UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

**INSTITUTO DE ASTRONOMIA,
GEOFÍSICA E CIÊNCIAS
ATMOSFÉRICAS**

Departamento de Geofísica

**MAGNETOESTRATIGRAFIA E ANÁLISE ESPECTRAL DE
RITMITOS PERMOCARBONÍFEROS DA BACIA DO
PARANÁ: INFLUÊNCIAS DOS CICLOS ORBITAIS NO
REGIME DEPOSICIONAL**

Daniel Ribeiro Franco

Tese apresentada ao Instituto de Astronomia,
Geofísica e Ciências Atmosféricas da
Universidade de São Paulo para a obtenção
do título de Doutor em Ciências

Comissão Examinadora:

Profa. Dra. Marcia Ernesto – orientadora (IAG-USP)

Prof. Dr. Igor Ivory Gil Pacca (IAG-USP)

Prof. Dr. Carlos José Archanjo (IGc-USP)

Prof. Dr. Rubén Somoza (UNB-Buenos Aires)

Prof. Dr. Mario Luis Assine (DGA-UNESP)

São Paulo

2007

"It would hardly be an exaggeration to assert that if geologists had not hitherto discovered the Ice Age ... astronomers would have demonstrated by calculation that Ice Ages must have happened and would ... be urging ... geologists to go and look"

(Ball, R., The Cause of an Ice Age. Kegan Paul, Trench, Trubner and Co., London (1891) p. 44)

"The ancient boulder clays of the southern continents bring us face to face with... the fiercest and longest winter of the ages"

(Coleman, A.P., Dry Land in Geology, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 27 (1916) p. 186)

*"Not marble nor the gilded monuments
Of princess shall outlive this powerful rhyme."*

(Shakespeare, *Sonnets*)

Agradecimentos

Este projeto pode ser concluído devido ao auxílio e apoio de um grande número de pessoas, na forma de colaborações e discussões acadêmicas, suporte técnico ou administrativo - ou mesmo pela amizade e suporte fraterno - ao longo destes anos todos. Todo este aporte foi um grande impulso e fonte de empenho, especialmente em alguns momentos muito difíceis. Certamente estes agradecimentos não valem o apoio, amizade e o profissionalismo a que tive acesso durante este período de desenvolvimento desta tese de doutorado.

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer, especialmente, à profa. Marcia Ernesto, minha orientadora. Certamente ficará marcada para mim a sua grande disponibilidade, mesmo em momentos de muita ocupação, para tantos (e longos) debates sobre os desdobramentos deste trabalho. Também as viagens de campo nas quais pude consolidar o que aprendi; a possibilidade de adquirir experiências acadêmicas em diferentes níveis; e, em especial, a sua humanidade. Tudo isso foi de uma riqueza sem tamanho para o meu crescimento profissional, a um ponto que, certamente, ela sequer imagina. Muito obrigado pelo seu constante apoio, compreensão, e, especialmente, por apostar em mim. Neste parágrafo fica registrado, mais do que o meu agradecimento, a minha homenagem.

Ao professor Ricardo Trindade, pelas ótimas discussões a respeito de diferentes temas associados ao trabalho, bem como em tantos outros assuntos ligados à Geofísica - e, como se não bastasse, pela sua amizade;

Não posso me esquecer dos professores Igor Pacca (sempre acessível, e pelas sempre boas discussões); e os professores Manoel D'Agrella, Leila Marques e Yara Marangoni, que me auxiliaram em diferentes momentos durante o doutoramento. A eles, os meus agradecimentos. Também agradeço aos professores do IGC-USP Antônio Rocha-Campos, pelas discussões sobre o contexto geológico e pela ajuda nas conversas com a administração municipal de Itu, e Maria Irene Raposo, pela supervisão nas medidas realizadas no laboratório de anisotropias e magnetismo de rochas;

À Thelma Berquó, que acompanha meus passos desde a iniciação científica, a minha gratidão pelo seu apoio com as medidas das curvas ZFC/FC e histerese e, especialmente, pela sua amizade, bons conselhos, e pelo cuidado que sempre teve comigo;

À profa. Liliana Alcazar Diogo, pelas discussões a respeito das análises estatísticas realizadas neste trabalho, arranjando tempo até mesmo entre aulas;

Ao professor José Domingos Fabris, do laboratório de espectroscopia Mössbauer da UFMG, os meus agradecimentos pela possibilidade de uso dos equipamentos para aquisição de dados neste laboratório, pelas discussões acerca dos resultados e pela grande disponibilidade e boa-vontade que me dispensou, durante todo o período de colaboração. Também agradeço aos professores Carlos Alberto Rosière, do Instituto de Geociências da UFMG (pela acolhida e disponibilidade para os estudos em microscopia óptica) e Vijayendra K. Garg, do Instituto de Física da UnB (pela prestimosidade e auxílio com as medidas de espectroscopia Mössbauer a baixas temperaturas). De grande valia foi o apoio prestado por Humberto Terrazas (CDTN) e Willian Soares (MEV-ICex) pelo auxílio e paciência nos estudos preliminares de microscopia óptica e eletrônica de varredura. Também aqui agradeço ao Dr. Flávio Carvalho (Laboratório de Cristalografia do IGC-USP) pelo auxílio com os estudos de difração de raios-X;

À Secretaria de Turismo do município de Itu e à administração da pedreira Itaú, que permitiram o acesso aos afloramentos para a sequência destes estudos;

À FAPESP, o meu agradecimento pelo apoio financeiro;

Ao pessoal do laboratório de paleomagnetismo (Daniele, Airton, Breno, Matheus, Everton, George, Franklin, Jairo, Lucieth Tiago, Felipe, Klaydson, Paloma, Gregório, Edgar), os meus agradecimentos pelo bom convívio e constante apoio;

À Teca e ao Jefferson, pela amizade e pelo auxílio durante todos estes anos, aqui fica o meu especial agradecimento. Também agradeço à Cacilda, Virgínia, Marcia Pina, Helder, Edilson e Marco Antônio, que me auxiliaram imensamente durante todos estes anos, de diversas maneiras, ao longo do desenvolvimento do projeto. Também não posso me esquecer do pessoal da portaria do IAG, pela camaradagem, e também pelos inúmeros cafés da madrugada, que, certamente, permitiram a conclusão deste trabalho!

Aos colegas e amigos do IAG-USP: Marquinhos, Gileide, Ivan, Mario Thomas, Weliton (agora é a sua vez!), Oleg, Cleber Carbonari, Danillo, Sérgio Bezerra e Fachin, Marcelo Bianchi, Cláudia, Afonso, Robson, Érica, Emilson, George Sand, Selma, Nilton, Álvaro (Itu), Andréa - e não me esquecendo do pessoal da UFMG (Márcio, Fernando, Gilmar, Érica, Fabiana) - muito obrigado pelo bom convívio e amizade.

Aos meus amigos Michel Gordon, Daniela Pissardo, Cláudia Liba, Kenia Wiedermann, Marília e Maria Lacerda, Arsham, Larissa, Rosely Imbernon, Ricardo Barbosa, Guappo e Áilen Dadalt, pelo simples fato da amizade de vocês, o que sempre tornou a vida mais especial e rica;

Em alguns momentos extremamente difíceis, eu tive o privilégio de contar com o apoio irrestrito de algumas pessoas, que acreditaram muito em mim. E eu, que tenho a honra e o privilégio de tê-los como amigos, ofereço este parágrafo, em deferência especial: Miguel Carminatti, Luciana Casanova, Gelvam Hartmann, Ahmed e Vania Meguid, Henady Malarenko Jr., Elder Yokoyama, Eric Font, Marcelo Rocha e Silvio Pires - muito, mais muito obrigado. Sem o apoio de vocês, certamente este trabalho não teria alcançado seu objetivo.

À minha família: Eliane, vó Maria Ely, Pablo, Diego, Isabella, Giulia, Giovanna, Dudu, Fere, e em especial, ao meu pai e à minha irmã Ana Cláudia. Espero que este trabalho simbolize algo que seja digno de orgulho. À minha mãe, com carinho, e mensagem de grande saudade.

Ao meu filho Lucca, que teve um pai praticamente ausente durante esses anos. Enquanto traço estas linhas, vejo uma foto dele, ainda pequenino, sobre minha mesa. Desenvolver este projeto à distância, certamente, não foi fácil para nós dois, e especialmente para ele. Eu espero que Deus permita que, um dia, ele possa entender essa trajetória e esforço. E que isso sempre seja uma fonte de inspiração ao longo de sua vida, assim como foi a de meu pai, para mim.

Desde a minha mais remota memória, das primeiras letras que aprendi, dos horários de estudo, ao empenho para sempre suprir minha curiosidade do mundo, e nos momentos mais difíceis da vida, uma pessoa esteve constantemente presente. Eu devo a ela, especialmente, ter chegado até aqui. Ela acompanhou cada passo da minha vida, com muito amor e dedicação.

À minha avó Zulma, eu dedico esta tese de doutoramento.

Resumo

Este trabalho teve por objetivo investigar a escala temporal envolvida na deposição de ritmitos permocarboníferos da Bacia do Paraná (Subgrupo Itararé), expostos no Parque do Varvito (Itu, SP) e pedreira Itaú (Trombudo Central, SC), através de dados paleomagnéticos e de anisotropia de suscetibilidade magnética.

Os estudos paleomagnéticos revelaram componentes de magnetização estável para ambas as coleções, com indicações de que a magnetização remanente é devida a portadores magnéticos (principalmente magnetita e hematita) de origem detrítica. A componente de magnetização característica, em ambos os casos é de polaridade reversa, e foi identificada nos dois portadores magnéticos principais. A investigação da mineralogia magnética foi feita através de várias técnicas, incluindo espectroscopia Mossbauer, curvas termomagnéticas, curvas de histerese e ZFC/FC, além de microscopia ótica e eletrônica.

Os dados paleomagnéticos e de anisotropia de susceptibilidade magnética permitiram a composição de séries temporais, que foram submetidas a análise espectral por transformada de Fourier de Lomb-Scargle para séries desigualmente espaçadas. Os espectros de potência resultantes foram posteriormente comparados com os espectros de séries de espessura individual das unidades litológicas, o que possibilitou a investigação de sinais harmônicos, sobre a qual foram propostas inferências a respeito das escalas temporais de sedimentação. Esta etapa do trabalho revelou escalas milenares para o domínio do tempo nos espectros de potência, indicando o registro dos ciclos orbitais de Milankovitch, bem como quase-periodicidades associadas à variabilidade solar e *feedback* do sistema oceânico-atmosférico, para todas as análises. Este conjunto de dados sugere o caráter não-anual de deposição dos ritmitos, ao contrário do proposto por alguns autores.

O pólo paleomagnético calculado para a seção de Rio do Sul é compatível com o pólo do Permocarbonífero para a Bacia Sanfranciscana (MG), indicando que o intervalo de tempo envolvido na deposição dos sedimentos é suficientemente longo para eliminar os efeitos da variação secular do campo geomagnético.

Alguns resultados adicionais desta tese proveram informações especiais: (i) Foram observados ciclos de indução solar (ciclos de Hallstattzein e de Suess) e a sugestão de ciclo compatível com o ciclo glacial-interglacial de Bond, recentemente sugerido como de origem solar, o que apontaria para uma possível feição harmônica, dominante sobre o sistema oceânico-atmosférico, e que poderia operar sobre períodos geológicos mais antigos; (ii) registro da remanência magnética possivelmente controlado por fatores mecânicos na sucessão de Itu, provavelmente relacionados a correntes de turbidez; (iii) indícios da presença de magnetossomas possivelmente rompidas e/ou oxidadas, em especial para a sucessão de Itu.

Abstract

This work aims to investigate the timescale of the sedimentation of Permocarboniferous rhythmites from Paraná Basin (Itararé Subgroup) cropping out at the Parque do Varvito, (Itu, SP), and at the Itaú quarry, (Trombudo Central, SC) by means of paleomagnetic and anisotropy of magnetic susceptibility (ASM).

The paleomagnetic study revealed stable magnetization components for both sections, which are carried by magnetic carriers (mainly magnetite and hematite) of detritic origin. The characteristic magnetization direction for each section is of reverse polarity and is found in both magnetite and hematite. Several techniques were used in the investigation the magnetic mineralogy including Mossbauer spectrometry, thermomagnetic curves, hysteresis and ZFC/FC curves, optical and electronic microscopy. Although not confirmed, some data pointed to the possibility of magnetic biomineralization with disrupted or oxidized mineral chains.

The paleomagnetic and ASM data allowed the construction of time series that were submitted to spectral analysis by the Lomb-Scargle Fourier transform for unevenly spaced series. The resulting power spectra were then compared with the thickness spectrum. Based on the harmonic signals identified in all time series it was possible to infer deposition rates for both Itú and Itaú rhythmites. This procedure pointed to millennial timescale, and periodical signal compatible to Milankovitch orbital forcing, as well quasi-periodicities related to solar variability and feedback of ocean-atmospheric system, were identified in both sections. Such evidences strongly point to the non-annual sedimentation character, in opposition to previous hypothesis.

The paleomagnetic data from the Rio do Sul rocks allowed the calculation of a paleomagnetic pole which is in agreement to the one recently obtained for the Santa Fé Group, Sanfranciscana Basin (MG), indicating that the time interval comprised by the Rio do Sul rhythmites is long enough for eliminating the secular variation effects.

Results from this work provide also indications for the record of (i) solar forcing cycles (Hallstattzein and Suess cycles); (ii) spectral peak values of 1,5-ky and 6,0 - 8,0 ky cycle, which is compatible to the glacial-interglacial Bond cycle observed in Quaternary geological records. Such result would extend to ancient times the atmosphere-ocean interaction pattern.

Índice

Agradecimentos		i
Resumo		iii
Abstract		iv
Lista de Figuras		ix
Lista de Tabelas		xv
Abreviaturas e Simbologia		xvi
I	Introdução	 1
II	Aspectos Geológicos	 7
II-1	A Glaciação do Paleozóico Superior, Bacia do Paraná e o Subgrupo Itararé	 7
II-2	Ritmitos do Parque do Varvito, Itu (SP)	 11
II-3	Ritmitos de Rio do Sul (SC)	 15
III	Procedimentos Experimentais	 18
III-1	Técnicas de Amostragem e Preparação de Amostras	 18
III.1-1	Procedimentos para a coleta de material	 18
III.1-2	Preparação de amostras	 19
III-2	Investigação da Mineralogia Magnética	 22
III-2.1	Difração de Raios-X	 22
III-2.2	Aquisição de Magnetização Remanente Isotérmica (MRI)	 24
III-2.3	Espectroscopia Mössbauer	 27
III-2.4	Curvas de Histerese	 29
III-2.5	Curvas ZFC/FC	 30
III-2.6	Curvas Termomagnéticas	 33
III-2.7	Microscopia Óptica de Luz Refletida e Transmitida	 34
III-2.8	Microscopia Eletrônica de Varredura e Espectrometria Dispersiva em Energia de raios-X	 35

III-3	Aquisição dos Dados Direcionais	36
III-3.1	Desmagnetização por campos magnéticos alternados	37
III-3.2	Desmagnetização Térmica Progressiva	38
III-3.3	Anisotropia de Susceptibilidade Magnética e Susceptibilidade Magnética Volumétrica	39
III-3.4	Análise Vetorial	41
IV	Investigação da Mineralogia Magnética	42
IV-1	Difração de Raios-X (DRX)	42
IV-2	Aquisição de Magnetização Remanente Isotérmica (MRI)	47
IV-3	Espectroscopia Mössbauer	53
IV-4	Curvas ZFC/FC e de Histerese	59
IV-4.1	Curvas ZFC/FC - Coleções Itu e Rio do Sul	59
IV-4.2	Curvas de Histerese - Coleções Itu e Rio do Sul	63
IV-5	Microscopia Óptica de Luz Refletida e Transmitida	64
IV-6	Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Espectrometria Dispersiva em Energia de raios-X (EDS)	68
IV-7	Curvas Termomagnéticas	71
IV-4.1	Coleção Itu	72
IV-4.2	Coleção Rio do Sul	75
IV-8	Mineralogia Magnética - Discussão dos resultados	76
IV-8.1	Magnetita e/ou titanomagnetita: Evidências e características	76
IV-8.2	Hematita: Evidências e características	78
IV-8.3	A possibilidade da presença de magnetita biogênica	79
IV-8.4	Sulfetos de Fe - Outro possível portador da MRC?	79

V	Dados Magnéticos Direcionais	81
V-1	Metodologias de abordagem por nível e subnível estratigráfico	81
V-2	Resultados	83
V-2.1	Desmagnetização AF	83
V-2.2	Desmagnetização Térmica Progressiva	88
V-2.3	Processos de desmagnetização: Discussão dos resultados	88
V-2.4	Anisotropia de Susceptibilidade Magnética	96
V-3	Magnetoestratigrafia	99
V-4	Comparação e testes de correlação entre os dados de ASM e dados direcionais da coleção Itu	100
V-4.1	Testes de correlação	105
V-4.2	Discussão sobre os mecanismos de controle no registro da direção da remanência - coleção Itu	109
V-4.3	Análise da dispersão da direção da MRC ao longo da estratigrafia - coleção Itu	112
V-5	Pólos paleomagnéticos e comparação com a curva de deriva polar da Placa Sul-Americana	114
VI	Análise Espectral	119
VI-1	Sobre a definição das séries de dados	119
VI-2	Procedimento de análise espectral e metodologia de estudo	120
VI-3	Espectros de potência e cálculo de taxas de sedimentação médias	123
VI-3.1	Análise dos espectros de potência: Espessura individual dos níveis	123
VI-3.2	Análise dos espectros de potência: Dados magnéticos direcionais e não-direcionais	127
VI-3.3	Estimativas das taxas médias de sedimentação para as sucessões	135
VI-4	Conversão do domínio da altura relativa em domínio do tempo	137

VI-5	Periodicidades - Interpretação e discussão	137
VI-5.1	Evidências do registro dos ciclos de Milankovitch	137
VI-5.2	Evidências do registro de ciclos em escalas temporais sub-orbitais	143
VII	Considerações Finais	149
VII-1	Mineralogia Magnética	149
VII-2	Dados magnéticos direcionais	150
VII-3	Análise Espectral	152
VII-4	Sobre a hipótese da não-anuidade	155
	Bibliografia	157
	Apêndice 1: O Periodograma de Lomb-Scargle e o Método WOSA	177
A-1	O Periodograma de Lomb-Scargle	177
A-2	Método WOSA e Estimativa Espectral Univariável	180
A-3	Análise Harmônica: Teste de Siegel e de Fischer	182
	Apêndice 2: Tabelas: Dados magnéticos direcionais para os ritmos de Itu e Rio do Sul	184

Lista de Figuras

2.1	Localização e distribuição das superseqüências estratigráficas da Bacia do Paraná, com a indicação das localidades de Itu (SP) e Rio do Sul (SC).	8
2.2	Esquema da estratigrafia da superseqüência Gondwana I, que compreende os estratos do Paleozóico Superior da Bacia do Paraná.	9
2.3	Imagem da sucessão de ritmitos regulares do Parque do Varvito (Itu, SP).	11
2.4	Detalhes de estruturas sedimentares da seqüência de ritmitos exposta no Parque do Varvito, Itu.	12
2.5	(A) Imagem lateral de um dos afloramentos de ritmitos regulares da pedreira Itaú (Rio do Sul, SC); (B) Detalhe de contato entre pares de litologias.	16
3.1	Exemplo do procedimento de preparação dos cilindros a partir dos blocos coletados das unidades litológicas.	20
3.2	Esquema da disposição das amostras preparadas a partir de cilindros extraídos das unidades litológicas (níveis), para o estudo dos dados paleomagnéticos direcionais e não-direcionais em função da estratigrafia.	21
4.1	Comparação entre os difratogramas obtidos para as amostras claras e escuras da Coleção Itu.	43
4.2	Comparação entre os difratogramas obtidos para as amostras claras (esquerda) e escuras (direita) da Coleção Rio do Sul.	43
4.3	Comparação entre os difratogramas obtidos para as amostras clara e escura do nível IT-14 (Coleção Itu).	44
4.4	Comparação entre os difratogramas obtidos para as amostras clara e escura do nível IT-89 (Coleção Itu).	44
4.5	Comparação entre os difratogramas obtidos para as amostras clara e escura do nível IT-136 (Coleção Itu).	45
4.6	Comparação entre os difratogramas obtidos para as amostras clara e escura do nível RS-12 (Coleção Rio do Sul).	45
4.7	Comparação entre os difratogramas obtidos para as amostras clara e escura do nível RS-40 (Coleção Rio do Sul).	46
4.8	Superposição de curvas de aquisição de MRI, obtidas para amostras representativas da coleção Itu.	48
4.9	Superposição de curvas de aquisição de MRI, obtidas para amostras representativas da coleção Rio do Sul.	48
4.10	Análises CLG para amostra do nível IT-91 (Coleção Itu).	50
4.11	Análises CLG para amostra do nível RS-68 (Coleção Rio do Sul).	51

4.12	Espectros Mössbauer medidos a T = 300 K (temperatura ambiente) e T = 77 K, para amostras de camadas claras e escuras de dois níveis representativos da coleção Itu.	55
4.13	Espectros Mössbauer medidos a T = 300 K (temperatura ambiente) e T = 77 K, para amostras de camadas claras e escuras de dois níveis representativos da coleção Rio do Sul.	56
4.14	Curvas ZFC/FC e de histerese (medidas à temperatura ambiente e T = 5 K), referentes a amostras de camadas claras e escuras de dois níveis representativos da coleção Itu, com taxas delta (δ_{FC}/δ_{ZFC}) associadas.	61
4.15	Curvas ZFC/FC e de histerese (medidas a temperatura ambiente), referentes a amostras de camadas claras e escuras de dois níveis representativos da coleção Rio do Sul, com taxas delta (δ_{FC}/δ_{ZFC}) associadas.	62
4.16	Esferulitos framboidais de pirita, possivelmente agregados por tensão superficial (esquerda). Direita, indicado pela seta: Mineral opaco, provavelmente grão de magnetita, de forma angulosa, e crescido entre grãos de quartzo, provavelmente durante a diagênese (Coleção Rio do Sul).	65
4.17	Esquerda, indicado pela seta: Mineral opaco, provavelmente grão de hematita detrítica. Notar arredondamento do grão. Direita, em luz polarizada, indicado pela seta: Óxido de ferro, possivelmente grão de hematita, crescido em interstícios dos grãos de quartzo (Coleção Itu).	65
4.18	Esquerda, indicado pela seta: Mineral opaco, provavelmente grão de magnetita detrítica, com bordos angulosos. Direita, indicado pela seta: Grão de hematita detrítica, com bordos arredondados (Coleção Rio do Sul).	66
4.19	Esquerda, indicado pela seta: Mineral opaco, provavelmente magnetita detrítica. Direita, indicado pela seta: Grão de hematita detrítica (A), ao lado de agrupamentos lenticulares de grãos de quartzo (B), de maior tamanho com relação à matriz (Coleção Itu).	66
4.20	Padrão da matriz dos níveis 89 (esquerda) e 34 (direita) da coleção Itu, mostrando microbandamento e padrão de orientação dos grãos (indicado pelas setas).	66
4.21	Padrão da matriz dos níveis 12 (esquerda) e 90 (direita) da coleção Rio do Sul, sem padrão visível de bandamento, devido ao corte paralelo ao plano de sedimentação da sequência.	67
4.22	Imagem de elétron secundário: Óxido de Fe (possivelmente hematita ou magnetita), incrustado entre grãos de quartzo, associado aos resultados estequiométricos normalizados (nível 60, coleção Itu).	68
4.23	Imagem de retroespalhamento eletrônico: Grão de óxido de Fe, possivelmente magnetita, incrustado entre grãos de quartzo, associados aos resultados estequiométricos normalizados (nível 89, coleção Itu).	68
4.24	Imagem de retroespalhamento eletrônico: Óxido de Fe, possivelmente hematita, apresentando hábito, com presumível origem <i>in situ</i> (grão à esquerda da imagem), com cristal de rutilo ao lado. À esquerda: Resultados estequiométricos normalizados, associados aos grãos (nível 89, coleção Itu).	69

4.25	Imagem de retroespalhamento eletrônico: Grão de óxido de Fe (sugerido pelos resultados estequiométricos normalizados 1 e 2), possivelmente hematita, apresentando traços de quartzo em sua superfície (sugerido pelo resultado estequiométrico normalizado 3), típico de grãos detríticos, arredondamento dos bordos, e incrustado entre grãos de quartzo (resultado estequiométrico 4). Nível 89, coleção Itu.	69
4.26	Imagem de retroespalhamento eletrônico: Óxido de Fe, possivelmente magnetita, com bordos angulosos, e incrustado entre grãos de quartzo. À esquerda: Resultados estequiométricos normalizados (nível 136, coleção Itu).	70
4.27	Curvas termomagnéticas de amostras de camadas claras e escuras de quatro níveis representativos da coleção Itu.	73
4.28	Curvas termomagnéticas de amostras de camadas claras e escuras de três níveis representativos da coleção Rio do Sul.	76
5.1	Representação esquemática das abordagens por nível e subnível.	82
5.2	Desmagnetização AF: Estereograma com representação do vetor magnetização, curva de intensidade de magnetização e diagrama de Zijdeveld para as amostras IT-60 H1, IT-60 H2 e IT-60 H3 (correspondentes ao nível IT-60) da coleção Itu.	84
5.3	Desmagnetização AF: Estereograma com representação do vetor magnetização, curva de intensidade de magnetização e diagrama de Zijdeveld para as amostras IT-89 J1, IT-89 J2 (correspondentes ao nível IT-89), IT-117 H e IT-136 K, correspondentes respectivamente aos níveis IT-117 e IT-136, da coleção Itu.	85
5.4	Desmagnetização AF: Estereograma com representação do vetor magnetização, curva de intensidade de magnetização e diagrama de Zijdeveld para as amostras RS-12 H, RS-40 H1 e RS-40 H2 (as duas últimas correspondentes ao nível RS-40) da coleção Rio do Sul.	86
5.5	Desmagnetização AF: Estereograma com representação do vetor magnetização, curva de intensidade de magnetização e diagrama de Zijdeveld para as amostras RS-90 I1, RS-90 I2 e RS-90 I3 (correspondentes ao nível RS-90) da coleção Rio do Sul.	87
5.6	Desmagnetização Térmica: Estereograma com representação do vetor magnetização, curva de intensidade de magnetização e diagrama de Zijdeveld para as amostras IT-60 I1, IT-60 I2 e IT-60 I3 (correspondentes ao nível IT-60) da coleção Itu.	89
5.7	Desmagnetização Térmica: Estereograma com representação do vetor magnetização, curva de intensidade de magnetização e diagrama de Zijdeveld para as amostras IT-89 P1, IT-89 P2 (correspondentes ao nível IT-89), IT-117 K e IT-136 L, correspondentes respectivamente aos níveis IT-117 e IT-136, da coleção Itu.	90
5.8	Desmagnetização Térmica: Estereograma com representação do vetor magnetização, curva de intensidade de magnetização e diagrama de Zijdeveld para as amostras RS-12 J, RS-40 K1 e RS-40 K2 (as duas últimas correspondentes ao nível RS-40) da coleção Rio do Sul.	91

5.9	Desmagnetização Térmica: Estereograma com representação do vetor magnetização, curva de intensidade de magnetização e diagrama de Zijdeveld para as amostras RS-90 Q1, RS-90 Q2 e RS-90 Q3 (correspondentes ao nível RS-90) da coleção Rio do Sul.	92
5.10	Representação estereográfica das direções da MRC (associadas às suas direções médias), obtidas pelo processo de desmagnetização AF, pelas abordagens por nível e subnível, para ambas as sucessões de ritmitos.	95
5.11	Representação estereográfica, para ambas as sucessões (abordagem por nível) de alguns exemplos de análises de média direcional dos eixos do elipsóide do tensor ASM, pelo uso do software desenvolvido por Lienert (1991).	97
5.12	Dados de declinação e inclinação referentes aos eixos K_1 e K_3 do tensor elipsóide de ASM, para médias dos níveis da coleção Itu.	98
5.13	Dados de declinação e inclinação referentes aos eixos K_1 e K_3 do tensor elipsóide de ASM, para médias dos níveis da coleção Rio do Sul.	98
5.14	Variação da declinação de K_1 ao longo da sucessão de Itu (média por nível).	99
5.15	Dados de direção da MRC (declinação/inclinação magnética); direção do eixo máximo do tensor anisotropia (declinação/inclinação de K_1); direção do eixo mínimo do tensor anisotropia (declinação/inclinação de K_3); grau de anisotropia (P) e susceptibilidade volumétrica (K_z). Abordagem de média por nível (Coleção Itu).	102
5.16	Dados de direção da MRC (declinação/inclinação magnética); direção do eixo máximo do tensor anisotropia (declinação/inclinação de K_1); direção do eixo mínimo do tensor anisotropia (declinação/inclinação de K_3); grau de anisotropia (P) e susceptibilidade volumétrica (K_z). Abordagem de dados por subnível (Coleção Itu).	102
5.17	Dados de direção da MRC (declinação/inclinação magnética); direção do eixo máximo do tensor anisotropia (declinação/inclinação de K_1); direção do eixo mínimo do tensor anisotropia (declinação/inclinação de K_3); grau de anisotropia (P) e susceptibilidade volumétrica (K_z). Abordagem de média por nível (Coleção Rio do Sul).	103
5.18	Dados de direção da MRC (declinação/inclinação magnética); direção do eixo máximo do tensor anisotropia (declinação/inclinação de K_1); direção do eixo mínimo do tensor anisotropia (declinação/inclinação de K_3); grau de anisotropia (P) e susceptibilidade volumétrica (K_z). Abordagem de dados por subnível (Coleção Rio do Sul).	103
5.19	Comparação entre os dados de declinação e inclinação de K_1 e de MRC, em função da altitude da sucessão. Dados de média por nível (Coleção Itu).	104
5.20	Comparação entre os dados de declinação e inclinação de K_1 e de MRC, em função da altitude da sucessão. Dados de subnível (Coleção Itu).	104
5.21	Comparação entre os dados de declinação e inclinação de K_1 e de MRC, em função da altitude da sucessão. Dados de média por nível (Coleção Rio do Sul).	104

