETIZAÇÃO POR CAMPO ALTERNADO DE FP-12-SP

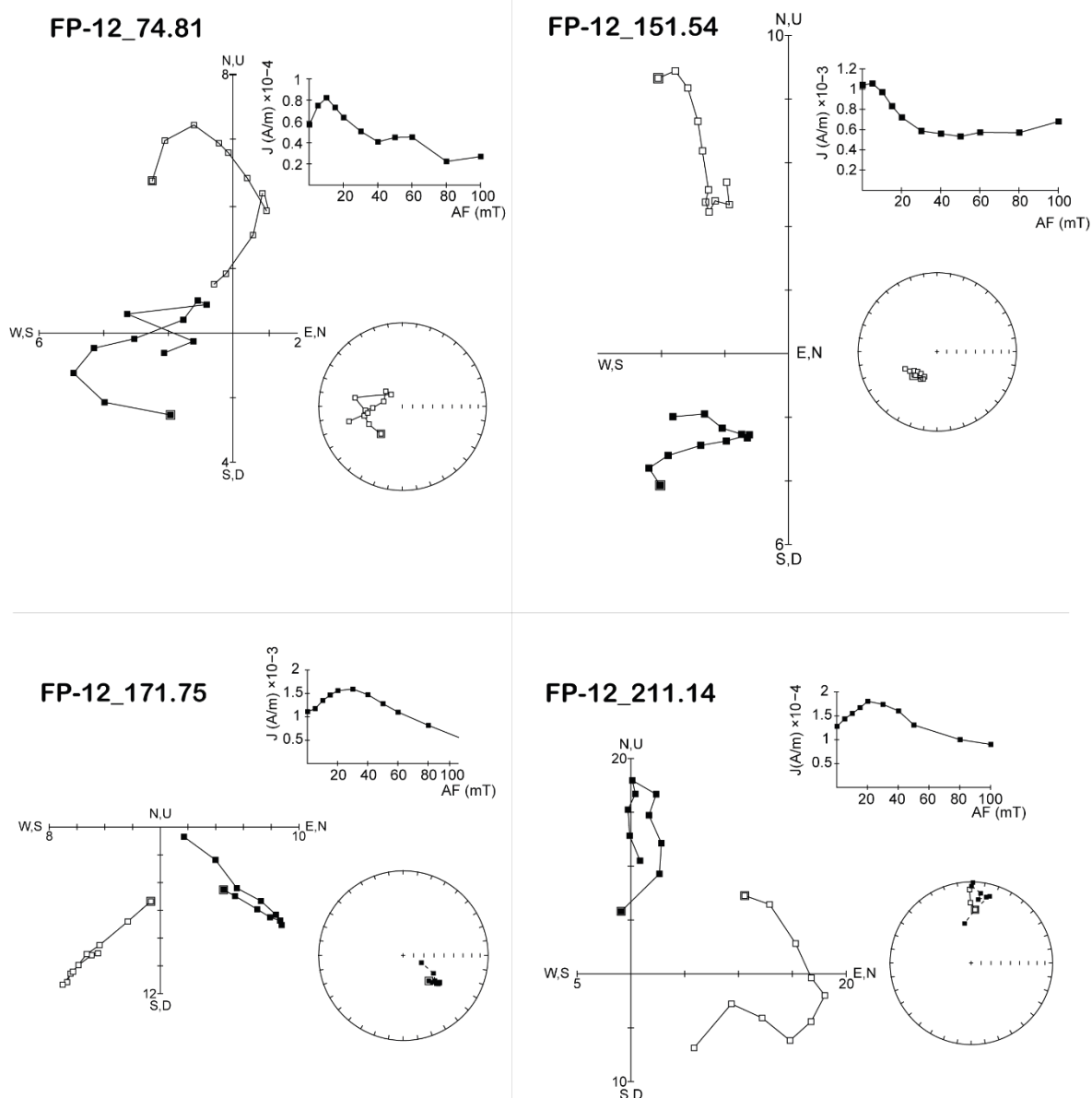


Figura 24 – Desmagnetização por aplicação de campo alternado de FP-12-SP.

- *Mineralogia magnética*

Em FP-12-SP, três amostras dos tipos 1, 2 e 3 de diagramas desmagnetização foram submetidas a testes complementares de mineralogia magnética (Figura 25): (1) aquisição de curvas de histerese e (2) de magnetização remanescente isotérmica (MRI), e (3) teste de LOWRIE (1990).

A amostra FP-12_74.81 corresponde ao tipo 1 de diagramas. Sob exposição ao campo máximo de 1T, as curvas de histerese e de MRI não saturam, sugerindo a presença de minerais de alta coercitividade. O valor de coercitividade obtido ($H_c = 1,6$ T) corresponde à hematita. No teste de Lowrie, os pontos mais claros de inflexão ocorrem na curva de 1T em 125°C, 250°C e 675°C, indicando a presença de goethita, pirrohtita e hematita, respectivamente.

A amostra FP-12_110.75 representa o tipo 2 de diagramas. As curvas de histerese e de aquisição de MRI comportam-se de maneira muito similar às curvas da amostra anterior, porém apresentam mais ruído gráfico (possivelmente por oscilações no equipamento). O valor de campo coercitivo obtido ($H_c = 1,48$ T) também indica presença de hematita. O teste de Lowrie tem pontos de inflexão em 125°C e 675°C, T_B da goethita e da hematita.

A amostra FP-12_151.54 representa o tipo 3 de diagramas. O valor de $H_c = 0,6$ indica presença de pirrhotita. No teste de Lowrie, ocorre inflexão das curvas em 300°C e 575°C, T_B da pirrhotita e magnetita, respectivamente.

PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE FP-12-SP

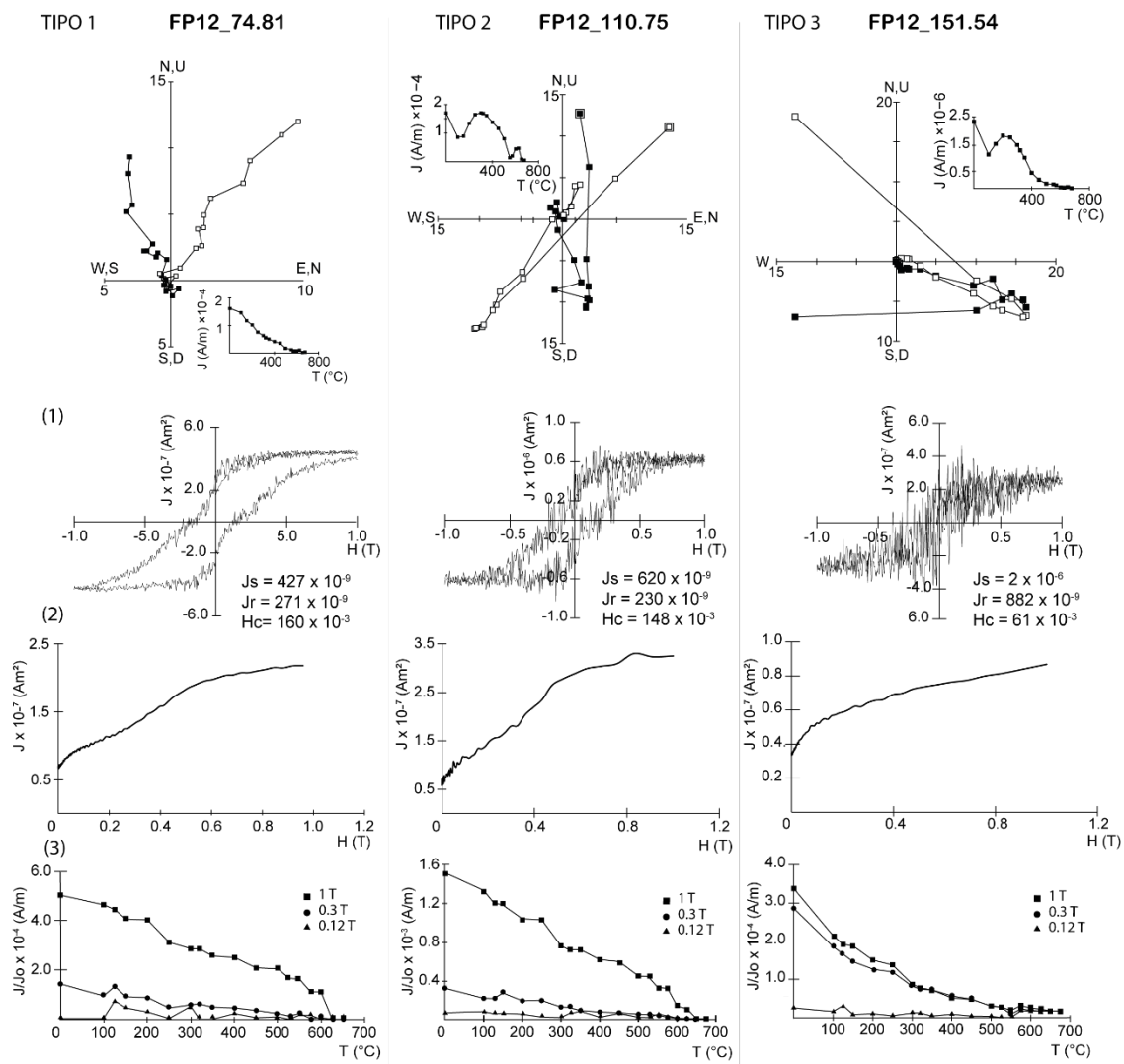


Figura 25 – Propriedades magnéticas de FP-12-SP. (1) Curvas de histerese; (2) Curvas de MRI; (3) Teste de LOWRIE (1990).

▪ *Análise de componentes principais*

Aplicando a análise de componentes principais de KIRSCHVINK (1980), foram identificadas três componentes vetoriais em FP-12-SP: A, B e C.

A componente A foi individualizada em 114 amostras não ancoradas à origem, sozinha, ou junto com as componentes B e C. Temperaturas de bloqueio variam entre 250°C e 320°C. De 114 amostras, 110 possuem inclinações negativas e 4 possuem inclinações positivas. Essas foram consideradas reviradas (devido os mais de 40 anos de manipulação das caixas dos testemunhos) e foram corrigidas para a posição original, acrescentando-se 180° aos valores de declinação e invertendo-se a polaridade da inclinação (Tabela 8). Amostras reviradas com componente B e C também foram corrigidas pelo mesmo método.

Tabela 8 – Correção das amostras invertidas (com o topo para baixo) da componente A em FP-12-SP.

FP-12-SP				
Amostras	Valores originais		Valores corrigidos	
	<i>Decl (°)</i>	<i>Incl (°)</i>	<i>Decl (°)</i>	<i>Incl (°)</i>
120,58	13,1	44,2	193,1	-44,2
136,3	295,3	47,6	115,3	-47,6
151,04	44,2	39	224,2	-39
212,36	317,6	37,7	137,6	-37,7

Para a componente A utilizou-se a estatística de ARASON & LEVI (2010) para dados de inclinação (sem informações sobre declinação). O valor de inclinação média resultante ($I = -35,32^\circ$) foi empregado no cálculo da latitude (λ) segundo a relação $\lambda = \arctan(\tan I/2)$, obtendo $\lambda = -19,50^\circ$, coerente com a latitude do furo FP-12-SP, de $-22,8^\circ$.

Tendo em vista (1) a inclinação magnética similar à esperada no local da perfuração, (2) uma polaridade normal única em todas as amostras e (3) as baixas temperaturas de bloqueio, a componente A foi interpretada como magnetização remanente viscosa (MRV), representante do campo atual. Assim, serviu de referência para rotacionar as componentes B e C de modo a atribuir artificialmente valores de declinação (Tabela 9), assim como em KENT et al. (1995).

Tabela 9 – Exemplo de rotação da declinação da componente B conforme a declinação da componente A. Para Decl A > Decl B, Decl A – Decl B = Decl B rotacionada. Para Decl A < Decl B; Decl A – Decl B + 360° = Decl B rotacionada. O valor da inclinação não é modificado.

Amostra	Decl A (°)	Decl B (°)	Incl B (°)	Decl B rot (°)	Incl B rot (°)
77,55	359,8	177,6	45	182,2	45
79,73	333,7	153,6	38,1	180,1	38,1
80,45	81,5	281,4	30,8	160,1	30,8
95,15	330,6	158,9	55,3	171,7	55,3
98,06	139,6	261,6	59,8	238	59,8
110,75	181,5	12,7	34,9	168,8	34,9
127,15	106,6	282,6	26,3	184	26,3
145,56	89,7	230,8	24,8	218,9	24,8
151,04	224,2	30,9	20,7	193,3	20,7
153,46	22,9	207,6	33,9	175,3	33,9
173,7	130,4	334,5	44,4	155,9	44,4
183,34	300,7	83,2	5,4	217,5	5,4
201,69	212,9	18,1	24,6	194,8	24,6
202,78	345,8	162,4	41,7	183,4	41,7

A componente B foi individualizada em 19 amostras não ancoradas à origem, com temperaturas de bloqueio entre 400°C e 600°C. Dessas, 3 foram excluídas por apresentarem AMD > 15°, e 2 por não estarem associadas à componente A. As 16 amostras restantes possuem polaridade inversa. A partir da estatística de FISHER et al. (1953) foram calculados os valores D = 186,7°, I = 36,1° e a95=11,6°.

A componente C foi individualizada em 116 amostras ancoradas à origem, das quais 99 estão associadas à componente A. As temperaturas de bloqueio variam entre 320°C e 675°C. De 99 amostras, 21 apresentam polaridade normal (D = 349,4°, I = 32,8°; a95 = 16°) e 78, polaridade inversa (D = 184,9°; I = 38,4°; a95 = 4,1°). Por (1) possuir polaridade normal e inversa, (2) temperaturas de bloqueio intermediárias a altas e (3) estar ancorada à origem, a componente C é interpretada como característica ou primária.

A componente C não passa do teste de reversão pois a diferença entre os valores médios das polaridades normais e inversas é de 164,5°, e não de 180°. No entanto, isso não invalida os resultados aqui apresentados. Isso pode ser explicado por dois problemas: (1) a determinação artificial da declinação das amostras a partir da componente A e (2) a não-individualização de componentes secundárias de mesma polaridade de componentes primárias.

Todos os valores médios das componentes vetoriais (A, B e C) estão sintetizados na tabela a seguir (Tabela 10 –Tabela 10) e em estereogramas (Figura 26):

Tabela 10 – Valores médios de declinação (D), inclinação (I), a95 e k para as componentes A, B e C de FP-12-SP (KIRSCHVINK, 1980). C_N corresponde às componentes normais e C_R às componentes inversas. Estatística da componente A a partir do método de ARASON & LEVI (2010) para inclinações. Componentes B e C rotacionadas conforme a componente A.

FP-12-SP					
Componente	N	D (°)	I (°)	a95 (°)	k
A	114	-	-35,31	2,09	41,07
B	14	186,7	36,1	11,6	12,6
C_N (-)	21	349,4	-32,8	16	4,9
C_R (+)	78	184,9	38,4	4,1	16,4
C (todas)	99	189,9	39,6	--	2,3

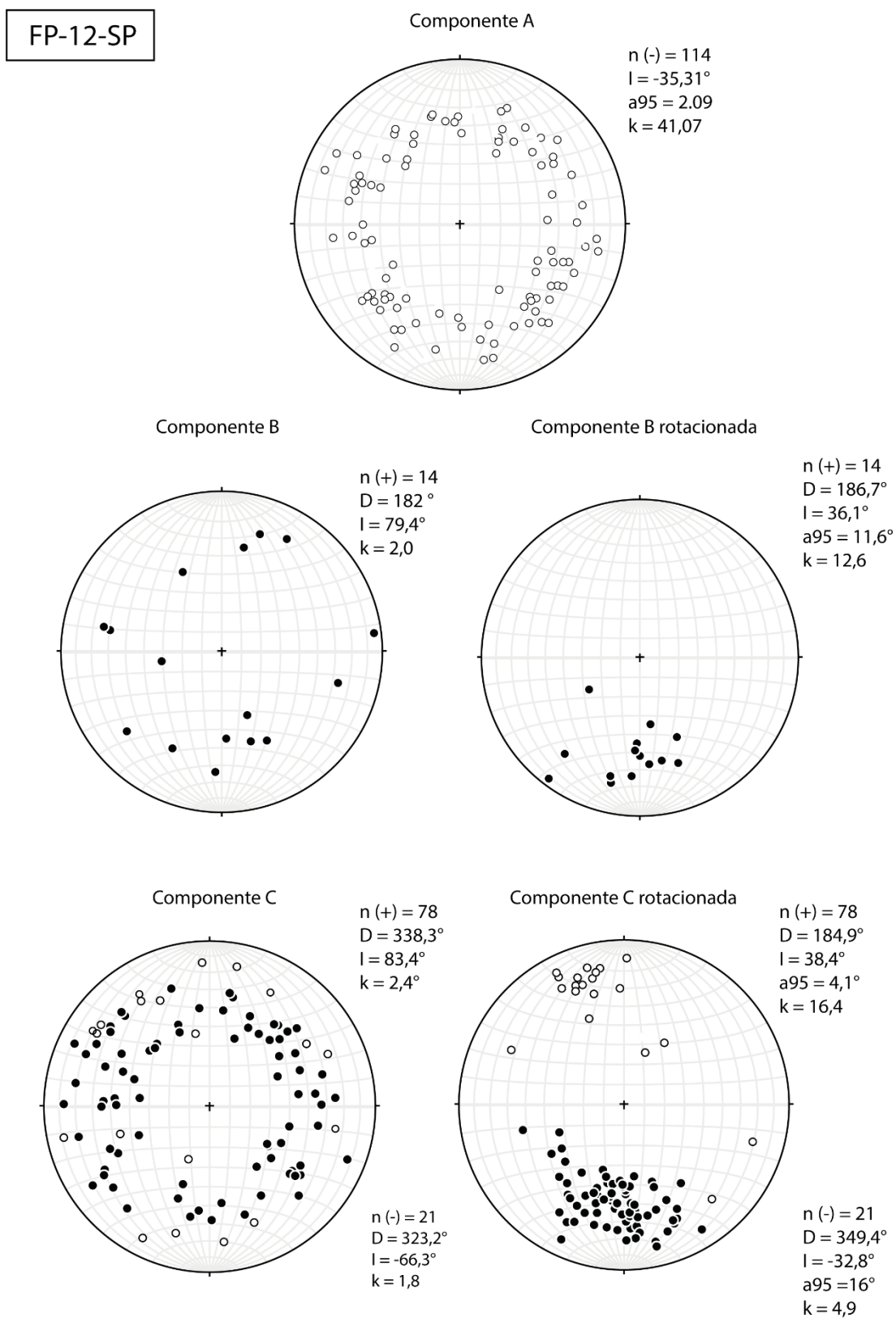


Figura 26 – Estereogramas com valores de declinação e inclinação de FP-12-SP. Componentes B e C rotacionada pela componente A.