5.22	Comparação entre os dados de declinação e inclinação de K_1 e de MRC, em função da altitude da sucessão. Dados de subnível (Coleção Rio do Sul).	104
5.23	Comparação entre os dados de declinação e inclinação de K_1 e de MRC, em projeção estereográfica. Dados de subnível (Coleções Itu e Rio do Sul).	105
5.24	Coeficientes de correlação padrão, coeficiente de Pearson) e coeficiente de determinação para os dados de declinação de K_1 e de MRC. Média por nível (Coleção Itu).	108
5.25	Coeficientes de correlação padrão, coeficiente de Pearson) e coeficiente de determinação para os dados de inclinação de K_1 e de MRC. Média por nível (Coleção Itu).	108
5.26	Coeficientes de correlação padrão, coeficiente de Pearson) e coeficiente de determinação para os dados de inclinação de K_1 e de MRC. Dados de subnível (Coleção Itu).	108
5.27	Coeficientes de correlação padrão, coeficiente de Pearson) e coeficiente de determinação para os dados de inclinação de K_1 e de MRC. Dados de subnível (Coleção Itu).	108
5.28	Curva de correlação cruzada referente aos dados de declinação de K_1 e de MRC; dados de média por nível (Coleção Itu).	109
5.29	Curva de correlação cruzada referente aos dados de inclinação de K_1 e de MRC; dados de média por nível (Coleção Itu).	109
5.30	Análise de variabilidade da direção da remanência (declinação e inclinação magnética) ao longo da sucessão de Itu.	113
5.31	Representação esquemática do método de correção dos dados direcionais magnéticos da coleção Itu, a partir da direção média dos dados direcionais da coleção Rio do Sul.	116
5.32	Projeção de Schmidt em 90°, com representação da CDPA para a placa sul-americana (Gilder <i>et al.</i> , 2003)	117
5.33	Projeção de Schmidt em 90°, com representação da CDPA para a placa sul-americana (Gilder <i>et al.</i> , 2003)	118
6.1	Representação esquemática dos tipos de séries dos dados de espessuras, para a correlação domínio da altura relativa - domínio do tempo.	122
6.2	Coleções Itu e Rio do Sul: Comparação entre os espectros de frequência da espessura individual dos níveis no domínio da altura relativa (espectros de calibração) e de espessura individual dos níveis no domínio da unidade litológica (abaixo), associados à largura de banda de 6 dB.	124
6.3	Representação esquemática dos ciclos de Milankovitch e exemplo de espectro de potência (modificado de Petit <i>et al.</i> , 1999) apresentando os picos espectrais referentes às periodicidades orbitais, preditas para os dias atuais.	125
6.4	Coleção Itu: Espectro de potência da susceptibilidade volumétrica (K_z) e teste de análise harmônica no domínio da altura relativa, associados à largura de banda de 6 dB.	128

6.5	Coleção Rio do Sul: Espectro de potência da susceptibilidade volumétrica (K_z) e teste de análise harmônica no domínio da altura relativa, associados à largura de banda de 6 dB.	129
6.6	Coleções Itu e Rio do Sul: Espectro de potência da declinação do eixo máximo do elipsóide de anisotropia (D_{K1}) e teste de análise harmônica no domínio da altura relativa, associados à largura de banda de 6 dB.	131
6.7	Coleções Itu e Rio do Sul: Comparação entre os espectros de potência da declinação (acima) e inclinação (abaixo) da MRC no domínio da altura relativa, (associados à largura de banda de 6 dB.4	132
6.8	Coleções Itu e Rio do Sul: Comparação entre os espectros de potência da latitude e longitude dos PGV's no domínio da altura relativa, (associados à largura de banda de 6 dB.	133
A.1	Representação do método WOSA (Welch, 1967), e modificado de Tröbs e Heinzl, 2006.	181

Lista de Tabelas

4.1	Intervalos de resultados – Quantificação de componentes de coercividade magnética (Análise de curvas de aquisição de MRI) – Coleção Itu.	52
4.2	Intervalos de resultados – Quantificação de componentes de coercividade magnética (Análise de curvas de aquisição de MRI) – Coleção Rio do Sul.	52
4.3	Parâmetros hiperfinos provenientes dos ajustes de espectros Mössbauer obtidos a partir das amostras de camadas claras (amostras C) e escuras (amostras E) de determinados níveis representativos da coleção Itu.	57
4.4	Parâmetros hiperfinos provenientes dos ajustes de espectros Mössbauer obtidos a partir das amostras de camadas claras (amostras C) e escuras (amostras E) de determinados níveis representativos da coleção Rio do Sul.	57
6.1	Dados de período obtidos por análise espectral, relacionados aos ciclos de Milankovitch correspondentes, para cada um dos parâmetros avaliados, e cálculos de média dos períodos verificados (Coleções Itu e Rio do Sul).	136
6.2	Resultados de taxas de sedimentação correspondentes a cada um dos ciclos orbitais (R_i), e taxa de sedimentação média (R_m), para as coleções Itu e Rio do Sul.	136
6.3	Conversão dos períodos espectrais para o domínio do tempo (picos acima do nível de significância de 95%), para as duas sucessões de ritmos.	138
A.1	Resultados paleomagnéticos e de anisotropia de suscetibilidade magnética para a seção de ritmos de Itu (47,26°W 23,17°S) - abordagem por nível.	184
A.2	Resultados paleomagnéticos e de anisotropia de suscetibilidade magnética para a seção de ritmos de Itu (47,26°W 23,17°S) - abordagem por subnível.	185
A.3	Resultados paleomagnéticos e de anisotropia de suscetibilidade magnética para a seção de ritmos de Rio do Sul (49,58°W 27,17°S) - abordagem por nível.	188
A.4	Resultados paleomagnéticos e de anisotropia de suscetibilidade magnética para a seção de ritmos de Rio do Sul (49,58°W 27,17°S) - abordagem por subnível.	189

Abreviaturas e Simbologia

AR:		Área relativa espectral
ARM:		Anisotropia de Remanência Magnética
ASM:		Anisotropia de Susceptibilidade Magnética
B_{hf} :		Campo magnético hiperfino
$B_{1/2}$:		Campo coercivo médio
C:		Clara (amostra)
CDPA:		Curva de deriva polar aparente
MD		Multidomínio
MRC:		Magnetização remanente característica
MRQ:		Magnetização remanente química
CLG:		Cumulative log-analysis
CPS		Contagens por segundo
DFT		Transformada discreta de Fourier
DO		Ciclo de Dansgaard-Oeschger
DPA:		Desvio padrão angular
DRM:		Magnetização remanente deposicional
DRX:		Difração de raios-X
D_{MRC} :		Declinação da magnetização remanente característica
D_{K1} :		Declinação do eixo máximo do tensor anisotropia
D_{K3} :		Declinação do eixo mínimo do tensor anisotropia
E:		Escura (amostra)
EDS:		Espectrometria dispersiva em energia de raios-X
FFT:		Transformada rápida de Fourier
GAP:		Gradient of acquisition plot
H_C :		Campo magnético coercivo

IT:		Itu
I_{MRC} :		Inclinação da magnetização remanente característica
I_{K1} :		Inclinação do eixo máximo do tensor anisotropia
I_{K3} :		Inclinação do eixo mínimo do tensor anisotropia
K_Z :		Susceptibilidade volumétrica
K_1 :		Eixo máximo do tensor anisotropia
K_3 :		Eixo mínimo do tensor anisotropia
LAP:		Linear acquisition plot
LSFT		Transformada de Fourier de Lomb-Scargle (Lomb-Scargle Fourier Transform)
MD:		Multidomínio
MEV:		Microscopia eletrônica de varredura
MRI:		Magnetização remanente isotérmica
M_R		Magnetização remanente
MRN:		Magnetização remanente natural
SRPC:		Superchron de Polaridade Reversa do Permocarbonífero
PD:		Parâmetro de dispersão
pDRM:		Magnetização remanente pós-deposicional
PGV:		Pólo geomagnético virtual
PSD		Pseudo-monodomínio
P_λ :		Latitude do PGV
P_ϕ :		Longitude do PGV
QS:		Desdobramento quadrupolar
R_m		Taxa de sedimentação média
RS:		Rio do Sul
r_k :		Função de correlação cruzada
r_p :		Coeficiente de Pearson

r_s :		Coeficiente de correlação padrão
r^2 :		Coeficiente de determinação
SAP:		Standardized acquisition plot
SD:		Monodomínio
SMRI:		Magnetização remanente isotérmica de saturação
T_N :		Temperatura de Néel
T_V :		Temperatura de Verwey
u.t.		“Unidade temporal arbitrária” de deposição de um nível estratigráfico
WOSA		Welch-Overlapped-Segment-Averaging
ZFC/FC:		Zero-field cooled/field cooled
δ :		Desvio isomérico
δ_{FC}/δ_{ZFC}		Taxa delta
Γ :		Largura de linha espectral
Φ_k :		Função de autocorrelação parcial
$f(\omega)$		Periodograma normalizado
$P(\omega_k)$		Periodograma de Lomb-Scargle
$\hat{G}_{xx}(f_k)$		Autoespectro

Capítulo I

Introdução

Desde o final do século XIX, discute-se na literatura a correlação entre ciclos sedimentares e oscilações climáticas, controlados por processos harmônicos determinados pelo sistema Terra-Lua-Sol (e.g. Gilbert, 1895; Barrel, 1917 *apud* Steenbrink *et al.*, 1999; Schwarzacher, 2000). Os ciclos de atividade solar são correspondentes a escalas de periodicidades da ordem de dias a milhares de anos (Hoeksema & Scherrer, 1988; Mendoza *et al.*, 2001; Witt & Schumann, 2005), enquanto que as variações orbitais terrestres, responsáveis por ciclos de milhares a centenas de milhares de anos, variam sob as escalas dos ciclos de Milankovitch (Berger, 1980; Laskar, 1988; 1999; Hilgen *et al.*, 1997; Schwarzacher, 2000; Van der Zwan, 2002; Yamazaki & Oda, 2002). Tais periodicidades, associadas aos mecanismos de *feedback* do sistema atmosfera-hidrosfera, exercem profundos efeitos sobre o clima, sobre a sedimentação e sua ciclicidade, podendo até mesmo gerar episódios glaciais (Berger, 1980; Anderson & Dean, 1988; Hoeksema & Scherrer, 1988; Schwarzacher, 2000; Aziz *et al.*, 2000; Livingstone & Hajdas, 2001; Van der Zwan, 2002).

Entretanto, os mecanismos concernentes a estas variações, que culminam nas alternâncias climáticas, e a maneira pela qual influenciam mudanças na sedimentação - por exemplo, em sistemas glácio-lacustres e glácio-marinhos, ainda estão longe de serem completamente compreendidos. É ilustrativo de tal questão o trabalho de Shindell *et al.* (1999), em que se discute que, a despeito do fato de que vários parâmetros meteorológicos apresentam correlação com ciclos de atividade solar, ainda não está claro de que forma mudanças relativamente pequenas de radiação solar (aproximadamente 0,1%), cujo efeito direto ocorrem predominantemente na alta atmosfera, poderiam ter impacto importante na superfície da Terra (Versteegh, 2005). A compreensão desses

mecanismos torna-se fundamental para a investigação de outra hipótese que tem sido muito debatida e que diz respeito a glaciações a baixas paleolatitudes. Por exemplo, existem evidências de que, durante o Pré-Cambriano, depósitos glaciais situavam-se, em sua maioria, a latitudes em torno de 25°- 30° (Williams *et al.*, 1998) e alguns registros devem até mesmo ter ocorrido em faixas de latitudes bem inferiores (Hoffman *et al.*, 1998).

Neste ínterim, durante as últimas décadas, a cicloestratigrafia tem passado por um grande avanço, e correlações mais precisas têm sido feitas entre ciclos climáticos e estratigráficos. Através desta disciplina, registros geológicos que evidenciam alterações cíclicas na escala de décadas a milhares de anos vêm sendo extensamente estudados (e.g. O'Sullivan, 1983; Anderson & Dean, 1988; Hagadorn *et al.*, 1995; Landmann, 1996; Cooper & O'Sullivan, 1998; Stockhausen & Zolitschka, 1999; von Rad *et al.*, 1999; Tiljander *et al.*, 2002; Dinarès-Turell *et al.*, 2003; Rosqvist *et al.*, 2004; Prasad *et al.*, 2004; Vlag *et al.*, 2004), buscando-se compreender os processos que culminam nas variações climáticas de curtos e longos períodos, e a maneira pela qual influenciam mudanças em tais sistemas sedimentares. Certamente, um dos principais fatores que tem contribuído ao desenvolvimento da cicloestratigrafia é a possibilidade de verificação de sinais climáticos através da magnetostratigrafia, que vem obtendo projeção cada vez maior na literatura nos últimos 20 anos (Opdyke & Channell, 1996; Milana & Lopez, 1998).

A magnetostratigrafia permite o estudo da variação temporal do campo geomagnético, o que é de grande interesse na compreensão da evolução dos processos que ocorrem na estrutura interna da Terra - operantes sob escalas de tempo bastante distintas - bem como suas relações com o geodínamo, ao longo do tempo geológico (McFadden & Merrill, 1986; Bakhmutov & Zagniy, 1990; Lanci *et al.*, 1999; Kruiver *et al.*, 2002; Yamazaki & Oda, 2002). Alguns trabalhos recentes sugerem a influência de determinados ciclos de Milankovitch sobre o geodínamo (e.g. Yamazaki & Oda, 2002; Roberts *et al.*, 2003; Fuller, 2006; Duhau, 2006) e a influência da variação secular do campo geomagnético sobre o clima (Gallet *et al.*, 2005), o que vem ampliando a base de interesse deste método, ainda incipiente no que diz respeito às correlações entre o

campo geomagnético e o clima na Terra (Courtillot *et al.*, 2007). Uma importante variante da magnetostratigrafia é a relacionada a determinados parâmetros magnéticos não-direcionais, como indicativo de mudanças climaticamente moduladas, uma vez que a mineralogia, concentração e tamanho de grão dos minerais magnéticos são correlacionáveis com as variações climaticamente induzidas e condições ambientais correspondentes à deposição (Banerjee, 1994; Vigliotti, 1997; Kössler *et al.*, 2001).

Em estudos cicloestratigráficos, as varves são um dos tipos de registro sedimentar dentre os mais amplamente conhecidos, revelando-se como arquivos naturais de grande importância para estudos paleomagnéticos e paleoambientais (Moscariello *et al.*, 1998; Ringberg & Erlström, 1999; Lücke *et al.*, 2003). Frequentemente relacionados a uma ou mais ações periódicas externas, exibem tipicamente unidades litológicas de caráter bimodal, com contato abrupto entre as camadas, e que são distinguíveis com base em sua composição, textura e processo sedimentar. São observáveis não apenas em ambientes sedimentares recentes, mas também em depósitos tão antigos como os do Proterozóico. O termo “varve” (do sueco “varv”, que significa “iteração periódica de camadas”) foi empregado pela primeira vez por De Geer (1912) com o intuito de descrever sedimentos glácio-lacustres, na forma de acoplamentos de material fino e grosseiro, quando se havia pouco questionamento a respeito do caráter de deposição anual para sedimentos lacustres pró-glaciais - uma vez que a interpretação do controle sazonal nos processos de degelo e congelamento parecia bastante razoável. Posteriormente, o conceito de deposição anual foi aplicado a vários outros ambientes de sedimentação (Anderson & Dean, 1988; Ojala & Tiljander, 2003). Desde então, a importância e potencial das varves para reconstruções anuais a centenárias do passado ambiental e identificação de variações climáticas, com uma resolução temporal de anos ou mesmo estações, e, em alguns casos específicos, como método de calibração geocronológica, têm sido demonstrados nas últimas décadas através de vários estudos (O’Sullivan, 1983; Anderson & Dean, 1988; Damnati & Taieb, 1995; Milana & Lopez, 1998;

von Rad *et al.*, 1999; Livingstone & Hajdas, 2001; Berger & von Rad, 2002; Sander *et al.*, 2002).

Neste contexto, verifica-se, na Bacia do Paraná, a ocorrência de rochas laminadas pertencentes ao subgrupo Itararé, que apresentam alternância de camadas de arenito e argilito, formando pares mais ou menos regulares, e discutidas desde os trabalhos pioneiros sobre a glaciação neopaleozóica da bacia, entre o final do século XIX e começo do século XX (e.g. Leinz, 1937). Leonardos (1938) sugeriu que os ritmitos de Itu (SP) teriam feições típicas de varvitos, devido à similaridade com varves, de origem glácio-lacustre, segundo Rocha-Campos (1967), embora confirmações consistentes a respeito da hipótese de anuidade dos pares litológicos ainda fossem necessárias. Resultados sedimentológicos, palinológicos e paleomagnéticos para as sucessões de Itu (referentes à exposição hoje correspondente ao Parque do Varvito, em Itu), Rio do Sul (SC) (correspondente ao afloramento amostrado na Pedreira Itaú, em Trombudo Central) e Mafra (RS) sugeriram o caráter anual de deposição dos pares (Rocha-Campos & Sundaram, 1981; Sinito *et al.*, 1981; Rocha-Campos *et al.*, 1981), formados pela repetição regular de camadas de areia fina/silte (cor clara) e silte/argila (cor escura). As unidades claras representariam a sedimentação durante a primavera-verão e as unidades escuras, o período outono-inverno.

Através de análise espectral realizada pela aplicação do método de máxima entropia sobre série de dados de espessura dos pares, bem como dos parâmetros magnéticos que caracterizam a magnetização remanente dos ritmitos de Itu (Ernesto & Pacca, 1981), verificou-se que, assumindo cada par claro-escuro como sendo originado por um ano de deposição, a sedimentação destas rochas teriam sido influenciadas por ciclos solares de aproximadamente 11 e 22 anos, bem como ciclos mais longos cuja origem não é bem determinada, o que reforçou, à época, a hipótese do caráter várvido desta sucessão.

Entretanto, a questão da anuidade dos ritmitos do Subgrupo Itararé não deve ser considerada como consensual. Existem diversas controvérsias a

respeito dos processos e ambientes de deposição relacionados aos ritmitos regulares de Itu, assim como relacionadas à questão da sedimentação do Subgrupo Itararé como um todo, amplamente diversificado do ponto de vista faciológico (Gama Jr. *et al.*, 1992). Setti e Rocha-Campos (1999) descreveram e interpretaram as fácies e ambientes sedimentares do varvito e rochas associadas nas proximidades de Itu, sugerindo que os ritmitos regulares depositaram-se em bacia de água doce, sob regime glacial e controle sazonal. Além disso, com base na variação de espessura das unidades litológicas, que apresentam tendência a afinamento na parte superior da seqüência e variação da granulometria, também levantam a hipótese de que a frente da geleira afastou-se progressivamente da margem do corpo d'água. Este tipo de paleoambiente contrasta com a proposição de um processo deposicional dos ritmitos em mar restrito, fortemente influenciado por degelo, através de estudos realizados em outras áreas (e.g. Santos *et al.*, 1996). Eyles *et al.* (1993) questionam a hipótese de que os ritmitos em Itu corresponderiam a varvitos, devido à alta variabilidade de espessura verificada nos afloramentos, e sugerindo-os em contraposição como turbiditos.

Os estudos paleomagnéticos anteriormente realizados por Sinito *et al.* (1981) e Rocha-Campos *et al.* (1981), apesar de demonstrarem que os ritmitos regulares da Bacia do Paraná apresentam magnetização estável com polaridade reversa, não incluíram tentativa de identificação da mineralogia magnética responsável pela remanência em tais rochas, permanecendo desconhecido o caráter dessas magnetizações (se primária ou secundária), embora Ernesto e Pacca (1981) tenham apontado que ciclos climáticos regularam a magnetização das rochas, e que seria muito difícil conceber mecanismos que remagnetizassem essas rochas, preservando os registros em todos os parâmetros magnéticos. Em estudo recente, Silva e Azambuja Filho (2005), baseados em testemunhos de poços perfurados pela CPRM em Santa Catarina e Rio Grande do Sul, e escolhidos sob o critério da presença de ritmitos do Subgrupo Itararé, encontraram, através de escaneamento e perfis de raios gama, a presença dos ciclos de Milankovitch e ciclos de atividade solar de 22 a 1000 anos; além disso, inferem taxas de sedimentação entre 5,2 a 9,3

cm/ka para os ritmitos referentes aos testemunhos, taxas similares às verificadas para o Pleistoceno - evidências essas claramente contrastantes com a hipótese da anuidade.

Dessa maneira, propôs-se, por esta tese de doutoramento, a investigação acerca do caráter deposicional de duas seqüências de ritmitos regulares do Permocarbonífero do Subgrupo Itararé, Bacia do Paraná - ritmitos expostos no Parque do Varvito, Itu (SP) e seqüência de ritmitos de Rio do Sul, exposta na pedreira Itaú, município de Trombudo Central (SC). Este trabalho compreende novos estudos paleomagnéticos das duas seqüências, uma completa investigação sobre a mineralogia magnética responsável pela remanência em tais rochas, e, por fim, testes de correlação e análise espectral das séries de dados magnetoestratigráficos, tanto direcionais quanto não-direcionais.

Através deste trabalho, espera-se contribuir para a definição da escala temporal da sedimentação dos ritmitos em questão, incluindo novas informações acerca de suas características de sedimentação. Além disso, espera-se também contribuir para as investigações sobre a indução de sinais climáticos por processos orbitais e/ou solares, de amplo interesse atual.

Capítulo II

Aspectos Geológicos

Neste capítulo, buscaremos discutir o contexto geológico referente às exposições de ritmitos estudadas neste trabalho, com respeito às suas associações com o Subgrupo Itararé, da Bacia do Paraná, e sua correlação com os processos de glaciação do Paleozóico Superior.

II-1 A Glaciação do Paleozóico Superior, Bacia do Paraná e o Subgrupo Itararé

Alguns autores sugerem que a glaciação do Paleozóico Superior afetou o supercontinente Gondwana por mais de 100 milhões de anos (350 - 250 Ma), representando o mais longo período de glaciação contínua do Fanerozóico (Eyles, 1993). Um dos fatos consistentes na discussão da história glacial do Paleozóico Superior no Gondwana é a preservação de estratos glacioclásticos dentro de bacias intracratônicas embrionárias, que podem ser encontrados por todos os continentes gondwânicos (Eyles *et al.*, 1993) - ocorrendo, assim, em um grande número de margens ativas e bacias intracratônicas.

Dentre estas, a Bacia do Paraná (figura 2.1), ampla bacia intracratônica da Plataforma Sul-Americana, é considerada a maior dentre as que sofreram influência glacial no Gondwana (França & Potter, 1988). Cobre cerca de 1.700.000 km² da porção centro-leste da América do Sul, compreendendo seis superseqüências sedimentares-magmáticas, que apresentam idades entre o Ordoviciano e o Cretáceo. São definidas como: Rio Ivaí (Grupo Rio Ivaí, de idade Ordoviciano/Siluriano); Gondwana I (Grupos Tubarão e Passa Dois, Carbonífero/Permiano); Gondwana II (formações do Triássico); Gondwana III (Grupo São Bento, Jurássico/Cretáceo); Bauru (Grupo Bauru, Cretáceo (Milani & Zalán, 1999; Souza *et al.*, 2006)).

A Superseqüência Gondwana I (figura 2.2) corresponde ao maior ciclo transgressivo-regressivo que se desenvolveu entre o Carbonífero Superior e o Permiano Médio/Superior (Souza *et al.*, 2006), e suas unidades têm sido investigadas desde o final do século XIX, a partir das primeiras especulações sobre atividade glacial na sedimentação do Subgrupo Itararé (Grupo Tubarão; Petri & Fúlfaro, 1983). Cobrindo cerca de $1,2 \times 10^6 \text{ km}^2$ do território brasileiro, e com máxima espessura de subsuperfície excedendo 1.300 m em alguns pontos da bacia (Santos *et al.*, 1996; Milani & Zalán, 1999), o Subgrupo Itararé preserva o mais espesso, extenso e um dos mais longos registros (cerca de 36 Ma) da extensa glaciação que afetou o Gondwana durante o Paleozóico Superior - alguns autores (e.g. Rocha-Campos *et al.*, 1997; Ferreira, 1997;

Figura 2.1 - Localização e distribuição das superseqüências estratigráficas da Bacia do Paraná, com a indicação das localidades de Itu (SP) e Rio do Sul (SC). Modificado de Souza *et al.* (2006).

Weinschütz & Castro, 2004; Souza, 2006) ainda sugerem que o Itararé corresponderia ao mais importante registro de glaciação da história da Terra. A origem glacial de suas rochas sedimentares constituintes foi sugerida inicialmente por Derby (1878, *apud* Gama Jr. *et al.*, 1992), merecendo destaque o estudo de Leinz (1937), que apresentou um modelo glacial continental a partir dos depósitos investigados. Atualmente, reconhece-se que as mais antigas rochas sedimentares do Itararé registram configurações de água glacio-lacustre ou salobra; entretanto, uma influência crescentemente marinha pode ser identificada estratigraficamente, em direção à porção superior do Itararé (Eyles *et al.*, 1993). Devido à escassez de registros fósseis e horizontes correlacionáveis, a idade de deposição do Subgrupo Itararé é mal definida, se comparada com outras sucessões glaciais verificadas para o Gondwana, não havendo base concreta para o estabelecimento do limite Carbonífero-Permiano para a Bacia do Paraná (Rocha-Campos & Rosler, 1978; Eyles, 1993; Souza, 2006). O melhor esquema de biozonação estratigráfica já

Figura 2.2: Esquema da estratigrafia da superseqüência Gondwana I, que compreende os estratos do Paleozóico Superior da Bacia do Paraná. Modificado de Souza *et al.* (2006).

feito corresponde ao estudo palinológico realizado por Daemon e Quadros (1970, *apud* Eyles *et al.*, 1993), recentemente revisado por Souza (2006), que sugere que o Itararé apresenta idades entre a fase mais recente do Westfaliano

(cerca de 300 Ma) até o Kunguriano Anterior (260 Ma), de maneira que o registro abrangeria o período Carbonífero Superior - Permiano Inferior.

As pesquisas sobre a subdivisão e classificação estratigráfica do Subgrupo Itararé tiveram grande impulso a partir da década de 1970 e, hoje em dia, considera-se que a sedimentação do Itararé é extremamente diversificada faciologicamente, constituída de tratos de sistemas deposicionais bastante complexos (Gama Jr. *et al.*, 1992). Segundo França e Potter (1991), o Subgrupo Itararé compreenderia três formações - Formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba, cada uma registrando uma fase renovada de subsidência da bacia, como resultado do processo de rifteamento ao longo de lineamentos estruturais (Eyles, 1993; Santos *et al.*, 1996). As fácies dominantes são relacionadas a fluxos gravitacionais subaquosos de sedimentos, que resultaram de altas taxas de sedimentação e margens falhadas e escarpadas da bacia, o que pode ser relacionado à hipótese de que a Bacia do Paraná foi provavelmente invadida pela margem de gelo de Kaokoveld, derivada do sul da África, durante os períodos iniciais da glaciação do Paleozóico Superior (França & Potter, 1991; Santos *et al.*, 1996; Eyles, 1993; Eyles *et al.*, 1993; Rocha-Campos *et al.*, 2000). Dentre as três formações citadas acima, se atribui à Formação Taciba o cinturão de afloramentos leste do Subgrupo Itararé - ao qual pertenceriam as sucessões de ritmitos investigadas neste projeto de doutoramento. Sua subdivisão superior, rica em diamictitos (membro Chapéu do Sol), cobre inteiramente a Bacia do Paraná, sendo a única unidade do Subgrupo Itararé exposta em afloramentos em torno da bacia (Eyles *et al.*, 1993). Tal unidade está possivelmente correlacionada à ocorrência dos ritmitos regulares expostos em Itu. Na porção sul da bacia, o membro Rio do Sul (relacionado aos ritmitos expostos na cidade de Trombudo Central) ocorre lateralmente ao membro Chapéu do Sol. Aparentemente representando configurações deposicionais relativamente tranquilas, supõe-se que a sedimentação ocorreu a alguma distância a partir de qualquer um dos pontos de maior influxo de sedimentos (Eyles *et al.*, 1993).

A variedade de rochas laminadas, interpretadas como ritmitos regulares, e associadas ao cinturão de afloramentos leste e porção sul do Subgrupo Itararé,

apresentam algumas das mais favoráveis exposições para estudos paleomagnéticos em Itu (SP) e Trombudo Central, região do município de Rio do Sul (SC), aonde é possível a obtenção de amostras orientadas de camadas individuais (Sinito *et al.*, 1981; Rocha-Campos *et al.*, 1981). Conforme discutido anteriormente, o estudo dos ritmitos que se encontram expostos no chamado Parque do Varvito, no município de Itu (SP), e na pedreira Itaú, no município de Trombudo Central (SC) é o objetivo desta tese, e, dessa maneira, apresentaremos a seguir a discussão acerca das principais feições geológicas e fácies sedimentares destes dois afloramentos.