- *Magnetozonas*

Em FP-12-SP, foram identificadas 9 magnetozonas normais (N1 a N9) e 8 inversas (R1 a R8). A intensidade inicial da MRN é da ordem de 10^{-6} A/m, típica de rochas sedimentares. A susceptibilidade magnética inicial das amostras é da ordem de 10^{-8} km/m³. Picos de magnetização inicial ocorrem associados a temperaturas de bloqueio elevadas. Valores muito baixos de susceptibilidade geralmente estão relacionados a litologias carbonáticas, e os picos, a rochas da fração argila, possivelmente ricas em matéria orgânica (Figura 27).

No testemunho predomina a cor cinza-escura, encontrada principalmente em sua porção média a inferior (Formações Corumbataí e Serra Alta e Irati), representando cerca de 45% do total. Essa cor sugere deposição em ambientes anóxicos ou disóxicos, ricos em matéria orgânica, onde sulfetos como pirrotita poderiam estar presentes, além de magnetita. Nessas regiões, as temperaturas de bloqueio (T_B) correspondem à faixa dos Fe-sulfetos.

A cor amarela representa 21% das amostras e coincide com a faixa de T_B da magnetita (570°C). O amarelo também sugere a presença de goethita. A cor vermelha, típica da hematita, representa 14% do total. As demais cores (roxo, verde e cinza-claro) somam 20% do total.

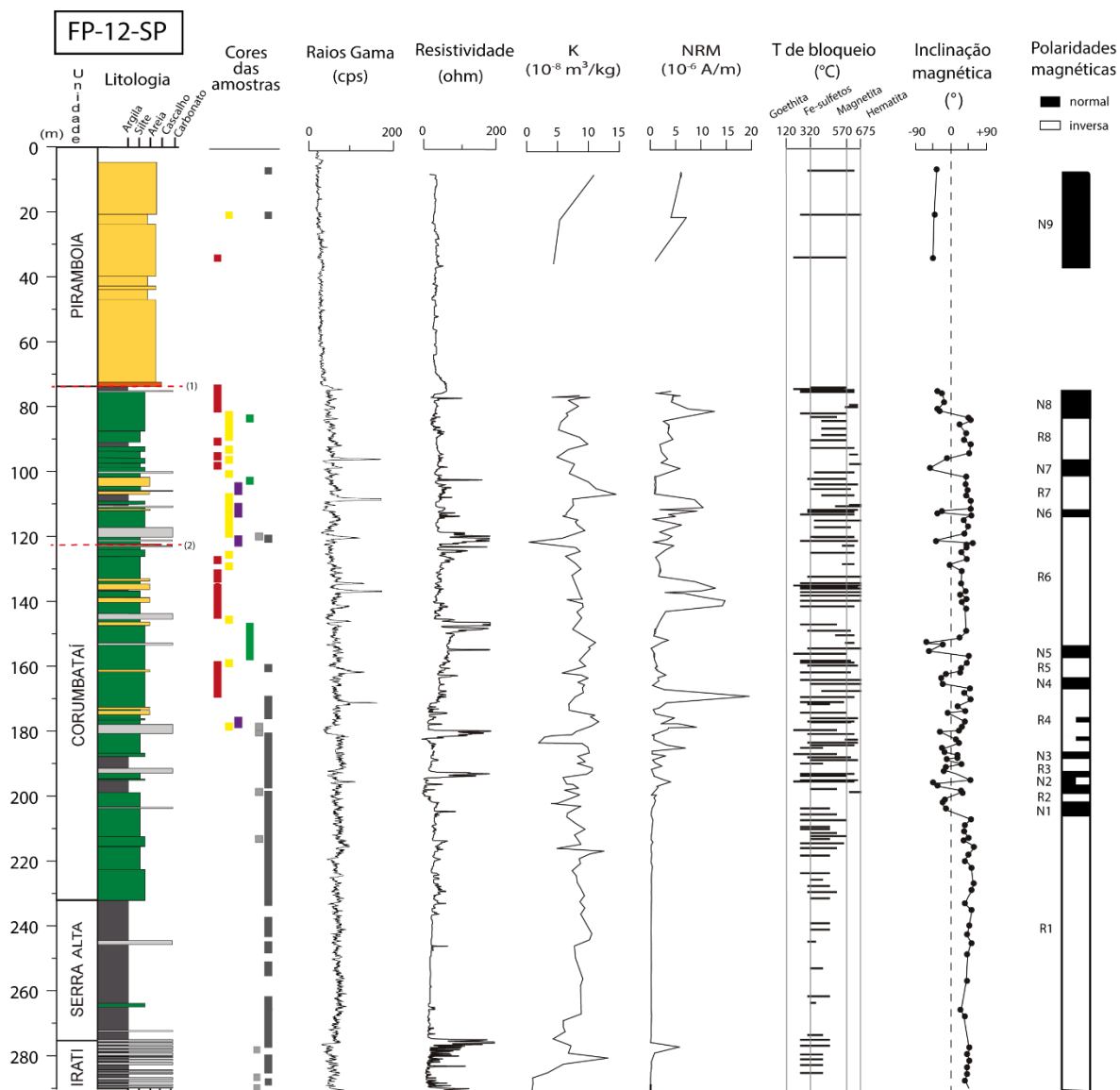


Figura 27 – Magnetozonas de FP-12-SP. Perfil litológico adaptado de MEGLHIORATTI (2006). Curvas de raios gama e resistividade da sondagem original (ABOARRAGE & LOPES, 1986). K = susceptibilidade magnética inicial; NRM = *natural remanent magnetization* inicial. Os retângulos incompletos indicam uma única amostra com polaridade normal ou inversa.

▪ *Paleopolos magnéticos*

Quando os paleopolos calculados para FP-12-SP são comparados às curvas de migração aparente de referência (do cráton da Amazônia e do cráton do Paraná) de TORSVIK et al. (2012), o paleopolo corrigido pelo fator $f = 0.5$ é o mais contundente, correspondente a idade de 260 Ma (Figura 28). A inclinação original I_0 fornece uma idade de 110 Ma.

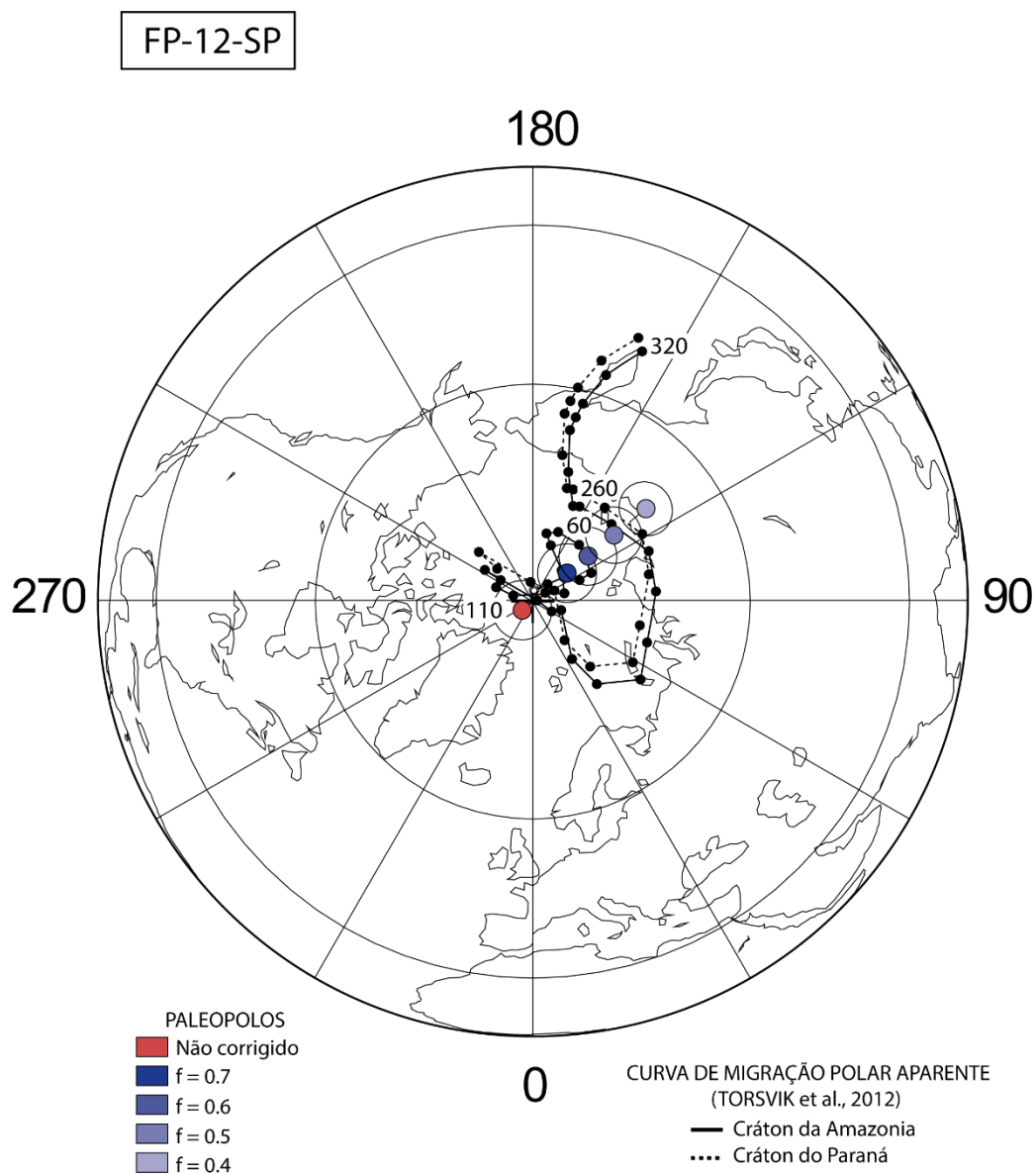


Figura 28 – Paleopolos de FP-12-SP em comparação com a curva de migração polar aparente. Os diferentes fatores f corrigem o valor da inclinação I_0 .

5.1.2 SP-58-PR

- *Desmagnetização térmica e por aplicação de campo alternado*

O testemunho SP-58-PR apresenta quatro tipologias de diagramas de Zijderveld em resposta à desmagnetização térmica (Figura 29). O tipo 1 desmagnetiza completamente entre 570°C e 675°C, temperaturas de bloqueio (T_B) da magnetita e da hematita, respectivamente. Nessa tipologia identifica-se uma única componente normal ou inversa, ou duas com a mesma polaridade. Nos diagramas de susceptibilidade magnética *versus* temperatura não há aumento de intensidade significativo.

O tipo 2 apresenta duas componentes de polaridades distintas. A componente primária é ancorada à origem e possui temperaturas de bloqueio intermediárias a altas (de 320°C a 675°C). A completa desmagnetização acontece em 675°C, T_B da hematita. O tipo 3 possui três componentes: duas secundárias, não ancoradas à origem, com temperaturas baixas (até 320°C) a intermediárias (até 570°C); e uma primária, ancorada à origem e isolada em altas temperaturas (600°C e 675°C). Nas tipologias 2 e 3 não ocorre aumento significativo nos valores de susceptibilidade.

No tipo 4 são isoladas uma ou duas componentes de mesma polaridade ou de polaridades distintas. A componente característica, quando isolada, está abaixo de 450°C. Acima dessa temperatura a susceptibilidade magnética aumenta gradativamente, o que indica transformações de fases mineralógicas.

Na desmagnetização por campo alternado (Figura 30), apenas a amostra do tipo 3 foi completamente desmagnetizada em $H = 0,4$ T. Considerando que na desmagnetização térmica do exemplo (SP-58_113.87) há uma variação de inclinação da reta entre 320°C e 350°C, é possível identificar a maghemita como parte da mineralogia magnética.

DESMAGNETIZAÇÃO TÉRMICA DE SP-58-PR

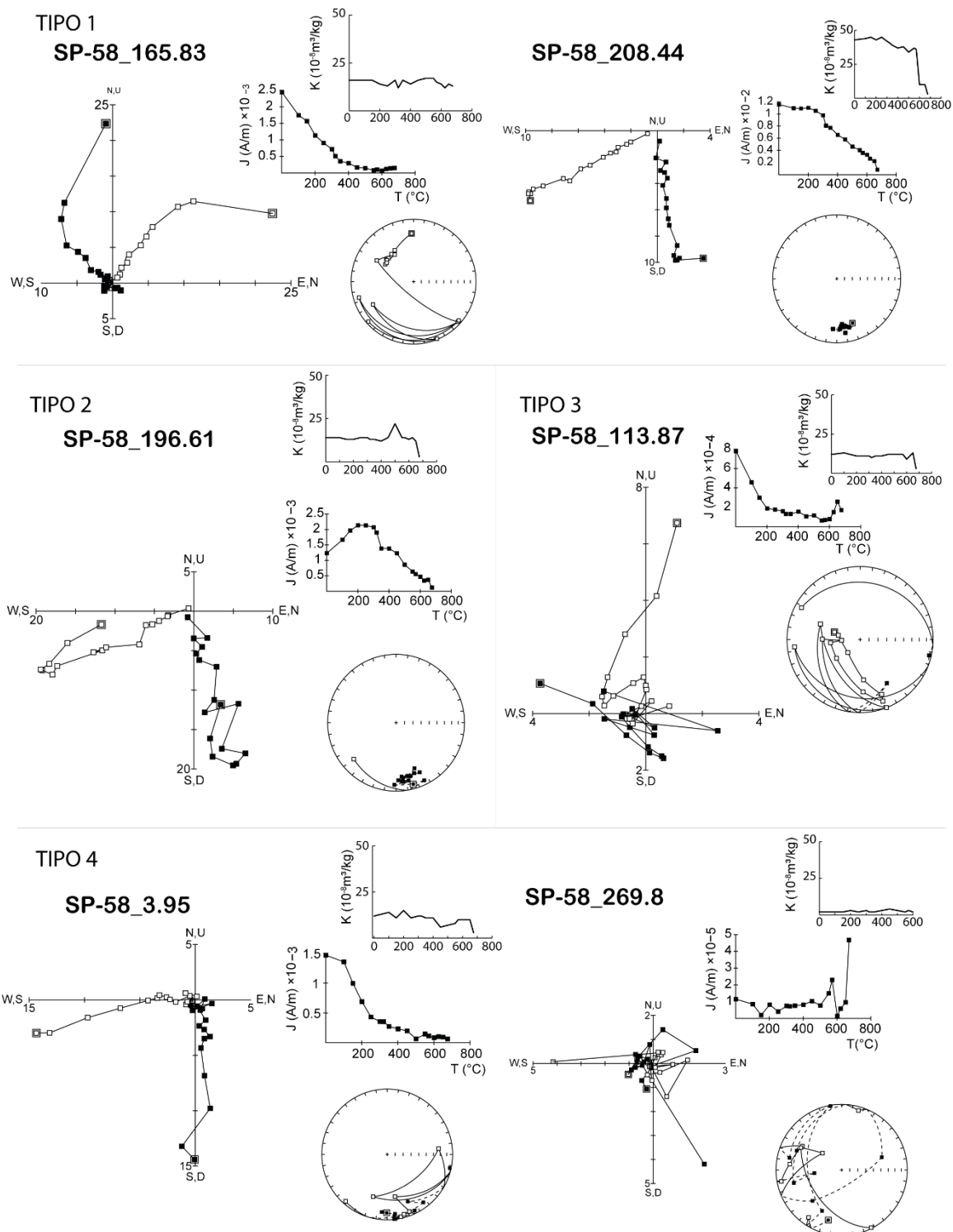
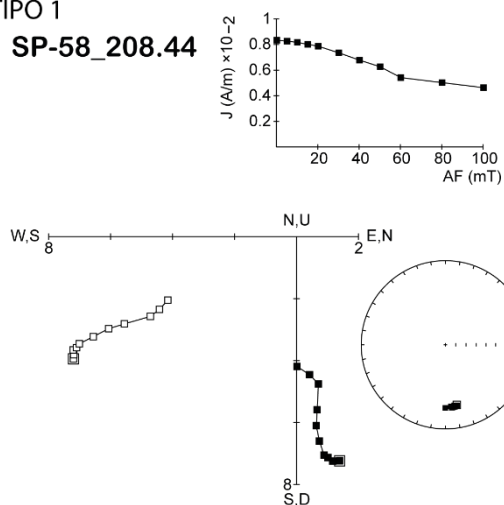


Figura 29 – Diagramas de desmagnetização térmica de SP-58-PR (Tipos 1 a 4).

DESMAGNETIZAÇÃO POR CAMPO ALTERNADO DE SP-58-PR

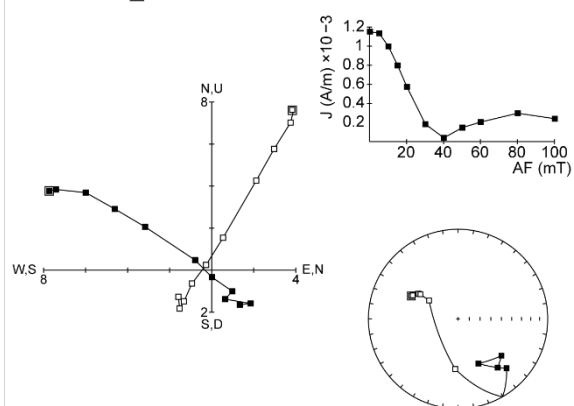
TIPO 1

SP-58_208.44



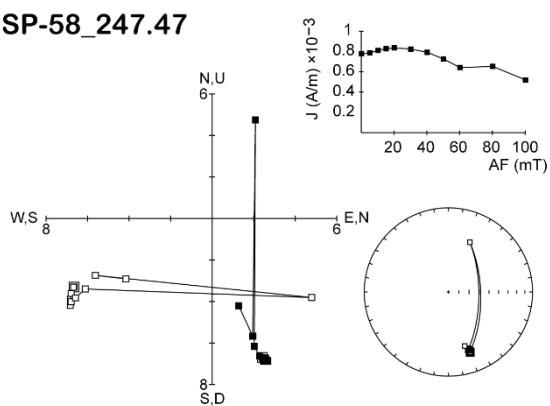
TIPO 3

SP-58_113.87



TIPO 2

SP-58_247.47



TIPO 4

SP-58_269.80

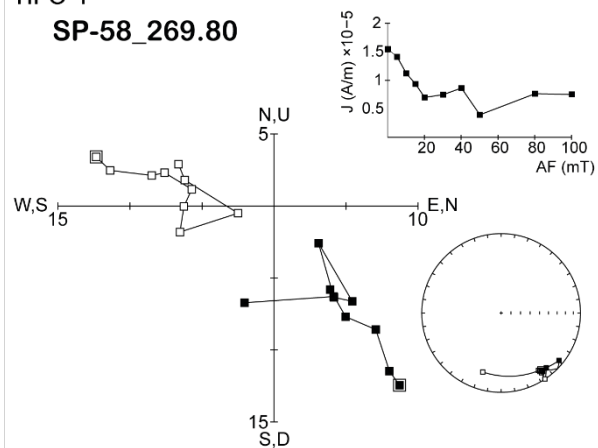


Figura 30 – Desmagnetização por campo alternado de SP-58-PR.