II-2 Ritmitos do Parque do Varvito de Itu (SP)

A sucessão de ritmitos regulares que afloram em Itu, uma das exposições investigadas neste projeto de doutoramento, corresponde a uma antiga pedreira tombada pelo CONDEPHAAT, e que se situa nas dependências do Parque do Varvito (coordenadas 23° 16' S e 47° 19' W; figura 2.3), no município de Itu (SP). Este afloramento é conhecido nacional e internacionalmente por constituir uma das mais espessas, bem preservadas e extensas exposições de ritmito da Bacia do Paraná, além de documentar um dos ambientes sedimentares típicos da glaciação neopaleozóica do Gondwana (Setti & Rocha-Campos, 1999). Além disso, se atribui importância histórica a este afloramento, relacionado ao povoamento do oeste paulista (Rocha-Campos, 2000).

Figura 2.3 - Imagem da sucessão de ritmitos regulares do Parque do Varvito (Itu, SP). É possível verificar o contato abrupto entre os pares de litologias.

Figura 2.4 - Detalhes de estruturas sedimentares da sucessão de ritmitos exposta no Parque do Varvito, Itu. (A) Apresentação do nível mais espesso da sucessão (espessura média de 50 cm ao longo da exposição). (B) Detalhe de seixo pingado entre dois pares de litologias menos espessos, próximos ao topo da sucessão. (C) Alguns dos níveis mais espessos da exposição (base da sucessão). É possível observar-se os padrões de variação de espessura e de estruturas sedimentares das camadas claras, como, por exemplo, marcas de onda, estratificações cruzadas cavalgantes e onduladas. Em todas as imagens, é possível verificar-se os contatos abruptos entre litologias, devido à intercalação das camadas de siltito/argilito (camadas escuras).

Os ritmitos de Itu são considerados do tipo regular (Santos *et al.*, 1996; Rocha- Campos, 2000), uma vez que exibem repetição cíclica de pares de litologias, constituídas por lâminas ou camadas basais, mais espessas (cm-dm), e formadas por arenito fino-siltito, adjacentes a lâminas escuras, mais finas (mm), compostas de siltito-argilito. A espessura e granulometria dos pares

apresentam redução em direção ao topo do afloramento, ambas devidas às variações verificadas para as camadas/lâminas claras, chegando a 50 cm próximo ao assoalho da pedreira, e constituindo-se basicamente de arenito fino (com cerca de 1,5 cm ou menos em sua porção superior, apresentando fração siltica). Ao longo de toda a sucessão exposta, a espessura das lâminas escuras permanece aproximadamente constante, em torno de 5 mm. Ao todo, foram verificados cerca de 260 pares litológicos, contados e medidos em 15 m de exposição total (Sinito *et al.*, 1977; Ernesto & Pacca, 1981).

Verifica-se, para toda a sucessão, a ocorrência de abundantes estruturas sedimentares (figura 2.4). São observados contatos abruptos entre as lâminas superiores dos pares litológicos e as camadas/lâminas claras inferiores dos pares sobrejacentes, além de limites abruptos, mas transicionais, entre camadas claras e escuras dentro de um mesmo par litológico. A presença de silte/argila dentro de bandas claras e de areia dentro de lâminas escuras também é discutida por alguns autores (Rocha-Campos *et al.*, 1981; Setti & Rocha-Campos, 1999).

Além disso, a ocorrência de determinadas estruturas, verificadas nas camadas/lâminas claras, parece variar com a mudança na espessura do par litológico e granulometria, e incluem estratificações cruzadas cavalgantes, microlaminação cruzada de marcas ondulantes migrantes, laminação drapeada de siltitos sobre marcas onduladas, laminação gradacional múltipla, estratificação ondulada e “linsen”. A ocorrência de clastos milimétricos a decimétricos, de composição diversa (principalmente constituídos de granito e quartzito) intercalam-se na exposição, deformando os estratos inferiores e superiores adjacentes (Rocha-Campos & Sudaram, 1981; Gama Jr. *et al.*, 1992; Ferreira, 1997; Setti & Rocha-Campos, 1999). A presença de icnofósseis produzidos por invertebrados aquáticos bentônicos é abundante sobre os planos de estratificação nos ritmitos de Itu, sendo verificadas de modo mais nítido sobre as lâminas escuras. Dois icnogêneros foram identificados: *Isopodichnos* e *Diplichnites* (Fernandes *et al.*, 1987), possivelmente representando diferentes tipos de impressões do corpo do mesmo animal, e apresentando estreita correlação com os icnofósseis dos depósitos de mesma

idade (permocarbonífero) do Grupo Dwyka da Bacia Karoo, na África do Sul (Carvalho & Fernandes, 1989).

A posição estratigráfica dessas rochas na estratigrafia do Subgrupo Itararé ainda não está plenamente elucidada. Segundo Setti e Rocha-Campos (1999), devido à sua posição junto à margem da bacia, e na suposição de que as camadas neopaleozóicas mergulham em direção ao centro da bacia, acompanhando a inclinação do embasamento, os ritmitos de Itu seriam considerados um dos depósitos mais antigos do Itararé no estado de São Paulo. Entretanto, segundo a descrição proposta por Eyles *et al.* (1993), é possível que estes depósitos estejam relacionados ao membro Chapéu do Sol (Formação Taciba), que ocorre associado ao cinturão de afloramentos leste da Bacia do Paraná.

Não há consenso sobre a natureza do corpo d'água correspondente à deposição dos ritmitos regulares de Itu. Setti e Rocha-Campos (1999) discutem que o processo de deposição poderia ser relacionado à ocorrência de um corpo d'água doce, como um lago pró-glacial. O lago teria sido assoreado pelo avanço dos diamictitos e rochas associadas, durante seu maior desenvolvimento, devido a condições muito severas, relacionadas com o avanço das geleiras. Também seria possível a deposição sob paleoambientes relacionados a bacias marinhas, próximas à costa, sob a influência de geleiras (Rocha-Campos *et al.*, 1981). Sob tal proposição, se sugere que a bacia possa ter apresentado a forma de um golfo ou entalhe na costa ou margem da Bacia do Paraná, disposto na direção NW (Santos *et al.*, 1996; Setti & Rocha-Campos, 1999). Esta hipótese encontra apoio, por exemplo, na orientação das paleocorrentes medidas, normalmente orientadas para NW (Setti & Rocha-Campos, 1999).

Assim, com respeito ao processo de deposição, os ritmitos aparentemente se depositaram através de correntes de fundo densas ou correntes de turbidez, relacionadas com correntes intermediárias ou superficiais subsidiárias, produzidas por água de degelo, movendo-se para baixo sobre deltas marginais (Eyles, 1993; Setti & Rocha-Campos, 1999; Rocha-Campos, 2000). Sob a

hipótese de estes ritmitos constituírem verdadeiras varves, conforme fora discutido anteriormente no capítulo I, pode-se considerar a ação de dois processos sedimentares distintos, um envolvendo correntes de turbidez de fundo, responsável pela deposição de sedimentos de granulometria mais espessa - correspondendo à formação das camadas/lâminas claras de primavera/verão, e o outro, relacionado à deposição da fração argila suspensa no corpo d' água durante o período outono/inverno, devido à possível ausência de aporte de material mais grosso por águas de degelo (Setti & Rocha-Campos, 1999; Rocha-Campos *et al.*, 2000).

II-3 Ritmitos de Rio do Sul (SC)

Os ritmitos, do tipo regular (Canuto, 1993) que ocorrem na área de Rio do Sul (SC), representam a segunda sucessão desta natureza investigada neste projeto de doutoramento. Expostos na pedreira Itaú (figura 2.5), situada às margens da rodovia BR-470, e pertencente ao município de Trombudo Central, situam-se a cerca de 5 km a sudoeste do município de Rio do Sul, com coordenadas 27°10' S e 49°35' W. São associados estratigraficamente ao membro Rio do Sul (Vesely & Assine, 2002), uma das divisões superiores do Subgrupo Itararé na região de Santa Catarina (Rocha-Campos & Sundaram, 1981).

Verifica-se que os estratos que ocorrem nesta pedreira são basicamente constituídos de siltitos (camadas/lâminas claras) e argila (lâminas escuras). A sucessão original de 127 estratos, que foi amostrada para os estudos paleomagnéticos realizados por Sinito *et al.* (1981) e Rocha-Campos *et al.* (1981), também compreendida neste estudo, apresenta cerca de 9 m de espessura total, com variação total de espessuras dos estratos entre 1,2 cm e 32 cm (Ernesto & Rocha-Campos, 1979; Rocha-Campos *et al.*, 1981). Como no caso dos ritmitos de Itu, a variação na espessura dos pares litológicos se deve a mudanças nas camadas/lâminas claras, ao passo que as lâminas escuras apresentam espessuras relativamente constantes, em torno de 2 - 9 mm (Rocha-Campos *et al.*, 1981; Rocha-Campos & Sundaram, 1981; Canuto,

1993), com contato abrupto entre pares adjacentes (devido às camadas escuras), e transicional entre as camadas claras e escuras de um mesmo par.

É possível identificar-se dois padrões diferentes de variação de espessura através de verificação visual. Nos dois terços inferiores da sucessão, verifica-se a alternância de estratos espessos, (com mais de 9,5 cm de espessura) com estratos mais finos (em torno de 2 cm); no terço superior, observa-se um padrão de espessamento em direção ao topo do afloramento. Nas camadas claras, são visíveis estruturas sedimentares como camadas gradacionais múltiplas (normais e reversas), divisões escuras e submilimétricas, micro-laminação cruzada e lâminas de areia fina (Rocha-Campos & Sundaram, 1981). Também se verifica a ocorrência irregular e esporádica de numerosas zonas ou lentes de fragmentos e montículos de detritos grossos, associados a

sulcos rasos, sobre os planos de acamamento. Há abundante ocorrência de clastos caídos (da ordem de alguns centímetros a decímetros) e de icnofósseis na sucessão. Segundo Marques-Togo *et al.* (1993, *apud* Canuto, 1993), verifica-se uma palinoflora relativamente diversificada, que consiste de gimnospermas e pteridófitas, e também corpos algais, em rochas sedimentares presentes na região de Trombudo Central.

Com respeito ao ambiente de deposição que teria dado origem aos ritmitos regulares expostos no afloramento estudado, Canuto (1993) sugere que tais ritmitos corresponderiam a uma das cinco fácies que abrangeriam um sistema deposicional glaciomarinho proximal, provavelmente relacionadas a leques de depósitos flúvio-deltaicos subaquáticos e lateralmente relacionados, intercalando-se nos ritmitos e, em alguns casos, mesmo superpondo-se. Este registro representaria um período de importante aporte subaquático de detritos glaciogênicos, dentro da sugerida sub-bacia marinha aonde atualmente se localizam os ritmitos regulares. A presença de clastos caídos e depósitos de despejo indicariam a presença de icebergs, indicando a retomada de influência glacial e freqüente presença de gelo flutuante, em associação a grandes volumes de água de degelo, como proposto por Santos *et al.* (1992). Ainda nesta discussão, é possível que o padrão verificado de espessamento dos níveis estratigráficos em direção ao topo da sucessão indicaria um processo de aumento na proximidade da frente da geleira, ou fonte de água de degelo, registrado pelo sistema deposicional sugerido (Rocha-Campos & Sundaram, 1981).

Capítulo III

Procedimentos Experimentais

A seguir, apresentamos a discussão sobre os processos de amostragem e preparação das amostras que foram utilizadas nas duas etapas de procedimento experimental, realizados neste trabalho - identificação da mineralogia magnética, e análise de dados direcionais e não-direcionais - bem como os métodos experimentais e técnicas de análise, empregados nos estudos realizados sobre mineralogia magnética.

III-1 Técnicas de Amostragem e Preparação de Amostras

III-1.1 Procedimentos para a coleta de material

O material utilizado para os estudos experimentais foi retirado das pedreiras estudadas neste estudo em forma de blocos, cada um destes correspondentes a uma unidade litológica (par de camadas claras e escuras - arenito/siltito - siltito/argilito), em diferentes amostragens. A primeira série de coleta, realizada na década de 1970, se encontrava conservada na litoteca do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP (IAG-USP), por ocasião do início deste projeto.

No entanto, através de levantamento realizado, constatou-se que o percentual perdido para as sucessões de Itu e Rio do Sul era de, respectivamente, 39% e 27%, montante este correspondente a blocos não localizados no registro, e por material inutilizado para os propósitos deste projeto (devido a perda de marcações de azimuth magnético, indefinição da informação da unidade litológica, entre outros fatores). Isto conduziu a novos trabalhos de amostragem, visando a complementação da sucessão estratigráfica de ambas as coleções. Entretanto, o trabalho de reamostragem para a coleção Rio do Sul não pode ser concluído devido ao fato de não ser possível a identificação das unidades faltantes, uma vez que não havia a

possibilidade de orientação estratigráfica com respeito a uma unidade litológica de referência. Dessa maneira, os dados apresentados referentes a esta coleção restringem-se apenas à amostragem original. Com respeito à sucessão de Itu, as unidades litológicas para complementação da coleção foram identificadas a partir de dados de espessura, e localizados na exposição a partir da unidade de referência adotada para o trabalho de coleta, que apresenta espessura de 50 cm.

Cada bloco utilizado neste estudo, referente ao primeiro trabalho de amostragem ou aos trabalhos de reamostragem, foi submetido, antes de sua coleta, à tomada dos dados de orientação em campo (azimute magnético e mergulho, respectivamente através de uma bússola magnética declinada e um inclinômetro acoplado à mesma bússola). Para a finalidade de simplificação das discussões que se seguem, ao longo deste trabalho, denominaremos os conjuntos de blocos retirados de ambas as sucessões estudadas como “coleções Itu e Rio do Sul” (coleções IT e RS, respectivamente). Também vale ressaltar que a denominação “coleção Rio do Sul” se deve ao fato do afloramento presente em Trombudo Central pertencer ao membro Rio do Sul, designação esta adotada desde os primeiros trabalhos a partir dessa sucessão.

III-1.2 Preparação de amostras

O trabalho de preparação de amostras foi realizado no laboratório de preparação de amostras do IAG-USP e consistiu, inicialmente, no preparo dos blocos oriundos de ambas as coleções, bem como das reamostragens realizadas para a coleção Itu, com a remarcação do azimute magnético pela superfície destes materiais. Após esta etapa, foram preparados, para as duas coleções, os seguintes tipos de amostras, de acordo com as finalidades experimentais definidas: (i) amostras orientadas de acordo com o azimute magnético e ao longo da espessura dos blocos; (ii) amostras em pó a partir das camadas claras e escuras de blocos selecionados para estudos de mineralogia magnética; (iii) seções polidas e lâminas delgadas de blocos selecionados para estudos de microscopia.

Figura 3.1 - Exemplo do procedimento de preparação dos cilindros a partir dos blocos coletados das unidades litológicas. Acima: Cilindros retirados de bloco referente a uma das unidades litológicas da coleção Itu. Abaixo: Apresentação de um dos cilindros, com representação da disposição das amostras a serem preparadas, e sua ordenação em função da estratigrafia.

Figura 3.2 - Esquema da disposição das amostras preparadas a partir de cilindros extraídos das unidades litológicas (níveis), para o estudo dos dados paleomagnéticos direcionais e não-direcionais em função da estratigrafia, denominados, neste trabalho como subníveis. A numeração referente aos subníveis visa apenas ilustrar a sucessão de unidades de informação, segundo esta abordagem de estudo estratigráfico.

As amostras do tipo (i) foram preparadas através da extração de cilindros, obtidos por intermédio de uma furadeira de bancada, ao longo da espessura dos blocos, com o posterior corte destes cilindros em amostras de espessuras entre 1,5 cm - 2,2 cm, como pode se observar na figura 3.1. Este material foi preparado de maneira a possibilitar a aquisição de dados paleomagnéticos direcionais e não-direcionais em função da estratigrafia, como será abordado

no capítulo V, para duas formas de abordagem contidas neste estudo: Através das médias de parâmetros tomados a partir dos dados individuais das amostras, obtidas de cilindros de um mesmo bloco, retirado de uma determinada unidade litológica (análises por nível); e através da análise dos parâmetros tomados através das mesmas amostras preparadas, considerando-as como as unidades litológicas de interesse (análises por subnível - como se apresenta na figura 3.2).

As amostras do tipo (ii) foram confeccionadas a partir de determinados blocos escolhidos com respeito à sua posição na estratigrafia das duas coleções, pela raspagem da camada escura, superficial a quase todos os blocos coletados, e pela trituração de material oriundo da camada clara. As amostras pulverizadas de cada camada constituinte dos blocos estudados foram empregadas essencialmente em estudos de mineralogia magnética. As seções polidas e lâminas delgadas, que compreendem o tipo (iii) dentre as amostras preparadas, foram confeccionadas através do corte transversal de determinados blocos, de maneira a selecionar-se ambas as camadas claras e escuras. Amostras de cada um destes cortes, após posterior aplicação de resina e preparação por polimento, forneceu seções polidas de cerca de 1 cm de diâmetro, que foram empregadas nos estudos de microscopia óptica de luz refletida, e posteriormente, nos estudos de microscopia eletrônica de varredura (MEV), após metalização em Au. As lâminas delgadas foram preparadas por disposição em lâminas de vidro e polimento, para os estudos de microscopia óptica de luz transmitida.

III-2 Investigação da Mineralogia Magnética

III-2.1 Difração de Raios-X

A difração de raios-X (DRX) é uma das mais tradicionais técnicas de caracterização de materiais, envolvendo a interação de radiação eletromagnética de comprimento de onda da ordem de 0,1 a 0,5 nm com átomos de um sólido (Cornell & Schwertmann, 1996; Warren, 1990). Esta técnica é especialmente útil em sistemas cristalinos que apresentam ordem de

longo alcance e, portanto, permite a distinção entre diferentes formas mineralógicas, dentre as quais os óxidos de ferro – sendo que alguns destes se apresentam como potenciais portadores de remanência magnética.

Os raios-X são produzidos a partir da emissão de elétrons de um catodo aquecido e, em seguida, acelerados num feixe até atingirem energias cinéticas da ordem de 0,1 keV, por meio de uma tensão aplicada entre catodo e anodo, o que provoca a colisão contra o último. Os elétrons do feixe podem eventualmente, ao atravessarem os átomos do anodo, passar próximos de elétrons de sub-camadas internas. Graças à interação coulombiana entre um elétron energético do feixe e o elétron atômico, pode haver troca de energia suficiente entre os dois para que o elétron atômico seja ejetado do átomo. Isto deixa o átomo num estado altamente excitado, porque um de seus elétrons de energia muito negativa está faltando. O átomo poderá voltar a seu estado fundamental emitindo um conjunto de fótons de alta energia, e, portanto, de alta frequência, que pertencem a seu espectro de raios-X. O espectro total de radiação X emitido por um tubo de raios-X consiste num espectro discreto superposto a um *continuum*, que se deve ao processo de “*bremssstrahlung*” (freamento) que ocorre quando os elétrons do feixe são desacelerados no espalhamento produzido pelos núcleos dos átomos no anodo. A forma do *continuum* depende, sobretudo da energia do feixe de elétrons; mas a forma do espectro de raios-X discreto é, porém, característica dos átomos do material que compõe o anodo.

Como as distâncias entre os átomos em uma estrutura cristalina são da mesma ordem de grandeza que a faixa de comprimentos de onda dos raios-X, o fenômeno de difração é possível. Neste processo, o feixe é refletido pela rede do material, gerando uma figura de difração devido às diferenças de percurso entre as várias ondas refletidas nos vários planos paralelos separados. A condição para que ocorra a interferência construtiva entre as ondas refletidas é dada pela lei de Bragg ($2d \cdot \sin(\theta) = m\lambda$; onde λ é o comprimento de onda da radiação, m é um número inteiro associado ao comprimento de onda, e θ o ângulo de incidência da radiação no plano cristalino). Enquanto a lei de Bragg fornece informações a respeito do tipo de estrutura dos materiais, a partir das

distâncias interplanares d calculadas em função do ângulo de incidência θ , a natureza e as posições dos átomos constituintes fornecem características bastante particulares dos compostos, através das intensidades dos picos de difração em cada plano observado.

O estudo de amostras de ambas as coleções foi realizado no Laboratório de Cristalografia do Instituto de Geociências da USP, sob supervisão do Dr. Flávio Machado de Souza Carvalho, técnico do laboratório. As medidas foram feitas através de um Difractômetro Siemens D5000, (detector PSD, faixa de operação entre 4° e $64,943^\circ$). Para a coleção Itu, as amostras foram medidas em passos de $2\theta = 0,04^\circ$, e $t_m = 0,2s$ e, para a coleção Rio do Sul, em passos de $2\theta = 0,05^\circ$, e $t_m = 1,0s$. O software de identificação das fases minerais foi o DIFFRAC PLUS, com associação com banco de dados “Powder Diffraction File, Release 2001” (International Centre for Diffraction Data).

III-2.2 Aquisição de Magnetização Remanente Isotérmica

As curvas de aquisição de magnetização remanente isotérmica (MRI) são obtidas através da aplicação de campos uniaxiais, em passos sucessivamente crescentes a uma amostra de rocha. Fornecem dados comparativamente fáceis em termos de obtenção, e provêm uma importante ferramenta não-destrutiva para a investigação do espectro coercivo (Dunlop & Özdemir, 1997). Assim, esta técnica se revela como sendo útil para a identificação do tipo, granulometria e concentração dos minerais magnéticos presentes e para correlacionar amostras contendo um mineral magnético comum, mas derivado de diferentes fontes, uma vez que se sabe que as amostras naturais contêm inevitavelmente misturas de minerais magnéticos, tamanhos de grão e estados de oxidação (Carter-Stiglitz *et al.*, 2001; Peters & Thompson, 1998).

Robertson & France (1994) observaram experimentalmente que as curvas de aquisição de MRI tendem a uma curva cumulativa log-Gaussiana (CLG). Isto se deve ao fato de que a distribuição de tamanhos de grãos magnéticos é logarítmica, típica de constituintes-traço em rochas (Kruiver *et al.*, 2001). Se não há a ocorrência de interação magnética, uma composição de grãos de um

mineral magnético simples pode ser caracterizada por: (i) sua magnetização remanente isotérmica de saturação (SMRI); (ii) o campo para o qual metade da SMRI é alcançada ($B_{1/2}$); (iii) a largura da distribuição: o parâmetro de dispersão (DP), dado por um desvio padrão da dispersão logarítmica, que reflete a dispersão das coercividades aparentes dos domínios dentro de uma fase mineral magnetizável em questão, e poderia novamente ser esperada como sendo independente da concentração (Robertson & France, 1994). Se mais de um mineral está presente, nos casos de mineralogia magnética mista, suas curvas de aquisição de MRI se somam linearmente. Uma curva CLG medida pode, portanto, ser decomposta dentro de um determinado número de curvas CLG, que podem ser individualmente caracterizadas pelos três parâmetros citados acima, e que permitem, segundo Stockhausen (1998), o acesso à qualidade do ajuste para as componentes log-Gaussianas. O ajuste de uma curva CLG é aplicado de maneira a basear-se no gradiente da curva (Kruiver *et al.*, 2001).

O procedimento experimental realizado na obtenção das curvas de aquisição de MRI foi assim realizado: Para cada aquisição de curva, um espécime orientado foi disposto junto a um porta-amostras adequado, desprovido de partículas magnetizáveis. A amostra foi então sujeita a um campo magnético unidirecional, sucessivamente crescente. Após cada aumento no campo aplicado, a amostra era removida e tinha sua magnetização (ou seja, sua MRI) medida, utilizando-se um magnetômetro spinner JR5A (Agico, República Tcheca). Os campos magnéticos necessários foram aplicados na forma de pulsos de cerca de 1 ms em duração, utilizando-se um magnetômetro do tipo “pulse” (MMPM9, Magnetic Measurements), no qual a energia armazenada em um banco de capacitores era descarregada através de uma bobina que envolvia a amostra. Os equipamentos acima descritos pertencem ao Laboratório de Anisotropias e Magnetismo de Rochas do Instituto de Geociências da USP, e o processo de aquisição de dados foi realizado sob supervisão da profa. Dra. Maria Irene Raposo. Ao todo, foram selecionadas 18 e 15 amostras, respectivamente, para as coleções Itu e Rio do Sul, de maneira a verificar possíveis variações nos comportamentos das curvas - o que seria

determinado por mudanças no conteúdo de minerais magnéticos - ao longo da estratigrafia.

Para as análises das curvas CLG, utilizamos o método apresentado por Kruiver *et al.* (2001), desenvolvido para a determinação de distribuições de coercividade magnética. Baseado na forma das curvas de aquisição de MRI, vem se mostrando eficaz para a quantificação de uma distribuição magnética, mesmo quando a distribuição está longe de ser saturada. Este método se baseia nas seguintes transformações: Considerando-se como desprezível a interação entre grãos magnéticos (i) os valores de campo são convertidos aos seus valores logarítmicos, e (ii) a escala linear ordinária é convertida para uma escala de probabilidades. Isto é feito para a padronização da curva de aquisição. Após estas transformações, uma distribuição unimodal é representada. A análise das curvas de aquisição de MRI sobre uma escala linear ordinária é referida como sendo LAP (linear acquisition plot); curva de gradiente como GAP (gradient of acquisition plot); e sobre uma escala de probabilidades como SAP (standardized acquisition plot). A combinação entre LAP, GAP e SAP compõe o conjunto de dados para a análise CLG, e que torna possível obter-se uma determinação robusta das componentes referentes às curvas de aquisição de MRI. Foram realizados ajustes com duas ou três componentes, que poderiam revelar as fases magnéticas presentes, de acordo com a observação da superposição das curvas de aquisição. De maneira a verificar se dois ou mais ajustes eram igualmente adequados sob o ponto de vista estatístico, quais as faixas de variabilidade dos parâmetros ajustados, e quando a adição de uma componente extra poderia contribuir significativamente a um determinado ajuste, foram realizados testes estatísticos, através das somas dos resíduos quadrados, de acordo com o proposto por Kruiver *et al.* (2001).

Durante o processo de aquisição de dados, o magnetizador utilizado nas medidas apresentou problemas para a indução de campo na faixa de 100 mT - 200 mT. Entretanto, testes realizados com um magnetizador Sapphire modelo SI-4, do Laboratório de Paleomagnetismo do IAG-USP, proporcionou curvas de aquisição de MRI, nesta mesma faixa de campos, cujos resultados por análise

de CLG eram compatíveis com os dados obtidos através da análise das curvas obtidas com o uso do magnetizador pertencente ao Laboratório de Anisotropias e Magnetismo de Rochas do IGC-USP, indicando, assim, que os resultados de análise não estariam comprometidos.

III-2.3 Espectroscopia Mössbauer

Desde o primeiro trabalho sobre magnetita e hematita nos primeiros anos de aplicação do efeito Mössbauer, a espectroscopia Mössbauer (EM) vem sendo cada vez mais considerada em geociências como uma importante ferramenta para o estudo de propriedades magnéticas e estruturais de uma grande variedade de minerais e rochas (Helgason, 2004). O efeito Mössbauer baseia-se no fato de que um núcleo, desde que incorporado a um sólido e apresentando estados excitados de energia de baixa energia, tempo de vida média longo, pode emitir ou absorver radiação- γ sem recuo, uma vez que, nesta situação, ocorre redução da energia de recuo a taxas menores que a energia de vibração quantizada da rede. Isso resulta em um aumento da probabilidade de emissão de um fóton- γ característico do decaimento radioativo, entre determinados níveis nucleares de energia, sem perdas neste valor quantizado. A espectroscopia Mössbauer do ^{57}Fe é a de maior realização, permitindo o estudo de materiais portadores de Fe por decaimento para o primeiro estado excitado do ^{57}Fe . Este isótopo, que apresenta abundância de 2,14% com relação a todo o ferro disponível na natureza, tem o ^{57}Co como isótopo-fonte, que o gera através da captura de um elétron (Franco, 2002). Assim sendo, esta técnica se apresenta como sendo adequada à identificação de fases portadoras de ferro, e tem sido largamente utilizada para caracterizar materiais formados em ambientes naturais, como solos, sedimentos e rochas (Partiti *et al.*, 2002).

Com respeito às aplicações em estudos de mineralogia magnética, esta técnica proporciona diferentes e valiosas informações a respeito das fases de Fe presentes, sendo particularmente útil em sistemas onde os óxidos de Fe se encontram em baixa concentração e/ou cristalinidade (e.g. partículas nanométricas) para a detecção através de difração de raios-X, fato frequente

em amostras naturais (Mørup, 1990; Cornell & Schwertmann, 1996; Nikolaev *et al.*, 2001). Revela-se especialmente útil na determinação dos estados de valência, formação e distribuição de Fe de diferentes sítios em um mesmo mineral. Também pode prover, em determinadas condições, informações a respeito de granulometria, nível de substituição iso/heterovalente do ferro, bem como a quantidade absoluta de ferro nas fases presentes (Coey, 1975, Murad & Schwertmann, 1980).

Os principais parâmetros obtidos a partir dos espectros Mössbauer são, a saber: (i) *deslocamento isomérico* (δ) que tem origem na interação eletrostática entre a carga distribuída no núcleo com os elétrons s, dependendo de sua densidade, que está relacionada ao grau de covalência das ligações metal-ligante; (ii) *desdobramento quadrupolar* (Δ), que indica o desvio da simetria cúbica ou esférica das cargas externas ao núcleo, resultando da interação do momento quadrupolar nuclear com o gradiente de campo na região nuclear; (iii) *campo magnético hiperfino* (B_{hf}), também chamado desdobramento Zeeman nuclear, que surge da interação entre o momento de dipolo magnético nuclear e um campo magnético que atua na região do núcleo; *deslocamento quadrupolar* (ϵ), que se refere ao gradiente de campo elétrico, na situação de interações magnética e quadrupolar (Hawthorne, 1988; Muraoka *et al.*, 2004).