- *Mineralogia magnética*

Em SP-58-PR, em três amostras correspondentes aos tipos 1, 2 e 4 de diagramas de desmagnetização foram adquiridas as curvas de histerese e de magnetização remanescente isotérmica (MRI). Em outras três amostras, correspondentes aos tipos 2, 3 e 4, foi realizado o teste de LOWRIE (1990) (Figura 31).

Para o tipo 1 de diagramas, a curva de histerese é coerente com magnetita, assim como sua temperatura de bloqueio de 570°C. Os valores de coercitividade e magnetização de saturação não correspondem àqueles esperados para esse mineral, de modo que pode haver contribuição de outros componentes.

No tipo 2, a curva de histerese sugere a presença de magnetita. Na amostra submetida ao teste de Lowrie, a completa desmagnetização acontece em 675°C (T_B da hematita). Ocorrem variações de inclinação em 250°C, na curva de 1T, e em 350°C, na curva de 0,3 T, sugerindo presença de pirrotita e maghemita, respectivamente.

No tipo 3, uma amostra foi submetida ao teste de Lowrie. A inflexão em 575°C sugere presença de magnetita.

No tipo 4, a curva de histerese também sugere a presença de magnetita. O teste de Lowrie, com inflexão em 125°C e 570°C, indica a presença de goethita e de magnetita.

PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE SP-58-PR

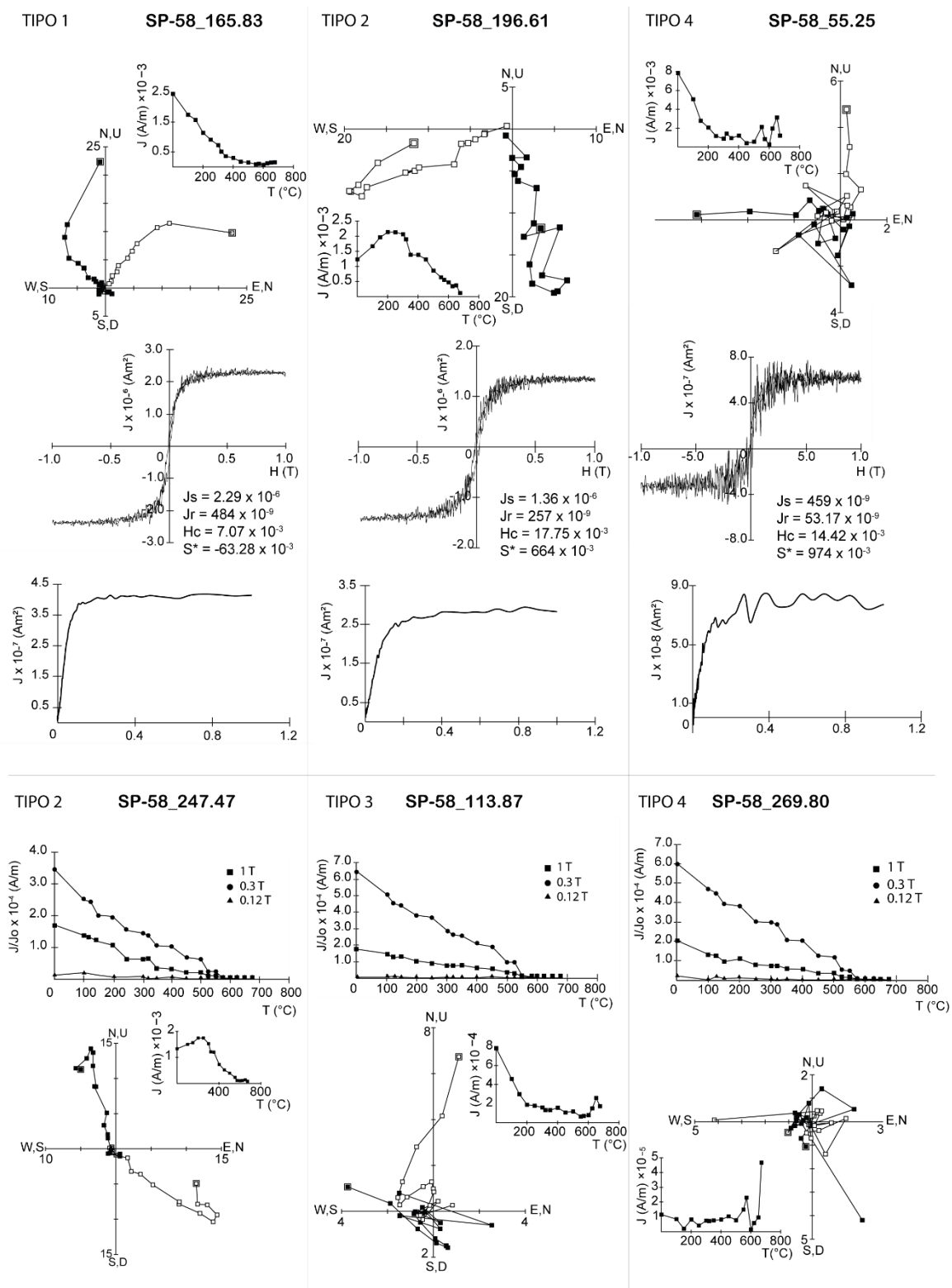


Figura 31 – Propriedades magnéticas de SP-58-PR.

▪ *Análise de componentes principais*

Em SP-58-PR, foram identificadas três componentes vetoriais: A, B e C. A componente A foi identificada em 90 amostras, com temperaturas de bloqueio entre 250°C e 320°C. Foi identificada sozinha ou em conjunto com as componentes B e C, sem estar ancorada à origem. De 90 amostras, 78 possuem polaridade normal e 12 possuem polaridade inversa. As de polaridade inversa foram consideradas foram reviradas e passaram pelas mesmas correções de FP-12-SP.

Aplicando-se a estatística de ARASON & LEVI (2010) para os dados de inclinação da componente A, obteve-se o valor de inclinação média $I = -42,4^\circ$ e de latitude $\lambda = -24,05^\circ$, condizente com a latitude da perfuração de $-23,3^\circ$. O valor da inclinação média associado às baixas temperaturas de bloqueio atestam que a componente A é de fato representante do campo magnético atual.

A componente B foi identificada em apenas 2 amostras associadas à componente A, sem estarem ancoradas à origem. Temperaturas de bloqueio variam entre 350°C e 400°C.

A componente C foi identificada em 85 amostras ancoradas à origem, e em 80 está associada à componente A. As temperaturas de bloqueio nessa componente variam entre 320°C e 675°C. Das 80 amostras, 45 possuem polaridade normal ($D = 357,1^\circ$; $I = -60,5^\circ$; $a95 = 9,5^\circ$; $k = 6$) e 35, polaridade inversa ($D = 193,2^\circ$; $I = 53,2^\circ$; $a95 = 13,2^\circ$; $k = 4,4$), segundo a estatística de FISHER et al. (1953). A componente C corresponde à magnetização primária e foi utilizada para estabelecer a magnetoestratigrafia de SP-58-PR.

Os valores médios de cada uma das componentes estão representados na tabela a seguir (Tabela 11 –): Assim como em FP-12-SP, os valores de declinação das componentes B e C foram atribuídos artificialmente a partir da componente A (Figura 32 – Estereogramas com valores de declinação e inclinação de SP-58-PR..

Tabela 11 – Valores médios de declinação (D), inclinação (I), a95 e k para as componentes A, B e C de SP-58-PR (KIRSCHVINK, 1980). C_N corresponde às componentes normais e C_R às componentes inversas. Estatística da componente A a partir do método de ARASON & LEVI (2010) para inclinações. Componentes B e C rotacionadas conforme a componente A.

SP-58-PR					
Componente	N	D (°)	I (°)	a95 (°)	k
A	90	-	-42,4	3,41	20,08
B	2	185,1	31,7	100	1,6
C_N(-)	45	357,1	-60,5	9,5	6

$C_R(+)$	35	193,2	53,6	13,2	4,4
$C \text{ (todas)}$	80	301,1	-63,7	-	1,2

A diferença entre os valores médios das polaridades normais e inversas da componente C é de $163,9^\circ$, e não de 180° . No entanto, assim como em FP-12-SP, isso não invalida os resultados aqui obtidos.

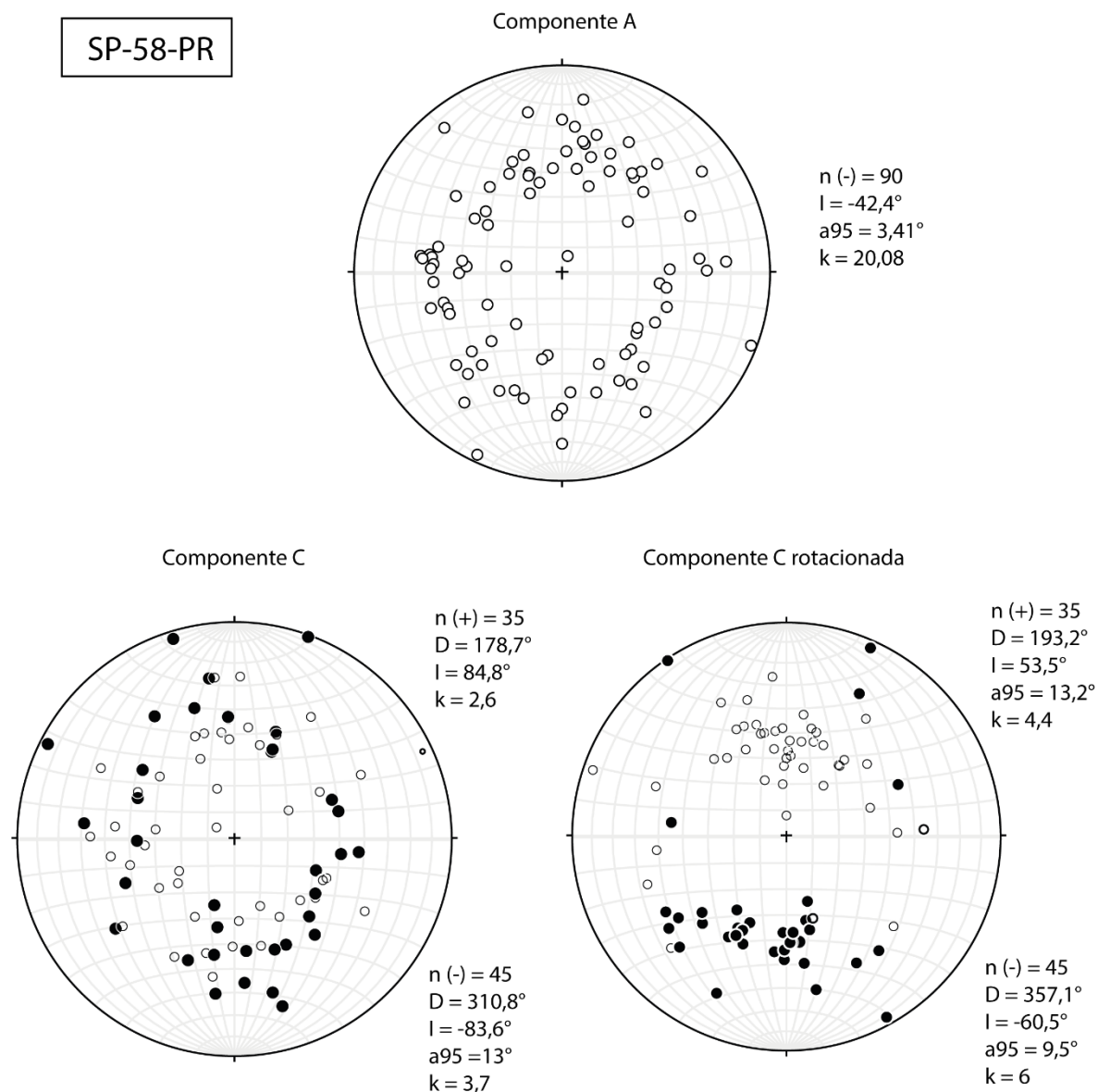


Figura 32 – Estereogramas com valores de declinação e inclinação de SP-58-PR. Componente C rotacionada pela componente A. Componente B não representada.

- *Magnetozonas*

A partir dos dados de inclinação magnética de SP-58-PR foram identificadas 3 magnetozonas normais (N1 a N3) e 3 magnetozonas inversas (R1 a R3) (Figura 33). A susceptibilidade magnética inicial (K) é da ordem de $10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. Os picos estão relacionados a litologias carbonáticas. A magnetização remanescente natural (MRN) inicial é da ordem de 10^{-5} A/m , e os picos mais importantes coincidem com picos de K.

Em SP-58-PR as temperaturas de bloqueio dificilmente atingem os valores da hematita. Predominantemente estão entre 320°C e 575°C, faixa correspondente a sulfetos como maghemita (~330°C) e magnetita (575°C).

Predomina a cor cinza-clara (76%), em especial nos carbonatos e nas rochas heterolíticas com laminação *wavy/linsen/flaser* da Formação Teresina. A porção inferior da Formação Teresina e a Formação Serra Alta têm amostras cinza-escuro (15%), correspondentes às litologias mais finas. Há um pequeno número de amostras de cor branca (5%), carbonáticas.

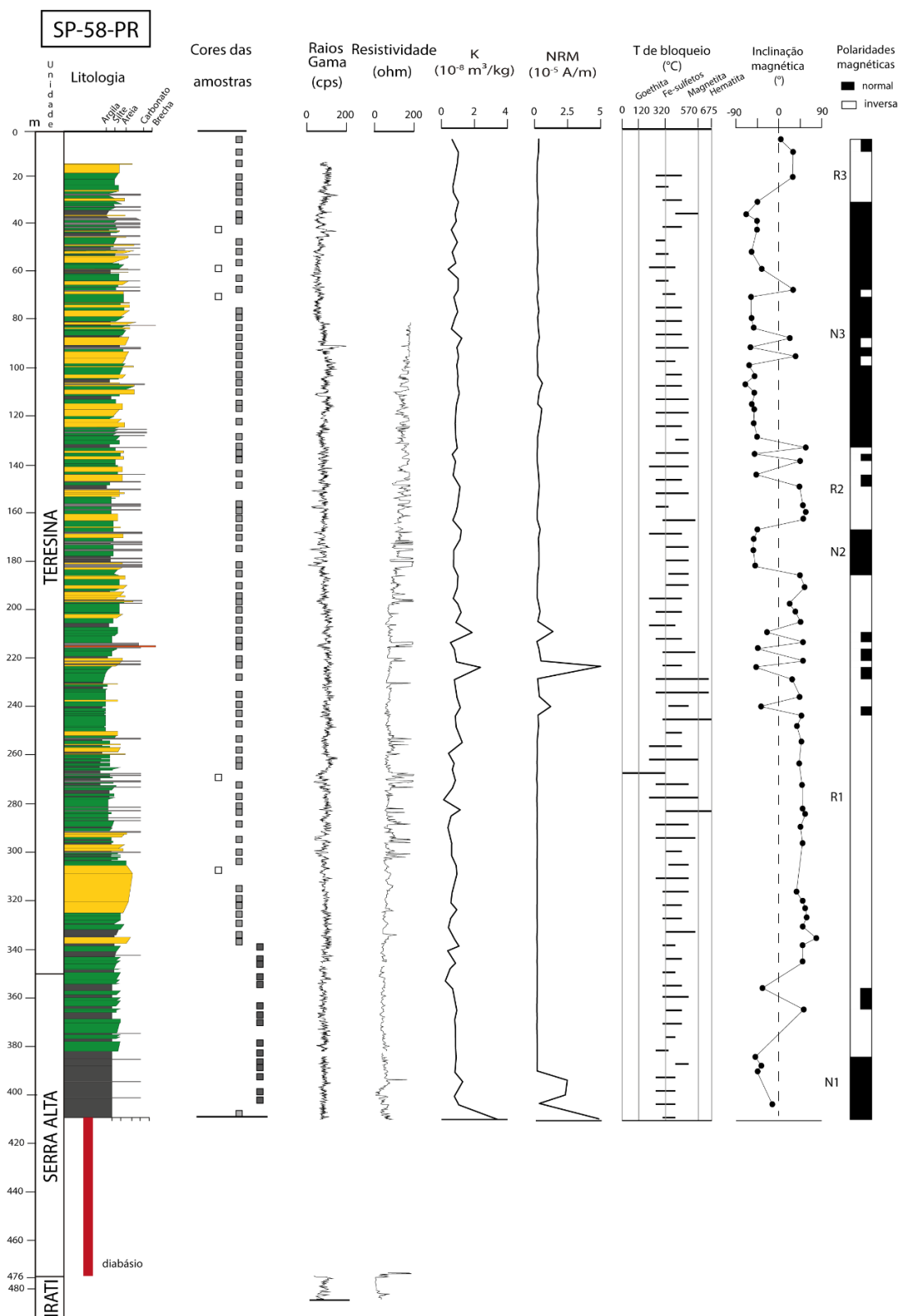


Figura 33 – Magnetozonas de SP-58-PR. Perfil litológico adaptado de NEREGATO (2007). Curvas de raios gama e resistividade da sondagem original (ABOARRAGE & LOPES, 1986). K = susceptibilidade magnética inicial; NRM = *natural remanent magnetization* inicial. Os retângulos incompletos indicam uma única amostra com polaridade normal ou inversa.

▪ *Paleopolos magnéticos*

Na sucessão SP-58-PR, o paleopolo com a inclinação não corrigida fornece uma idade entre 220 e 210 Ma, e aquele corrigido por $f = 0.7$ é o que mais se aproxima das curvas de migração aparente de TORSVIK et al. (2012).

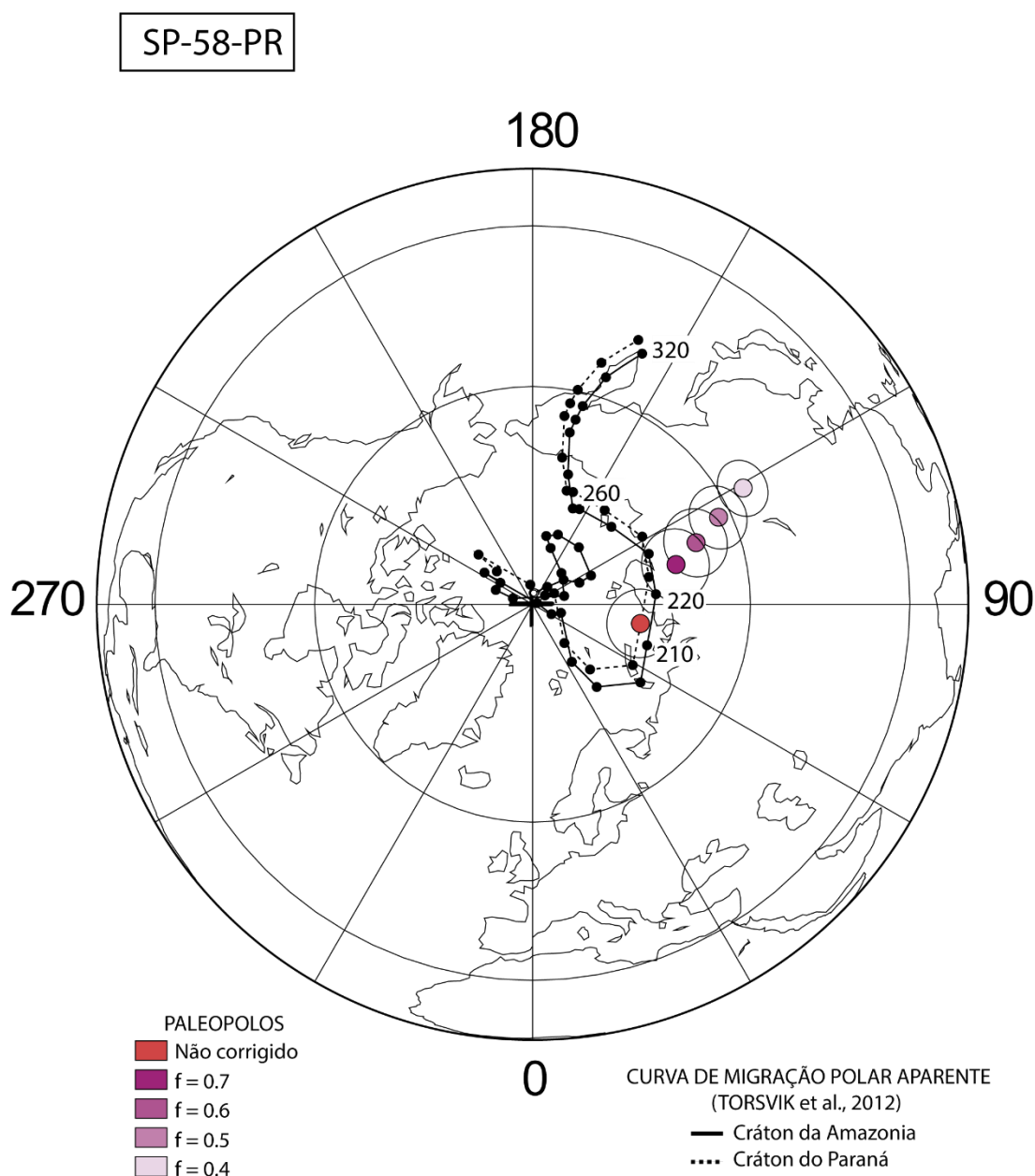


Figura 34 – Paleopolos de SP-23-PR em comparação com a curva de migração polar aparente. Os fatores f corrigem o valor da inclinação I_0 .

5.1.3 SP-23-PR

- *Desmagnetização térmica e por aplicação de campo alternado*

O testemunho SP-23-PR apresenta quatro tipologias de diagramas de Zijderveld em resposta à desmagnetização térmica (Figura 35) . No tipo 1 é identificada uma única componente ou duas de mesma polaridade. Esse grupo de amostras desmagnetiza completamente em 570°C, indicando magnetita como principal constituinte. Nos diagramas de susceptibilidade magnética *versus* temperatura não há evidências de remagnetizações ao longo da desmagnetização térmica.

O tipo 2 apresenta duas componentes com polaridades distintas. A componente primária é ancorada à origem e possui temperaturas de bloqueio intermediárias a altas (de 320°C a 675°C). A componente secundária é isolada em baixas temperaturas. Nem sempre ocorre desmagnetização completa em 675°C, como é o caso do exemplo SP-23_133.90.

O tipo 3 possui três componentes com diferentes polaridades: duas secundárias, com temperaturas de até 450°C, e uma primária, ancorada a origem, que é isolada até os 570°C (quando possível).

No tipo 4 são identificadas duas componentes, sendo a característica ancorada à origem e reconhecível até 450°C. Acima dessa temperatura ocorre um aumento importante nos valores de susceptibilidade magnética.

Na desmagnetização por campo alternado (Figura 36) amostras do tipo 1 (com hematita) e do tipo 3 respondem bem à desmagnetização. A amostra do tipo 3 é quase completamente desmagnetizada no campo de 0,4 T, sugerindo a presença de pirrotita.

DESMAGNETIZAÇÃO TÉRMICA DE SP-23-PR

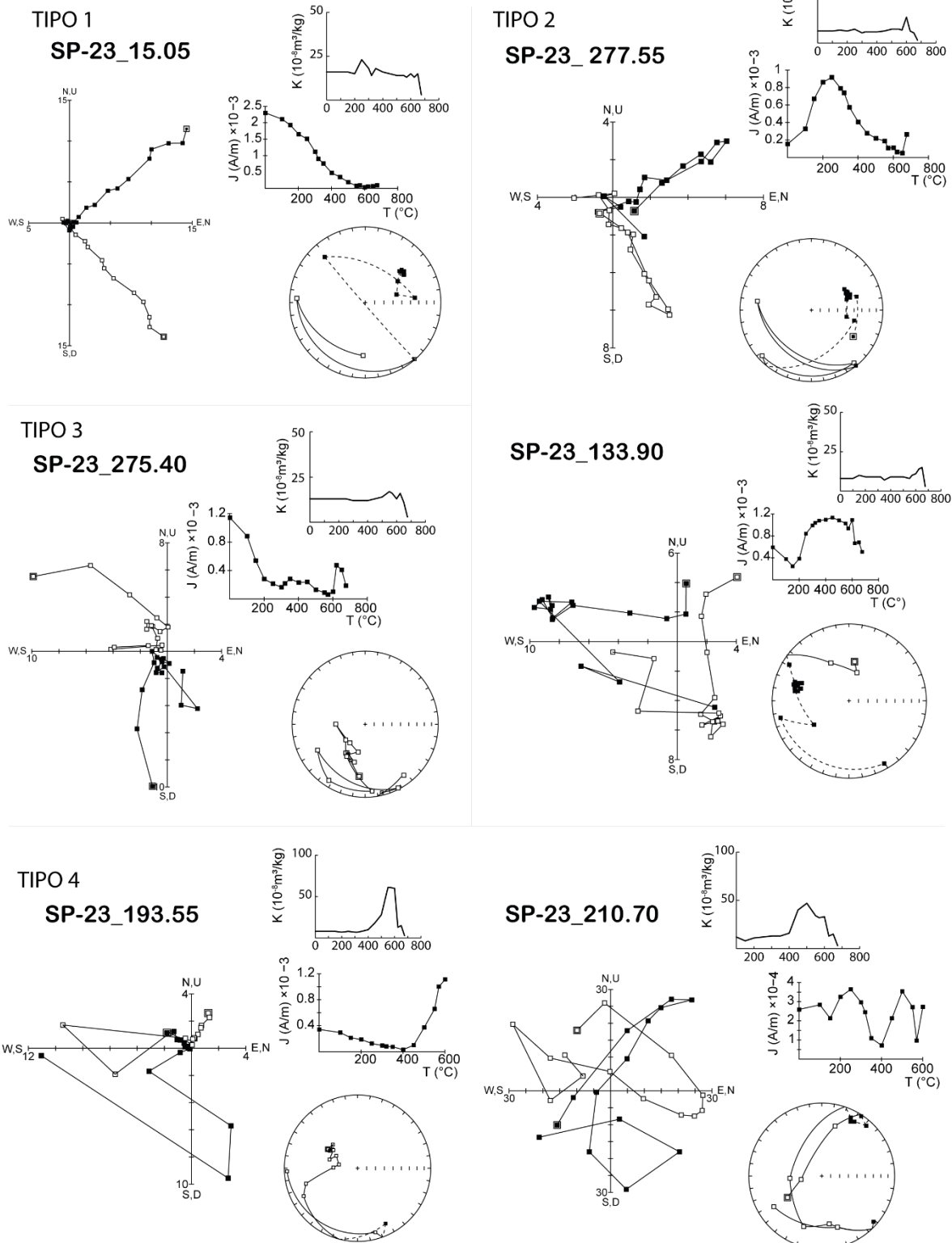
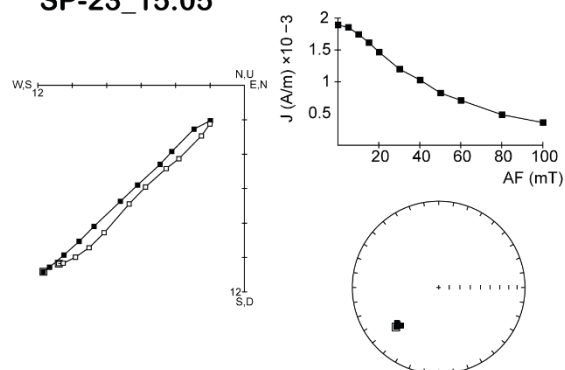


Figura 35 – Desmagnetização térmica de SP-23-PR.

DESMAGNETIZAÇÃO POR CAMPO ALTERNADO DE SP-23-PR

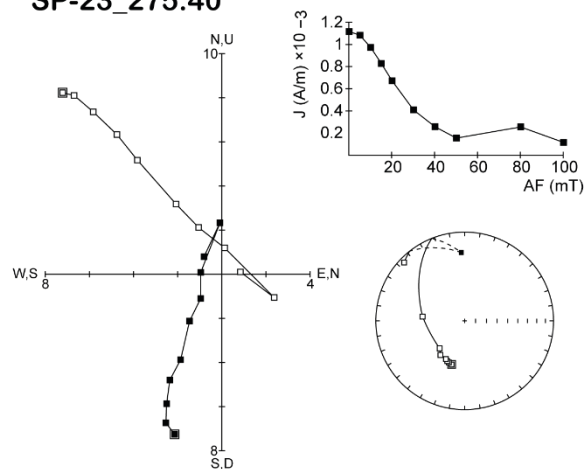
TIPO 1

SP-23_15.05



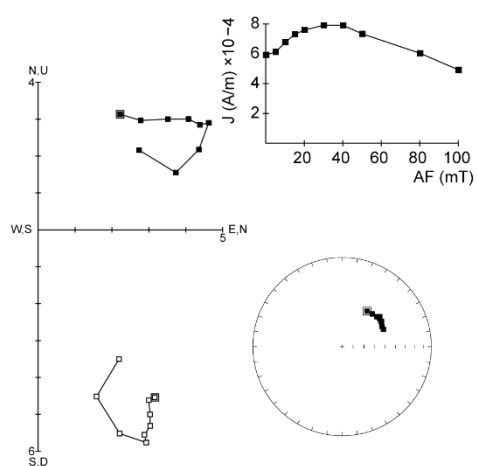
TIPO 3

SP-23_275.40



TIPO 2

SP-23_277.55



TIPO 4

SP-23_210.70

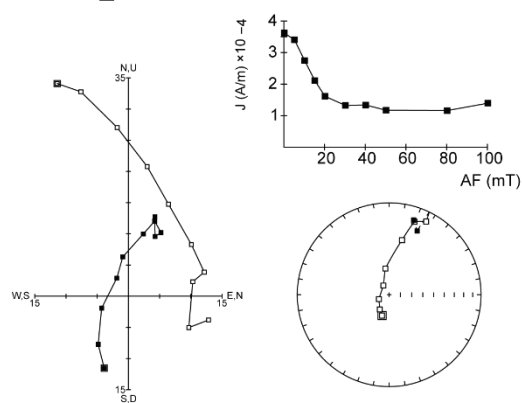


Figura 36 – Desmagnetização por campo alternado de SP-23-PR.

■ Mineralogia magnética

Análises complementares de mineralogia magnética em SP-23-PR incluem a aquisição de curvas de histerese e de MRI nas tipologias 1, 2 e 3 de diagramas de Zijdeveld; e o teste de Lowrie nos tipos 1, 2 e 4 (Figura 37).

PROPRIEDADES MAGNÉTICAS DO FURO SP-23-PR

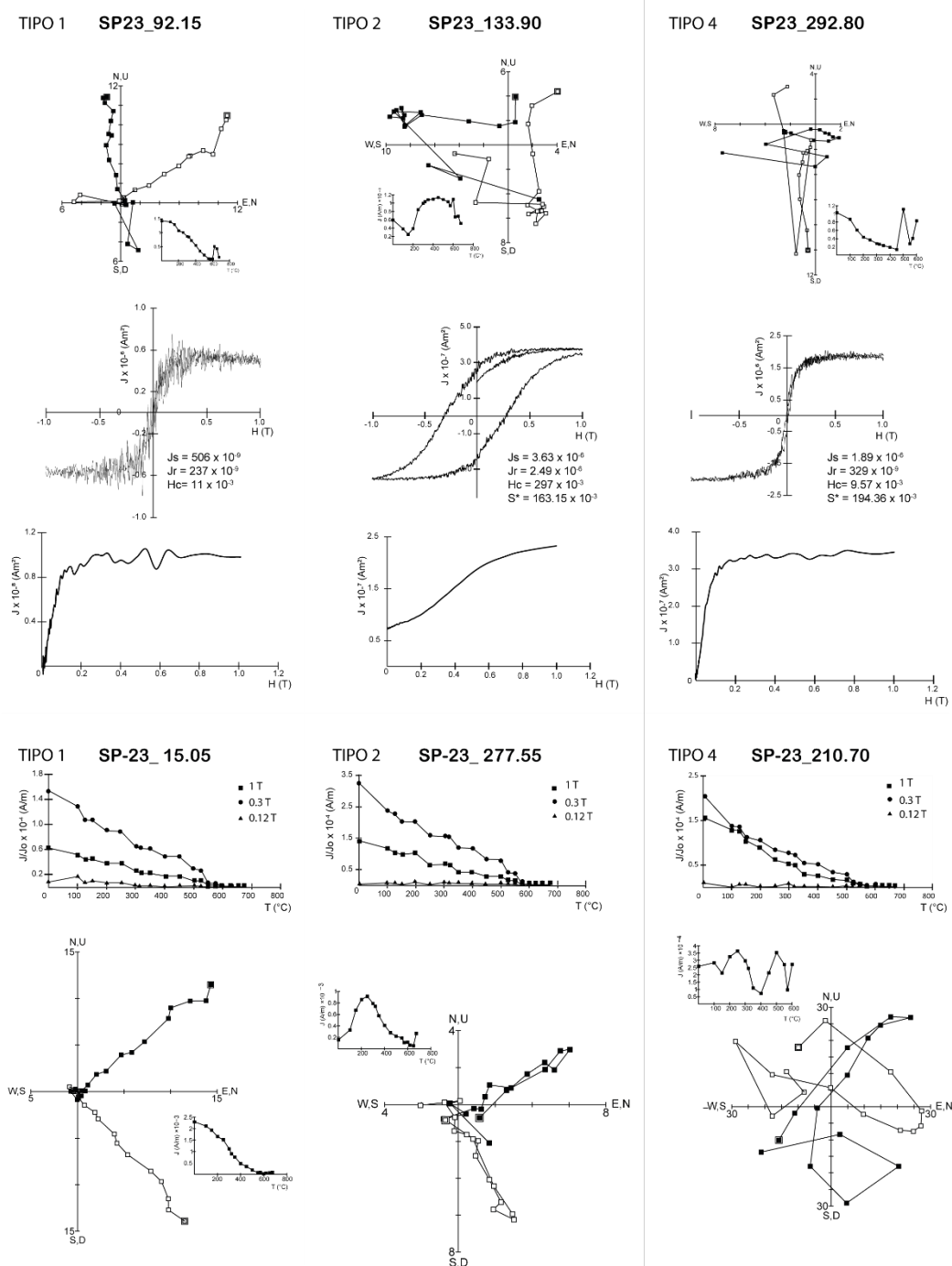


Figura 37 – Propriedades magnéticas de SP-23-PR.

▪ *Análise de componentes principais*

Em SP-23-PR, foram individualizadas três componentes de magnetização: A, B e C. A componente A, representante do campo atual, foi identificada em 53 amostras sem estar ancorada à origem. Ocorre como única componente, ou associada às componentes B e C, e possui temperaturas de bloqueio entre 200°C e 250°C. Dentre as 53 amostras, 12 com polaridade inversa foram consideradas reviradas e corrigidas assim como em FP-12-SP e SP-58-PR. Pela estatística de ARASON & LEVI (2010), obteve-se o valor de inclinação média $I = -41,43^\circ$, e de latitude $\lambda = -23,7^\circ$, coerente com a latitude da perfuração de $-23,8^\circ$.

A componente B foi identificada em 2 amostras não ancoradas e associadas a componente A, com temperaturas de bloqueio entre 320°C e 500°C.

A componente C foi isolada em 52 amostras ancoradas à origem e associadas à componente A. As temperaturas de bloqueio variam entre 320°C e 675°C. De 52 amostras, 47 possuem polaridade normal ($D = 359,9^\circ$; $I = -48,9^\circ$; $a95 = 7^\circ$; $k = 9,9$) e 5, polaridade inversa ($D = 176,9^\circ$; $I = -48,9^\circ$; $a95 = 65,6^\circ$; $k = 1,9$) (Figura 38).

A componente C foi interpretada como característica e utilizada para estabelecer a magnetoestratigrafia de SP-23-PR. A diferença entre os valores médios das polaridades normais e inversas da componente C é de $176,4^\circ$, valor mais próximo de 180° dentre os três testemunhos analisados.

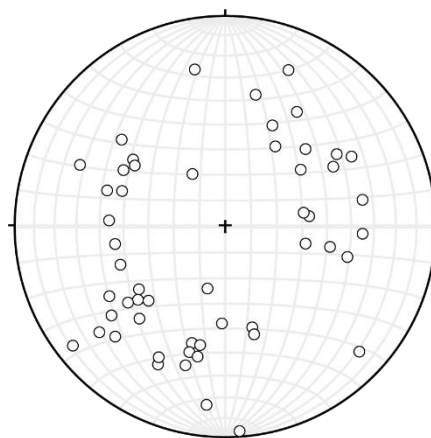
Os valores médios de cada uma das componentes estão representados na tabela a seguir Tabela 12 – Tabela 12).

Tabela 12 – Valores médios de declinação (D), inclinação (I), a95 e k para as componentes A, B e C de SP-23-PR (KIRSCHVINK, 1980). C_N corresponde às componentes normais e C_R às componentes inversas. Estatística da componente A a partir do método de ARASON & LEVI (2010) para inclinações. Componentes C rotacionadas conforme a componente A. Componente B não representada.