As medidas em EM foram realizadas em duas temperaturas distintas (temperatura ambiente e $T = 77$ K), uma vez que, para medidas em uma determinada temperatura, os parâmetros hiperfinos dos subespectros obtidos por ajuste do espectro podem apontar para uma ou mais fases de Fe, e que podem apresentar parâmetros distintos em uma segunda temperatura considerada. Assim sendo, tal procedimento possibilita um melhor estudo de caracterização por esta técnica. Para ambas as sucessões estudadas, foram medidas quatro amostras em pó (provenientes de dois níveis estratigráficos), preparadas de acordo com o discutido na seção III-1.2. As medidas a temperatura ambiente foram realizadas no Laboratório de Espectroscopia Mössbauer do Departamento de Química do Instituto de Ciências Exatas da Universidade Federal de Minas Gerais, sob a supervisão do prof. Dr. José Domingos Fabris, através do emprego de um espectrômetro equipado com um

transdutor CMTE (modelo MA250). As medidas a $T = 77\text{ K}$ foram realizadas no Laboratório Mössbauer do Instituto de Física da Universidade de Brasília, sob a supervisão do prof. Dr. Vijayendra Garg, através de um espectrômetro (Mössbauer Driving System 360) equipado com um transdutor Wissel EI (Alemanha), e um criostato Janis (EUA) para contenção de nitrogênio líquido. Ambos os espectrômetros utilizados baseavam-se no uso de fontes radioativas de ^{57}Co em matriz de ródio (com atividades iniciais de 50 mCi), e utilizou-se um espectro de calibração ($\alpha\text{-Fe}$) para a definição dos espectros obtidos em função da velocidade. Para a aquisição dos dados, o sinal gerado pelo detector é submetido à pré-amplificação e amplificação linear, e o sinal de interesse (energia de 14,4 keV), é selecionado por meio de processamento de um analisador multicanal. Estabeleceu-se relação entre os canais medidos e o movimento do transdutor, de maneira que as contagens obtidas foram assim armazenadas em função do canal.

Os ajustes dos espectros foram realizados em duas etapas: Através de ajustes por distribuições definidas por histogramas de campos hiperfinos e desdobramentos quadrupolares, através de um par de programas baseado em ajustes por mínimos quadrados (Brand, 1987), que possibilitou modelagem dos parâmetros hiperfinos para o posterior ajuste através de linhas Lorentzianas, compreendendo sítios cristalinos de pequena largura de linha.

III-2.4 Curvas de Histerese

Curvas de histerese obtidas a partir de minerais ferromagnéticos permitem calcular a coercividade dos minerais, além de fornecer indicações sobre a estrutura de domínios, estado de stress e mineralogia dos grãos magnéticos. Virtualmente todos os materiais geológicos de interesse paleomagnético apresentam remanência, sendo dominados por estados de magnetização não-uniformes (Tauxe *et al.*, 2002; Zhao *et al.*, 2002), o que ilustra a importância desta classe de medidas. Estas curvas são obtidas para uma determinada amostra, contendo uma ou mais espécies de portadores magnéticos, aplicando-se um campo magnético sucessivamente mais alto, em um sentido arbitrariamente definido como positivo, até que os momentos magnéticos se

tornem paralelos ao campo aplicado (no caso de grãos monodomínio), atingindo-se assim a saturação, a um campo máximo $+H_{m\acute{a}x}$. Em seguida, inverte-se o sentido de aplicação do campo, até que este se anule, e depois atinja $-H_{m\acute{a}x}$. Novamente se inverte o sentido de aplicação, alcançando o campo nulo e finalizando o processo de aquisição em $+H_{m\acute{a}x}$. A cada passo, a magnetização da amostra é medida (Tauxe *et al.*, 1996; Butler, 1998).

Os parâmetros de histerese mais usualmente empregados são a *magnetização de saturação* (M_S), que é a máxima magnetização que uma amostra pode reter na presença de um campo magnético (obtido após a subtração da contribuição paramagnética); a *magnetização de remanência* (ou simplesmente remanência – M_{rs}), que é a magnetização remanescente após o campo aplicado ter sido reduzido a zero e após a saturação da amostra; o *campo coercivo*, ou *coercividade* (H_c), que é o campo reverso necessário para reduzir a magnetização resultante a zero; e a *coercividade da remanência* (H_{cr}), definida como o campo magnético necessário para inverter irreversivelmente metade da população de momentos magnéticos, e que é obtida pela aplicação de um campo reverso progressivamente crescente após a saturação da amostra (Dunlop & Özdemir, 1997).

As curvas de histerese foram processadas em um magnetômetro SQUID (Quantum Design – MPMS-XL), no Institute for Rock Magnetism (Universidade de Minnesota, EUA), a partir de quatro amostras, provenientes de dois níveis representativos de cada uma das duas seções estudadas, e preparadas em pó a partir das camadas claras e escuras, de acordo com o procedimento de preparo descrito na seção III-1.2, para que fosse possível verificar possíveis diferenças entre as duas camadas constituintes dos níveis. Tais curvas foram obtidas a temperatura ambiente, pela indução de campo de até 1 T, em ambos os sentidos de aplicação.

III-2.5 Curvas ZFC/FC

A magnetometria de baixas temperaturas vem se tornando rapidamente um padrão dentre as ferramentas de caracterização em magnetismo de rochas, uma vez que se baseia em comportamentos magnéticos característicos

associados com pontos isotrópicos magnéticos, temperaturas de ordenamento magnético, transições de fase e superparamagnetismo. Os principais portadores de MRN, como magnetita, hematita e pirrotita, mesmo em diminutas quantidades, podem ser detectados pela observação da assinatura magnética das transições de fase que tais materiais exibem abaixo da temperatura ambiente (Moskowitz, 1998; Weiss *et al.*, 2004; Kostrov, 2006). Dentre as várias técnicas magnéticas que compreendem esta classe de medidas, várias delas são geralmente empregadas para a inferência indireta dos parâmetros estruturais e propriedades intrínsecas destes materiais.

Além das curvas de histerese, que podem ser ajustadas usando-se propriedades referentes às funções de Langevin, uma das técnicas mais utilizadas são as chamadas curvas de magnetização “zero field-cooled” (ZFC) / “field-cooled” (FC). A curva de magnetização ZFC é obtida após se resfriar a amostra em campo nulo a partir de altas temperaturas; após isso, mede-se a magnetização em etapas crescentes de temperatura, em um pequeno campo aplicado. A curva de magnetização FC é obtida pela medida da magnetização em um processo de resfriamento no mesmo pequeno campo magnético aplicado. A partir destas curvas, é possível extrair-se informações, como por exemplo, a temperatura de bloqueio média - e, portanto, o diâmetro médio de grão, se as partículas consideradas são de forma esférica com uma constante de anisotropia conhecida; a dispersão de tamanhos de grão também pode ser estimada, a partir da diferença entre o máximo na curva ZFC e a bifurcação entre as curvas ZFC e FC (Denardin *et al.*, 2002).

As amostras provenientes de níveis representativos de cada uma das duas seções estudadas foram preparadas em pó a partir das camadas claras e escuras, de acordo com o procedimento de preparo apresentado na seção III-1.2, de maneira a verificarmos possíveis diferenças entre as duas camadas constituintes dos níveis. As curvas foram medidas a partir de um magnetômetro SQUID (Quantum Design – MPMS-XL), pertencente ao Institute for Rock Magnetism (Universidade de Minnesota, EUA). Para cada amostra, o processo ZFC foi realizado pelo resfriamento, a partir de 300 K, em campo nulo, até a temperatura basal de 20 K, com a magnetização remanente sendo medida nos

sucessivos passos de resfriamento ($\Delta T = -5$ K). Em seguida, o processo FC foi realizado por resfriamento de 300 K a 20 K, em campo magnético aplicado de 2,5 T. As temperaturas de Verwey foram estimadas pela inflexão da primeira derivada da curva de remanência FC (dM_{FC}/dT), como sugerido por Housen e Moskowitz (2006).

Para a verificação da possibilidade de ocorrência de magnetita biogênica, bem como para discutir os estados de domínio magnético do conteúdo de magnetita presente nas amostras estudadas, realizamos o teste de Moskowitz (Moskowitz *et al.*, 1993), a partir das curvas ZFC/FC obtidas. Este teste é sensível à transição de Verwey da magnetita, fornecendo informações a respeito da pureza, e, em menor alcance, sobre granulometria do conteúdo de magnetita, presente em uma amostra (Weiss *et al.*, 2004 A), tendo uma série de estudos verificado sua eficácia (e.g. Weiss *et al.*, 2004 B; Pan *et al.*, 2005; Housen & Moskowitz, 2006). O método consiste na diferença entre a quantidade de remanência FC e ZFC perdida durante o aquecimento através da temperatura de Verwey (T_V), quantificada pela taxa delta (δ_{FC}/δ_{ZFC}), sendo δ definido pela relação:

$$\delta_X = \frac{M_{(T=80K)} - M_{(T=150K)}}{M_{(T=80K)}} ; X = FC, ZFC \quad (3.1)$$

onde $M_{(T=80K)}$ e $M_{(T=150K)}$ são, respectivamente, a magnetização tomada a $T = 80$ K e $T = 150$ K, em ambas as curvas (Housen & Moskowitz, 2006). Alguns resultados experimentais obtidos a partir de diferentes tipos de culturas mostraram que curvas ZFC/FC bifurcadas abaixo de T_V , com $\delta_{FC}/\delta_{ZFC} > 2,0$ e $FC > ZFC$ são um forte indicador de cadeias de magnetossomas (Pan *et al.*, 2005; Housen & Moskowitz, 2006), enquanto que magnetitas monodomínio (SD) não-biogênicas e cadeias de magnetossomas rompidas apresentam curvas ZFC/FC bifurcadas, com taxas delta mais baixas, entre 1,0 e 1,5. Em contraste, grãos de magnetita pseudo-monodomínio (PSD; com tamanho de grão entre 0,1 a $< 0,5 \mu m$), partículas superparamagnéticas (tamanho de grão menor que 30 nm), magnetossomas maghemitizados, ou outros minerais

magnéticos (como greigita, maghemita, pirrotita) produzem taxas delta-delta próximas de 1,0 - ou seja, sem significativas diferenças entre as curvas ZFC e FC (Kosterov, 2003; Housen & Moskowitz, 2006). Alguns autores (e.g. Kosterov, 2003) sugerem que grãos de magnetita multidomínio (com tamanho de grão entre 100 e 150 μm) produzem uma inversão no comportamento das curvas ZFC/FC, com a remanência ZFC maior que a verificada para a curva FC, gerando taxas delta menores que 1,0.

III-2.6 Curvas Termomagnéticas

Algumas das ferramentas de caracterização em estudos de magnetismo de rochas são sensíveis à composição e tamanho de grão dos minerais, como, por exemplo, curvas de histerese, espectroscopia Mössbauer, como citamos acima. Propriedades como parâmetros de rede ou temperatura de Curie/Néel, T_C/T_N , dependem apenas da composição (O'Reilly, 1984), e podem ser identificadas através desta técnica, que também pode prover informações sobre mudanças na estrutura magnética e reações químicas envolvendo os minerais ferromagnéticos (Boer & Dekkers, 1998).

De maneira similar às curvas de magnetização induzida de alto campo (M_i) em função da temperatura, que representam a classe de curvas termomagnéticas mais usualmente empregadas na determinação de T_C (Böhnel *et al.*, 2002), a susceptibilidade magnética de baixo campo (κ) também pode ser medida em função da temperatura. A variação deste parâmetro pode fornecer informações sobre alterações físico-químicas, que afetam os minerais magnéticos, durante o processo de aquecimento-resfriamento de uma determinada amostra. As temperaturas de Curie/Néel são obtidas nos pontos de inflexão das curvas de aquecimento.

Para as coleções Itu e Rio do Sul, foram medidas, respectivamente, oito e seis amostras em pó (provenientes de quatro e três níveis estratigráficos), preparadas de acordo com o discutido na seção III-1.2, para que se pudesse verificar possíveis diferenças entre as duas camadas constituintes dos níveis, ao longo da estratigrafia das duas sucessões. Tais medidas foram realizadas

(sob a supervisão da profa. Dra. Maria Irene Raposo, do Laboratório de Anisotropias e Magnetismo de Rochas do IGC-USP, através de uma ponte de susceptibilidade Kappabridge KLY-3 acoplada a um módulo CS-3 (Agico, República Tcheca), em atmosfera de argônio, de maneira a minimizar os efeitos de alteração por oxidação da mineralogia magnética presente. Cada amostra foi progressivamente aquecida, a partir da temperatura inicial (temperatura ambiente), até 700°C, sendo subsequente resfriada até a temperatura inicial, e a susceptibilidade magnética de baixo campo tendo sido medida a cada passo do processo de resfriamento/aquecimento das amostras.

III-2.7 Microscopia Óptica de Luz Refletida e Transmitida

Mesmo com o advento de técnicas que provém suplementos à mineralogia óptica, como a difração de raios-X, através da qual se podem obter informações a respeito da estrutura cristalina de minerais, e a microscopia eletrônica, que fornece informações sobre finos agregados de minerais, a microscopia óptica é ainda proeminente entre as ferramentas de caracterização mineralógica, uma vez que se pode conhecer, através desse conjunto de técnicas, mais sobre a história de formação da rocha que a maioria das técnicas (Kerr, 1977; Craig & Vaughan, 1994), além do fato de que minerais individuais possam ser isolados por suas propriedades ópticas.

Dois tipos básicos de microscopia óptica são empregados em estudos geológicos. A microscopia óptica de luz transmitida, que é normalmente utilizada no estudo de minerais transparentes, nos quais a luz atravessa e alcança a objetiva do microscópio, e que é particularmente útil na compreensão do padrão textural em rochas; e a microscopia óptica de luz refletida, que é empregada na análise de minerais opacos, sobre os quais a luz incide sobre a superfície, sendo em seguida refletida em direção à objetiva (Nardy, 2002).

Os estudos por microscopia óptica de luz transmitida e refletida foram realizados em duas etapas: sob supervisão do pesquisador Humberto Terrazas Salas, do Grupo de Caracterização Química e Física de Materiais do Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear (CDTN), de Belo Horizonte, com o uso de um microscópio Orthoplan (Leitz-Wetzlab, Germany); e sob supervisão do

prof. Dr. Carlos Alberto Rosière (Instituto de Geociências da UFMG) por intermédio de um microscópio Zeiss, modelo Axiophot. Nesta etapa, as seções polidas e lâminas delgadas foram analisadas com objetivas 2,5×, 5×, 10×, 20× e 50× (óleo).

III-2.8 Microscopia Eletrônica de Varredura e Espectrometria Dispersiva em Energia de raios-X

A microscopia eletrônica de varredura (MEV) representa uma forma de investigação muito versátil, sendo usado rotineiramente para a análise microestrutural de materiais sólidos (Goldstein *et al.*, 2003; Reed, 2005). Apesar da complexidade dos mecanismos de obtenção de imagens, uma das razões do grande sucesso desta técnica é a de que as imagens produzidas, em alta resolução espacial, são geralmente acessíveis à interpretação intuitiva pelo observador (Reed, 2005). O MEV consiste essencialmente dos seguintes componentes: uma fonte de elétrons; lentes para focalizar os elétrons em um feixe fino; facilidades de varreduras do feixe em um rastreo; arranjos para a detecção de elétrons; e um sistema de disposição de imagens. As imagens de elétron secundário, que mostram feições de topografia da amostra, são os tipos de uso mais corrente. As imagens de elétron retroespalhado são principalmente usadas para revelar variações composicionais (Goldstein *et al.*, 2003).

Outras possibilidades que também fazem do MEV uma poderosa ferramenta em análise de materiais, são sua elevada profundidade de foco (propiciando imagens tridimensionais), a facilidade na preparação de amostras, e sua grande vantagem sobre o microscópio óptico - sua alta resolução, na ordem de 1 a 5 nm, é muito superior à máxima resolução de 0,5 µm que pode ser obtida por um equipamento óptico (Goldstein *et al.*, 2003). Tais vantagens a tornam uma ferramenta indispensável em determinados campos da geologia, como paleontologia, sedimentologia, mineralogia e petrologia (Reed, 2005). Para os estudos de mineralogia em especial, o MEV se faz útil em investigação da morfologia cristalina em micro-escala, auxiliando em análises complementares realizadas por microscopia óptica. Também é possível a

combinação entre microanálise estrutural e química, através da espectrometria dispersiva em energia de raios-X (EDS), que representa uma poderosa ferramenta, não-destrutiva, para microanálises qualitativas da emissão de raios-X pelos materiais componentes de uma determinada amostra. Através desta técnica, é possível determinar a composição de regiões com até 1 μm de diâmetro e quantidades de até 1-2% dos elementos presentes (Goldstein *et al.*, 2003; Reed, 2005).

Os estudos de MEV, realizados pela aquisição de imagens de elétrons secundários e retroespalhados, foram realizados no Laboratório de Microscopia Eletrônica do Instituto de Geociências da UNICAMP, através do emprego de um microscópio eletrônico de varredura modelo LEO 430i (Cambridge/Leica), com espectrômetro de energia dispersiva, modelo Cat B, e seções polidas metalizadas em Au das duas coleções, que foram preparadas como se descreve na seção III-1.2. No caso dos estudos por EDS, a identificação dos espectros referentes aos diferentes óxidos de Fe foi realizada pelo método ZAF, que se baseia em dados experimentais, tais como o coeficiente de retroespalhamento e a distribuição de energia, e as descrições teóricas tais como a expressão de perda de energia de Bethe para calcular o fator de correção do número atômico Z (Fultz & Howe, 2002; Goldstein *et al.*, 2003).

III-3 Aquisição dos Dados Direcionais

Os estudos paleomagnéticos consideram a relação de tempo de relaxação, coercividade e temperatura, de maneira a remover (desmagnetizar) as componentes de remanência de baixa estabilidade (Tauxe, 2005 A; Collinson, 1982). Dessa maneira, quanto mais baixo for o tempo de relaxação de uma determinada fração de grãos magnéticos, mais provável que esta seja portadora de uma magnetização secundária (adquirida ao longo do tempo geológico, não correspondendo à magnetização primária, contemporânea da formação do espécime de rocha estudado). A base para a *desmagnetização por campos alternados* (desmagnetização AF) é a de que as componentes com tempos de relaxação mais curtos também apresentam baixas coercividades,

enquanto que a base para a *desmagnetização térmica* é a de que estes mesmos grãos também possuem baixas temperaturas de bloqueio.

III-3.1 Desmagnetização por campos magnéticos alternados

A técnica de desmagnetização por campos alternados (desmagnetização AF) foi introduzida como rotina básica em paleomagnetismo através de trabalhos pioneiros como os de Thellier e Rimbart (1954, 1955, *apud* Irving, 1964) e As & Zijdeveld (1958, *apud* McElhinny & McFadden, 2000). O processo de desmagnetização AF se baseia no princípio físico em que se considera que, se um espécime de rocha é submetido a um campo magnético alternado com valor de pico B , então todos os grãos com coercividade microscópica $B'_c < B \cos \theta$ (onde θ é o ângulo entre B e a coercividade do grão) seguirão o campo. Para isso, o espécime é disposto em região de campo magnético ambiente quase nulo, e a intensidade e direção da remanência são inicialmente medidas. Em seguida, é aplicado um campo magnético alternado de intensidade inicial B , que decai a zero. Considerando-se que o campo alternado pode ser aplicado a todas as orientações possíveis de grão, enquanto o campo alternado é reduzido lentamente a zero, os grãos com coercividades progressivamente menores começam a fixar-se em orientações diferentes e, assim, a magnetização dos grãos com coercividades menores do que B apresentará direções de maneira aleatória, cuja somatória deve ser nula.

Se, a cada medida, o processo consiste em passos de aplicação de campo magnético alternado, com valores de pico sucessivamente mais altos, isto propicia a aquisição de um espectro de coercividades, que auxilia na compreensão da estabilidade magnética. Assim, a variação da intensidade de magnetização em função do campo magnético aplicado também pode fornecer indicações dos possíveis minerais magnéticos presentes nos espécimes estudados. Os resultados do processo de desmagnetização AF podem ser expressos graficamente, como mudanças na intensidade de magnetização ou nas direções de magnetização.

Os dados de desmagnetização AF referentes às amostras das coleções Itu e Rio do Sul foram obtidos através de um desmagnetizador adaptado ao magnetômetro criogênico tri-axial (2G Enterprises, modelo 2G755), equipado com sensores SQUID (Superconducting Quantum Interference Device), com nível de ruído de 10^{-12} Am², em uma sala magneticamente blindada (com campo ambiente menor do que 10^3 nT) do Laboratório de Paleomagnetismo do IAG-USP. Foram medidas ao todo, para as coleções Itu e Rio do Sul, 173 e 124 espécimes, preparados de acordo com o que fora descrito na seção III-1.2, e correspondentes a 91 e 62 níveis estratigráficos, respectivamente. Para cada espécime medido, o processo de desmagnetização foi efetuado entre 0 e 160 mT, com diferentes passos de desmagnetização (passos de 5 mT entre 0 a 100 mT, e passos de 10 mT entre 100 a 160 mT); a cada passo de desmagnetização, foi realizada medida de magnetização remanente.

III-3.2 Desmagnetização Térmica Progressiva

A técnica de desmagnetização térmica progressiva foi estabelecida como um dos procedimentos mais satisfatórios e amplamente empregados em estudos paleomagnéticos, a partir do trabalho pioneiro de Thellier (1938, *apud* Irving, 1964). Se baseia no fato de que, quando um espécime de rocha é aquecido a uma temperatura T e então resfriado em uma região de campo magnético nulo, todos os grãos com temperatura de bloqueio $T_B \leq T$ irão apresentar magnetização nula. Assim sendo, esta técnica explora as relações de tempo de relaxação e temperatura (Tauxe, 1995).

Para grãos monodomínio, T_B para um grão de volume V é definida como a temperatura na qual o tempo de relaxação τ torna-se pequeno (ou seja, menor que 100 s). Uma alta temperatura de bloqueio indica que os grãos terão um grande tempo de relaxação à temperatura ambiente. Dessa maneira, o espectro de temperaturas de bloqueio e a estabilidade magnética podem ser investigados através de estudos de desmagnetização térmica, e a variação da intensidade de magnetização em função da temperatura poderia prover indicações dos possíveis minerais magnéticos presentes nestas rochas.

O processo de desmagnetização térmica foi realizado através do aquecimento de 44 e 21 amostras, respectivamente para as coleções de Itu e Rio do Sul, em um forno desmagnetizador (thermo-demagnetizer MMTD60) disposto no Laboratório de Paleomagnetismo do IAG-USP. Este aquecimento se deu em passos sucessivamente mais altos de temperatura, e as amostras foram resfriadas na sala magneticamente blindada deste laboratório. Após cada etapa de aquecimento e resfriamento, a magnetização dos espécimes foi tomada através do magnetômetro criogênico descrito no item anterior. As amostras foram aquecidas em passos de 50°C (temperatura ambiente até 500°C) e 30°C (500°C até 710°C, para melhor detalhamento na região de ocorrência de hematita no espectro de temperaturas de bloqueio).

III-3.3 Anisotropia de Susceptibilidade Magnética e Susceptibilidade Magnética Volúmetrica

Sob o termo anisotropia magnética compreende-se, geralmente, a variabilidade direcional em magnetização. A anisotropia magnética foi descrita inicialmente em estudos geológicos por Ising (1942), que relatou que a susceptibilidade magnética de baixo-campo de argilas várnicas era mais alta quando medida ao longo da estratificação que quando medida perpendicularmente a este, e denominou este fenômeno como anisotropia de susceptibilidade magnética (Hrouda, 1982). A anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) vem se tornando reconhecida como um importante indicador de petrotrama que pode ser determinada de maneira simples e conveniente (Tarling & Hrouda, 1993). É também uma técnica sensível, capaz de indicar anisotropias de apenas poucos percentuais. Os minerais contribuintes, entretanto, podem ser tanto silicatos paramagnéticos ou óxidos e sulfetos ferromagnéticos, de maneira que a fonte de materiais é freqüentemente complexa e requer uma estimativa cuidadosa.

A susceptibilidade magnética de baixo campo, K , é uma propriedade intrínseca das rochas, e que é facilmente influenciada pelas condições de formação e transformações posteriores (Jeleńska *et al.*, 1990). A magnetização (M) induzida em uma amostra de rocha por um campo aplicado (B) define a

susceptibilidade magnética de um espécime (também chamada susceptibilidade magnética volumétrica) de acordo com a equação $M = KB$. A susceptibilidade magnética volumétrica se trata de uma propriedade de fácil mensuração, sendo amplamente utilizada como um indicador em reconstruções paleoclimáticas (Verosub & Roberts, 1995; Retallack *et al.*, 2003; Rivas *et al.*, 2006). A associação de medidas deste tipo com estudos magnetoestratigráficos podem ser demonstrativos de processos harmônicos que podem estar relacionados à evolução do paleoambiente ao longo do registro estratigráfico.

Se a rocha possui uma trama causada por uma orientação das formas de grão (orientação de forma) e/ou alinhamento de cristais anisotrópicos (anisotropia cristalina), a magnitude desta susceptibilidade irá variar com a direção. Esta é a ASM e é aproximada a um tensor de segunda ordem (K_{ij}). O método de medida e computação ajusta o melhor tensor ao conjunto limitado de observações, e este tensor é representado figurativamente como um elipsóide triaxial, com eixos definidos pelas susceptibilidades máxima - K_1 ou K_{max} ; intermediária - K_2 ou K_{int} ; e mínima - K_3 ou K_{min} (Schmidt *et al.*, 1988; Jeleńska *et al.*, 1990; Rochette *et al.*, 1992; Tarling & Hrouda, 1993; Piper *et al.*, 1996; Martín-Hernández, 2001).

As medidas de ASM e de susceptibilidade volumétrica (K_z) foram realizadas através de um equipamento Minisep (Molspin Ltd., UK), do Laboratório de Paleomagnetismo do IAG-USP, que opera com baixo valor de campo magnético indutor alternado (aproximadamente 10 kHz, em um campo de 7×10^{-4} T). Foram preparadas e medidas, em média, cerca de quatro amostras para cada subnível, conforme o procedimento apresentado na seção III-1.2, totalizando, respectivamente, 660 e 490 amostras para as coleções Itu e Rio do Sul, correspondentes a 85 e 62 níveis estratigráficos. Os dados de K_z , além de representarem a classe de medidas não-direcionais neste trabalho, forneceram a base para a medida da anisotropia, através da utilização deste mesmo equipamento.

III-3.4 Análise Vetorial

As medidas realizadas por desmagnetização AF e térmica forneceram padrões de componentes magnéticas que foram identificadas por diagramas ortogonais (Zijderveld, 1967), cujos parâmetros foram verificados através de análise de componente principal, que fornece um ajuste de vetor por ajuste de mínimos quadrados, bem como seu desvio angular médio (Kirschvink, 1980).

Para as análises de média direcional dos dados de ASM, foi empregado um software desenvolvido por Lienert (1991) para a determinação de K_1 ao longo das unidades litológicas de ambas as sucessões, baseado em perturbações de Monte Carlo em tensores gerados para a estimativa das regiões elípticas de confiança Hext-Jelinek.

Capítulo IV

Investigação da Mineralogia Magnética

Neste capítulo, temos por objetivo apresentar os resultados experimentais referentes à investigação da mineralogia magnética correspondente às duas coleções estudadas neste doutoramento. Os resultados a seguir referem-se às seguintes técnicas: (a) Difração de Raios-X; (b) Aquisição de MRI; (c) Espectroscopia Mössbauer; (d) Curvas de Histerese; (e) Curvas ZFC/FC; (f) Curvas Termomagnéticas; (g) Microscopia Óptica de Luz Refletida e Transmitida; (h) Microscopia Eletrônica de Varredura.

Como resumo e interpretação dos dados levantados, a correlação entre os diversos resultados através das observações levantadas pelas diferentes técnicas de caracterização, apresenta-se ao final deste capítulo (seção IV-8), aonde se discute os possíveis portadores da magnetização remanente característica de ambas as sucessões, as semelhanças e diferenças da mineralogia magnética entre as sucessões, e a possível ocorrência de magnetita biogênica e sulfetos de Fe como portadores da remanência.

IV-1 Difração de Raios-X (DRX)

Uma das interessantes constatações que os difratogramas permitiram é a de que, a partir desta série de medidas efetuadas para as duas coleções estudadas, a coincidência de resultados com respeito ao padrão de difração de raios-X, para os pares litológicos selecionados, e também entre amostras de uma mesma camada, como se pode observar pelas figuras 4.1 e 4.2. Isto pode ser interpretado como indício para a uniformidade mineralógica ao longo de ambas as sucessões, seja em relação aos pares ou em relação às camadas.

Para a coleção Itu (figuras 4.3 a 4.5), todas as amostras dos três níveis investigados revelaram a presença de quartzo, sempre em menor quantidade nas amostras das camadas escuras (silte/argila), o que se verifica pela menor

Figura 4.1 - Comparação entre os difratogramas obtidos para as amostras claras (arenito/silte; amostra "B" - à esquerda) e escuras (argila/silte; amostra "E" - à direita) da Coleção Itu.

Figura 4.2 - Comparação entre os difratogramas obtidos para as amostras claras (esquerda) e escuras (direita) da Coleção Rio do Sul.