SP-23-PR					
Componente	N	D (°)	I (°)	a95 (°)	k
A	53	-	-41,43	4,57	19,32
CN(-)	47	359,9	-48,9	7	9,9
CR(+)	5	176,9	41,7	65,6	1,9
C (todas)	52	0,2	-49,5	11,5	4

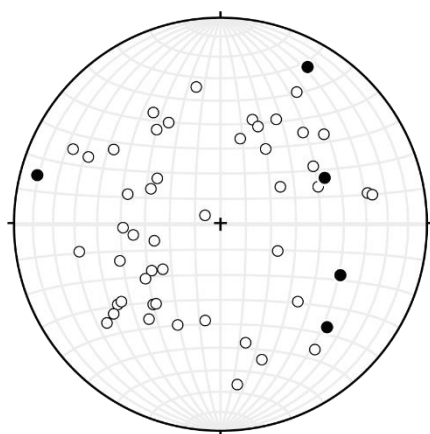
SP-23-PR

Componente A



$n(-) = 53$
 $I = -41,43^\circ$
 $a95 = 4,57^\circ$
 $k = 19,32$

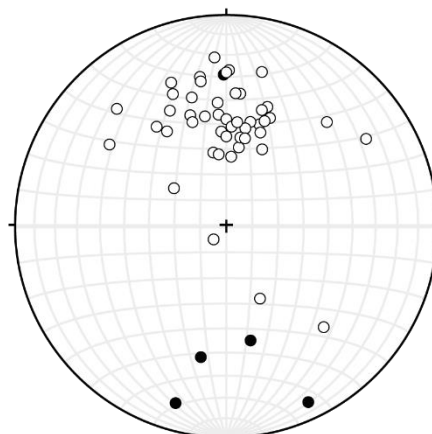
Componente C



$n(+) = 5$
 $D = 72,8^\circ$
 $I = 53,5^\circ$
 $k = 1,4$

$n(-) = 47$
 $D = 275,3^\circ$
 $I = -79,8^\circ$
 $a95 = 14,1^\circ$
 $k = 17,7$

Componente C rotacionada



$n(+) = 5$
 $D = 176,9^\circ$
 $I = 41,7^\circ$
 $a95 = 65,6^\circ$
 $k = 1,9$

$n(-) = 47$
 $D = 359^\circ$
 $I = -48,9^\circ$
 $a95 = 7^\circ$
 $k = 9,9$

Figura 38 –Estereogramas com valores de declinação e inclinação de SP-23-PR. Componente C rotacionada pela componente A. Componente B não representada.

- *Magnetozonas*

No testemunho SP-23-PR, foram estabelecidas duas amplas magnetozonas normais (N2 e N3) e uma magnetozona inversa (R2) (Figura 39). Para cada magnetozona foram consideradas duas ou mais amostras consecutivas de mesma polaridade, assim como nos outros testemunhos.

A susceptibilidade inicial é da ordem de 10^{-8} m³/kg, e a MRN, da ordem de 10^{-5} A/m. Os picos de ambas podem coincidir e estão associados a litologias carbonáticas. Na sucessão, predomina a faixa de temperaturas correspondentes a Fe-sulfetos (320°C) e magnetita (575°C). As temperaturas de bloqueio não atingem os valores da hematita (675°C).

A principal cor de amostras é cinza-claro (75%), presente na porção intermediária e inferior da Formação Rio do Rasto e na Formação Teresina. A porção superior da Formação Rio do Rasto tem cor cinza-escura (15%). As cores amarela e roxa ocorrem subordinadas (5%).

SP-23-PR

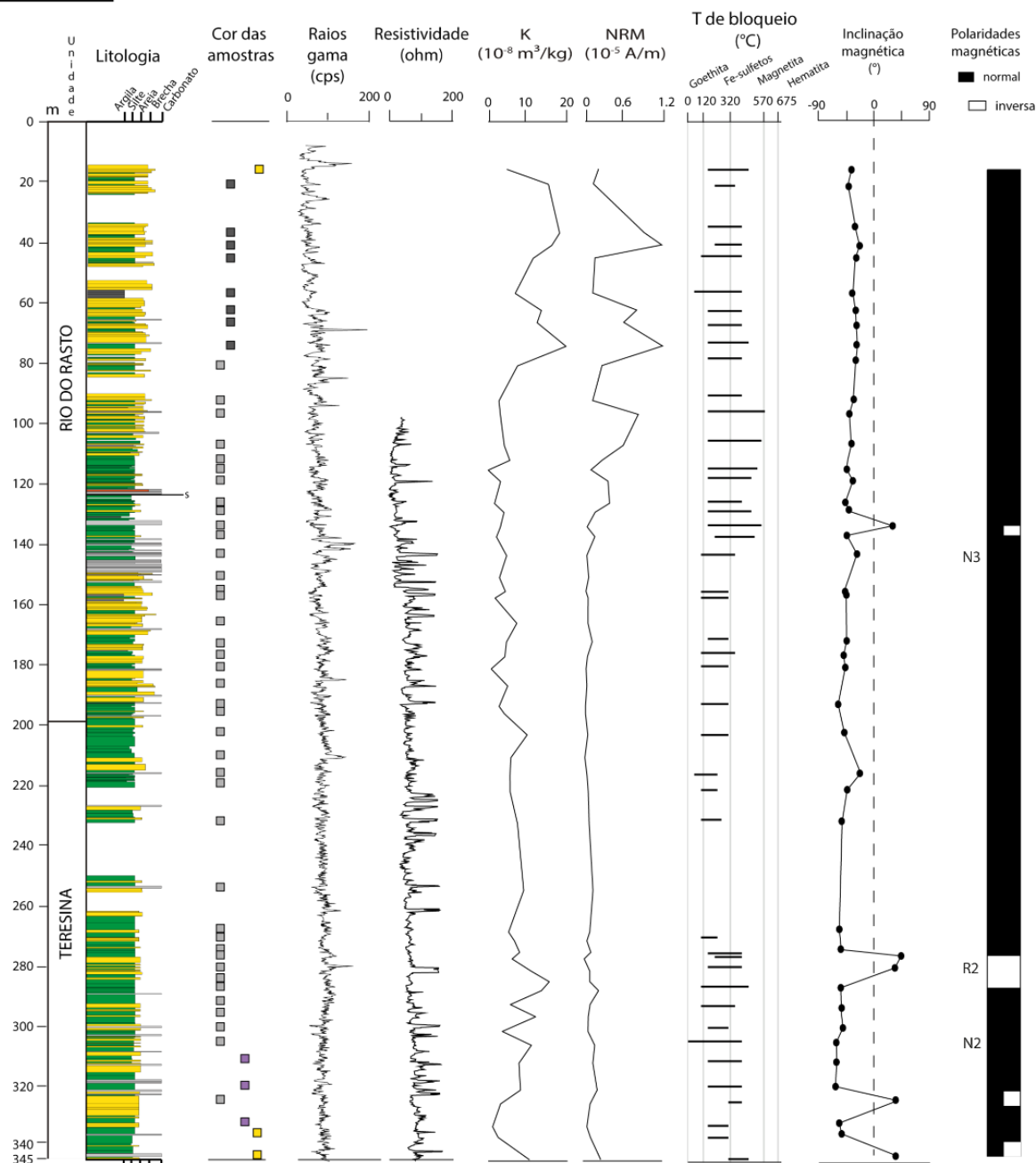


Figura 39 – Magnetozoneas de SP-23-PR. Perfil litológico adaptado de NEREGATO (2007). Curvas de raios gama e resistividade da sondagem original (ABOARRAGE & LOPES, 1986). K = susceptibilidade magnética inicial; NRM = *natural remanent magnetization* inicial. Os retângulos incompletos indicam uma única amostra com polaridade normal ou inversa.

▪ *Paleopolos magnéticos*

Em SP-23-PR, o paleopolo não corrigido pelo fator de inclinação está próximo ao paleopolo de 0Ma em comparação às curvas de migração de referência de TORSVIK et al. (2012) (Figura 40). O polo corrigido por $f = 0.6$ é concordante com a idade de 250 Ma.

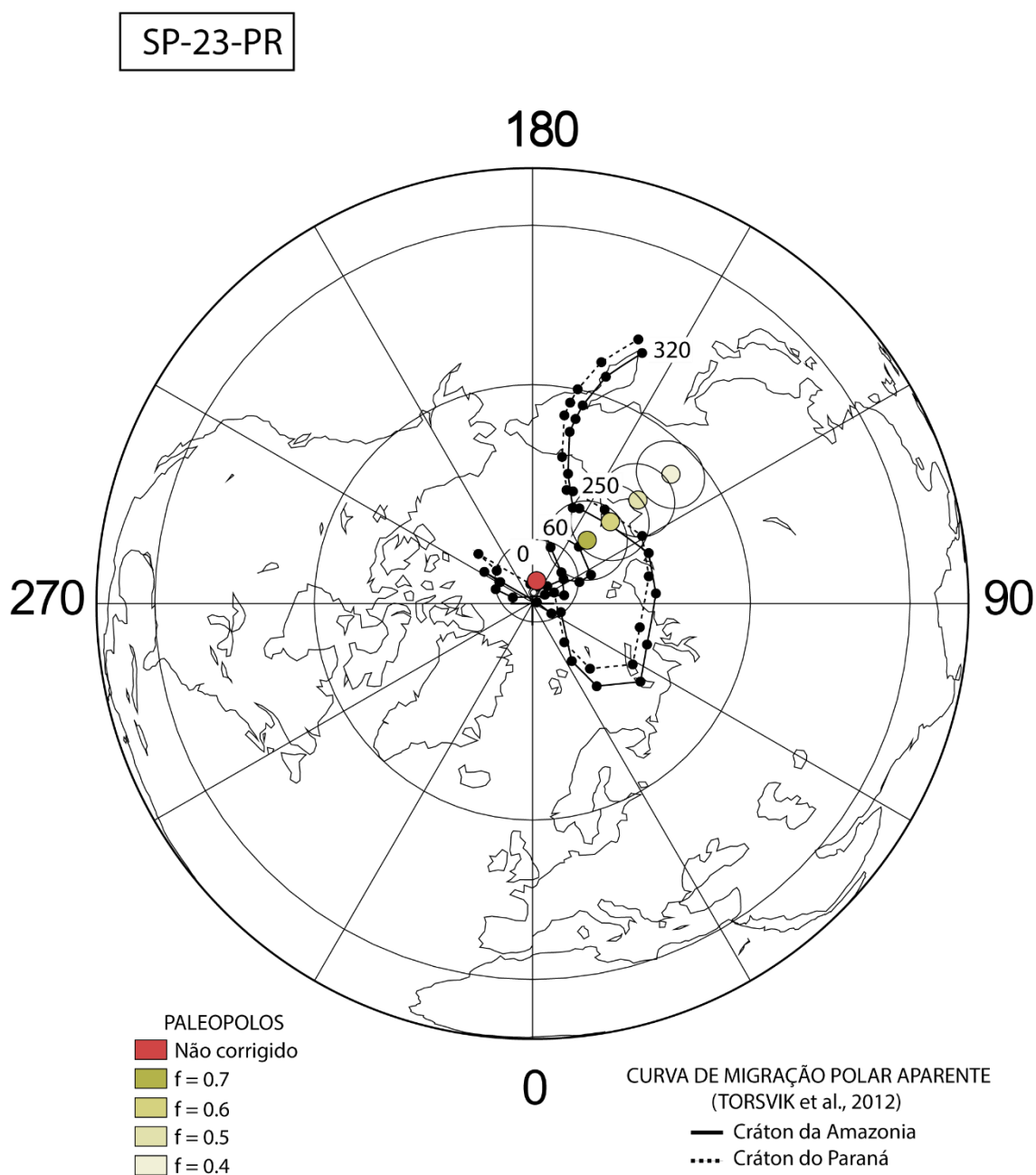


Figura 40 – Paleopolos de SP-23-PR em comparação com a curva de migração polar aparente. Os fatores f corrigem o valor da inclinação I_0 .

5.2 Afloramentos

5.2.1 PI (A, B e C)

▪ Desmagnetização térmica

A desmagnetização térmica da seção PI resultou em três tipos de diagramas Zijderveld, de acordo com a classificação proposta para os testemunhos (Figura 41).

O tipo 1 possui uma ou duas componentes de mesma polaridade, com temperaturas de bloqueio entre 570° C (magnetita) ou 675°C (hematita). O tipo 2 apresenta duas componentes com polaridades distintas, a primária isolada acima de 320° C e ancorada à origem. No tipo 4 ocorre aumento de susceptibilidade magnética acompanhado de aumento de intensidade a partir de 450°C, de modo que nem sempre é possível isolar uma componente primária nessas amostras.

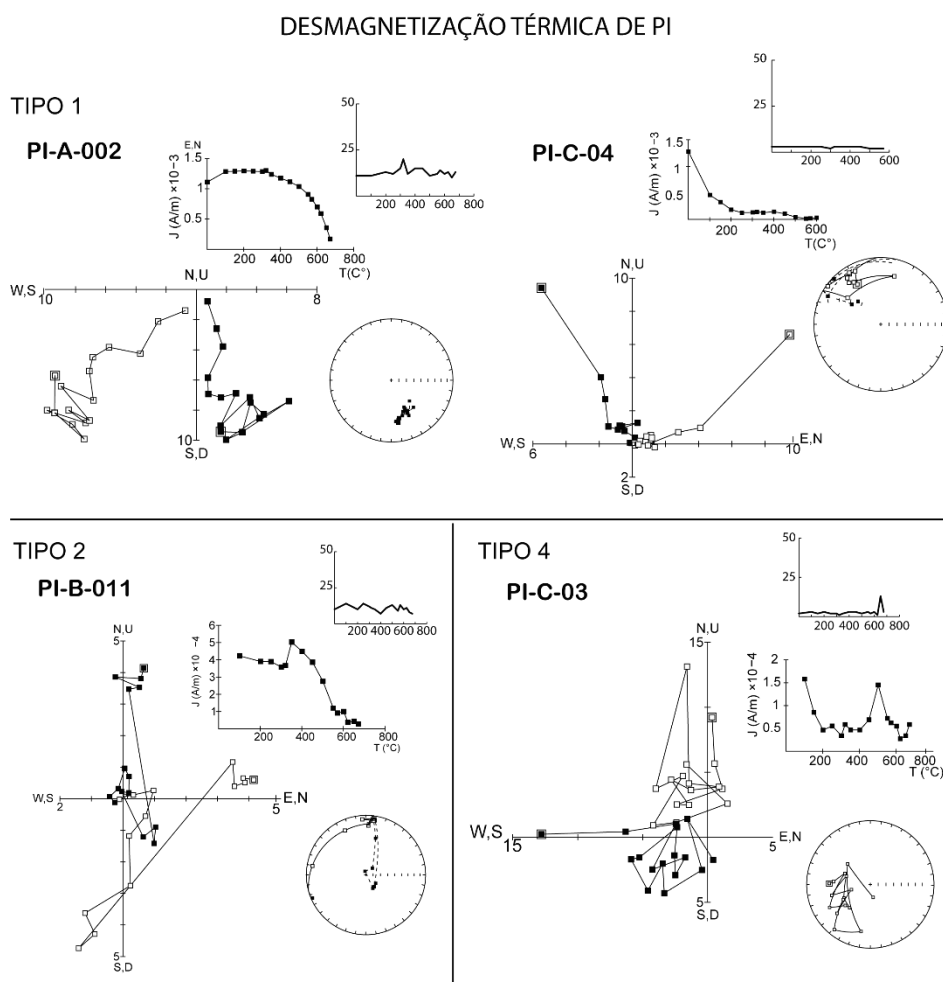


Figura 41 – Desmagnetização térmica de PI.

▪ *Paleopolos magnéticos*

Na comparação com as curvas de referência de TORSVIK et al. (2012), o paleopolo não corrigido pelo fator de inclinação indica uma idade aproximada 160 Ma. Os fatores de correção $f = 0.5$ e $f = 0.6$ coincidem com as idades entre 250Ma e 280 Ma, respectivamente (Figura 42).

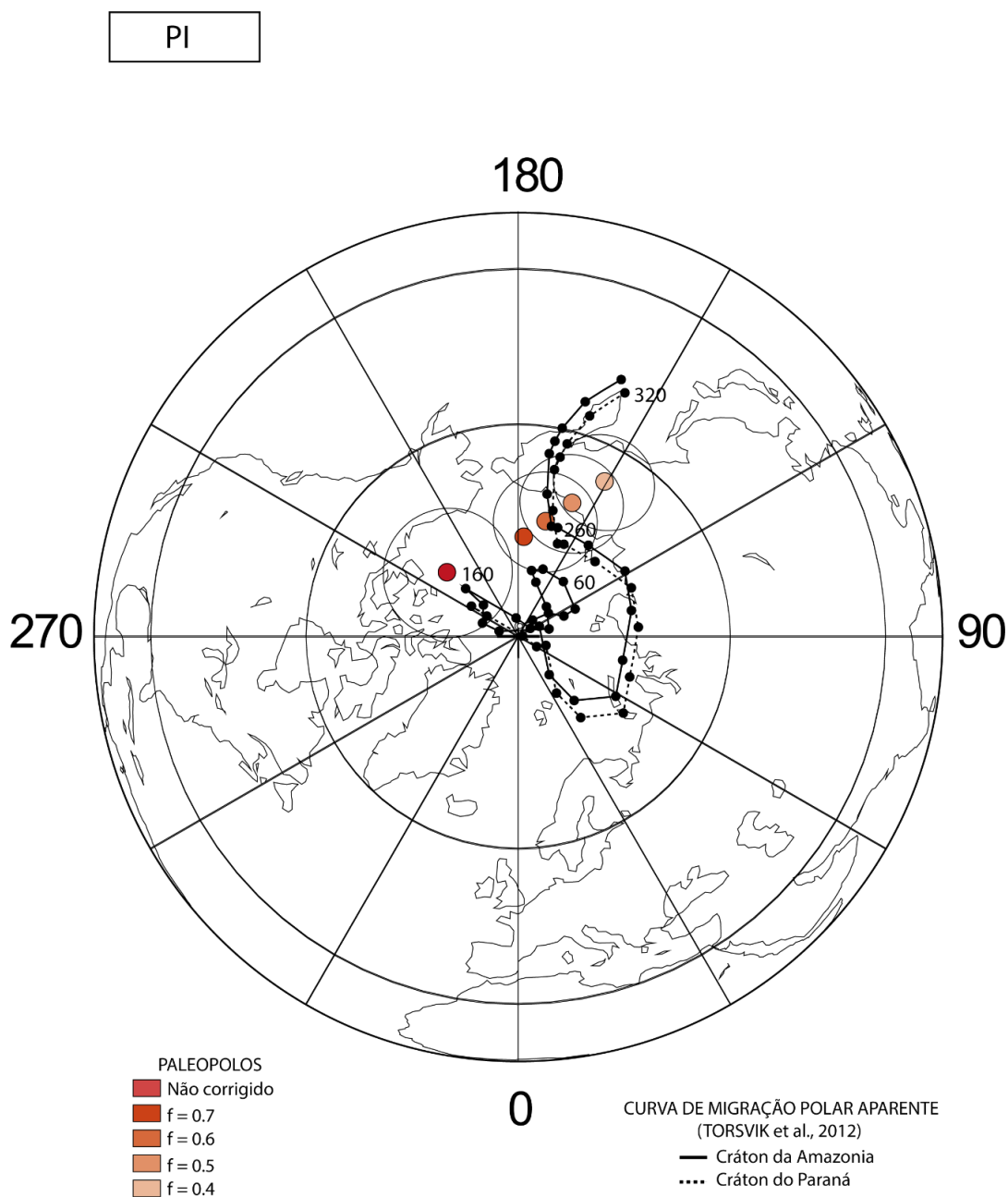


Figura 42 – Paleopolos de PI (A, B e C) em comparação com a curva de migração polar aparente.