Figura 4.3 - Comparação entre os difratogramas obtidos para as amostras clara e escura do nível IT-14 (Coleção Itu).

Figura 4.4 - Comparação entre os difratogramas obtidos para as amostras clara e escura do nível IT-89 (Coleção Itu).

Figura 4.5 - Comparação entre os difratogramas obtidos para as amostras clara e escura do nível IT-136. (Coleção Itu).

Figura 4.6 - Comparação entre os difratogramas obtidos para as amostras clara e escura do nível RS-12 (Coleção Rio do Sul).

Figura 4.7 - Comparação entre os difratogramas obtidos para as amostras clara e escura do nível RS-40 (Coleção Rio do Sul).

intensidade dos picos característicos. Também se verifica a ocorrência de mica (identificada como muscovita) e feldspatos - nas amostras das camadas escuras, este foi identificado como albita, e nas camadas claras (silte/arenito), como anortita. Para esta série de amostras, ainda se verifica a presença de clorita ou esmectita (identificado como nimita; ainda é possível a ocorrência de caulinita, entretanto isso não pode ser verificado por um simples processo de difração, pela superposição dos picos).

Sobre a verificação de picos de difração típicos de óxidos de ferro, as três amostras referentes às camadas escuras dos pares litológicos selecionados não revelaram inequivocamente tais materiais, como seria o caso da magnetita, não sendo possível sua identificação pela superposição de picos com outros minerais. As amostras de camadas claras revelaram hematita em pequena quantidade (foi possível identificar apenas o principal pico de difração, de 2,70 Å). Para a coleção Rio do Sul, os dois níveis estudados (figuras 4.6 e 4.7) revelaram a ocorrência de quartzo, feldspato (identificado como albita para as

amostras do nível RS-40), clorita (ou esmectita), e mica (identificada nos dois níveis como muscovita). Ocorrem diferenças sutis entre as amostras claras e escuras de um determinado nível, como, por exemplo, a forte redução de quartzo e feldspato, que se verifica na camada escura, com respeito à camada clara do nível 12. Quanto à presença de óxidos de ferro, não houve distinção inequívoca possível, apenas sendo possível sugerir a presença de hematita no nível 40, identificável apenas pelo principal pico de difração (2,70 Å). A possível presença de sulfetos de ferro também é inferida pelos difratogramas dos níveis 12 e 90, com a provável ocorrência, respectivamente, de greigita e pirrotita hexagonal 3T (mas que se confunde com o background, podendo ser sugerida apenas pelo pico característico a 2,99 Å).

IV-2 Aquisição de Magnetização Remanente Isotérmica (MRI)

O primeiro trecho das curvas (figuras 4.8 e 4.9), saturável em uma faixa de campos aplicados entre 100 e 200 mT, poderia estar relacionado a uma ou mais fases magnéticas de baixa coercividade, como magnetita e maghemita. Um aspecto singular com respeito à coleção Itu, é o de que se pode verificar, para este trecho, que a saturação é alcançada na faixa de 0,65 - 0,82, em intensidade de magnetização normalizada, o que supomos estar correlacionado à ocorrência de distribuição granulométrica relacionada à magnetita. O segundo trecho, apresentando magnetização de saturação mais alta que o primeiro - para algumas amostras, não alcançando sequer a saturação - deve estar relacionado à ocorrência de um óxido de Fe de alta coercividade, provavelmente hematita. Segundo Peters e Thompson (1998), amostras naturais de hematita apresentam-se como as de mais difícil magnetização, uma vez que resistem à indução e não apresentam saturação mesmo em campos em torno de 1 T.

Conforme discutido na seção III-2.2, utilizamos, para a análise das curvas de MRI obtidas, o método de análise CLG (figuras 4.10 e 4.11). Através dos testes estatísticos realizados, verificou-se que, para cerca de 50% das amostras, os ajustes com três componentes foram significativamente melhores a um nível de confiança de 95% do que ajustes com apenas duas

Figura 4.8 - Superposição de curvas de aquisição de MRI, obtidas para amostras representativas da coleção Itu.

Figura 4.9 - Superposição de curvas de aquisição de MRI, obtidas para amostras representativas da coleção Rio do Sul.

componentes. Assim sendo, apresentam-se a seguir as tabelas 4.1 e 4.2, referentes às duas coleções, nas quais se dispõem os intervalos de resultados dos parâmetros, verificados para os ajustes com duas e três componentes. As figuras 4.3 e 4.4 apresentam dois exemplos ilustrativos destas análises para duas amostras representativas de ambas as coleções.

De acordo com os parâmetros encontrados para as coleções Itu e Rio do Sul, e que serão discutidos em detalhe na seção IV-8, a componente 1 está provavelmente associada à ocorrência de magnetita, e a componente 2, relacionada à ocorrência de hematita em larga faixa de distribuição granulométrica. É possível verificar, dentro das faixas de coercividade média e parâmetro de dispersão para as duas coleções, os valores referentes a estes dois óxidos de ferro, como se verificou através de tabelas de valores para os parâmetros, dispostos em Kruiver *et al.* (2001; 2003). Em especial, para o caso da coleção Itu, um forte argumento que reforça a presença de magnetita, é o fato singular de que o parâmetro de dispersão (PD) para este óxido de ferro, em tamanho de grão multidomínio, se situa muito freqüentemente em torno de 0,3 (Robertson & France, 1994), o que se observa para o ajuste com duas componentes.

A componente 3, que ocasionalmente se fez necessária nos processos de ajuste, conforme discutimos anteriormente, estaria associada a uma possível interação entre goethita e hematita, devido a alterações e/ou intemperismo nas faixas de coercividade média e parâmetro de dispersão para as duas coleções, estes valores referentes a estes dois óxidos de ferro. A presença de goethita representaria uma menor contribuição nos padrões de aquisição de MRI, cuja associação com a hematita não poderia ser separada, devido à superposição de faixas de parâmetros para as duas fases magnéticas (Kruiver *et al.*, 2003).

Figura 4.10 - Análises CLG para amostra do nível IT-91 (Coleção Itu).

Figura 4.11 - Análises CLG para amostra do nível RS-68 (Coleção Rio do Sul).

Tabela 4.1: Intervalos de resultados – Quantificação de componentes de coercividade magnética (Análise de curvas de aquisição de MRI) – Coleção Itu.

Ajustes com duas componentes			Ajustes com três componentes		
	Componente 1	Componente 2	Componente 1	Componente 2	Componente 3
Contribuição (%)	76,9 – 79,9	20,1 – 23,1	67,2 – 83,5	13,5 – 28,0	2,3 – 9,4
MRIS (10^{-2} A/m)	50,0 – 140,0	15,0 – 39,0	45,5 – 160,0	14,4 – 37,0	3,6 – 11,0
log $B_{1/2}$ (mT)	1,48 – 1,52	2,54 – 2,63	1,47 – 1,66	2,31 – 2,53	2,80 – 3,16
$B_{1/2}$ (mT)	30,2 – 33,1	346,7 – 426,6	29,5 – 45,7	204,2 – 338,8	631,0 – 1445,4
PD (mT)	0,31	0,26 – 0,29	0,25 – 0,31	0,10 – 0,28	0,08 – 0,22

Tabela 4.2: Intervalos de resultados – Quantificação de componentes de coercividade magnética (Análise de curvas de aquisição de MRI) – Coleção Rio do Sul.

Ajustes com duas componentes			Ajustes com três componentes		
	Componente 1	Componente 2	Componente 1	Componente 2	Componente 3
Contribuição (%)	60,8 – 71,6	28,4 – 39,2	64,2 – 70,6	22,7 – 28,8	3,4 – 10,1
MRIS (10^{-2} A/m)	5,21 – 8,15	2,36 – 3,55	5,80 – 8,13	2,20 – 3,00	0,36 – 0,90
log $B_{1/2}$ (mT)	1,43 – 1,52	2,54 – 2,62	1,46 – 1,51	2,44 – 2,59	2,85 – 3,00
$B_{1/2}$ (mT)	26,9 – 33,1	346,7 – 416,9	28,8 – 32,4	309,0 – 389,0	707,9 – 1000,0
PD (mT)	0,30 – 0,34	0,23 – 0,33	0,30 – 0,33	0,20 – 0,34	0,10 – 0,29

MRIS: Magnetização remanente isotérmica de saturação

 $B_{1/2}$: Campo coercivo médio

PD: Parâmetro de dispersão

IV-3 Espectroscopia Mössbauer

Os resultados obtidos através dos ajustes de espectros Mössbauer, medidos a temperatura ambiente (figuras 4.12 e 4.13), apontam para uma série de importantes similaridades entre as amostras claras e escuras, tanto para amostras da mesma coleção, como entre amostras das duas coleções distintas, compreendidas neste estudo. Tais semelhanças são:

- (i) Os espectros obtidos para as amostras claras e escuras, escolhidas de níveis ao longo das estratigrafias, não apresentam ordenamento magnético e são bastante semelhantes, apresentando grandes semelhanças em termos de parâmetros hiperfinos, obtidos através do processo de ajuste espectral. Tal verificação apontaria para diferenças desprezíveis em termos de composição das fases de Fe, ao longo do regime sedimentar das duas sucessões;
- (ii) Há predominância em área relativa espectral (entre 60% e 85% da área total espectral) de subespectros paramagnéticos (dobletos quadrupolares), referentes a fases de Fe^{2+} de alto spin - os parâmetros verificados para tais fases sugerem a presença de argilominerais e filossilicatos (Coey, 1975; Hawthorne, 1988; Murad, 1998). Entretanto, não é possível distinguir de maneira inequívoca tais compostos, uma vez que, nesta temperatura, os parâmetros hiperfinos destas freqüentemente se superpõem;
- (iii) A ocorrência de doubletos com desvios isoméricos condizentes com a presença de fases de Fe^{3+} de alto spin - que poderia sugerir a presença de magnetita e hematita, em pequeno tamanho de grão, como se discutirá a seguir. Também é possível a ocorrência de fases de Fe^{2+} de baixo spin, como pirita (Coey, 1975; Evans *et al.*, 1982).

Entretanto, uma importante diferença entre as duas coleções é a de que entre os espectros obtidos a $T = 77 \text{ K}$, para as amostras claras da coleção Itu, verifica-se ordenamento magnético através de sextetos magnético-quadrupolares,

sugerindo a ocorrência de distribuição granulométrica referente à hematita, como se explica a seguir.

Este óxido de Fe, em granulometria reduzida (tamanho de grão em torno de 8 nm) apresenta um dubleto à temperatura ambiente, com desdobramento quadrupolar na faixa de 0,50 - 1,10 mm/s, sendo tal variação fortemente dependente do tamanho de partícula (Vandenberghe *et al.*, 1990). Tal faixa de valores pode ser observada através dos dados de desdobramento quadrupolar de alguns dos subespectros, nos espectros obtidos à temperatura ambiente. Esta inferência também encontra reforço no fato de que os sextetos magnético-quadrupolares referentes aos espectros obtidos a $T = 77$ K, para as mesmas amostras, apresentam parâmetros hiperfinos compatíveis com a ocorrência de hematita, embora não tenham sido encontrados os parâmetros típicos para grãos de hematita bem cristalizados, com grãos acima de 50 nm (Childs & Baker-Sherman, 1984). Também seriam possíveis efeitos como substituição catiônica, que são importantes na alteração das propriedades magnéticas da hematita, e que freqüentemente reduzem as temperaturas de Néel, de Morin e os valores de campo magnético hiperfino (De Grave & Bowen, 1982; De Grave *et al.*, 1988; Vandenberghe *et al.*, 1990).

Outra importante evidência para tal inferência é o decréscimo em área relativa dos dubletos à temperatura ambiente, em uma proporção que corresponde à área relativa dos sextetos magnético-quadrupolares, que se apresentam nos espectros a $T = 77$ K. Isso apontaria para uma possível correlação entre os dois subespectros, obtidos em temperaturas diferentes, podendo, assim, ser indicativa de ordenamento magnético de uma fração mais bem cristalizada em uma possível distribuição granulométrica relativa à hematita. Assim, tal fração sugerida poderia ser pequena o suficiente para sugerir a presença de distribuição granulométrica referente à hematita, que conteria uma fração nanométrica identificável (8 - 50 nm). Não foi observado nenhum padrão de ordenamento magnético através das medidas que foram realizadas para as amostras da coleção Rio do Sul, o que pode estar relacionado à ocorrência de hematita em fração granulométrica mais reduzida que o observado para a coleção Itu, ou mesmo uma menor concentração de portadores magnéticos nesta coleção, possibilidade esta que

Figura 4.12 - Espectros Mössbauer medidos a $T = 300$ K (temperatura ambiente) e $T = 77$ K, para amostras de camadas claras (amostras C) e escuras (amostras E) de dois níveis representativos da coleção Itu. As barras indicam a absorção relativa de cada espectro.

Figura 4.13 - Espectros Mössbauer medidos a $T = 300$ K (temperatura ambiente) e $T = 77$ K, para amostras de camadas claras (amostras C) e escuras (amostras E) de dois níveis representativos da coleção Rio do Sul. As barras indicam a absorção relativa de cada espectro.

Tabela 4.3: Parâmetros hiperfinos provenientes dos ajustes de espectros Mössbauer obtidos a partir das amostras de camadas claras (amostras C) e escuras (amostras E) de determinados níveis representativos da coleção Itu.

Amostra	Temperatura	B _{hf} (kOe)	QS (mm/s)	δ (mm/s)	Γ (mm/s)	AR (%)	Descrição
IT-34 C	300 K	---	0,55 (4)	0,36 (1)	0,41 (4)	10,9	(b), (c), (d), (g), (i)
		---	1,20 (2)	0,24 (1)	0,15 (4)	2,7	(b), (c), (d), (g), (i)
		---	1,50 (5)	0,38 (2)	0,42(7)	5,8	(b), (c), (d), (g), (i)
		---	2,53 (2)	1,15 (1)	0,35 (1)	44,8	(e), (f), (h)
		---	2,75 (1)	1,14 (1)	0,24 (1)	35,8	(e), (f), (h)
	77 K	527 (3)	0,49 (2)	0,36 (1)	0,43 (16)	6,04	(b)
		---	1,03 (1)	0,21 (1)	0,78 (F)	22,46	(b), (c), (d), (g), (i)
		---	2,51 (1)	1,15 (1)	0,28 (F)	18,72	(e), (f), (h)
		---	2,89 (1)	1,15 (1)	0,28 (F)	52,78	(e), (f), (h)
IT-34 E	300 K	---	0,61 (2)	0,26 (1)	0,43 (3)	10,4	(b), (c), (d), (g), (i)
		---	0,83 (1)	0,39 (1)	0,51 (2)	13,7	(b), (c), (d), (g), (i)
		---	2,67 (1)	1,04 (1)	0,43 (1)	75,9	(e), (f), (h)
	77 K	---	0,44 (6)	0,26 (3)	0,38 (6)	11,6	(b), (c), (d), (g), (i)
		---	0,86 (5)	0,42 (3)	0,46 (6)	16,2	(b), (c), (d), (g), (i)
		---	2,88 (1)	1,13 (1)	0,41 (1)	72,2	(e), (f), (h)
IT-89 C	300 K	---	1,09 (6)	0,26 (3)	0,93 (6)	25,0	(a), (b), (c), (d), (g), (i)
		---	2,72 (6)	1,33 (1)	1,75 (45)	28,3	(e), (f), (h)
		---	3,07 (2)	1,30 (1)	3,84 (47)	45,2	(e), (f), (h)
		---	3,33 (3)	1,28 (1)	0,47 (18)	1,5	(e), (f), (h)
	77 K	535 (2)	0,22 (6)	0,33 (3)	0,35 (F)	6,3	(b)
		488 (3)	- 0,96 (8)	0,65 (4)	0,35 (F)	4,6	(a), (b)
		---	0,76 (2)	0,46 (1)	0,43 (3)	13,1	(b), (c), (d), (g), (i)
		---	2,878 (4)	1,25 (1)	0,40 (1)	76,0	(e), (f), (h)
	300 K	---	0,83 (1)	0,33 (1)	0,69 (F)	30,7	(b), (c), (d), (g), (i)
		---	2,66 (1)	1,13 (1)	0,40 (1)	69,3	(e), (f), (h)
IT-89 E	77 K	531 (3)	- 1,3 (1)	0,35 (F)	0,35 (F)	1,7	(b)
		---	0,63 (5)	0,38 (2)	0,51 (5)	15,2	(b), (c), (d), (g), (i)
		---	1,05 (5)	0,53 (3)	0,44 (6)	9,0	(d), (g), (i)
		---	2,884 (2)	1,12 (1)	0,42 (1)	74,1	(e), (f), (h)
	300 K	---	---	---	---	---	---

Descrição: (a) Goethita (15-20 nm) com possível efeito substitucional associado; (b) hematita nanométrica e/ou substituída (cerca de 8 nm); (c) Fe³⁺ em ordem estrutural de curto alcance; (d) sítios de Fe³⁺ relacionados a argilominerais; (e) sítios de Fe²⁺ relacionados a argilominerais; (f) sulfetos e sulfatos de Fe; (g) efeitos de relaxação devido a fases de Fe nanométricas, possivelmente adsorvidas por minerais interestratificados; (h) outras fases ferrosas de alto-spin; (i) outras fases férricas; (F) parâmetro fixo.

Tabela 4.4: Parâmetros hiperfinos provenientes dos ajustes de espectros Mössbauer obtidos a partir das amostras de camadas claras (amostras C) e escuras (amostras E) de determinados níveis representativos da coleção Rio do Sul.

Amostra	Temperatura	B _{hf} (kOe)	QS (mm/s)	δ (mm/s)	Γ (mm/s)	AR (%)	Descrição
RS-40 C	300 K	---	0,69 (2)	0,40 (1)	0,60 (4)	17,2	(b), (c), (d), (g), (i)
		---	1,53 (1)	1,30 (1)	0,22 (2)	5,3	(e), (f), (h)
		---	2,66 (1)	1,14 (1)	0,35 (1)	77,5	(e), (f), (h)
	77 K	---	0,13 (99)	0,43 (53)	0,39 (F)	2,7	(c), (g)
		---	0,54 (17)	0,41 (5)	0,39 (F)	5,8	(b), (c), (d), (g), (i)
		---	1,16 (24)	0,43 (11)	0,39 (F)	5,1	(d), (i)
		---	2,46 (9)	1,11 (28)	0,41 (5)	21,2	(e), (f), (h)
		---	2,86 (1)	1,14 (1)	0,32 (1)	65,2	(e), (f), (h)
RS-40 E	300 K	---	0,85 (4)	0,23 (3)	0,63 (5)	21,7	(b), (c), (d), (g), (i)
		---	1,12 (17)	0,45 (8)	0,51 (8)	8,5	(d), (i)
		---	1,96 (2)	1,08 (1)	0,24 (4)	2,9	(e), (f), (h)
		---	2,46 (4)	1,18 (2)	0,32 (5)	14,1	(e), (f), (h)
		---	2,76 (1)	1,17 (1)	0,30 (1)	52,8	(e), (f), (h)
	77 K	---	0,62 (2)	0,26 (2)	0,40 (F)	12,7	(b), (c), (d), (g), (i)
		---	1,16 (4)	0,34 (2)	0,35 (F)	11,3	(d), (i)
		---	2,42 (5)	1,12 (2)	0,28 (F)	6,9	(e), (f), (h)
		---	2,86 (1)	1,14 (1)	0,35 (1)	69,1	(e), (f), (h)
RS-90 C	300 K	---	0,69 (6)	0,38 (4)	0,63 (10)	14,8	(b), (c), (d), (g), (i)
		---	1,49 (2)	1,25 (1)	0,26 (3)	11,0	(d), (i)
		---	2,40 (9)	1,13 (1)	0,34 (7)	19,4	(e), (f)
		---	2,69 (2)	1,13 (1)	0,30 (2)	54,8	(e), (f)
	77 K	---	0,34 (9)	0,42 (4)	0,40 (F)	12,9	(b), (c), (d), (g), (i)
		---	1,43 (90)	0,30 (F)	0,35 (F)	1,0	(d), (g), (i)
		---	2,37 (7)	1,10 (2)	0,41 (7)	24,7	(e), (f), (h)
		---	2,86 (1)	1,14 (1)	0,29 (1)	61,4	(e), (f), (h)
RS-90 E	300 K	---	0,79 (14)	0,28 (7)	0,54 (5)	19,1	(b), (c), (d), (g), (i)
		---	1,20 (34)	0,52 (16)	0,44 (17)	4,7	(b), (d), (g), (i)
		---	2,23 (5)	1,12 (1)	0,36 (6)	12,0	(e), (f), (h)
		---	2,67 (1)	1,13 (1)	0,34 (1)	64,2	(e), (f), (h)
	77 K	---	0,65 (4)	0,30 (2)	0,42 (F)	14,2	(b), (c), (g), (i)
		---	1,11 (7)	0,44 (3)	0,41 (F)	7,4	(d), (i)
		---	2,63 (2)	1,10 (F)	0,30 (F)	20,6	(e), (f), (h)
		---	2,91 (1)	1,14 (1)	0,34 (1)	57,8	(e), (f), (h)

Descrição: (a) Goethita (15-20 nm) com possível efeito substitucional associado; (b) hematita nanométrica e/ou substituída (cerca de 8 nm); (c) Fe³⁺ em ordem estrutural de curto alcance; (d) sítios de Fe³⁺ relacionados a argilominerais; (e) sítios de Fe²⁺ relacionados a argilominerais; (f) sulfetos e sulfatos de Fe; (g) efeitos de relaxação devido a fases de Fe nanométricas, possivelmente adsorvidas por minerais interestratificados; (h) outras fases ferrosas de alto-spin; (i) outras fases férricas; (F) parâmetro fixo.

encontra subsídios através dos padrões de estabilidade magnética discutidos na seção III-7.1.

Para ambas as coleções, as amostras preparadas a partir das camadas escuras não apresentaram evidências de ordenamento magnético, provavelmente devido à reduzida granulometria e baixa concentração de portadores, que é característica destes compostos. Para ambas as sucessões, não foi possível inferir de maneira inequívoca a presença de magnetita ou goethita por esta técnica experimental - entretanto, não se deve descartar a ocorrência destas fases. Os dubletos quadrupolares referente às fases de Fe^{3+} , nos espectros obtidos a temperatura ambiente e $T = 77 \text{ K}$, apresentam desdobramentos quadrupolares compatíveis com a ocorrência de magnetita e goethita nanométricas e com alto nível de substituição (O'Reilly, 1976; Franco *et al.*, 2007), que, em tal fração, apresentaria efeitos de relaxação magnética, mesmo a $T = 77 \text{ K}$.

IV-4 Curvas ZFC/FC e de Histerese

IV-4.1 Curvas ZFC/FC - Coleções Itu e Rio do Sul

As amostras claras desta coleção (figura 4.14) apresentam abruptas transições de Verwey - em torno de 100,2 K e 101,9 K, para as amostras 60 C e 89 C, respectivamente, com redução da magnetização em torno de 40%, em ambos os casos. A temperatura de Verwey é observada para magnetitas estequiométricas na faixa entre 110 - 125 K, embora efeitos de não-estequiometria, vacâncias, substituição catiônica e granulometria reduzida, entre outros fatores, contribuam para a redução desta temperatura de transição (Brabers *et al.*, 1998; Özdemir & Dunlop, 2000; Kostrov, 2001). A amostra 89 C ainda apresenta remanências FC e ZFC praticamente idênticas, apresentando as mais pronunciadas expressões da temperatura de Verwey (T_V) em ambas as curvas de aquecimento.

Além disso, segundo os critérios estabelecidos pelo teste de Moskowitz (seção III-2.4), o valor de taxa delta encontrado para esta amostra, aproximadamente igual a 1,894, sugere a presença de magnetita monodomínio

(SD), presumivelmente oxidada. Segundo alguns autores (Pan *et al.*, 2005; Housen & Moskowitz, 2006), curvas com algumas das características exibidas pela amostra 89 C podem ser um bom indicador da presença de magnetita SD, a despeito de sua origem (biogênica ou inorgânica). Mesmo assim, taxas delta maiores que 1,0 podem ser úteis para a identificação de possíveis zonas sedimentares que possam conter magnetofósseis (Housen & Moskowitz, 2006). Assim, é possível considerar-se a possibilidade de ocorrência de cadeias de magnetossomas, possivelmente rompidas e/ou oxidadas para a amostra 89 C, além de magnetita SD de origem não-biogênica, embora se verifique ausência de bifurcação abaixo de T_V , o que freqüentemente se observa para curvas indicativas dessa ocorrência.

A amostra 60 C apresenta curva ZFC consistentemente maior que a curva FC, sendo tal constatação uma tanto inusitada, uma vez que o resfriamento na presença de um campo magnético provocaria um aumento na eficiência na aquisição de remanência, pelo alinhamento de um dos eixos fáceis de magnetização [100] com a direção de campo (Kosterov, 2001). Entretanto, como discutem alguns autores (e.g. Brachfeld *et al.*, 2002; Kosterov, 2003), tal comportamento foi observado em várias amostras naturais e sintéticas, sendo característico de magnetita MD. A taxa delta encontrada para esta amostra (aproximadamente igual a 0,865) também reforça esta possibilidade.

As amostras escuras apresentam quedas na remanência menos pronunciadas que as verificadas para as amostras claras, (em torno de 24% e 20% para as amostras 60 E e 89 E, respectivamente), com T_V aproximadamente igual a 100,2 K e 96,5 K, respectivamente. A amostra 60 E apresenta transição de Verwey atenuada, possivelmente relacionada a uma menor concentração deste óxido de Fe, bem como granulometria reduzida (Moskowitz *et al.*, 1998). De maneira similar ao verificado para a amostra clara do mesmo nível, verifica-se remanência ZFC mais elevada que a observada para a curva FC, e taxa delta menor que 1,0 (aproximadamente igual a 0,905) também sugerindo a ocorrência de magnetita MD. A amostra 89 E apresenta padrão bastante similar ao verificado para a atenuação da temperatura de Verwey, com taxa delta em torno de 1,038, também relacionada a magnetitas multidomínio (MD). Para ambas as curvas,

Figura 4.14 - Curvas ZFC/FC e de histerese (medidas à temperatura ambiente), referentes a amostras de camadas claras (amostras C) e escuras (amostras E) de dois níveis representativos da coleção Itu, com taxas delta (δ_{FC}/δ_{ZFC}) associadas. A linha contínua sobre as curvas ZFC/FC corresponde à derivada primeira da curva de remanência FC (dM_{FC}/dT).

Figura 4.15 - Curvas ZFC/FC e de histerese (medidas a temperatura ambiente), referentes a amostras de camadas claras (amostras C) e escuras (amostras E) de dois níveis representativos da coleção Rio do Sul, com taxas delta (δ_{FC}/δ_{ZFC}) associadas. A linha contínua sobre as curvas ZFC/FC corresponde à derivada primeira da curva de remanência FC (dM_{FC}/dT).

também é possível sugerir a possibilidade de contribuição de goethita, uma vez que exibem decréscimo da magnetização com o aumento da temperatura, não apresentando nenhuma transição característica (Berquó *et al.*, 2007).

As amostras claras e escuras da coleção Rio do Sul (figura 4.15) apresentam um padrão significativamente distinto no que diz respeito ao comportamento verificado para as amostras da outra coleção, que, através dos resultados obtidos por esta técnica, poderia indicar uma menor concentração de magnetita. As amostras claras apresentam claramente a transição de Verwey por volta de 121,3 K, bem como queda na magnetização em torno de 15% (12 C) e 32% (90 C). Entretanto, as amostras escuras apresentam padrão bastante distinto, com T_V igual a 110,0 K para a amostra 90 P, e chegando até mesmo à supressão da transição para a amostra 12 P. Tal efeito de atenuação e supressão da transição de Verwey, como fora discutido anteriormente, pode estar relacionado a efeitos de não-estequiometria, substituição catiônica e granulometria reduzida. Em especial para a amostra 12 P, também é possível uma maior contribuição de titanomagnetitas ricas em Ti do que a amostra 90 P - como discutem Moskowitz *et al.* (1998), titanomagnetitas com mais alto nível de substituição ($x > 0,04$) podem não apresentar esta temperatura de transição.

IV-4.2 Curvas de Histerese - Coleções Itu e Rio do Sul

Pelo padrão verificado pelas curvas de histerese para as coleções Itu e Rio do Sul, é possível verificar interessantes diferenças relacionadas às amostras das duas coleções. Para a coleção Itu (figura 4.14), os valores encontrados para campo coercivo (H_C) para as duas amostras deste tipo foram de 1,81 mT e 3,31 mT (amostras 60 C e 89 C, respectivamente), e valores de magnetização remanente (M_R) respectivamente iguais a $0,22 \times 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ e $0,71 \times 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$. Tais curvas apresentam um claro comportamento típico de contribuição predominante de fases superparamagnéticas (SP) e/ou paramagnéticas, associadas à presença de componentes ferrimagnéticas. As amostras das camadas escuras (12 P e 90 P) apresentam o mesmo comportamento, mas com menor contribuição de fases ferrimagnéticas. Os valores verificados para H_C para as duas amostras foram de, respectivamente,

3,75 mT e 3,11 mT, e de M_R , iguais a $5,72 \times 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$ e $7,11 \times 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$. Tais resultados indicariam a presença de portadores magnéticos de baixa coercividade e em concentração menor, com respeito às amostras claras, embora fases de alta coercividade possam também estar presentes, uma vez que a saturação não é alcançada. Tal efeito poderia estar relacionado à presença de goethita, que é altamente coerciva, e que necessita de campos bastante altos (em torno de 20 T) para alcançar a saturação, segundo se discute na literatura (e.g. Coey *et al.*, 1995).

Para as amostras claras e escuras da coleção Rio do Sul (figura 4.15), pode-se observar um comportamento dominante de contribuição de fases SP e/ou paramagnéticas. As amostras claras desta coleção revelam campos coercivos (1,19 mT e 1,94 mT, respectivamente, para as amostras 12 C e 90 C) consideravelmente mais altos que os verificados para as amostras escuras (0,65 mT e 0,39 mT, respectivamente, para as amostras 12 P e 90 P), com magnetização remanente similar para todas as amostras, na faixa entre $1,06 - 2,09 \times 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$. Tal evidência poderia reforçar a hipótese de um menor conteúdo de portadores magnéticos presente nas rochas desta sucessão estratigráfica, como se pode observar pelo padrão de estabilidade das direções de magnetização encontradas através dos processos de desmagnetização AF e térmica, discutidos nas seções III-7.1 e III-7.2, respectivamente.

IV-5 Microscopia Óptica de Luz Refletida e Transmitida

A análise do padrão textural das amostras da coleção Itu revelou, em geral, grãos angulosos (finos a muito finos) de quartzo, não se percebendo recristalização - apontando para o padrão de quartzo detrítico. Também são visíveis algumas lentes ou concentrações de grãos de quartzo em maior tamanho, chegando em alguns casos a 1-2 mm de diâmetro, bem como material argiloso. Pode-se verificar, para algumas amostras, um claro padrão de lineação, definido pela orientação dos grãos de quartzo angulosos, material argiloso e principalmente pelos minerais micáceos. Para as amostras retiradas de níveis mais próximos da base da sucessão, verifica-se maior fração argila e menor concentração de quartzo, com grãos menores e mais angulosos, em

comparação com os dois outros níveis estratigráficos examinados desta coleção. Há significativa ocorrência de opacos, como grãos de plagioclásio, e sugere-se, pelas observações, a provável presença de hematita detrítica, com padrões de arredondamento de grão, e magnetita autigênica, freqüentemente crescida em interstícios entre os grãos de quartzo.

Para as amostras da coleção Rio do Sul, verifica-se matriz predominantemente argilosa, com dispersão de grãos de quartzo muito finos e inequigranulares, sendo raros os grãos deste tipo que se sobressaem por maior granulometria, não excedendo 0,3 mm em diâmetro, e ocorrendo

Figura 4.16 - Esquerda: Esferulitos framboidais de pirita, possivelmente agregados por tensão superficial. Direita, indicado pela seta: Mineral opaco, provavelmente grão de magnetita, de forma angulosa, e crescida entre grãos de quartzo, provavelmente durante a diagênese (Coleção Rio do Sul).

Figura 4.17 - Esquerda, indicado pela seta: Mineral opaco, provavelmente grão de hematita detrítica. Notar arredondamento do grão. Direita, em luz polarizada, indicado pela seta: Óxido de ferro, provavelmente grão de hematita, crescida em interstícios dos grãos de quartzo (Coleção Itu).

Figura 4.18 - Esquerda, indicado pela seta: Mineral opaco, provavelmente grão de magnetita detrítica, com bordos angulosos. Direita, indicado pela seta: Grão de hematita detrítica, com bordos arredondados (Coleção Rio do Sul).

Figura 4.19 - Esquerda, indicado pela seta: Mineral opaco, provavelmente magnetita detrítica. Direita, indicado pela seta: Grão de hematita detrítica (A), ao lado de agrupamentos lenticulares de grãos de quartzo (B), de maior tamanho com relação à matriz (Coleção Itu).

Figura 4.20 - Padrão da matriz dos níveis 89 (esquerda) e 34 (direita) da coleção Itu, mostrando microbandamento e padrão de orientação dos grãos (indicado pelas setas).

Figura 4.21 - Padrão da matriz dos níveis 12 (esquerda) e 90 (direita) da coleção Rio do Sul, sem padrão visível de bandamento, devido ao corte paralelo ao plano de sedimentação da sucessão. A amostra à esquerda exibe matriz extremamente fina, com presença de grãos de quartzo mais grosseiros, da ordem de 0,1 - 0,3 mm, formando agregados em pequenos bolsões.

ocasionalmente em pequenos agrupamentos. A ocorrência de material opaco nas amostras desta coleção é superior à verificada para a coleção Itu, com predominância de ferromagnesianos e sulfetos - tal fração, correspondendo a cerca de 10% do aporte detrítico, se apresenta como de difícil definição, já que os minerais opacos presentes, de grande variedade, se apresentam como finos a muito finos. Mas foi possível observar-se a ocorrência de fragmentos líticos, com grãos de quartzo e rara presença de microclina (feldspato potássico) e plagioclásio. Com respeito à presença de óxidos de ferro, foi possível, dentro das limitações apresentadas, a sugestão de ocorrência detrítica, exibindo freqüentemente arredondamento de grão, com rara ocorrência de grãos de magnetita de possível origem autógena.

Para ambas as coleções, foi constatada ampla ocorrência de sulfeto de Fe, provavelmente pirita, na forma de grãos isolados. Na coleção Rio do Sul, também se verifica a presença de esferulitos framboidais compostos por microcristais de pirita. Há uma tendência na literatura de se considerar tais agregados como indicadores paleoambientais (Ohfuji and Rickard, 2005), correlacionando-os a fatores como baixas temperaturas, valores de pH neutros a alcalinos, bem como possíveis condições anóxicas do corpo d'água durante o processo de sedimentação e diagênese, necessários para a formação e preservação dos frambóides (Aidona *et al.*, 2001).

IV-6 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Espectrometria Dispersiva em Energia de Raios-X (EDS)

Foi possível, através das análises realizadas por MEV para amostras da coleção Itu (figuras 4.22 a 4.26), verificar-se a presença de grãos de óxido de Fe, sugeridos como hematita e magnetita, com possível presença de titanomagnetita e titanohematita, com tamanhos de grão variando entre 2 e 20 μm . Em geral, os grãos observados apresentavam bordos arredondados, com

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Al K	ED	1.14	1.20	Al ₂ O ₃	2.16	0.38
Si K	ED	9.08	9.15	SiO ₂	19.42	2.88
Cl K	ED	0.17	0.14		0.00	0.04
K K	ED	0.16	0.11	K ₂ O	0.19	0.04
V K	ED	0.21	0.12	V ₂ O ₅	0.38	0.04
Fe K	ED	54.33	27.54	Fe ₂ O ₃	77.68	8.67
O		34.90	61.75			19.44
Total		100.00	100.00		99.83	
					Anion sum	19.48

Figura 4.22 - Imagem de elétron secundário: Óxido de Fe (possivelmente hematita ou magnetita), incrustado entre grãos de quartzo, associado aos resultados estequiométricos normalizados (nível 60, coleção Itu). Notar arredondamento do grão.

Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %		Compound %	Nos. of ions
Na K	ED	1.19	1.43	Na ₂ O	1.61	0.45
Mg K	ED	0.31	0.36	MgO	0.52	0.11
Al K	ED	1.54	1.58	Al ₂ O ₃	2.91	0.49
Si K	ED	9.63	9.47	SiO ₂	20.59	2.94
S K	ED	0.51	0.44	SO ₃	1.27	0.14
K K	ED	0.12	0.09	K ₂ O	0.15	0.03
Ti K	ED	0.13	0.08	TiO ₂	0.22	0.02
V K	ED	0.15	0.08	V ₂ O ₅	0.27	0.03
Cr K	ED	0.49	0.26	Cr ₂ O ₃	0.71	0.08
Mn K	ED	0.46	0.23	MnO	0.60	0.07
Fe K	ED	48.66	24.07	Fe ₂ O ₃	69.57	7.48
Cu K	ED	1.27	0.55	CuO	1.59	0.17
O		35.54	61.37			19.06
Total		100.00	100.00		100.00	
					Anion sum	19.06

Figura 4.23 - Imagem de retroespalhamento eletrônico: Grão de óxido de Fe, possivelmente magnetita, incrustado entre grãos de quartzo, associados aos resultados estequiométricos normalizados (nível 89, coleção Itu).

(Ponto 1)						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %	Compound %	Nos. of ions	
Mg K	ED	0.34	0.42	MgO	0.57	0.13
Al K	ED	0.80	0.89	Al ₂ O ₃	1.52	0.27
Si K	ED	4.41	4.69	SiO ₂	9.44	1.44
Ti K	ED	0.39	0.24	TiO ₂	0.65	0.07
Fe K	ED	61.42	32.85	Fe ₂ O ₃	87.82	10.08
O		32.62	60.90			18.69
Total		100.00	100.00	100.00	Anion sum 18.69	

(Ponto 2)						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %	Compound %	Nos. of ions	
Mg K	ED	1.62	1.59	MgO	2.69	0.54
Al K	ED	3.39	2.99	Al ₂ O ₃	6.40	1.02
Si K	ED	15.65	13.28	SiO ₂	33.48	4.54
K K	ED	0.48	0.30	K ₂ O	0.58	0.10
Ti K	ED	26.06	12.97	TiO ₂	43.47	4.43
V K	ED	0.46	0.21	V ₂ O ₅	0.81	0.07
Fe K	ED	8.79	3.75	Fe ₂ O ₃	12.57	1.28
O		43.55	64.90			22.19
Total		100.00	100.00	100.00	Anion sum 22.19	

Figura 4.24 - Imagem de retroespalhamento eletrônico: Óxido de Fe, possivelmente hematita, apresentando hábito, com presumível origem *in situ* (grão à esquerda da imagem), com cristal de rutilo ao lado. À esquerda: Resultados estequiométricos normalizados, associados aos grãos (nível 89, coleção Itu).

(Ponto 1)						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %	Compound %	Nos. of ions	
Si K	ED	2.15	2.37	SiO ₂	4.60	0.72
Ti K	ED	0.66	0.43	TiO ₂	1.10	0.13
V K	ED	0.28	0.17	V ₂ O ₅	0.50	0.05
Fe K	ED	65.61	36.40	Fe ₂ O ₃	93.80	11.09
O		31.30	60.63			18.48
Total		100.00	100.00	100.00	Anion sum 18.48	

(Ponto 2)						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %	Compound %	Nos. of ions	
Al K	ED	0.47	0.54	Al ₂ O ₃	0.88	0.16
Si K	ED	1.06	1.17	SiO ₂	2.27	0.36
Ti K	ED	3.71	2.39	TiO ₂	6.18	0.73
V K	ED	0.32	0.20	V ₂ O ₅	0.58	0.06
Fe K	ED	63.01	34.91	Fe ₂ O ₃	90.08	10.68
O		31.43	60.79			18.61
Total		100.00	100.00	100.00	Anion sum 18.61	

(Ponto 3)						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %	Compound %	Nos. of ions	
Al K	ED	0.30	0.25	Al ₂ O ₃	0.58	0.09
Si K	ED	34.06	26.85	SiO ₂	72.87	9.34
K K	ED	0.25	0.14	K ₂ O	0.30	0.05
Ti K	ED	1.45	0.67	TiO ₂	2.42	0.23
V K	ED	0.32	0.14	V ₂ O ₅	0.56	0.05
Fe K	ED	16.28	6.45	Fe ₂ O ₃	23.27	2.24
O		47.34	65.50			22.78
Total		100.00	100.00	100.00	Anion sum 22.78	

(Ponto 4)						
Elmt	Spect. Type	Element %	Atomic %	Compound %	Nos. of ions	
Si K	ED	46.74	33.33	SiO ₂	100.00	12.00
O		53.26	66.67			24.00
Total		100.00	100.00	100.00	Anion sum 24.00	

Figura 4.25 - Imagem de retroespalhamento eletrônico: Grão de óxido de Fe (sugerido pelos resultados estequiométricos normalizados 1 e 2), possivelmente hematita, apresentando traços de quartzo em sua superfície (sugerido pelo resultado estequiométrico normalizado 3), típico de grãos detríticos, arredondamento dos bordos, e incrustado entre grãos de quartzo (resultado estequiométrico 4). Nível 89, coleção Itu.

Figura 4.26 - Imagem de retroespalhamento eletrônico: Óxido de Fe, possivelmente magnetita, com bordos angulosos, e incrustado entre grãos de quartzo. À esquerda: Resultados estequiométricos normalizados (nível 136, coleção Itu).

ocorrência de pequenos traços superficiais (figura 4.22) e incrustados entre grãos constituintes da matriz, o que sugeriria a origem predominantemente detrítica destes materiais.

Não foi possível a identificação inequívoca dos óxidos de Fe através desta técnica experimental, dada a grande similaridade entre os padrões de hematita e magnetita por resultados estequiométricos normalizados, que podem ser obtidos através dos dados de EDS. Entretanto, poder-se-ia sugerir, através da ocorrência de grãos dispersos com feições indicativas de menor efeito de transporte e/ou formação *in situ* (e.g. figuras 4.23 e 4.24), a predominância de hematita dentre os minerais ferrimagnéticos. Também é digno de nota o fato de que a matriz apresenta ampla disseminação de grãos de pirita, o que pode explicar o comportamento observado pelas curvas termomagnéticas de amostras desta coleção, como será discutido a seguir, na seção IV-8.

A presença de pirita também é observada amplamente em amostras da coleção Rio do Sul, e em maior frequência que as amostras verificadas para a outra coleção, o que também fornece subsídios às hipóteses levantadas para os padrões observados pelas curvas termomagnéticas e desmagnetização térmica. Todavia, não foi possível a observação de grãos de óxidos de Fe nas amostras desta coleção; devido à ampla ocorrência de minerais opacos na matriz, e, presumivelmente, pelo pequeno tamanho de grão da mineralogia

magnética presente. Dessa forma, não apresentamos aqui as imagens obtidas por MEV para esta coleção, uma vez que o objetivo de observação da mineralogia magnética para a coleção Rio do Sul não foi atingido.

V-7 Curvas Termomagnéticas

É facilmente identificável, através da análise das curvas termomagnéticas obtidas para as duas coleções, dois importantes padrões de similaridade. São estes padrões:

- (i) Uma maior concentração de minerais ferromagnéticos, em amostras das camadas claras, do que em amostras de camadas escuras. Esta inferência refere-se à comparação da faixa de valores nas escalas de susceptibilidade entre os dois grupos de amostras, que se apresenta, em geral, com maiores valores para as amostras do segundo tipo. Tal evidência também encontra subsídios através dos resultados obtidos por espectroscopia Mössbauer, curvas ZFC/FC e de histerese, como será discutido no capítulo VII;
- (ii) Para a maior parte das amostras, verifica-se ausência de reversibilidade, o que seria indicativo de que os minerais presentes sofreram importantes alterações químicas e estruturais durante o processo de aquecimento. Tal hipótese é reforçada pelo fato do processo de aquisição das curvas termomagnéticas ter sido realizado em atmosfera de argônio, com provável difusão de oxigênio e/ou enxofre, presentes nas amostras (Salomé & Meynadier, 2004). Tal alteração ainda indica a transformação de minerais de baixa magnetização de saturação, para minerais ferromagnéticos, como discutido por Henry *et al.* (2003) e Henry *et al.* (2005). Isso encontra subsídios pela componente paramagnética que pode ser observada, em especial, para as amostras claras e escuras da coleção Itu, durante o processo de aquecimento, e pelos resultados de curvas de histerese, como se discute no capítulo VII.

IV-7.1 Coleção Itu

De maneira geral, o estudo das amostras claras da coleção Itu (figura 4.27) sugere a presença de goethita, hematita, e magnetita e/ou titanomagnetita ($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$, $0 \leq x \leq 1$, TM0 - TM1) com níveis distintos de substituição por Ti. As amostras escuras apresentam, em geral, durante o processo de aquecimento, um comportamento paramagnético mais pronunciado que o verificado para o outro tipo de amostras, com possibilidade de ocorrência de titanomagnetita (com baixa substituição por Ti) e hematita, em pelo menos uma das amostras.

Tanto para amostras claras e escuras, várias evidências indicam a ocorrência de magnetita (e possivelmente maghemita). Todas as amostras revelam picos entre 565°C e 590°C, dentro da faixa de 10-15°C do ponto de Curie para este óxido de Fe (Passier *et al.*, 2001; Atkinson & King, 2005), e pelo menos uma das amostras (89 C) sugere a presença de titanomagnetita empobrecida em Ti - uma vez que um dos picos verificados, em torno de 510°C, pode ser atribuído a magnetitas com baixa substituição por titânio (Cornell & Schwertmann, 1996; Dunlop & Özdemir, 1997; Salomé & Meynadier, 2004; Atkinson & King, 2005). Feições similares ao pico de Hopkinson, típico da magnetita, também puderam ser observadas (à exceção da amostra 14 C).

É provável que uma grande fração do conteúdo de magnetita e maghemita verificados tenham sido originada por alteração de sulfetos de Fe (Aidona *et al.*, 2001), e por minerais como olivina (em torno de 500°C), durante o processo de aquecimento (Stockhausen & Zolitschka, 1999). Segundo alguns autores (e.g. Tudryn & Tucholka, 2004; Passier *et al.*, 2001), um aumento em susceptibilidade entre 440°C e 540°C poderia sugerir a presença de pirita. Tal transformação pode ocorrer na presença de carbono (Hall, 1986), em torno de 350°C, através da formação de pirrotita como fase intermediária, que, por sua vez, converte-se em magnetita em temperaturas em torno de 500°C (Stockhausen & Zolitschka, 1999). Uma evidência de ocorrência dessa fase intermediária pode ser sugerida pela presença de um pico (amostra 89 C) em torno de 348°C. Por fim, a irreversibilidade para todas as amostras é observada em torno de 600°C – segundo Kruiver *et al.* (2003), a irreversibilidade entre as

Figura 4.27 - Curvas termomagnéticas de amostras de camadas claras (amostras C) e escuras (amostras E) de quatro níveis representativos da coleção Itu.

curvas de aquecimento e resfriamento a 600°C indicaria a contribuição da magnetita.

Com respeito às amostras 89 C e 60 E, também se verifica um pico, com queda em susceptibilidade em torno de 680°C, o que poderia ser indicativo da ocorrência de hematita. Segundo Kruiver *et al.* (2003), uma queda na susceptibilidade em torno de 670°C, com reversibilidade verificada, é indicativa da temperatura de Néel deste óxido de Fe. Possivelmente, segundo os resultados obtidos, uma determinada fração de goethita presente tenha se convertido em hematita, por desidratação, durante o processo de aquecimento (Özdemir & Dunlop, 2000), em adição ao conteúdo original de hematita nas amostras. Não é possível precisar se o mesmo padrão ocorre para as demais amostras claras e escuras deste grupo, talvez devido ao fato da susceptibilidade magnética da magnetita ser muito maior que a verificada para a hematita (Cornell & Schwertmann, 1996; Dunlop & Özdemir, 1997). As amostras escuras desta coleção ainda revelam um interessante comportamento - durante o processo de resfriamento, pode-se observar um aumento na susceptibilidade, gradativamente, até valores de picos na faixa entre 280°C e 380°C. Tal comportamento pode estar relacionado à formação de titanomagnetita com níveis variados de substituição por Ti, durante o processo de aquecimento, uma vez que o aumento no conteúdo de titânio reduz a temperatura de Curie destes materiais (Dunlop & Özdemir, 1997; Tauxe, 2005 A)

Por fim, a presença de goethita pode ser verificada claramente através das amostras 89 C e 136 C, pelos picos, respectivamente a 138°C e 121°C, próximos à temperatura de Néel deste óxi-hidróxido de Fe, que, em sua forma bem-cristalizada, se situa em torno de 120°C (Cornell & Schwertmann, 1996; France & Oldfield, 2000). A queda em susceptibilidade que foi verificada (especialmente para a amostra 136 C) pode ser um claro indício dos processos de intemperismo na região do topo da sucessão, devido à maior concentração de goethita para estas amostras.

IV-7.2 Coleção Rio do Sul

É importante salientar que os resultados obtidos, tanto para amostras claras e escuras da coleção Rio do Sul (figura 4.28) são bastante similares entre si, diferentemente do que fora observado para as amostras da outra sucessão estudada, apenas com diferenças em termos de concentração de minerais ferromagnéticos, como fora discutido anteriormente. Durante o processo de aquecimento, praticamente todas as amostras apresentaram um pico entre 55°C e 167°C, sugerindo a presença de minerais com baixa temperatura de Curie/Néel, como goethita não estequiométrica e/ou minerais detríticos. Também apresentaram dois picos distintos - entre 217°C e 304°C, e entre 337°C e 375°C, o que poderia indicar a ocorrência de sulfetos de Fe, como pirita, a exemplo das amostras da coleção Itu. Não se deve descartar a possibilidade de contribuição de greigita, através dos valores de pico verificados.

Ainda por tais valores, a presença de titanomagnetita com diferentes níveis de substituição por Ti pode ser sugerida, com maior presença nas amostras desta coleção. É possível que determinada fração referente ao conteúdo de titanomagnetita, e mesmo magnetita (Salomé & Meynadier, 2004), possa ter sido originada pela alteração de sulfetos de Fe, durante o aquecimento, pela observação de picos na faixa entre 526°C e 570°C durante o processo de resfriamento, e com valor de susceptibilidade maior que os verificados durante o processo anterior. Os picos com queda em torno de 310°C e 382°C, verificados durante o processo de resfriamento, para as amostras claras e escuras, também podem ser indicativos deste conteúdo. Não é possível discutir inequivocamente a possibilidade de ocorrência de hematita, embora haja um ligeiro padrão de pico, apresentando queda na susceptibilidade por volta de 670°C para a amostra 12 E, e 623°C para a amostra 90 E.

Figura 4.28 - Curvas termomagnéticas de amostras de camadas claras (amostras C) e escuras (amostras E) de três níveis representativos da coleção Rio do Sul.

IV-8 Mineralogia Magnética - Discussão dos Resultados

IV-8.1 Magnetita e/ou titanomagnetita: Evidências e características

A ocorrência de magnetita deve ocorrer, para ambas as coleções, em distribuição granulométrica, de acordo com os resultados obtidos por aquisição de MRI. Entretanto, não é possível distingui-la pelos resultados de algumas técnicas, como por exemplo, difração de raios-X e espectroscopia Mössbauer -

diferentemente do observado no caso da hematita, apontando para sua menor contribuição à mineralogia magnética nas sucessões.

Além de uma menor concentração frente à hematita, os valores encontrados pelas análises espectrais em espectroscopia Mössbauer corresponderiam à ocorrência de magnetita nanométrica e/ou com alto nível de substituição catiônica, o que explicaria a ausência de ordenamento magnético, mesmo em baixas temperaturas.

A inferência de substituição catiônica encontra reforços nos resultados das curvas ZFC/FC e termomagnéticas, uma vez que as reduzidas temperaturas de Verwey e de Curie encontradas (em torno de 100 K e 560°C, respectivamente), em comparação com a magnetita estequiométrica (entre 110 K - 115 K, e 580°C, respectivamente) geralmente encontram explicação neste tipo de ocorrência. É possível a presença de titanomagnetita em graus variáveis de substituição por Ti para a coleção Itu, através de alguns resultados (curvas ZFC/FC e termomagnéticas, microscopia eletrônica de varredura), e no caso da coleção Rio do Sul, se sugere um alto nível de substituição ($x > 0,04$), o que pode ser inferido pelas curvas ZFC/FC.

A faixa de distribuição granulométrica pode ser avaliada pelos resultados obtidos por espectroscopia Mössbauer, sugerindo a presença de fases nanométricas para a explicação dos parâmetros correspondentes aos dubletos magnético-quadrupolares - o que abrangeria o limiar para a condição de estado SD de 30 nm, sugerido por Dunlop (2002) - e microscopia eletrônica de varredura (tamanhos de grão observados entre 2 e 20 μm). Também pelos testes realizados a partir das curvas ZFC/FC, pode-se também considerar, para ambas as coleções, a presença de magnetita MD.

Assim sendo, levando-se em conta a faixa granulométrica para a condição SD/PSD entre 0,03 e 0,15 μm (van Venzen & Dekkers, 1999), pode-se considerar que a distribuição granulométrica sugerida permite a inferência da presença de magnetita e/ou titanomagnetita SD/PSD, que é eficiente na

portadora de remanência do tipo DRM (Stoner *et al.*, 2003) como um dos portadores da MRC.

Também se sugere por este trabalho a origem detrítica deste óxido de Fe, pelas observações realizadas por microscopia óptica, aonde se verificou sua ocorrência em freqüente arredondamento de grão, e por MEV, uma vez que os grãos observados apresentavam bordos arredondados, com ocorrência de pequenos traços superficiais e incrustados entre grãos constituintes da matriz.

IV-8.2 Hematita: Evidências e características

A ocorrência de hematita é sugerida por praticamente todas as técnicas de caracterização utilizadas neste trabalho, apresentando suas características e provendo importantes informações complementares entre si. Pelos difratogramas verificados, pode-se identificar a presença deste óxido de Fe apenas por seu primeiro pico de difração, indicando sua baixa concentração. Entretanto, a presença deste óxido de Fe em larga distribuição granulométrica pode ser inferida por diferentes resultados, pelo menos no caso das amostras claras da coleção Itu.

Como exemplo, pode-se inferir, pelos espectros Mössbauer, a presença de frações nanométricas que previnem o ordenamento magnético até mesmo a $T = 77$ K, devido a efeitos de relaxação superparamagnética (entre 8 e 50 nm), e tamanhos de grão acima de 50 nm, o que explicaria a verificação de sextetos magnético-quadrupolares por ordenamento referentes a este óxido de Fe. Além de grãos nanométricos, os resultados obtidos por microscopia óptica e MEV, no caso da coleção Itu, a presença de hematita em escala micrométrica pode ser verificada. Segundo Stacey (1963), grãos de hematita com tamanho de grão na faixa entre 0,1 μm e 1000 μm são freqüentemente considerados como MD, o que é um dos requisitos para que este óxido de Fe se apresente como um dos prováveis portadores da magnetização remanente característica em amostras dessa coleção.

Também pode se sugerir sua presença com indícios de substituição catiônica, a exemplo do verificado para a magnetita. Tal inferência pode ser

feita através da observação de valores de campo hiperfino inferiores aos preditos para os parâmetros típicos da hematita bem-cristalizada, conforme se discute em alguns trabalhos, como os de De Grave e Bowen (1982), De Grave *et al.* (1988) e Vandenberghe *et al.* (1990).

IV-8.3 A possibilidade da presença de magnetita biogênica

Através dos testes de Moskowitz realizados na seção III-2.4), alguns valores de taxa delta encontrados, sugerem, além da presença de magnetita SD, possivelmente oxidada, a possibilidade da ocorrência de cadeias de magnetossomas, possivelmente rompidas e/ou oxidadas, em especial para a coleção Itu. Uma vez que não foi possível caracterizar-se inequivocamente os óxidos de Fe por MEV, ao mesmo tempo em que se deve considerar a observação de esferulitos de pirita framboidal como possíveis indicadores de atividade biogênica, mantemos, por fim, a possibilidade de ocorrência deste tipo de magnetita, embora estudos mais detalhados sejam sugeridos para uma melhor investigação acerca desta hipótese.

IV-8.4 Sulfetos de Fe - Outro possível portador da MRC?

São amplas as evidências da ocorrência de sulfetos para ambas as sucessões: Como se discutiu anteriormente, cerca de 80% de área relativa espectral de todos os espectros Mössbauer obtidos, para as duas coleções, correspondem a fases de Fe^{2+} , o que significaria a equivalência de tal porcentagem de todo o ferro disponível nas amostras. As amostras da coleção Rio do Sul não puderam revelar inequivocamente, através do estudo realizado por MEV, devido à alta concentração de minerais opacos presentes na matriz, com grande contribuição de sulfetos - em especial pirita, que foi também verificada por microscopia óptica. Para ambas as coleções, pode-se sugerir que grande fração do conteúdo de magnetita e maghemita sugeridos pela análise das curvas termomagnéticas tenham sido originada por alteração de pirita, como se discutiu anteriormente.

Entretanto, para praticamente todas as técnicas empregadas, não se descarta a presença de greigita como possível contribuinte ao conteúdo de

sulfetos de Fe, tendo sido sugerida sua ocorrência pelos padrões de difração de raios-X. A greigita é conhecida como uma fase portadora de MRC, e que poderia, nestas amostras, ter origem autigênica, como apresentado em alguns estudos (e.g. Snowball, 1997; Sagnotti & Winkler, 1999; Frank *et al.*, 2007). Uma outra fase possível seria pirrotita, que apresenta propriedades magnéticas semelhantes às da greigita (Kondoro, 1999).

Embora ambas as fases sejam metaestáveis e tendem a apresentarem evolução magnética-estrutural para pirita (Kao *et al.*, 2004), estes minerais são considerados bons portadores de remanência e de importância paleomagnética, aliado ao fato de que muitos estudos em magnetismo de rochas indicam greigita e pirrotita como fases bem preservadas, em rochas sedimentares de diversas idades (Sagnotti & Winkler 1999; Jiang *et al.*, 2001; Kao *et al.*, 2004). Assim sendo, seria de se esperar, dada a grande contribuição espectral das fases de Fe^{2+} , fortes evidências de ordenamento magnético destes minerais (Vandenberghe *et al.*, 1992; Kondoro, 1999), em todos os espectros, o que não foi observado, o que nos leva a sugerir a assinatura espectral da pirita como resposta a este problema.

Capítulo V

Dados Magnéticos Direcionais

Neste capítulo, iremos avaliar, para ambas as sucessões sedimentares, os resultados e padrões dos dados paleomagnéticos direcionais e não-direcionais obtidos (declinação/inclinação magnética, padrões de pólos geomagnéticos virtuais (PGV's), anisotropia de susceptibilidade magnética e susceptibilidade magnética volumétrica), em função da estratigrafia, bem como suas possíveis correlações.