5.2.2. RIO

▪ *Desmagnetização térmica*

Todas as amostras da seção RIO desmagnetizam conforme o tipo 1 de diagramas de Zijderveld proposto para os testemunhos (Figura 43). O tipo 1 possui componente única ou duas componentes de mesma polaridade. Nos dois exemplos apresentados, a desmagnetização não é completa em 675°C.

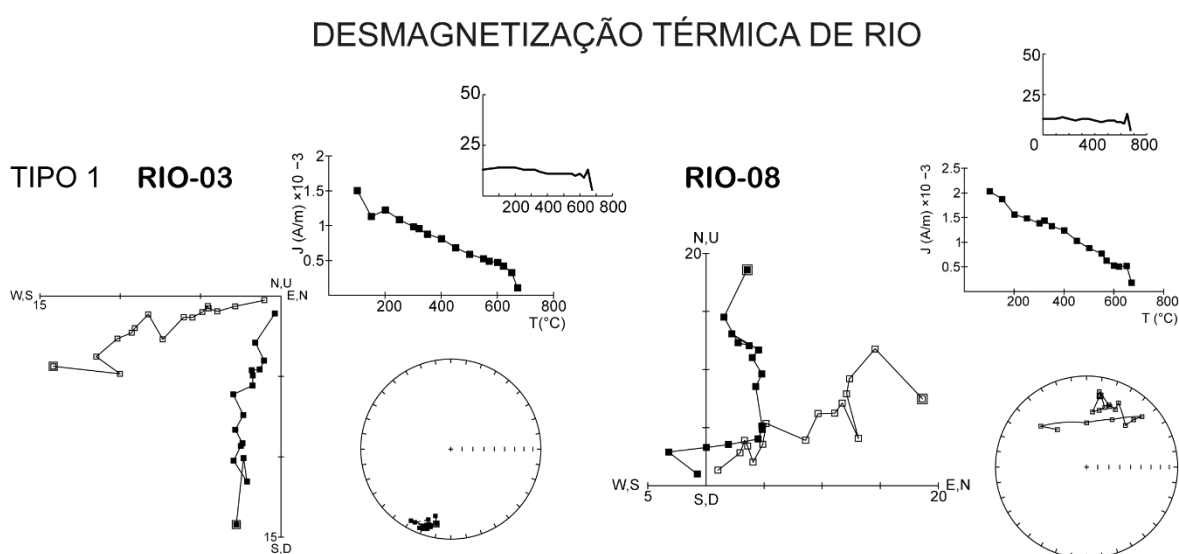


Figura 43 – Desmagnetização térmica de RIO.

▪ *Paleopolos magnéticos*

Na seção RIO, nenhum dos polos calculados coincide com a curva de migração aparente (Figura 44). Destaca-se que o erro associado (representado pelos círculos vazios) é muito grande.

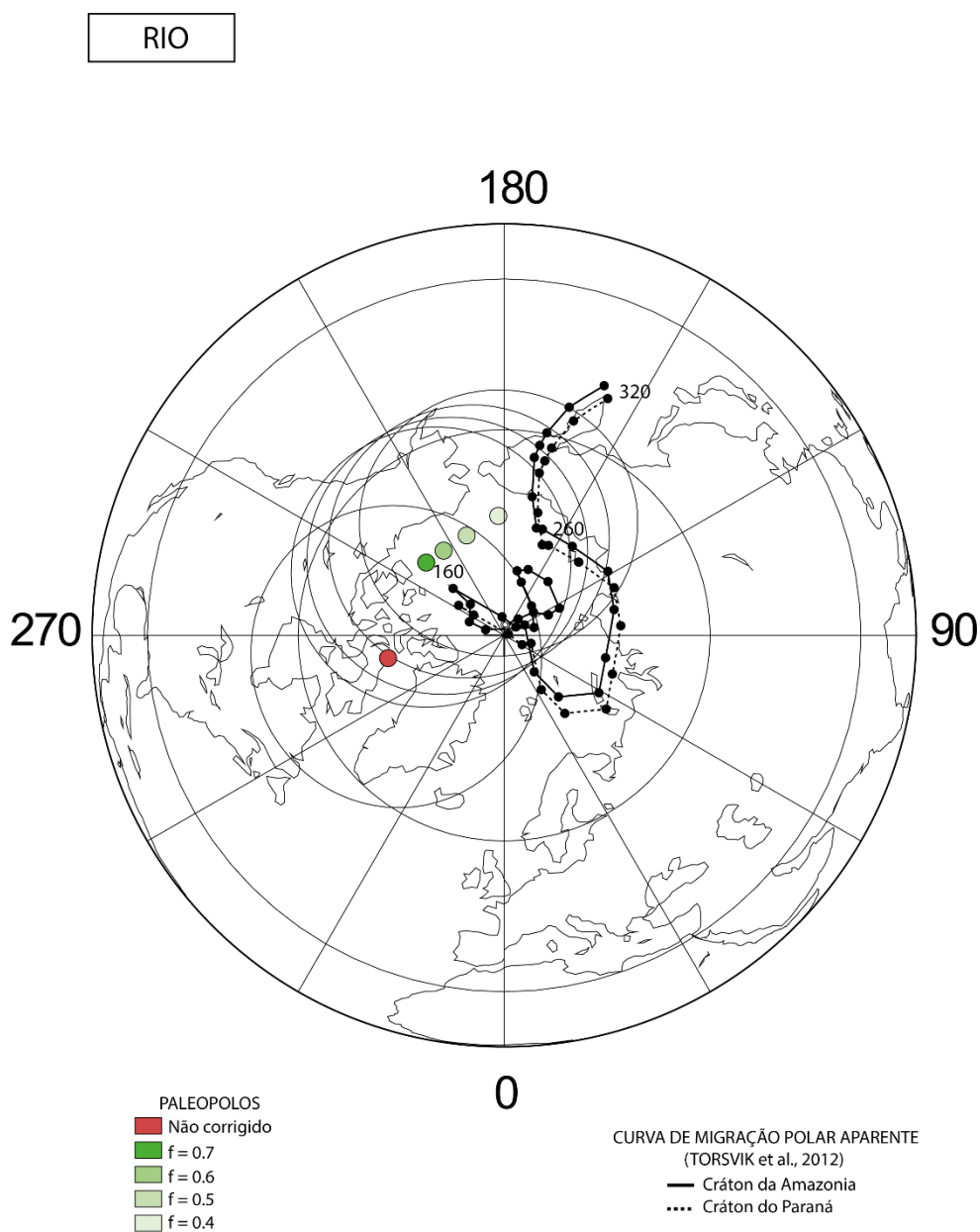


Figura 44 – Paleopolos de RIO em comparação com a curva de migração polar aparente.

6 MAGNETOESTRATIGRAFIA DO GRUPO PASSA DOIS E FORMAÇÃO PIRAMBOIA NA PORÇÃO NORDESTE DA BACIA DO PARANÁ

Magnetozoneas encontradas em três testemunhos de sondagem na porção nordeste da Bacia do Paraná foram comparadas a duas escalas de polaridades magnéticas do Permiano (HOUNSLOW & BALABANOV, 2016; OGG et al. 2016) para construir a magnetoestratigrafia das unidades.

6.1 FP-12-SP

A sucessão FP-12-SP abrange 9 magnetozoneas de polaridade normal (N1 a N9) e 8 magnetozoneas de polaridade inversa (R1 a R8) (Figura 45 —). As formações Irati e Serra Alta e a porção basal da Formação Corumbataí estão contidas no intervalo da Superchron Reversa de Kiaman (R1). No terço inferior da Formação Corumbataí, estão registradas as primeiras inversões pós-Kiaman (ou o início da Superchron de Illawarra) (N1 a N3, R2 e R3). Esse intervalo corresponde à magnetozona Word-N (OGG et al., 2016) e GU1 (HOUNSLOW & BALABANOV, 2016), tendo se iniciado em ca. 267 Ma e 266 Ma, respectivamente.

As magnetozoneas normais N4 e N5 são correlacionadas à Capit-N (OGG et al., 2016) e ao topo de GU3 (HOUNSLOW & BALABANOV, 2016), de modo que a porção intermediária da Formação Corumbataí deve ser mais velha que 260 Ma.

O topo de N7 é correlato ao topo de LP1 (HOUNSLOW & BALABANOV, 2016). Logo acima de N7 na Formação Corumbataí, 34 metros abaixo da “Camada Porangaba”, zircões vulcânicos foram datados radiometricamente em $257,2 \pm 2$ Ma (FERNANDES, 2007).

A base de N8 é correlata a Chang-N (OGG et al., 2016) e a LP2 (HOUNSLOW & BALABANOV, 2016). Faltam evidências para correlacionar o topo de N8 às escalas de referência. No entanto destaca-se a datação radiométrica de zircões detríticos em 253 ± 3 Ma na unidade “Porangaba” (TOHVER et al., 2018),

A magnetozona N9 da Formação Piramboia foi correlacionada a nenhuma magnetozona de referência.

MAGNETOESTRATIGRAFIA DE FP-12-SP

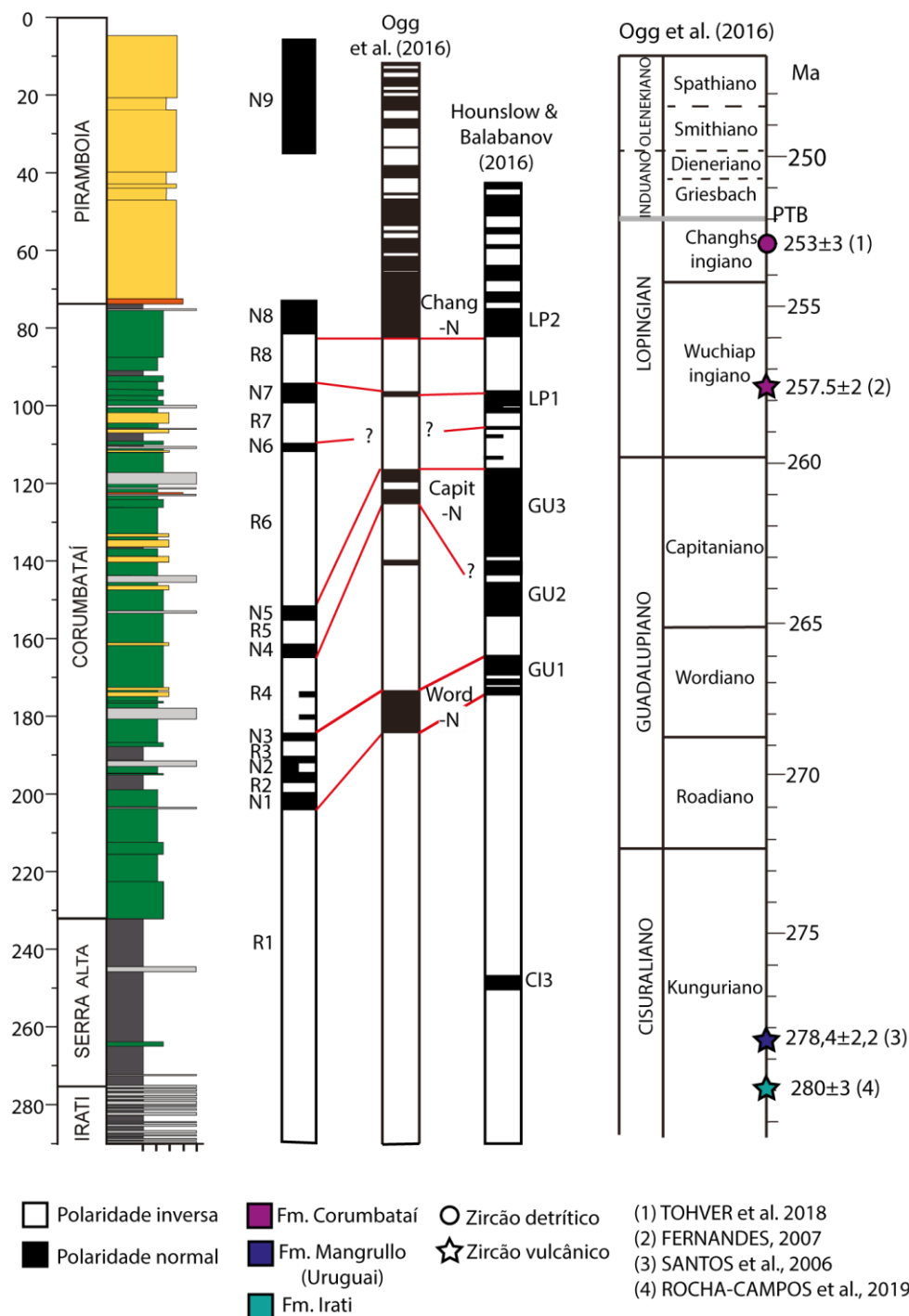


Figura 45 – Magnetoestratigrafia de FP-12-SP. A escala de polaridades magnéticas do presente estudo corresponde à espessura da sucessão (m), enquanto as escalas de referência equivalem ao tempo (Ma). Retângulos incompletos indicam que apenas uma amostra tem polaridade diferente das demais.

6.2 SP-23-PR e SP-58-PR

As sucessões SP-23-PR e SP-58-PR são complementares e distam apenas 4 km entre si, por esse motivo serão apresentadas conjuntamente.

Em SP-58-PR, ocorrem três magnetozonas normais (N1 a N3) e três magnetozonas inversas (R1 a R3). Em SP-23-PR, há duas magnetozonas normais (N2 e N3) e uma magnetozona inversa (R2) (Figura 46 e Figura 47). Em SP-58-PR, a Formação Serra Alta está posicionada em uma magnetozona normal (N1), diferente do que foi encontrado em FP-12-SP, porém em concordância com a escala de HOUNSLOW & BALABANOV (2016), que atesta pela existência de um pequeno intervalo de polaridade normal dentro da Superchron de Kiaman (CI3) em ca. 275,5 Ma. É possível, no entanto, que isso se deva à uma remagnetização pela intrusão de um corpo diabásico posicionado entre as formações Irati e Serra Alta.

- Proposta de correlação 1: Formação Teresina até o Wuchiapingiano

Em uma primeira proposta de correlação entre os testemunhos SP-23-PR e SP-58-PR e as escalas de polaridade magnética de referência, a base da Formação Serra Alta é certamente mais jovem que $278,4 \pm 2,2$ Ma, idade radiométrica de zircões vulcânicos obtida para a Formação Irati (SANTOS et al., 2006), e a Formação Teresina ultrapassa o limite do Capitaniano (ca. 260 Ma). Isso fornece um intervalo de no mínimo 18 Ma para a deposição dos 476 metros das duas unidades em SP-58-PR, a uma taxa de sedimentação de cerca de 26,5 m/Ma.

A magnetozona N2, presente em ambas as sucessões, corresponde à porção superior de GU1 (HOUNSLOW & BALABANOV, 2016) e de Word-N (OGG et al., 2016). As quatro amostras de polaridade normal isoladas abaixo de N2 poderiam corresponder à porção inferior de GU1, no entanto é preciso ter no mínimo duas amostras consecutivas para estabelecer com segurança uma magnetozona.

A magnetozona R2 de ambos os testemunhos corresponde ao intervalo de polaridade inversa entre o Wordiano e o Capitaniano. Acima de R2, N3 correlaciona-se a GU2 e GU3 (HOUNSLOW & BALABANOV, 2016). As amostras únicas com polaridade inversa da Formação Teresina poderiam ser correlacionadas os pequenos intervalos registrados em GU2 e GU3.

A magnetozone R3, encontrada somente em SP-58-PR, é correlacionada ao início do intervalo polaridade inversa entre que se estende entre o Capitaniano e o Wuchiapingiano. A ausência de uma magnetozone reversa R3 marcando a porção superior da Formação Teresina em SP-23-PR pode ser explicada de duas maneiras: (1) existe um hiato entre a Formação Teresina e a Formação Rio do Rasto, que teria suprimido a magnetozone inversa (2) a Formação Rio do Rasto, rica em sulfetos de ferro, sofreu remagnetização por aumento de temperatura das suas frações mineralógicas menos coercitivas (*e.g.* pirrotita). Destaca-se que não há evidências na literatura da existência dessa descontinuidade, e para maiores esclarecimentos novas análises se fazem necessárias.

O principal problema em considerar a deposição da Formação Teresina até o Capitaniano (ca. 260 Ma), é que uma ocorrência de *Huabiella compressa* na Formação Gai-As (Namíbia) (DAVID et al., 2011) (bivalve da assembleia *Leinzia similis* do Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto) foi datada radiometricamente como mais velha que $265,5 \pm 2,2$ Ma (STOLLHOFEN et al., 2000). Não há ocorrências dessa assembleia descritas na Formação Teresina até o presente momento.

- Proposta de correlação 2: Formação Teresina até o Capitaniano.

Na segunda proposta de correlação, toda a sucessão pós-Serra Alta em SP-58-PR (N2 e N3) está posicionada na magnetozone Word-N (OGG et al., 2016) ou GU1 (HOUNSLOW & BALABANOV, 2016) (Figura 47), e a Formação Teresina seria, portanto, predominantemente wordiana (ca. 265 Ma). Considerando a Formação Serra Alta como mais jovem que $278,4 \pm 2,2$ Ma, isso fornece um intervalo de no mínimo 13 Ma para a deposição de 476 metros das duas unidades em SP-58-PR, a uma taxa de sedimentação de 36,5 m/Ma.

A magnetozone inversa R3, encontrada nas porções finais da Formação Teresina, corresponde ao início do Capitaniano. Assim como na primeira proposta, acima da Formação Teresina é esperada uma magnetozone de polaridade inversa que também não foi encontrada em SP-23-PR.

Nessa proposta a Formação Teresina corresponde à porção basal a intermediária da Formação Corumbataí. A correlação da Formação Rio do Rasto com a porção superior da Formação Corumbataí não é estabelecida.