V-1 Metodologias de abordagem por nível e subnível estratigráfico

Para a verificação da hipótese da anuidade na deposição das unidades litológicas - ou níveis - das duas sucessões de ritmitos, a metodologia de análise através dos estudos magnetoestratigráficos não foi restringida apenas à análise dos dados paleomagnéticos direcionais e não-direcionais com respeito aos níveis das duas seções - aqui denominada *abordagem por nível*. Tal metodologia de análise foi desenvolvida através da média dos parâmetros obtidos a partir de medidas de espécimes, que foram feitos por cilindros obtidos de blocos extraídos dos níveis estratigráficos. Os cálculos de média - vetorial (no caso dos dados direcionais) ou aritmética (dados não-direcionais) - foram, em seguida, relacionados com a numeração do nível correspondente.

Na segunda abordagem adotada, considerou-se cada dado obtido a partir dos espécimes dos cilindros cortados ao longo da espessura dos níveis, individualmente, sem o processo de média por nível. Assim, foi possível a composição de novos conjuntos de dados estratigráficos, como se cada espécime disposto ao longo da espessura de um determinado nível fosse correspondente a um novo tipo de unidade litológica - aumentando, assim, a resolução espacial e também temporal. Para o estabelecimento de correlação do conjunto de resultados em função da altitude relativa da sucessão, cada

dato foi relacionado ao ponto médio de espessura da amostra. Tal método será denominado, ao longo deste trabalho, como *abordagem por subnível*. A seguir, apresenta-se a figura 5.1, com a representação esquemática das duas abordagens.

Figura 5.1 - Representação esquemática das abordagens por nível (à esquerda) e subnível (à direita), associado ao procedimento de preparação das séries de dados para análise direcional e espectral.

Para este tipo de estudo, foi definido para a coleção Itu o intervalo entre os níveis 50 e 135 da coleção completa; este trecho da sucessão corresponde ao de menor falta de blocos coletados (uma vez que, conforme fora discutido na seção III-1.1, uma certa fração da coleção Itu e Rio do Sul não pode ser utilizada, devido a danos nas marcas de azimute e mergulho, bem como ausência de blocos correspondentes a determinados níveis, de acordo com o material disponível na litoteca do IAG-USP). Este procedimento foi adotado para se prevenir desvios estatísticos significativos durante o processo de análise espectral. Entretanto, para a coleção Rio do Sul, não foi possível adotar-se o mesmo critério, uma vez que a coleção não apresentava diversos

blocos ao longo de praticamente toda a sucessão do registro. Assim, da forma aqui apresentada, os dados obtidos a partir das sucessões de ritmitos, para as duas coleções, compreendem respectivamente 4,65 e 4,46 m de registro estratigráfico.

A seguir, discutiremos os resultados dos processos de desmagnetização (desmagnetização AF e térmica) e de anisotropia de susceptibilidade magnética, que forneceram os dados magnéticos direcionais e não-direcionais, segundo as metodologias de análise aqui discutidas.

V-2 Resultados

V-2.1 Desmagnetização AF

De acordo com o procedimento experimental e análise vetorial respectivamente descritos nas seções III-3.1 e III-3.4, pode se observar para os diagramas correspondentes aos níveis próximos do topo da sucessão de Itu (figuras 5.2 e 5.3) e para todo o grupo de amostras da sucessão de Rio do Sul (figuras 5.4 e 5.5) uma componente de magnetização viscosa, de polaridade normal, com eliminação entre 10 mT e 20 mT - no caso da coleção Itu, possivelmente relacionada a maiores efeitos de intemperismo nesta região. A partir do nível 25 desta coleção, verifica-se para as amostras apenas uma componente de polaridade reversa de magnetização, de forte estabilidade magnética, com decréscimo praticamente linear da magnetização. Além disso, observa-se que cerca de 60% da MRC ainda é preservada após desmagnetização em torno de 160 mT, o que indica a presença de uma fase de alta coercividade magnética.

A totalidade das amostras referentes à coleção Rio do Sul apresenta duas componentes de magnetização. A componente de maior coercividade, de polaridade reversa, apresentam queda em intensidade de cerca de 70% - 80% da MRC, após desmagnetização em campo máximo de 160 mT - padrão distinto do observado para a coleção Itu.

IT-60 H1

IT-60 H2

IT-60 H3

Figura 5.2 - Desmagnetização AF: Estereograma com representação do vetor magnetização, curva de intensidade de magnetização e diagrama de Zijderveld para as amostras IT-60 H1, IT-60 H2 e IT-60 H3 (correspondentes ao nível IT-60) da coleção Itu.

IT-89 J1

IT-89 J2

IT-117 H

IT-136 K

Figura 5.3 - Desmagnetização AF: Estereograma com representação do vetor magnetização, curva de intensidade de magnetização e diagrama de Zijderveld para as amostras IT-89 J1, IT-89 J2 (correspondentes ao nível IT-89), IT-117 H e IT-136 K, correspondentes respectivamente aos níveis IT-117 e IT-136, da coleção Itu.

RS-12 H

RS-40 H1

RS-40 H2

Figura 5.4 - Desmagnetização AF: Estereograma com representação do vetor magnetização, curva de intensidade de magnetização e diagrama de Zijderveld para as amostras RS-12 H, RS-40 H1 e RS-40 H2 (as duas últimas correspondentes ao nível RS-40) da coleção Rio do Sul.

RS-90 I1

RS-90 I2

RS-90 I3

Figura 5.5 - Desmagnetização AF: Estereograma com representação do vetor magnetização, curva de intensidade de magnetização e diagrama de Zijderveld para as amostras RS-90 I1, RS-90 I2 e RS-90 I3 (correspondentes ao nível RS-90) da coleção Rio do Sul.

V-2.2 Desmagnetização Térmica Progressiva

De maneira geral, os resultados obtidos para a coleção Itu (figuras 5.6 e 5.7), através do procedimento e análise respectivamente descritos nas seções III-3.3 e III-3.4, apresentam uma componente viscosa, de polaridade normal, e eliminável em torno de 200°C para toda a série de amostras. Em seguida, verifica-se uma tendência de queda tênue na intensidade de magnetização entre 300°C - 350°C, com redução na intensidade da MRN em torno de 5%-15%, para toda a coleção. A partir dessa temperatura, é possível divisar dois padrões de queda distintos: em torno de 500°C - 560°C, com quedas em intensidade da MRN na faixa de 15% - 25%; e 650°C - 680°C, com desmagnetização entre 60% e 80%, com total eliminação da remanência. Em alguns casos esparsos, foi possível verificar que a queda em intensidade, na faixa correspondente à fase mais coerciva, se dava em duas etapas (em torno de 620°C e 710°C, respectivamente).

As amostras da coleção Rio do Sul (figuras 5.8 e 5.9) apresentam padrão de estabilidade magnética muito menor em comparação à outra coleção, provavelmente devido à menor concentração de portadores magnéticos e/ou predominância de fases de mais baixa coercividade. É possível observar para a maior parte das amostras a presença de uma componente normal viscosa, eliminável em torno de 100°C - 150°C, e entre uma a duas componentes reversas de baixa coercividade, que apresentam eliminação na faixa de 500°C - 560°C, típica da presença de magnetita e/ou titanomagnetita. A forte alta em intensidade de magnetização, que pode ser verificada para todas as amostras após a eliminação da componente reversa, tem por característica um padrão direcional aleatório entre 600°C e 710°C.

V-2.3 Processos de desmagnetização: Discussão dos resultados

Os resultados pelo estudo com amostras das sucessões estudadas, obtidos por ambas as técnicas de desmagnetização, apresentaram padrões de inclinação magnética positiva, o que é fortemente indicativo do padrão de polaridade reversa para ambos os registros sedimentares, como se espera de

IT-60 I1

IT-60 I2

IT-60 I3

Figura 5.6 - Desmagnetização Térmica: Estereograma com representação do vetor magnetização, curva de intensidade de magnetização e diagrama de Zijderveld para as amostras IT-60 I1, IT-60 I2 e IT-60 I3 (correspondentes ao nível IT-60) da coleção Itu.

IT-89 P1

IT-89 P2

IT-117 K

IT-136 L

Figura 5.7 - Desmagnetização Térmica: Estereograma com representação do vetor magnetização, curva de intensidade de magnetização e diagrama de Zijderveld para as amostras IT-89 P1, IT-89 P2 (correspondentes ao nível IT-89), IT-117 K e IT-136 L, correspondentes respectivamente aos níveis IT-117 e IT-136, da coleção Itu.

RS-12 J

RS-40 K1

RS-40 K2

Figura 5.8 - Desmagnetização Térmica: Estereograma com representação do vetor magnetização, curva de intensidade de magnetização e diagrama de Zijderveld para as amostras RS-12 J, RS-40 K1 e RS-40 K2 (as duas últimas correspondentes ao nível RS-40) da coleção Rio do Sul.

RS-90 Q1

RS-90 Q2

RS-90 Q3

Figura 5.9 - Desmagnetização Térmica: Estereograma com representação do vetor magnetização, curva de intensidade de magnetização e diagrama de Zijderveld para as amostras RS-90 Q1, RS-90 Q2 e RS-90 Q3 (correspondentes ao nível RS-90) da coleção Rio do Sul.

durante o Superchron Reverso do Permocarbonífero.

A componente magnética de forte estabilidade magnética, com alta coercividade, que foi verificada pelos processos de desmagnetização AF para a coleção Itu, está relacionada à ocorrência de hematita, que é um óxido de Fe de alta coercividade magnética (Dunlop & Özdemir, 1997). Pelos dados de desmagnetização térmica, a ocorrência de uma componente de alta temperatura de desbloqueio é compatível com a presença deste mineral. Além disso, o nível de queda de intensidade de magnetização - cerca de 60% a 80% - nos processos de desmagnetização térmica, com eliminação completa da MRN, corresponde ao total de remanência não eliminado durante a desmagnetização AF. Este fato sugere a hematita como o principal portador da MRC para a sucessão de ritmos de Itu.

Também é possível a ocorrência de outras fases magnéticas que apresentem contribuição à remanência nas rochas dessa coleção. Conforme os padrões de desmagnetização térmica para essa coleção, o padrão de redução em intensidade de magnetização entre 300°C e 350°C seria indicativo das temperaturas de desbloqueio para fases de Fe de mais baixa coercividade magnética, como pirrotita, maghemita (neste caso, sua temperatura de quebra) e/ou titanomagnetita com alto nível de substituição de Ti. Além disso, a queda em intensidade em torno de 500°C - 560°C, representa uma faixa de temperaturas de desbloqueio típica da magnetita e/ou titanomagnetita. Os casos esparsos em que a temperatura de desbloqueio se dá em duas etapas a partir de 620°C, aproximadamente, podem estar relacionados à ocorrência de titanohematita - já que a substituição de Ti em graus variáveis nesta fase magnética pode gerar temperaturas de desbloqueio em torno de 600°C (Beske-Diehl & Li, 1993; Kidane *et al.*, 2002).

Para a coleção Rio do Sul, conforme foi apresentado na seção V-1.1, em geral os padrões de desmagnetização AF fornecem evidências para a ocorrência de uma componente de magnetização, após eliminação da componente viscosa em torno de 20 mT. A componente restante apresenta baixa coercividade, correspondendo a cerca de 70% a 80% da MRN. Isto

encontra subsídios pelos resultados de desmagnetização térmica, em que se verifica um padrão de estabilidade magnética muito menor em comparação à outra coleção, provavelmente devido à menor concentração de portadores magnéticos e/ou predominância de fases de mais baixa coercividade. É também possível observar, para a maior parte das amostras, a presença de uma componente normal viscosa, eliminável em torno de 100°C a 150°C, e entre uma a duas componentes de baixa coercividade, que apresentam eliminação na faixa de 500°C - 560°C, típica da presença de magnetita e/ou titanomagnetita. Não se deve descartar a hipótese da ocorrência de titanohematita em tais amostras, a exemplo do discutido para a coleção Itu.

A forte alta em intensidade de magnetização, que pode ser verificada para todas as amostras da coleção Rio do Sul, após a eliminação da componente reversa, e que apresenta padrão direcional aleatório entre 600°C e 710°C, pode ter origem em transformações mineralógicas que ocorrem devido ao processo de aquecimento, a partir de 600°C, como alteração de sulfetos e conseqüente formação de magnetita, o que encontra subsídios pelos resultados obtidos por curvas termomagnéticas (seção IV-4.2). A ligeira queda na magnetização, observada em torno de 680°C, poderia estar relacionada à presença de hematita. Assim, devido ao comportamento observado a partir de 600°C, não se pode relacionar os padrões de variabilidade direcional com uma ou mais presumíveis componentes de MRC, e o conteúdo de magnetita e/ou titanomagnetita pode ser considerado, em determinada fração, como portador da MRC para os ritmitos desta seção estratigráfica.

Por fim, é importante salientar três importantes características sobre as duas sucessões de ritmitos, que foram observadas através dos processos de desmagnetização: i) À exceção das componentes viscosas verificadas para ambas as coleções, há a ocorrência de duas ou mais fases magnéticas que portam a MRN para as duas coleções, e que apresentariam, em cada caso, às mesmas direções de magnetização. Tal fato, indicativo de que esses materiais possivelmente tenham adquirido a remanência simultaneamente, sugere a possível origem primária da magnetização, como será discutido em maior detalhe na seção VII-2; ii) Pode-se considerar, para os estudos

magnetoestratigráficos e de análise espectral referentes à MRC, os dados obtidos por desmagnetização AF para ambas as coleções. Isto se explica pelo fato de que os diagramas de Zijderveld relacionados aos dados deste processo de desmagnetização revelarem maior estabilidade de eliminação da componente de magnetização, em comparação aos dados obtidos por desmagnetização térmica, que também não exibiram mudança dos padrões de direção para a faixa de temperaturas correspondente à hematita; iii) Através da representação estereográfica das direções da MRC obtidas por desmagnetização AF, é possível perceber-se uma importante diferença com

Figura 5.10 - Representação estereográfica das direções da MRC (associadas às suas direções médias) obtidas pelo processo de desmagnetização AF, pelas abordagens por nível e subnível, para ambas as sucessões de ritmitos.

respeito à dispersão dos dados: Pelas duas abordagens estudadas, observa-se para a coleção Itu uma larga dispersão na declinação magnética, e uma estreita faixa de inclinações, sugerindo algum tipo de influência no registro da remanência, o que será discutido na seção V-4.

V-2.4 Anisotropia de Susceptibilidade Magnética

Na figura 5.11 dispõem-se alguns exemplos das direções dos eixos do elipsóide de anisotropia, de acordo com o discutido nas seções III-3.3 e III-3.4, para as duas coleções. De modo geral existe uma tendência ao agrupamento do eixo K_1 para a coleção de Itu, mostrando lineação aparente. Os eixos K_1 e K_2 de Rio do Sul, tendem a se misturar no plano horizontal, indicando foliação. É possível observar-se, através da observação da direção do eixo máximo do tensor elipsóide de anisotropia de susceptibilidade magnética (K_1) para a coleção Itu (figuras 5.11, 5.12 e 5.23), uma variação do eixo K_1 predominantemente na direção NW-SE. Pela figura 5.14, pode-se também observar que a declinação de K_1 apresenta registro de oscilação de NW-SE para N-S, da base para o topo. Tal verificação pode estar relacionada, conforme discutido previamente no capítulo II, à possibilidade da região de deposição destes ritmitos estar relacionada a um golfo ou entalhe às margens da Bacia do Paraná, orientado na direção NW (Santos *et al.*, 1996; Milana & Lopez, 1998; Setti & Rocha-Campos, 1999), e padrões de abrasão que teriam sido gerados por movimento de geleiras que teriam se movido de SSE para NNW (Gesicki *et al.*, 2002). Para a coleção Rio do Sul (figura 5.11 e 5.13), observa-se, para este mesmo tipo de correlação estratigráfica, um grande nível de dispersão em declinação para K_1 , embora pelas figuras 5.17, 5.18 e 5.23 se possa observar uma tendência maior para direções NE.

Ainda é possível verificar-se um ligeiro padrão de orientação no sentido NE-SW (o que se pode notar em maior detalhe pela projeção estereográfica disposta na figura 5.23). Este conjunto de observações são indicativas de um processo sedimentar calmo, sem influência de correntes fortes - o que poderia corroborar com a hipótese sugerida por Eyles *et al.* (1993), de que a sedimentação nesta região foi distal a partir das principais fontes de influxo

Figura 5.11 - Representação estereográfica, para ambas as sucessões (abordagem por nível) de alguns exemplos de análises de média direcional dos eixos do elipsóide do tensor ASM, pelo uso do software desenvolvido por Lienert (1991), aonde as regiões elípticas de confiança Hext-Jelinek foram estimadas por utilização do método de Monte Carlo.

Figura 5.12 - Dados de declinação e inclinação referentes aos eixos K_1 e K_3 do tensor elipsóide de ASM, para médias dos níveis da coleção Itu.

Figura 5.13 - Dados de declinação e inclinação referentes aos eixos K_1 e K_3 do tensor elipsóide de ASM, para médias dos níveis da coleção Rio do Sul.

Figura 5.14 - Variação da declinação de K_1 ao longo da sucessão de Itu (média por nível).

de sedimentos. Tal característica teria permitido a deposição de maneira a não registrar direções preferenciais na orientação dos grãos. Além disso, os padrões de declinação para K_1 apresentam uma faixa mais estreita para a coleção Itu do que o revelado para a coleção Rio do Sul, o que pode indicar, de fato, uma forte tendência de direcionamento dos grãos por alguma espécie de ação mecânica - fato este que será discutido na seção VII. Para o eixo mínimo de anisotropia (K_3), pode-se observar, a partir da inclinação verificada para ambas as sucessões, um padrão de acamamento em geral comportado (inclinação em torno de 90°), com alguns pontos de perturbação local.

V-3 Magnetoestratigrafia

Como se sugeriu na seção V-2, a magnetização remanente característica que foi observada para as amostras estudadas das duas coleções conduziu à discussão da presença de duas ou três fases portadoras de remanência, responsáveis por apenas uma componente magnética para a MRC. Através dos dados de desmagnetização AF, também fora discutido que não havia sido

possível a eliminação de toda a magnetização, devido à alta coercividade de uma das fases.

Através dos estudos de desmagnetização térmica progressiva (seção V-2.2), atribuiu-se à hematita a condição de principal portador da MRC, exibindo um comportamento que também obedecia, em geral, o padrão de decaimento praticamente linear verificado através do primeiro processo de desmagnetização mencionado. Assim, uma vez que os diagramas de Zijderveld relacionados aos dados de desmagnetização AF revelam maior estabilidade de eliminação da componente de magnetização, em comparação aos dados obtidos por desmagnetização térmica, adotou-se o critério de se considerar a direção da componente magnética verificada pelos dados de desmagnetização AF para os estudos de magnetoestratigrafia neste trabalho. Os resultados obtidos, em conjunto com os dados referentes aos pólos geomagnéticos virtuais (PGV's) e de direção dos eixos do tensor elipsóide de ASM, serão aqui referidos como *dados paleomagnéticos direcionais*. Os valores de susceptibilidade volumétrica (K_z), não sendo de natureza direcional, são aqui discutidos como *dados não-direcionais*. Os dados paleomagnéticos direcionais, vale aqui ressaltar, foram elaborados de acordo com as duas abordagens anteriormente descritas. A seguir, apresentam-se as figuras 5.15 a 5.18, em que se dispõem os dados direcionais em função das duas abordagens adotadas neste estudo, para as duas coleções estudadas. As tabelas referentes à aquisição completa de tais dados (tabelas A.1 a A.4) se encontram dispostas no apêndice 2.

V-4 Comparação e testes de correlação entre os dados de ASM e dados paleomagnéticos direcionais da coleção Itu

Como se discutiu na seção V-2.3, as projeções estereográficas da direção da MRC, referentes à coleção Itu, revelam uma larga dispersão na declinação magnética, ao mesmo tempo em que se observa uma estreita faixa de inclinações, se comparados aos dados obtidos para a coleção Rio do Sul. Através da comparação dos dados paleomagnéticos direcionais aos dados de declinação e inclinação de K_1 , referentes à coleção Itu, pode-se levantar a

hipótese de que a MRC tenha sido fortemente influenciada por processos mecânicos. Tal fato pode ser observado pelas figuras 5.19, 5.20 e 5.23, nas quais os conjuntos de dados paleomagnéticos direcionais e de K_1 são comparados entre si, respectivamente, em função da altitude estratigráfica e em projeção estereográfica. É possível verificar que o primeiro grupo de dados apresentam uma forte dispersão da declinação magnética (cerca de 120°), associado a uma estreita faixa de valores de inclinação magnética, de maneira fortemente análoga ao verificado para o conjunto de dados referentes à direção de K_1 . Tal padrão não encontra similaridade para os dados obtidos a partir da coleção Rio do Sul (figuras 5.21 a 5.23), embora em alguns trechos da sucessão possa se sugerir algum tipo de influência local.

A observação deste comportamento para a coleção Itu pode ser uma forte evidência da ação de um curioso mecanismo de controle anisotrópico, pela ação de paleocorrentes, sobre a remanência, bem como para a origem pós-deposicional da MRC, conforme será discutido adiante. Para a verificação desta hipótese, através dos registros de possíveis direções compatíveis do eixo máximo de ASM e da direção da remanência, ao longo desta sucessão, testes de correlação foram realizados para a determinação do nível de interdependência entre os dois tipos de registros, e permitir inferências a respeito da natureza e evolução da relação sugerida.

Figura 5.15 - Dados de direção da MRC (declinação/inclinação magnética); direção do eixo máximo do tensor anisotropia (declinação/inclinação de K_1); direção do eixo mínimo do tensor anisotropia (declinação/inclinação de K_3); grau de anisotropia (P) e susceptibilidade volumétrica (K_z). Abordagem de média por nível (Coleção Itu).

Figura 5.16 - Dados de direção da MRC (declinação/inclinação magnética); direção do eixo máximo do tensor anisotropia (declinação/inclinação de K_1); direção do eixo mínimo do tensor anisotropia (declinação/inclinação de K_3); grau de anisotropia (P) e susceptibilidade volumétrica (K_z). Abordagem de dados por subnível (Coleção Itu).

Figura 5.17 - Dados de direção da MRC (declinação/inclinação magnética); direção do eixo máximo do tensor anisotropia (declinação/inclinação de K_1); direção do eixo mínimo do tensor anisotropia (declinação/inclinação de K_3); grau de anisotropia (P) e susceptibilidade volumétrica (K_z). Abordagem de média por nível (Coleção Rio do Sul).

Figura 5.18 - Dados de direção da MRC (declinação/inclinação magnética); direção do eixo máximo do tensor anisotropia (declinação/inclinação de K_1); direção do eixo mínimo do tensor anisotropia (declinação/inclinação de K_3); grau de anisotropia (P) e susceptibilidade volumétrica (K_z). Abordagem de dados por subnível (Coleção Rio do Sul).

Figura 5.19 - Comparação entre os dados de declinação e inclinação de K_1 e de MRC, em função da altitude da sucessão. Dados de média por nível (Coleção Itu).

Figura 5.20 - Comparação entre os dados de declinação e inclinação de K_1 e de MRC, em função da altitude da sucessão. Dados de subnível (Coleção Itu).

Figura 5.21 - Comparação entre os dados de declinação e inclinação de K_1 e de MRC, em função da altitude da sucessão. Dados de média por nível (Coleção Rio do Sul).

Figura 5.22 - Comparação entre os dados de declinação e inclinação de K_1 e de MRC, em função da altitude da sucessão. Dados de subnível (Coleção Rio do Sul).

Figura 5.23 - Comparação entre os dados de declinação e inclinação de K_1 e de MRC, em projeção estereográfica. Dados de subnível (Coleções Itu e Rio do Sul).

V-4.1 Testes de correlação

Os testes preliminares de correlação foram realizados através dos coeficientes de correlação padrão, coeficiente de correlação produto-momento de Pearson (ou simplesmente coeficiente de Pearson) e coeficiente de determinação, para se avaliar o tipo de dependência entre os grupos de dados (Mudelsee, 2003). O *coeficiente de correlação padrão* (r_s) quantifica a similaridade na forma das curves das séries (Leite, 1998), enquanto que o *coeficiente de Pearson* (r_P) provê informações sobre o nível e direção de uma relação linear entre duas séries de dados (Spiegel, 1977). O *coeficiente de determinação* (r^2), que é igual ao quadrado do coeficiente de Pearson, é útil na descrição do grau de variabilidade da variável dependente em função da variável independente (Hays, 1988). Estes coeficientes são dados, respectivamente, pelas equações:

$$r_S = \frac{\sum_{i=1}^n [(D_{MRC})_i \cdot (D_{K_1})_i]}{\sqrt{\left[\left(\sum_{i=1}^n (D_{MRC})_i^2 \right) \cdot \left(\sum_{i=1}^n (D_{K_1})_i^2 \right) \right]}} \quad (5.1)$$

$$r_P = \frac{n \cdot \sum_{i=1}^n [(D_{MRC})_i \cdot (D_{K_1})_i] - \sum_{i=1}^n (D_{MRC})_i \cdot \sum_{i=1}^n (D_{K_1})_i}{\sqrt{\left\{ \left[n \cdot \sum_{i=1}^n (D_{MRC})_i^2 - \left[\sum_{i=1}^n (D_{MRC})_i \right]^2 \right] \cdot \left[n \cdot \sum_{i=1}^n (D_{K_1})_i^2 - \left[\sum_{i=1}^n (D_{K_1})_i \right]^2 \right] \right\}}} \quad (5.2)$$

$$r^2 = (r_P)^2 \quad (5.3)$$

onde n é o número de pares de dados, e $(D_{MRC})_i$; $(D_{K_1})_i$ são, respectivamente, os dados de declinação da MRC e de K_1 , para o i -ésimo par.

Para a verificação dos níveis de similaridade e variabilidade da correlação entre os dois grupos de dados, para as duas abordagens adotadas, referentes à coleção Itu, utilizou-se a *função de correlação cruzada* (r_k), que proporciona a medida de semelhança entre duas séries em função de seu deslocamento relativo (Kulhánek, 1976; Davis, 1986). Por este método, um conjunto de dados é deslocado relativamente ao outro, e valores correspondentes são multiplicados, sendo os produtos somados para a obtenção do valor de correlação cruzada, a um determinado deslocamento k . Nas posições em que os dois conjuntos apresentam grande similaridade, os valores de r_k serão geralmente positivos, e então a correlação cruzada é alta; onde os conjuntos apresentem correlação improvável, alguns dos produtos serão positivos e outros negativos e, portanto, a soma será pequena (Davis, 1986; Telford *et al.*, 1990). Além disso, para uma determinada posição de deslocamento relativo k , existem n^* posições superpostas entre duas séries, de maneira que a função de correlação cruzada, bastante similar à equação do coeficiente de Pearson, é dada por:

$$r_k = \frac{n^* \sum_{i=1}^n [(D_{MRC})_{i+k} \cdot (D_{K_1})_i] - \sum_{i=1}^n (D_{MRC})_{i+k} \cdot \sum_{i=1}^n (D_{K_1})_i}{\sqrt{\left[n^* \cdot \sum_{i=1}^n (D_{MRC})_{i+k}^2 - \left(\sum_{i=1}^n (D_{MRC})_{i+k} \right)^2 \right] \left[n^* \cdot \sum_{i=1}^n (D_{K_1})_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n (D_{K_1})_i \right)^2 \right]}} \quad (5.4)$$

Para os dados referentes à declinação e inclinação para médias por nível (figura 5.24 e 5.25), nota-se, através dos valores de r_s , uma forte correlação entre os valores, especialmente para os dados de declinação ($r_s = 0,994$), o que é indicativo de grande similaridade entre as séries. Os valores encontrados para coeficiente de correlação de Pearson revelam uma correlação mais baixa do ponto de vista linear, embora ainda significativa ($r_p = 0,524$), ao passo que o valor encontrado para a inclinação revela uma correlação muito baixa ($r_p = 0,102$), não sendo indicativa de relação linear entre os dois grupos de dados.

Os valores de coeficiente de determinação são significativamente mais altos, indicativo de uma maior variabilidade de D_{MRC} em função de D_{K_1} do que para o outro conjunto de parâmetros. Os valores de coeficiente para os dados por subnível (figuras 5.26 e 5.27) apresentam o mesmo tipo de variabilidade apresentado para o primeiro tipo de abordagem, embora com valores, para os três coeficientes, ligeiramente mais baixos; isto se explica, provavelmente, à maior dispersão estatística gerada, uma vez que a abordagem por subníveis corresponde, na prática, à subdivisão dos níveis em canais menores de informação.

Os testes de correlação cruzada, para os conjuntos de dados de declinação e inclinação para a abordagem de média por nível foram realizados pela definição de 17 passos de deslocamento, para séries de 86 dados. Pela figura 5.28, é possível perceber-se uma notável semelhança entre as séries de dados de declinação. A máxima semelhança entre as séries ocorre com nenhum deslocamento ($k = 0$), com significativo valor de correlação neste ponto, igual a 0,524. Um nível de similaridade bem menor é notado pela figura 5.29, para a correlação cruzada entre as séries de inclinação, com valor máximo correspondente ao deslocamento $k = -3$, e com baixo valor de correlação ($r_k = 0,254$).

Figura 5.24 - Coeficientes de correlação padrão, coeficiente de Pearson e coeficiente de determinação para os dados de declinação de K_1 e de MRC. Média por nível (Coleção Itu).