MAGNETOESTRATIGRAFIA DE SP-23-PR E SP-58-PR: PROPOSTA 1

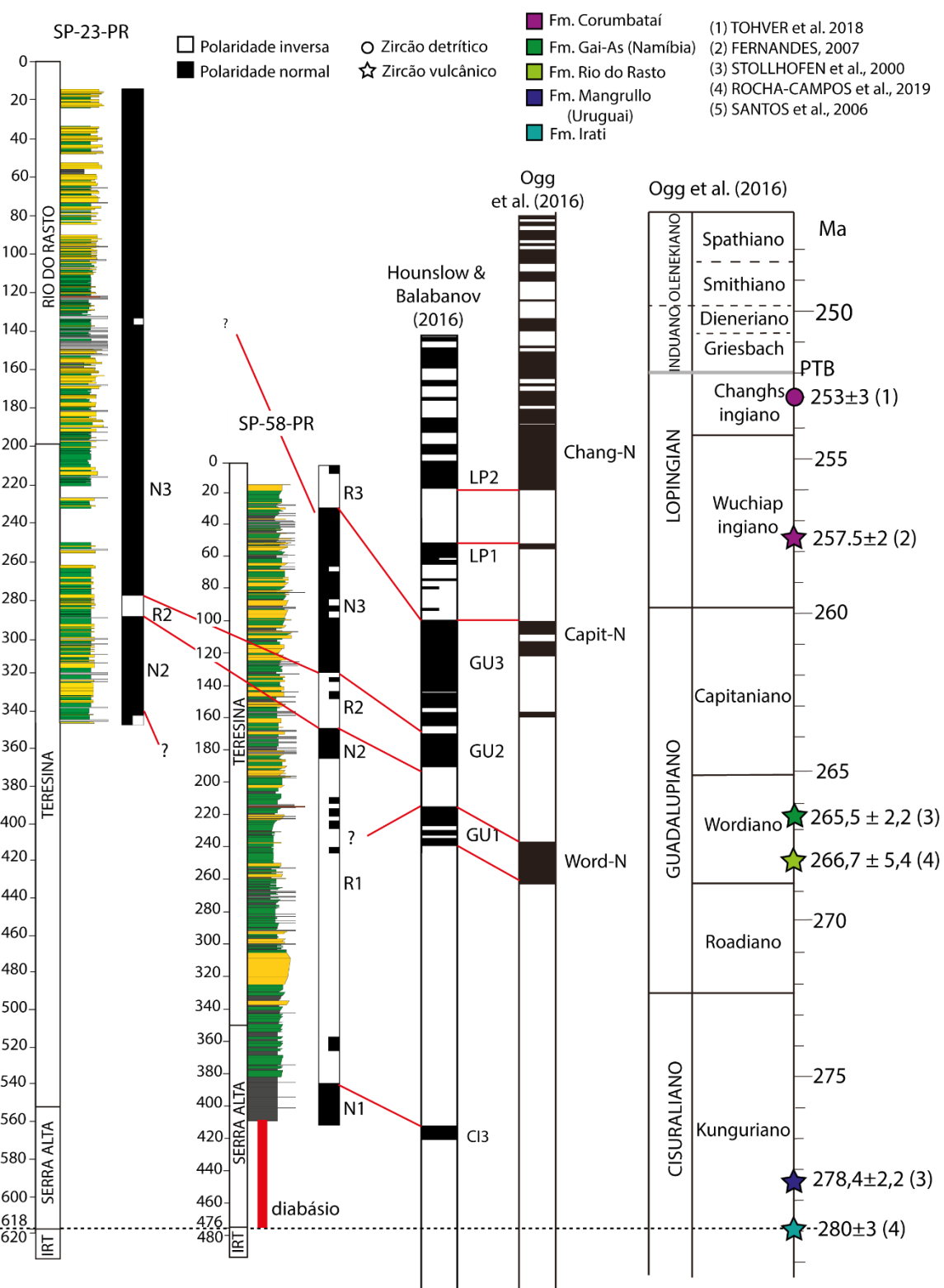


Figura 46 – Proposta 1 para a magnetoestratigrafia de SP-23-PR e SP-58-PR. A escala de polaridades magnéticas do presente estudo corresponde à espessura da sucessão (m), e as escalas de referência equivalem ao tempo (Ma).

MAGNETOESTRATIGRAFIA DE SP-23-PR E SP-58-PR: PROPOSTA 2

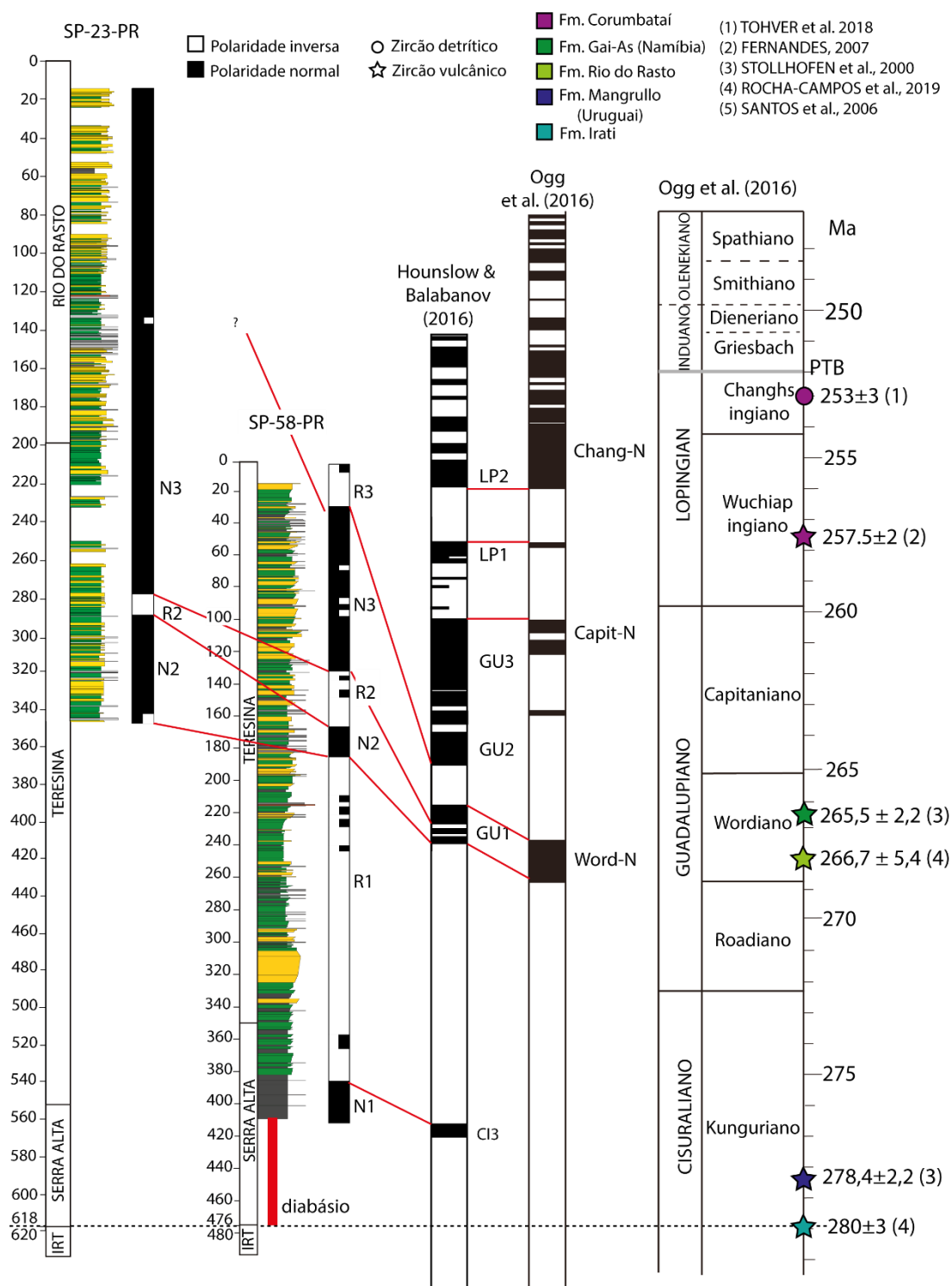


Figura 47 – Proposta 2 para a magnetoestratigrafia de SP-23-PR e SP-58-PR. A escala de polaridades magnéticas do presente estudo corresponde à espessura da sucessão (m), e as escalas de referência equivalem ao tempo (Ma).

A partir do sinal magnético de cada um dos testemunhos de sondagem e utilizando o topo da Formação Irati como *datum* estratigráfico, propõe-se a correlação entre eles (Figura 48). FP-12-SP, localizado na região mais marginal da bacia, representa uma seção condensada de SP-23-PR e SP-58-PR. Nele, foi possível estabelecer o limite entre a Superchron Reversa de Kiaman e a Superchron Mista de Illawarra a 76 m do topo da Formação Irati.

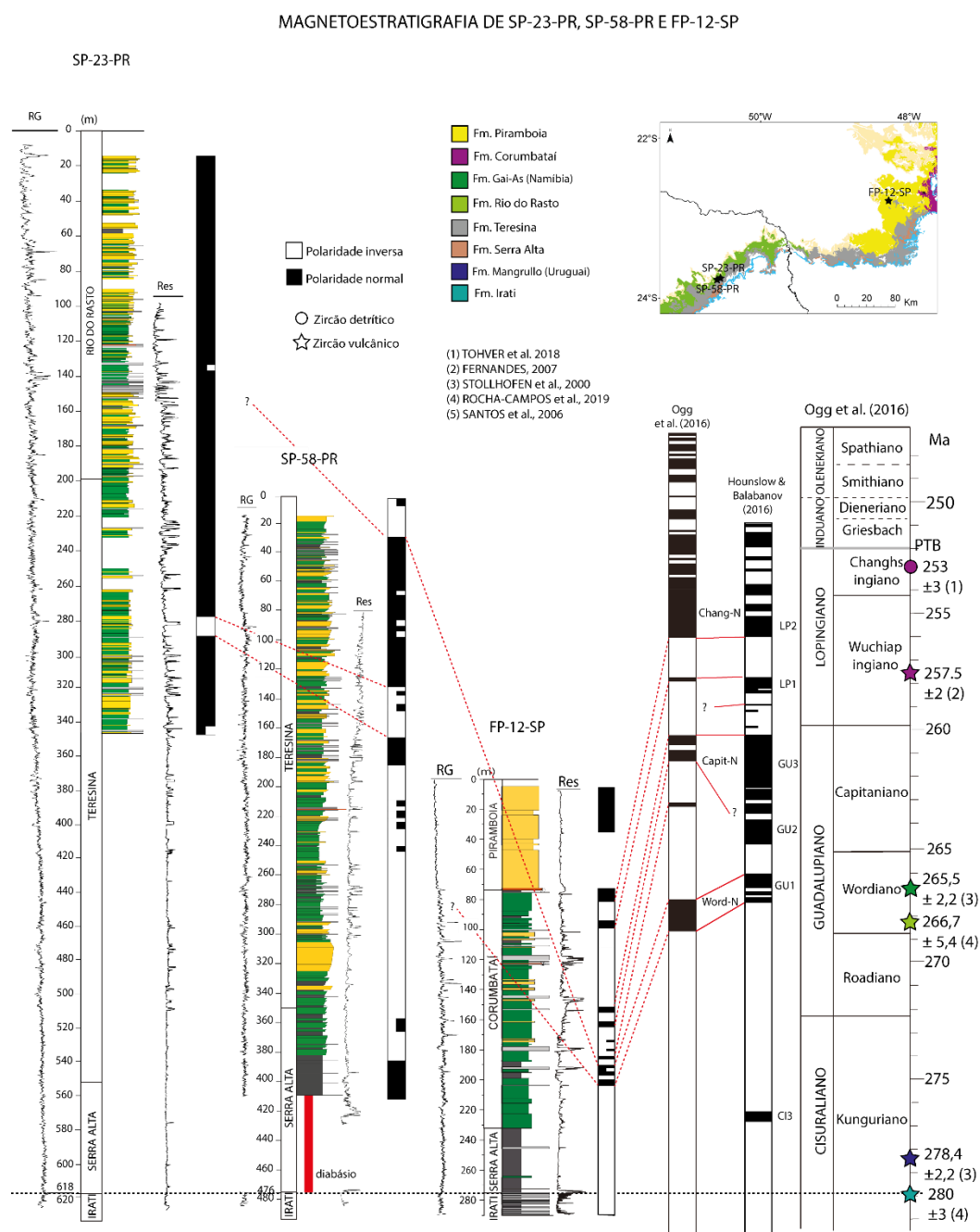


Figura 48 – Magnetoestratigrafia de FP-12-SP, SP-23-PR e SP-58-PR. RG = Raio Gama, Res = Resistividade, ambos extraídos do texto original (ABOARRAGE & LOPES, 1986).

Os paleopolos correspondentes a todas as sucessões analisadas estão representados na figura a seguir (Figura 49), corrigidos pelos fatores de inclinação $f = 0.5$ e $f = 0.6$. A seção PI e os testemunhos SP-23-PR e FP-12-SP são coerentes com o intervalo de idade esperado, de 250 Ma a 280 Ma, o que atesta a confiabilidade dos dados adquiridos no presente estudo. No caso de SP-58-PR, o deslocamento dos polos em relação às curvas de migração aparente pode ser explicado pela atribuição artificial dos valores de declinação que se reflete nos valores de longitude. Para a seção RIO, o pequeno número de amostras ($n=9$) não permite uma boa análise de dados, sendo o erro associado muito grande. Desse modo, não é possível fazer nenhuma afirmação sobre a idade da Formação Piramboia.

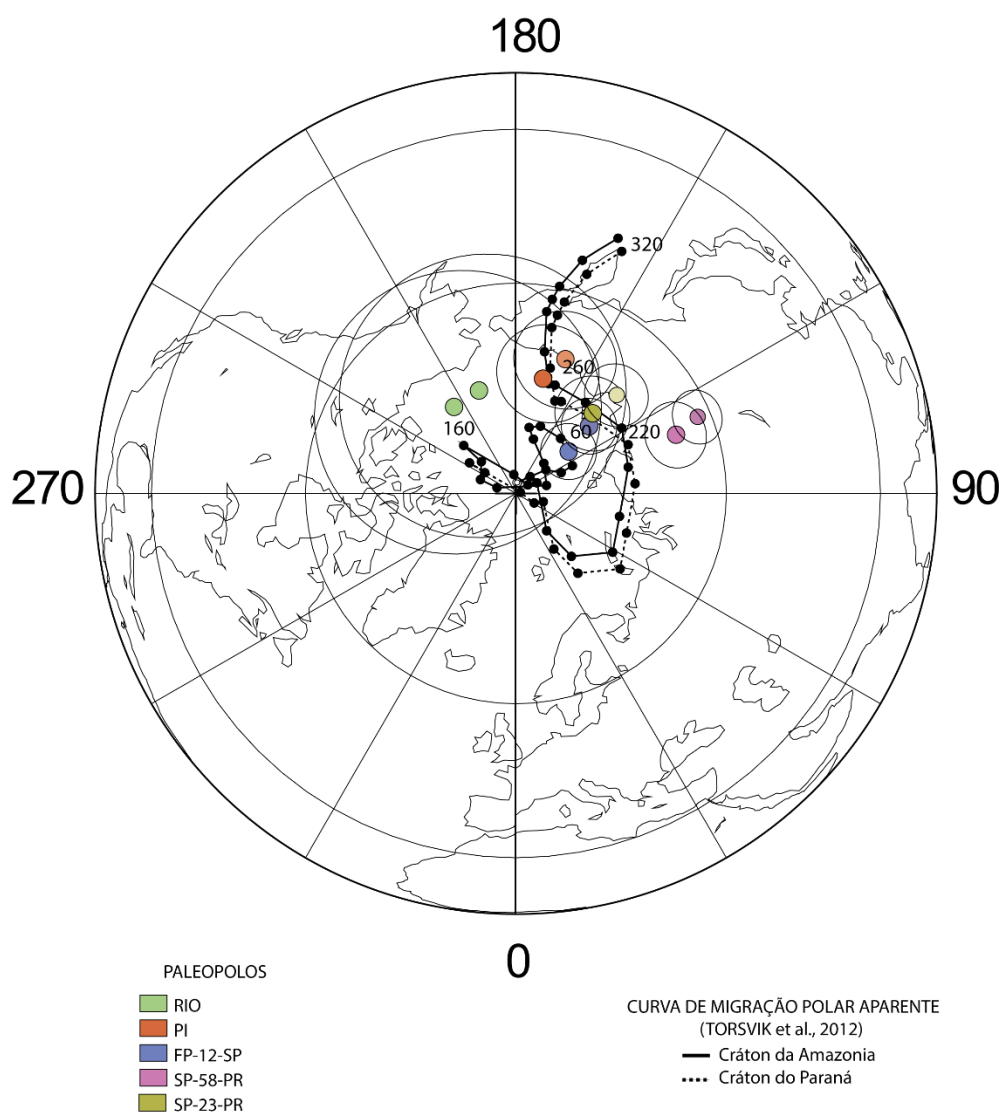


Figura 49 – Paleopolos magnéticos das sucessões analisadas corrigidos pelos fatores de inclinação $f = 0.5$ e $f = 0.6$

7 CONCLUSÕES

(1) O testemunho de sondagem FP-12-SP é composto predominantemente por hematita e outros minerais de alta coercitividade (possivelmente goethita e pirrotita), com magnetita subordinada;

(2) Em SP-58-PR prevalecem magnetita e sulfetos de ferro (pirrotita e maghemita), com hematita subordinada;

(3) Em SP-23-PR dominam magnetita e possivelmente pirrotita. Não ocorre hematita;

(4) O final da Superchron de Kiaman e início da Superchron Mista de Illawarra (ca. 267 Ma) estão posicionados na porção inferior da Formação Corumbataí, cerca de 76 metros acima do topo da Formação Irati;

(5) A idade radiométrica de cinzas-vulcânicas de $257,5 \pm 2$ Ma, 34 metros abaixo do limite superior da unidade (“Camada Porangaba”), e a base da Superchron de Illawarra (ca. 267 Ma) fornecem um intervalo de deposição de 150 metros da Formação Corumbataí em 10 Ma, a uma taxa de sedimentação de 15 m/Ma. Não é possível esclarecer completamente os limites da unidade a partir da magnetoestratigrafia.

(6) A Formação Teresina é predominantemente wordiana e correlata lateral da porção inferior da Formação Corumbataí. Não é possível esclarecer completamente o início da deposição a partir da magnetoestratigrafia. Considerando a Formação Serra Alta como mais jovem que $278,4 \pm 2,2$ Ma, isso fornece um intervalo de no mínimo 13 Ma para a deposição de 476 metros das duas unidades em SP-58-PR, a uma taxa de sedimentação de 36,5 m/Ma.

(7) A base da Formação Rio do Rasto corresponde à datação radiométrica de *Huabiella compressa*, em $265,5 \pm 2,2$ Ma. A unidade é correlata à porção intermediária da Formação Corumbataí. Não foi possível estabelecer um limite superior para a Formação Rio do Rasto.

(8) Não estão esclarecidas as relações estratigráficas entre Formação Piramboia e o do Grupo Passa Dois no estado de São Paulo, pois nem a magnetoestratigrafia nem a interpretação dos paleopolos magnéticos foram conclusivos.

8 REFERÊNCIAS

- ABOARRAGE, A. M.; LOPES, R. D. C. **Projeto A Borda Leste da Bacia do Paraná**. 1986.
- ALMEIDA, F. F. M.; BARBOSA, O. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. DNPM. **Divisão de Geologia e Minas**, v. Boletim 14, p. 88 p., 1953.
- ANDREIS, R. R.; BOSSI, G. E.; MONTARDO, D. K. **O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul**. Anais do 31^a Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...Balneário do Camboriú, SC: 1980.**
- ARASON, P.; LEVI, S. Maximum likelihood solution for inclination-only data in paleomagnetism. **Geophysical Journal International**, v. 182, n. 2, p. 753–771, 2010.
- ARAÚJO, D. C. Taxonomia e relações dos Proganosauria da Bacia do Paraná. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 48, n. 1, p. 91–116, 1976.
- ARAÚJO, L. M. Análise da expressão estratigráfica dos parâmetros de geoquímica orgânica e inorgânica nas sequências deposicionais Irati. 2001.
- BARBERENA, M.C.; ARAÚJO, D.C.; LAVINA, E. L. Late Permian and Triassic tetrapods of Southern Brazil. **National Geographic Research**, v. 1, p. 5–20, 1985.
- BEDER, R. Sobre un hallazgo de fósiles Pérmicos en Villarica (República del Paraguay). **Boletín Academia Nacional de Ciencias de Córdoba**, v. 27, p. 9–12, 1923.
- BEURLIN, K. **Horizontes fossilíferos das camadas Serra Alta do Paraná** Boletim da **Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM**. Rio de Janeiro. 1954
- BEURLIN, K. **As formações gondwânicas do sul do estado do Paraná** Boletim da **Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM**. Rio de Janeiro: 1955.
- BILARDELLO, D.; CALLEBERT, W. C.; DAVIS, J. R. Evidence for widespread remagnetizations in south america, case study of the Itararé group rocks from the state of São Paulo, Brazil. **Frontiers in Earth Science**, v. 6, n. November, p. 1–25, 2018.
- CABRAL, M. V. B. **Conchostráceos Jurássicos das Fomações Piramboia e Caturrita (Bacia do Paraná)**. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, SP, 2011.
- 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.

- CANDE, S. C.; KENT, D. V. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, p. 13917–13951, 1992.
- CANILE, F. M.; BABINSKI, M.; ROCHA-CAMPOS, A. C. Evolution of the Carboniferous-Early Cretaceous units of Paraná Basin from provenance studies based on U-Pb, Hf and O isotopes from detrital zircons. **Gondwana Research**, v. 40, p. 142–169, 2016.
- CHADIMA, M.; HROUDA, F. Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. **Travaux Géophysiques**, v. 27, p. 20–21., 2006.
- COHEN, K.M., FINNEY, S. C.; GIBBARD, P. L. & FAN, J.-X. **The ICS International Chronostratigraphic Chart**. n. 36, p. 199–204, 2013.
- COUTINHO, J. M. V. V.; HACHIRO, J. Distribution, Mineralogy, Petrography, Provenance and Significance of Permian Ash-Carrying Deposits in the Paraná Basin. **Revista do Instituto de Geociências - USP**, v. 5, n. 1, p. 29–39, 2005.
- COX, A.; DOELL, R.; DARLYMPLE, B. Geomagnetic Polarity Epochs and Pleistocene Geochronometry. **Nature**, v. 198, p. 1031–1034, 1963.
- CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Cartas geológicas do Brasil ao milionésimo. 2004.
- DAEMON, R. F.; QUADROS, L. P. **Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná**. Anais do 24º Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**Brasília, DF: 1970
- DAVID, J. M. et al. Permian bivalve molluscs from the Gai-As Formation, northern Namibia: Systematics, taphonomy and biostratigraphy. **Alcheringa**, v. 35, n. 4, p. 497–516, 2011.
- DE SANTA ANA, H. B.; GOSO, C.; DANERS, G. **Cuenca Norte: estratigrafía del Carbonífero - Pérmico**. Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales: Paleozoico. Montevideo, Uruguay, DIRAC (División Relaciones y Actividades Culturales), 2006.
- DELANEY, P. J.; GONY, J. Correlação preliminar entre as formações Gondwanicas do Uruguai e do Rio Grande do Sul, Brasil. **Boletim Paranaense de Geografia**, v. 8, p. 3–20, 1963.
- DELLA FÁVERA, J. C. **Tempestitos da Bacia do Parnaíba**. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 1990.
- DIAS, K. D. N.; SCHERER, C. M. S. Cross-bedding set thickness and stratigraphic architecture of aeolian systems: An example from the Upper Permian Pirambóia Formation (Paraná Basin), southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 25, n. 3, p. 405–415, 2008.

- DONATTI, L. M.; SAWAKUCHI, A. O.; GIANNINI, P.C.F. FERNANDES, L. A. The Pirambóia-Botucatu succession (Late Permian-Early Cretaceous, Paraná Basin, São Paulo and Paraná States): two contrasting eolian systems. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 73, n. 3, p. 465, 2001.
- DU TOIT, A. L. **Comparação geológica entre a América do Sul e a África do Sul**. 1952. ed. Rio de Janeiro, Brasil: DNPM-SGM, 1927.
- FAURE, K.; COLE, D. Geochemical evidence for lacustrine microbial blooms in the vast Permian Main Karoo, Parana, Falkland Islands and Huab basins of southwestern Gondwana. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 152, n. 3–4, p. 189–213, 1999.
- FERNANDES, M. T. **Ocorrência de material vulcanoclástico na Formação Corumbataí (Neopaleozoico), Bacia do Paraná**. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2007.
- FERREIRA-OLIVEIRA, L. G.; ROHN, R. Leaiid conchostracans from the uppermost Permian strata of the Paraná Basin, Brazil: Chronostratigraphic and paleobiogeographic implications. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, n. 2, p. 371–380, 2010.
- FISHER, R. 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.
- FRANCISCHINI, H. et al. Tetrapod tracks in Permo – Triassic eolian beds of southern Brazil (Paraná Basin). **PeerJ**, p. 1–47, 2018.
- FRANCO, D. R. et al. Magnetostratigraphy and mid-palaeolatitude VGP dispersion during the Permo-Carboniferous Superchron: Results from Paraná Basin (Southern Brazil) rhythmites. **Geophysical Journal International**, v. 191, n. 3, p. 993–1014, 2012.
- FULFARO, V. The Parana Basin upper Permian and lower Mesozoic stratigraphic succession. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 44 (suplem, p. 147–148, 1972.
- GORDON JR, M. Classificação das formações gonduânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. **Notas Preliminares e Estudos. DNPM/DGM**, v. 38, p. 1-20, 1947.
- GRADSTEIN, F. M. et al. A Mesozoic Timescale. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, p. 24051–24074, 1994.
- GUERRA-SOMMER, M. et al. Radiometric age determination of tonsteins and stratigraphic constraints for the Lower Permian coal succession in southern Paraná Basin, Brazil. **International Journal of Coal Geology**, v. 74, n. 1, p. 13–27, 2008.
- GUERRINI, V. B. et al. The last chapter of 30 million years of molluscan evolution: Permian non-marine bivalves of the Rio do Rasto Formation, Paraná Basin, Brazil. **PalZ**, n. August, 2019.

- HESLOP, D. et al. Quantifying magnetite magnetofossil contributions to sedimentary magnetizations. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 382, p. 58–65, 2013.
- HOLZ, M. et al. 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, n. 2, p. 381–399, 2010.
- HORSTHEMKE, E.; LEDENDECKER, S.; PORADA, H. Depositional environments and stratigraphic correlation of the Karoo Sequence in northwestern Damaraland. **Comm. Geol. Surv. Namibia**, v. 6, p. 63–73, 1990.
- HOUNSLOW, M. W.; BALABANOV, Y. P. A geomagnetic polarity timescale for the Permian, calibrated to stage boundaries. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 450, n. 1, p. 61–103, 2016.
- IANNUZZI, R.; SOUZA, P. A. **Floral succession in the Lower Permian deposits of the Brazilian Paraná Basin: An up-to-date overview**. v. 30. 2005
- IRVING, E. .; PARRY, L. G. The magnetism of some Permian rocks from New South Wales. **Geophysical Journal International**, v. 7, p. 395–411, 1963.
- ISOZAKI, Y. Illawarra Reversal: the fingerprint of a superplume that triggered Pangean breakup and the end-Guadalupian (Permian) mass extinction. **Gondwana Research**, v. 17, n. 4, p. 718–720, 2010.
- KENT, D. V.; IRVING, E. Influence of inclination error in sedimentary rocks on the Triassic and Jurassic apparent pole wander path for North America and implications for Cordilleran tectonics. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 115, n. 10, p. 1–25, 2010.
- KING, R. F. the Remanent Magnetism of Artificially Deposited Sediments. **Geophysical Journal International**, v. 7, n. I, p. 115–134, 1955.
- KIRSCHVINK, J. L. The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data. **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, v. 62, p. 699–718, 1980.
- LANGER, M. C. et al. Serra do Cadeado , PR. Uma janela paleobiológica para o Permiano continental sul-americano. In: WINGE, M. et al. (Eds.). **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. 2008.
- LAVINA, E. L. **Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano eo Eotriássico (Intervalo Kazaniano–Scythiano) da Bacia do Paraná**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1991.
- LAVINA, E. L. C.; FACCINI, U. F.; RIBEIRO, H. J. S. A. Formação Pirambóia (Permo-Triássico) no Estado do Rio Grande do Sul. **Acta Geologica Leopoldensia**, v. 31, n. 1, p. 179–197, 1993.

- LAVINA, E. L.; FACCINI, U. F. Formações Pirambóia e Sanga do Cabral: um episódio de desertificação da Bacia do Paraná ao final do Permiano. **Simp. Cronoestratigrafia Bacia Paraná**, v. 1, p. 94–95, 1993.
- LOURENÇO, A. T. A. **As formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Grupo Passa Dois, bacia do Paraná, Permiano) na região de Sapopema - São Jerônimo da Serra, PR**. Relatório Final. Universidade Estadual Paulista. Rio Claro (SP), 2002.
- LOWRIE, W. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercitivity and unblocking temperature properties. **Geophysical Research Letters**, v. 17, n. 2, p. 159–162, 1990.
- LURCOCK, P. C.; WILSON, G. S. PuffinPlot: A versatile, user-friendly program for paleomagnetic analysis. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 13, n. 6, 2012.
- MARANHÃO, M. DA S. A. S. **Fósseis das formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo: subsídios ao conhecimento paleontológico e bioestratigráfico**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 1995.
- MARANHÃO, M. DA S. A. S.; PETRI, S. Novas ocorrências de fósseis nas formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo e considerações preliminares sobre seus significados paleontológico e bioestratigráfico. **Revista do Instituto Geológico São Paulo**, v. 17, n. 1–2, p. 33–54, 1996.
- MARQUES-TOIGO, M. **Palinologia, bioestratigrafia e paleoecologia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, Brasi**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1988.
- MATOS, S. L. F. **O contato entre o Grupo Passa Dois e a Formação Piramboia na borda Leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo**. Universidade de São Paulo, 1995.
- 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.
- MEGLHIORATTI, T. **Estratigrafia do Grupo Passa Dois na região de Sapopema-Congoinhas - PR**. Relatório Final. Universidade Estadual de São Paulo. Rio Claro (SP), 2004.
- MEGLHIORATTI, T. **Estratigrafia de sequências das Formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Permiano, Bacia Do Paraná) na porção nordeste o Paraná e centro-sul de São Paulo**. Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, 2006.
- MENDES, J. C. **The Passa Dois Group**. Problems in Brazilian Gondwana geology, Curitiba, Instituto de Geologia., 1967.

- MEZZALIRA, S. Bioestratigrafia do Grupo Passa Dois no Estado de São Paulo. **Revista do Instituto Geológico**, v. 1, n. 1, p. 15–34, 1980.
- MILANI, E. J. et al. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 265–287, 2007.
- MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, n. 1, p. 69–82, 1994.
- MORAES REGO, L. F. **A geologia do petróleo no Estado de São Paulo** **Boletim do Serviço Geológico e Mineral Brasileiro**. Rio de Janeiro: 1930
- NEREGATO, R. **Estudo palinológico das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto nos furos de sondagem SP-23-PR e SP-58-PR, centro-norte do Paraná (Permiano, Bacia do Paraná)**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Universidade Estadual Paulista. Rio Claro (SP). 2007.
- OELOFSEN, B.; ARAUJO, D. C. Paleoeological implications of the distribution of mesosaurid reptiles in the permian Irati sea (Paraná Basin), South America. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 13, n. 1, p. 1–6, 1983.
- OGG, J.; OGG, G.; GRADSTEIN, F. **A Concise Geologic TimeScale**. 2016.
- PETRI, S.; FÚLFARO, J. V. **Geologia do Brasil**. São Paulo: EDUSP, 1983.
- RAGONHA, E. W. **Taxionomia de dentes e espinhos isolados de Xenacanthodii (condrichthyes, elasmobranchii) da Formação Corumbataí: considerações cronológicas e paleoambientais**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. São Paulo, 1984.
- RAGONHA, E. W.; SOARES, P. C. **Ocorrência de carófitas fósseis na Formação Estrada Nova (P), em Anhembi, SP**. Anais do 28º Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**Porto Alegre - RS: 1974
- ROCHA-CAMPOS, A. et al. U-Pb Zircon Dating of Ash Fall Deposits from the Paleozoic Paraná Basin of Brazil and Uruguay: A Reevaluation of the Stratigraphic Correlations. **The Journal of Geology**, v. 127, n. 2, p. 167–182, 2019.
- ROCHA-CAMPOS, A. C. et al. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U – Pb zircon geochronology evidence. **Gondwana Research**, v. 19, n. 2, p. 509–523, 2011.
- ROHN, R.; ROSLER, O. . Middle to Upper Permian Phyt stratigraphy of the Eastern Paraná Basin. **Rev. Universidade Guarulhos**, v. 5, p. 69–73, 2000.
- ROHN, R. **Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neo-Permiano no leste de Santa Catarina e do Paraná**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. São Paulo. 1994.

- ROHN, R.; DUTRA, T. L.; CABRAL, M. V. B. Conchostráceos como evidência de níveis jurássicos na Formação Caturrita, Faxinal do Soturno, Rio Grande do Sul, Brasil. **Geologia USP - Serie Científica**, v. 14, n. 1, p. 3–20, 2014.
- ROHN, R.; FAIRCHILD, T. R. Estromatólitos permianos em calcário coquinoide do Grupo Passa Dois, Nordeste do Paraná. **Academia Brasileira Ciências**, v. 58, n. 3, p. 433–444, 1986.
- ROHN, R.; FAIRCHILD, T. R. Microbialitos do Grupo Passa Dois, Permiano Inferior-Médio, Bacia do Paraná, estados de São Paulo e Paraná. In: **Microbialitos do Brasil do Pré-Cambriano ao Recente: um atlas**. IGCE/UNESP, 2015.
- SAGNOTTI, L. Demagnetization Analysis in Excel (DAIE). An open source workbook in Excel for viewing and analyzing demagnetization data from paleomagnetic discrete samples and u-channels. **Annals of Geophysics**, v. 56, n. 1, 2013.
- SANTOS, R. V. et al. Shrimp U-Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. **Gondwana Research**, v. 9, n. 4, p. 456–463, 2006.
- SCHNEIDER, R. L. et al. **Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná** Porto Alegre - RS28º Congresso Brasileiro de Geologia, 1974.
- SIMÕES, M. G.; KOWALEWSKI, M. Shell Beds as Paleoeological Puzzles: a Case Study from the Upper Permian of the Parana Basin , Brazil. **Facies**, v. 38, p. 175–196, 1998.
- 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 seqüências e implicações na configuração espacial do aquífero Guarani. **Revista Pesquisa em Geociências**, v. 35, n. 2, p. 115–133, 2008.
- SOARES, P. C. Divisão estratigráfica do Mesozoico no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, p. 229–250, 1975.
- SOHN, I. G.; ROCHA-CAMPOS, A. C. Late Paleozoic (Gondwanan) ostracodes in the Corumbataí Formation, Paraná Basin, Brazil. **Journal of Paleontology**, v. 64, n. 1, p. 116–128, 1990.
- SOUZA, PAULO A.; MARQUES-TOIGO, M. An overview on the Palynostratigraphy of the Upper Paleozoic strata of the Brazilian Paraná Basin. **Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales**, v. 5, n. 2, p. 205–214, 2003.
- STEINER, M. B. The magnetic polarity time scale across the Permian-Triassic boundary. **Geological Society Special Publication**, v. 265, p. 15–38, 2006.
- TAMRAT, E.; ERNESTO, M. Paleomagnetic constraints on the age of the Botucatu Formation in Rio Grande do Sul, Southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 78, n. 3, p. 591–605, 2006.

- TAUXE, L. **Lectures in Paleomagnetism.** Disponível em: <http://earthref.org/MAGIC/books/Tauxe/2005/>. Acesso em: 23/03/2018. 2005.
- TAUXE, L.; KENT, D. V. Properties of a detrital remanence carried by hematite from study of modern river deposits and laboratory redeposition sediments. **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, v. 76, p. 543–561, 1984.
- TOHVER, E. et al. End-Permian impactogenic earthquake and tsunami deposits in the intracratonic Paraná Basin of Brazil. **GSA Bulletin**, v. 130, n. 7–8, p. 1099–1120, 2 jan. 2018.
- TOMASSI, H. Z. **Taxonomia, tafonomia e paleoecologia de ostracodes (Crustacea) da Formação Corumbataí, Permiano da bacia do Paraná, Estado de Goiás, Brasil.** Brasília, DF.2009.
- VALENCIO, D. A. .; ROCHA-CAMPOS, A. C. .; PACCA, I. G. Paleomagnetism of some sedimentary rocks of Late Paleozoic Tubarão and Passa Dois Groups, from the Paraná Basin, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, p. 186–197, 1975.
- VIEIRA, A. J. **Geologia do centro e nordeste do Paraná e centro sul de São Paulo.** (SBG, Ed.)Anais do 27º Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**Aracaju - SE: 1973
- WARREN, L. V. **Evolução Sedimentar Da Formação Rio Do Rasto Na Região Centro-Sul Do Estado De Santa Catarina, Brasil.** Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Unviersidade de São Paulo. São Paulo. 2006.
- WARREN, L. V. et al. A Formação Serra Alta, Permiano, no centro-leste do Estado de São Paulo, Bacia do Paraná, Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 45, n. 1, p. 109–126, 2015.
- WEGENER, A. Die Entstehung der Kontinente. **Geologische Rundschau**, v. 3, n. 4, p. 276–292, jul. 1912.
- WHITE, I. C. **Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil.** 1908.
- ZIJDERVELD, J. D. A. et al. AC demagnetization of rocks: Analysis of results. **Methods in Paleomagnetism**, p. 254–286, 1967.