Figura 5.25 - Coeficientes de correlação padrão, coeficiente de Pearson e coeficiente de determinação para os dados de inclinação de K_1 e de MRC. Média por nível (Coleção Itu).

Figura 5.26 - Coeficientes de correlação padrão, coeficiente de Pearson e coeficiente de determinação para os dados de inclinação de K_1 e de MRC. Dados de subnível (Coleção Itu).

Figura 5.27 - Coeficientes de correlação padrão, coeficiente de Pearson e coeficiente de determinação para os dados de inclinação de K_1 e de MRC. Dados de subnível (Coleção Itu).

Figura 5.28 - Curva de correlação cruzada referente aos dados de declinação de K_1 e de MRC; dados de média por nível (Coleção Itu).

Figura 5.29 - Curva de correlação cruzada referente aos dados de inclinação de K_1 e de MRC; dados de média por nível (Coleção Itu).

V-4.2 Discussão sobre os mecanismos de controle no registro da direção da remanência - coleção Itu

Conforme se discutiu anteriormente, é possível observar-se que, no caso da coleção Itu, a variabilidade direcional na declinação de K_1 ocorre de maneira bastante similar à variação da declinação da MRC, o que se comprovou pelos testes de correlação (seção V-4.1). Esta evidência nos levou a sugerir algum tipo de controle no registro da direção da remanência por algum mecanismo paleoambiental, que se reflete através do eixo máximo do tensor anisotropia de susceptibilidade magnética. Nesta seção, buscaremos sugerir uma possível explicação e natureza para este mecanismo, e o tipo de remanência magnética que permitiria este tipo de comportamento.

Segundo os padrões texturais revelados através dos estudos de microscopia (seções III-2.8 e III-2.9), discutiu-se a possibilidade do aporte

detrítico dos portadores magnéticos para as duas sucessões. A possibilidade da aquisição da remanência do tipo MRQ (magnetização remanente química) poderia ser descartada, uma vez que esta ocorre de maneira isotérmica, quando tanto a microestrutura como a composição das partículas muda com o tempo, na presença de um campo externo (O'Reilly, 1994). Entretanto, no caso de Itu, as variações da declinação magnética aparentemente sofrem influência direta dos padrões de paleocorrente, o que é mais compatível com um processo de aquisição de DRM (magnetização remanente deposicional). Neste tipo de modelo, partículas magnéticas livres para se orientarem com o campo magnético ambiente, perdem mobilidade nos poros dos sedimentos, durante o processo de compactação e conseqüente aquisição da remanência (O'Reilly, 1994; Butler, 1998; Tauxe *et al.*, 2006).

A hipótese de remanência pós-deposicional (pDRM) também pode ser questionada. Roberts e Winklhofer (2004) discutem trabalhos na literatura aonde a remanência possa ser estabelecida abaixo de poucos centímetros da superfície do sedimento. Blow e Hamilton (1978) apresentaram, em um estudo sobre redeposição em laboratório, a compactação pós-deposicional seria um importante fator de achatamento da inclinação magnética observada. Entretanto, experimentos conduzidos por Katari *et al.* (2000) apontam para a improbabilidade de que a reorientação pós-deposicional aconteça em sedimentos não perturbados, abaixo da interface sedimento-água, uma vez que os efeitos de floculação e agregação de sedimentos são importantes, e que forças intergranulares, como a força de van der Waals são muito mais intensas que as forças magnéticas que poderiam causar realinhamento pós-deposicional das partículas magnéticas.

Tauxe (2005 B) também discute a diversidade de distorções no registro magnético devido a efeitos de acumulação, provocando desvios inerentes ao processo de registro magnético, agindo como filtros que alterariam o registro da direção do campo geomagnético, como o caso tratado no estudo, que é o do “achatamento” nos dados de inclinação magnética. Alguns estudos apontam para este tipo de efeito de achatamento nos dados de inclinação magnética na natureza, como o observado por dados provenientes de depósitos de

tempestade do Rio Soan, do norte do Paquistão, aonde o portador primário da remanência magnética é hematita detrítica (Tauxe & Kent, 1984). Tal sugestão será testada através dos dados da coleção Itu, na seção V-5.

Um fator bastante conhecido através do emprego da ASM em estudos sobre rochas sedimentares é a indicação de direção de paleocorrente (Piper *et al.*, 1996) e, geralmente, as indicações de corrente são paralelas ao eixo máximo de anisotropia, através dos resultados de declinação deste eixo (Liu *et al.*, 2001; Zhu *et al.*, 2006). Esta é, certamente, uma hipótese a ser considerada, dada a forte correlação verificada entre os dados de declinação da MRC e de K_1 .

Uma possibilidade para o teste deste tipo de mecanismo seria um estudo comparado entre ASM e anisotropia de remanência magnética (ARM), através do qual poderia se separar a contribuição dos minerais dia/paramagnéticos dos portadores da MRC, contribuindo para a observação da orientação da trama magnética e a possível influência de direções de paleocorrentes (Jackson, 1991). Entretanto, levando-se em conta que a MRC refere-se somente aos minerais ferrimagnéticos, sem contribuição dos demais minerais constituintes da matriz, é bem possível que a orientação dos grãos magnéticos tenha, de fato, acontecido de maneira similar à lineação registrada pela matriz, o que foi observado pelos estudos de microscopia óptica (seção IV-5).

De acordo com o discutido por Einsele (1991), direções de corrente de turbidez podem gerar estruturas como estratificação cruzada, orientação de grãos e clastos, além de ondulações. Esse autor também discute que, através de várias sucessões turbidíticas, que apresentam caráter rítmico, pode-se notar que as direções de correntes de turbidez podem ser constantes ao longo de extensas áreas, e em fluxos de corrente de turbidez de menor escala, pode-se, ocasionalmente observar-se variações de direção. Assim, a variabilidade direcional do eixo máximo de K_1 , compatível com as mudanças direcionais na declinação da MRC (através de grãos ferrimagnéticos oriundos de aporte detrítico e orientados de acordo com o fluxo de turbidez) poderia explicar o fenômeno observado para a sucessão de Itu.

V-4.3 Análise da dispersão da direção da MRC ao longo da estratigrafia - coleção Itu

Com o intuito de se observar em detalhe a dispersão da direção de remanência (tanto entre níveis adjacentes, quanto em níveis de diferentes espessuras) para a coleção Itu, os dados de declinação e inclinação da MRC, para a abordagem por subnível, foram dispostos estratigraficamente e relacionados numericamente, da base para o topo - assim como o realizado para a abordagem de média por níveis. Tal conjunto de dados, associados às suas respectivas incertezas experimentais e níveis correspondentes, permitiu uma avaliação sobre a maneira que a variabilidade direcional da remanência ocorreu ao longo do processo de sedimentação, através da composição representada na figura 5.30. Foram selecionados, a partir da sucessão completa de dados (figura 5.30-A), quatro trechos representativos (5.30-B a 5.30-E). Pode se observar que as mais importantes variações de declinação magnética correspondem a posições de adjacência entre níveis, apresentando variações mais discretas internamente aos níveis, como no caso entre os níveis 57, 58 e 59 (figura 5.30-D). Tal comportamento pode ser notado ao longo de toda a sucessão, e não pode ser inferido para o caso da inclinação magnética, que apresenta níveis de variabilidade aparentemente sem padrão aparente ao longo da sucessão.

É possível sugerir-se algumas hipóteses a respeito destes resultados. Considerando-se que as camadas escuras (siltito/argilito) que marcam os contatos entre as camadas claras (arenito/siltito), apresentam pequena variação de espessura ao longo de toda a sucessão, e a grande variabilidade em declinação magnética encontrada entre dados correspondentes a níveis adjacentes, é possível que tais contatos abruptos, revelados por estas lâminas, correspondam a períodos de ausência de aporte de material mais grosseiro por águas de degelo, por intervalos de tempo significativamente mais longos que o período outono-inverno, conforme sugerido por alguns autores.

Embora paleocorrentes possam ter influenciado o registro da remanência, como demonstrado pelos testes de correlação, a variabilidade em declinação

Figura 5.30 - Análise de variabilidade da direção da remanência (declinação e inclinação magnética) ao longo da sucessão de Itu. (A) Conjunto completo de dados, dispostos ao longo da estratigrafia, com os dados por subnível enumerados seqüencialmente. (B) a (E): Alguns trechos escolhidos ao longo da sucessão, com intervalos em cinza correspondendo aos níveis referentes aos subníveis representados pelos pontos em cinza.

magnética correspondente à deposição dessas camadas - que são justamente indicativas de um aporte de menor energia com respeito à deposição, e que seriam menos influenciadas por paleofluxos - é bem intensa para que possa ser simplesmente relacionada a este tipo de ação. Assim, as grandes variações em declinação entre adjacências (chegando a 40° - 50°, em alguns casos), em condições de sedimentação possivelmente menos sujeitas à influência de paleocorrentes, não seriam compatíveis com a hipótese da anuidade, necessitando de grandes intervalos de tempo para o registro de tal padrão, também suficientes para o esgotamento da fração argila em suspensão no corpo d'água, o que também poderia explicar a uniformidade em espessura dessas camadas. É importante salientar que este teste não pode ser aplicado, infelizmente, à coleção Rio do Sul, devido ao grande número de blocos faltantes no registro, conforme fora discutido anteriormente.

V-5 Pólos paleomagnéticos e comparação com a curva de deriva polar da Placa Sul-Americana

Como foi discutido na seção V-4, existem indícios, através da verificação da variação dos dados de declinação da MRC obtidos a partir dos ritmitos de Itu, da não-anuidade do registro geológico encerrado no Parque do Varvito, uma vez que a variabilidade observada entre amostras seqüenciais, correspondentes a níveis adjacentes, é superior ao que se espera para a variação do campo geomagnético.

O campo geomagnético varia sobre escalas temporais que vão de segundos a milhões de anos (Bloxham & Gubbins, 1985), e uma das bases fundamentais em Paleomagnetismo é que a média temporal do campo geomagnético é bem aproximada por um dipolo geocêntrico axial (Carlut & Courtillot, 1998; Merrill & McFadden, 2003; Tauxe, 2005), sendo a variação temporal do campo de origem interna chamada de *variação secular geomagnética*. Para o cálculo de um pólo paleomagnético, entre outros cuidados que devem ser tomados, é importante uma amostragem adequada desta variação - entre 10^4 e 10^5 anos. A partir dessa amostragem, cada dado direcional de MRC é considerado como a direção de pólo de um dipolo geocêntrico, em um determinado instante, para uma certa localidade ou posição estratigráfica - o chamado *pólo geomagnético virtual (PGV)*. Através do conjunto de PGV's amostrados, e com o uso da estatística de Fischer (Fischer, 1953), é calculado o pólo paleomagnético, considerado como o dado direcional médio da distribuição de PGV's (Butler, 1998; McElhinny & McFadden, 2000; Merrill & McFadden, 2003).

Assim sendo, a verificação da possibilidade da distribuição de PGV's calculados a partir das direções de MRC, de cada uma das sucessões de ritmitos, corresponder a pelo menos um ciclo completo de variação paleossecular, seria um forte indicativo da não-anuidade das coleções Itu e Rio do Sul. Para a verificação dessa hipótese, foram calculados os PGV's para as direções de MRC obtidas através das duas abordagens adotadas, e os valores encontrados se encontram dispostos nas tabelas A.1 a A.4 (apêndice 2). Os

dados de pólo paleomagnético obtidos a partir da média dos PGV's foram comparados com a curva de deriva polar aparente (CDPA) para a placa Sul-americana, referente ao período correspondente à época de formação das sucessões. Os pólos de referência para esta curva cobrem parte do período correspondente ao Superchron de Polaridade Reversa do Permocarbonífero (SRPC), e estão dispostos em Gilder *et al.* (2003), e o pólo paleomagnético calculado para o Grupo Santa Fé, Bacia Sanfranciscana (MG), provavelmente contemporâneo das sucessões dos ritmitos permocarboníferos da Bacia do Paraná (Brandt, 2006), é aqui utilizado para uma comparação mais direta com os resultados obtidos.

De acordo com esta proposição, também testamos a correção da distribuição dos dados direcionais da coleção Itu a partir da direção média dos dados direcionais da coleção Rio do Sul (figura 5.31), considerando as duas coleções como provavelmente contemporâneas, e que a distribuição dos dados da coleção Rio do Sul não apresenta distorções significativas. Assim, a distribuição de dados de declinação e inclinação magnética é corrigida de um valor constante (ΔD ; ΔI), como representado na projeção estereográfica desta figura. A partir do conjunto de dados modificados, obteve-se uma distribuição de PGV's deslocada proporcionalmente à correção, com pólo paleomagnético correspondente também deslocado (de acordo com a representação de Schmidt representada na figura). Dessa maneira, os pólos paleomagnéticos corrigidos para a coleção Itu, para as duas abordagens, é que serão utilizados na discussão a seguir.

A projeção de Schmidt em 90°, disposta na figura 5.32, apresenta os dados de nove pólos de referência (apresentados em Gilder *et al.*, 2003), que constituem a CDPA para a placa sul-americana, o pólo de referência do Grupo Santa Fé e os dois pólos calculados para a abordagem por nível, de ambas as coleções estudadas. Através dos resultados obtidos, pode-se sugerir que os dois pólos encontrados são contemporâneos, devido à proximidade e as latitudes semelhantes. Entretanto, os círculos de confiança de 95% não se superpõem, o que pode ser reflexo de problemas relacionados ao tempo e/ou processo de aquisição da MRC. Através da consideração de cada subnível

como representativo de um PGV (figura 5.33), verifica-se que as mesmas discussões podem ser consideradas, com o incremento estatístico de uma maior distribuição de dados. Para este caso, foi calculada a paleolatidade para o pólo da sucessão de Rio do Sul, de valor igual a $39,3^{\circ}\text{S}$.

Figura 5.31 - Representação esquemática do método de correção dos dados direcionais magnéticos da coleção Itu, a partir da direção média dos dados direcionais da coleção Rio do Sul. Pela projeção estereográfica (abaixo), os dados obtidos $(D_i; I_i)$ são corrigidos de um valor constante $(\Delta D; \Delta I)$, gerando os dados direcionais corrigidos $(D_{corr}; I_{corr})$. A partir da distribuição de dados obtida, o conjunto de PGV's é inteiramente deslocado a partir da distribuição inalterada, como se observa pela projeção de Schmidt.

Figura 5.32 - Projeção de Schmidt em 90° , com representação da CDPA para a placa sul-americana (Gilder *et al.*, 2003); pólos de referência (em azul escuro), com respectivos círculos de confiança de 95% (azul claro), pólo paleomagnético de referência do Grupo Santa Fé (Brandt, 2006) e pólos de Itu (corrigido) e Rio do Sul, com os respectivos círculos de confiança (α_{95}). Abordagem por nível.

Figura 5.33 -
 Projeção de Schmidt
 em 90° , com
 representação da
 CDPA para a placa
 sul-americana
 (Gilder *et al.*, 2003);
 pólos de referência
 (em azul escuro),
 com respectivos
 círculos de confiança
 de 95% (azul claro),
 pólo paleomagnético
 de referência do
 Grupo Santa Fé
 (Brandt, 2006) e
 pólos de Itu
 (corrigido) e Rio do
 Sul, com os
 respectivos círculos
 de confiança (α_{95}).
 Abordagem por
 subnível.

Capítulo VI

Análise Espectral

Os métodos em análise espectral - ferramenta fundamental nos esforços em que se busca o deciframento de informações a partir de séries temporais no domínio da frequência - permitem a detecção e distinção de componentes de sinais harmônicos (Schulz & Stattegger, 1997; Schumway & Stoffler, 2000; Schulz & Mudelsee, 2002; Rigozo *et al.*, 2005). Neste contexto, este capítulo trata do estudo por análise espectral das séries de dados direcionais e não-direcionais discutidas no capítulo V, e a interpretação dos espectros de potência obtidos, com o intuito de se discutir a respeito da hipótese da anuidade das unidades litológicas de ambas as sucessões.

VI-1 Sobre a definição das séries de dados

As séries de dados empregadas neste estudo foram preparadas com dados referentes a subníveis, em intervalos quase regulares e desvinculados da concepção de anuidade dos pares litológicos. Cada uma das séries foi relacionada à altura relativa de sua posição central, de acordo com o processo descrito na seção V-1, de maneira a apresentarem as variações de parâmetros em função da espessura da seqüência, que corresponde, portanto, ao domínio do período, com dados desigualmente espaçados. Além disso, neste formato de preparação, os conjuntos de dados também exibem maior resolução em comparação com uma preparação pela abordagem por nível, além de permitir possíveis inferências com respeito à taxa de sedimentação média nas sucessões estudadas.

VI-2 Procedimento de análise espectral e metodologia de estudo

Muitos dos métodos em análise espectral são amplamente utilizados em várias áreas do conhecimento (e.g. transformada rápida de Fourier (FFT); método de Blackman-Tukey, método de máxima entropia) - em geral, apoiados na consideração de séries igualmente espaçadas no domínio do tempo. Entretanto, um dilema freqüente em estudos cicloestratigráficos baseados em análise espectral é a necessidade de utilização de séries incompletas, seja na forma de seqüências de dados incompletas, muitas vezes com grandes intervalos de interrupção, o que impede investigações através de ferramentas-padrão de análise espectral (Baisch & Bokelmann, 1999; Broersen, 2006), sendo este o problema central na definição do melhor método a ser empregado neste estudo.

Para este tipo de consideração, um dos métodos mais utilizados no cálculo de espectros é a análise de periodogramas (Scargle, 1982; Hernandez, 1999), dentre os quais se destaca a *transformada de Fourier de Lomb-Scargle* (LSFT), que apresenta a vantagem de operar sobre séries temporais desigualmente espaçadas no domínio do tempo, e que vem sendo empregada em várias áreas do conhecimento (Lomb, 1976; Scargle, 1982; Schulz & Sttategger, 1997; Kossler *et al.*, 2001; Thong *et al.*, 2004). Este processo foi desenvolvido a partir do método de Lomb (1976), que é um estimador de Fourier para dados irregulares, e que transforma apenas os dados disponíveis, e que foi aprimorado e utilizado por Scargle (1982). Na sua forma final, o periodograma de Lomb-Scargle possibilita o cálculo de um coeficiente de Fourier para cada freqüência desejada, e permite a obtenção da densidade espectral a partir das amplitudes dos ajustes de mínimos quadrados das observações disponíveis (Broersen, 2006). Além disso, é um estimador de boa qualidade se o processo real consiste de uma função periódica com algum ruído estatístico associado. A escolha deste método permite a análise de dados irregularmente espaçados, evitando assim os processos de interpolação, que podem gerar importantes desvios estatísticos. Tais desvios ocorrem uma vez que a interpolação no

domínio do tempo altera o espectro de uma série temporal, através do aumento de componentes de baixa frequência às custas das componentes de alta frequência (Kossler *et al.*, 2001; Schulz & Mudelsee, 2002) e também pelo fato de dados interpolados não serem estatisticamente independentes.

O processo de análise espectral univariável para as séries temporais foi realizado com o emprego do software “SPECTRUM”, desenvolvido por Schulz e Stattegger (1997), que é baseado na LSFT, para dados desigualmente espaçados, em combinação com o método WOSA - *Média de segmentos superpostos de Welch* (“Welch-Overlapped-Segment-Averaging”; Welch, 1967; Kossler *et al.*, 2001; Tröbs & Heinzel, 2006) que permite a supressão de picos randômicos através da divisão da série temporal, dentro dos segmentos superpostos e tomando a média do espectro calculado. Após a eliminação de tendências, cada série de dados foi dividida em segmentos - 2 ou 3 segmentos, dependendo da quantidade de dados disponíveis - e superpostos em 50%. Em seguida, cada segmento foi multiplicado por uma função janela do tipo Welch I (Harris, 1978), para a redução dos efeitos relacionados à dispersão espectral, sendo posteriormente processados por transformada de Fourier. Os periodogramas assim obtidos permitem o cálculo do periodograma médio, que é associado à sua largura de banda de 6 dB e nível de significância α (definido neste trabalho em 0,05), que estabelece que os picos acima deste valor seriam significativos com respeito ao ruído branco. Também foram processados, para cada conjunto de dados, dois métodos em análise harmônica - testes de Fisher e de Siegel (Fischer, 1929; Siegel, 1980) com o objetivo de se verificar a ocorrência de componentes de sinal periódico em uma série temporal na presença de ruído branco. Maiores detalhes sobre os métodos de Lomb-Scargle e WOSA, bem como os testes de Fischer e de Siegel são apresentados no apêndice 1 desta tese.

Tendo em vista o objetivo de se verificar a possibilidade do intervalo de tempo correspondente à deposição de uma unidade litológica ser equivalente a um período de sedimentação de um ano, partimos da premissa neste trabalho de que é desconhecida a unidade temporal correspondente ao domínio da frequência - evitando assim, um tipo de estudo baseado em análise espectral

com vínculos de hipótese, como o que foi realizado por Ernesto e Pacca (1981), aonde se assumiu a proposição da anuidade dos pares litológicos.

Uma vez que as séries de dados foram constituídas em função da altura relativa, de acordo com o estabelecido na seção VI-1, buscou-se formas de correlação que permitissem a conversão deste tipo de domínio - domínio da altura relativa - para o domínio do tempo. Para esta finalidade, os dados de espessura das unidades litológicas de ambas as seqüências (tomados durante o trabalho original de coleta dos blocos, na década de 1970) foram considerados. Com isso, foi possível o estabelecimento de séries por duas maneiras distintas, mas equivalentes, dentro da proposição aqui descrita: i) séries de espessuras dos níveis em função dos números de nível

Figura 6.1 - Representação esquemática dos tipos de séries dos dados de espessuras, para a correlação domínio da altura relativa - domínio do tempo.

correspondentes, e ii) séries de espessuras dos níveis, correspondentes à altura relativa da espessura média de cada nível (aqui denominados de *espectros de calibração*). A figura 6.1 apresenta uma representação

esquemática do princípio de cada um dos tipos de séries para os dados de espessura aqui considerados, e que permitiram, em seguida, a avaliação dos espectros de potência para as séries de dados magnéticos direcionais e não-direcionais deste estudo.

VI-3 Espectros de potência e cálculo de taxas de sedimentação médias

VI-3.1 Análise dos espectros de potência: Espessura individual dos níveis

A seguir, apresenta-se a figura 6.2, em que se apresentam, para ambas as coleções, os espectros de potência para a espessura individual dos níveis (espectros de calibração e de espessura no domínio da altura relativa), de acordo com o discutido na seção anterior. É importante lembrar que os dois grupos são passíveis de comparação, uma vez que o parâmetro analisado (espessura dos níveis) em ambos os casos é o mesmo. Também vale aqui ressaltar que, nos espectros de potência em função do domínio da unidade temporal, a sigla “u.t.” (designada como “unidade temporal arbitrária” de deposição de um nível) indica que se considera como incógnita o tempo correspondente à deposição dos níveis, de maneira distinta ao adotado por Ernesto e Pacca (1981), que consideraram $u.t. = 1$ ano. Através desses resultados, é possível observar-se características de distribuição dos picos espectrais bastante similares entre os dois tipos de análise, em especial no caso dos dados da coleção Rio do Sul, e maior resolução espectral para o caso dos espectros obtidos no domínio da altura relativa, pelo maior número de dados proveniente por esta abordagem.

A partir destes espectros, a mais importante observação que se faz a partir destes resultados é a relação de proporção de determinados picos espectrais, compatível com as razões de frequências dos ciclos de Milankovitch (figura 6.3), preditas para o Permiano, como se discutirá a seguir.

Os ciclos de Milankovitch são oriundos das oscilações harmônicas na insolação, são induzidos orbitalmente, gerados pela excentricidade e

Milankovitch	
100 kyr	- 5,7
39 kyr	- 2,2
20,9 kyr	- 1,2
17,5 kyr	- 1,0

Figura 6.2 - Coleções Itu e Rio do Sul: Comparação entre os espectros de frequência da espessura individual dos níveis no domínio da altura relativa (espectros de calibração, topo da figura) e de espessura individual dos níveis no domínio da unidade litológica (abaixo), associados à largura de banda de 6 dB. Os picos acima da linha pontilhada são significativos a um nível de significância de 95%. Pode-se observar os picos aos quais se associam os ciclos de Milankovitch, com os valores esperados cálculo de taxa dos ciclos (entre parênteses). (D): Pico determinado para a busca das frequências de Milankovitch.

Figura 6.3 - Representação esquemática dos ciclos de Milankovitch e exemplo de espectro de potência (modificado de Petit *et al.*, 1999) apresentando os picos espectrais referentes às periodicidades orbitais, previstas para os dias atuais.

obliquidade orbital, bem como a precessão dos equinócios (Berger, 1980; Laskar, 1999; Van der Zwan, 2002; Levrard & Laskar, 2003; Kossler *et al.*, 2003; Witt & Schumann, 2005), e que governam mudanças climáticas importantes em escala global, acarretando, por exemplo, na alternância de períodos glaciais e interglaciais, o que se verifica em registros de diferentes eras geológicas (Schulz *et al.*, 2004; Kukla, 2005; Gallet *et al.*, 2005).

Segundo alguns autores (e.g. Schwarzacher, 2000; Berger & Loutre, 2004; Witt & Schumann, 2005), estes ciclos apresentam atualmente periodicidades principais em torno de 400 ka e 100 ka (excentricidade), 41 ka (obliquidade), 23 ka e 19 ka (precessão). Entretanto, ao longo do registro geológico, não se verificam variações significativas nas freqüências associadas à excentricidade orbital, ao passo que, devido à redução da rotação da Terra pelos efeitos de maré lunar e solar, observa-se um decréscimo nas freqüências de obliquidade e precessão ao longo do tempo (Berger *et al.*, 1990; Bill, 1998; Williams *et al.*, 1998; Gong *et al.*, 2001). Assim, as variações de banda espectral, verificadas para tais ciclos, detectáveis nos registros geológicos, têm sido utilizadas na calibração e estudos de grandes faixas de escala temporal do Cenozóico (e.g. Hilgen *et al.*, 1995; Juhász *et al.*, 1997) até idades mais antigas, como se sugere para

o Mesozóico (Pälike and Shackleton, 2000) e Paleozóico (Yang & Kominz, 1999).

Neste íterim, Berger *et al.* (1992) calcularam os períodos para obliquidade e precessão para períodos pré-Quaternários, assumindo a taxa de recuo lunar constante, e inferiram para o Permiano os seguintes períodos: 100 ka (excentricidade); 39 ka (obliquidade); 20,9 e 17,5 ka (precessão), com taxas de 5,7:2,2:1,2:1,0 com respeito ao domínio da frequência. Tais proporções também podem ser observadas no caso de séries de dados estabelecidas no domínio da espessura. Como exemplo, em estudo recente, Kruiver *et al.* (2000) verificaram por análise de dados de susceptibilidade volumétrica, provenientes de *red beds* Permianos do sudeste da França, proporções entre picos espectrais que obedeciam estas taxas - que possivelmente são equivalentes às observáveis no período de formação das sucessões aqui estudadas.

A correlação das taxas dos ciclos de Milankovitch sugeridas por Berger *et al.* (1992) com possíveis picos espectrais correspondentes aos espectros de calibração, para as duas coleções, foi realizada através da definição do pico de 3840 mm como equivalente ao ciclo de 100 ka para a coleção Itu, e o pico de 537 mm para o ciclo de 20,9 ka, para o caso de Rio do Sul. Após cálculo das razões de proporção para as outras frequências, foi possível estabelecer-se a seguinte correspondência: para a coleção Itu, as alturas de 1480, 914 e 711 mm seriam equivalentes, respectivamente, aos ciclos de obliquidade e precessão; no caso da coleção de Rio do Sul, as alturas de 2950 e 984 mm corresponderiam aos ciclos de excentricidade e obliquidade. O mesmo tipo de análise realizada para os espectros de espessura no domínio da unidade temporal forneceu, para a coleção Itu, os valores de 46,9 e 9,9 u.t., equivalentes aos ciclos de excentricidade e precessão, correlacionáveis com os picos de 82,7 e 15,5 u.t. no espectro para a coleção Rio do Sul. Ainda é interessante notar que, pela comparação entre os resultados das duas coleções, os ciclos de Milankovitch que seriam registrados na sucessão de Itu correspondem a maiores alturas relativas e menores quantidades de níveis litológicos, em comparação com seus

equivalentes na outra coleção - o que seria indicativo de uma maior taxa de sedimentação e/ou maior intervalo deposicional entre unidades litológicas da coleção Itu. Tal evidência será testada na seção VI-3.3, a seguir.

Portanto, no caso deste estudo, e assumindo-se que os padrões de sedimentação e variações em determinados parâmetros que constituem as séries de dados são controlados climaticamente (dada a repetição regular de litologias nas sucessões), é possível que o conjunto de séries de dados contemplados neste estudo de análise espectral revele determinados picos que assumam a mesma taxa de proporção dos ciclos de Milankovitch no domínio da frequência - mas desde que estas sucessões de ritmos não sejam compostas por pares litológicos depositados anualmente.

A seguir, verificaremos os espectros de potência dos dados magnéticos direcionais e não-direcionais (declinação e inclinação da MRC, susceptibilidade magnética, declinação do eixo máximo de ASM) - de natureza bastante distinta com respeito às séries de dados apresentadas nesta seção - buscando observar se um possível registro dos ciclos de Milankovitch é igualmente válido, o que reforçaria a hipótese da não-anuidade, cuja evidência aqui se sugere.

VI-3.2 Análise dos espectros de potência: dados magnéticos direcionais

Nas figuras 6.4 e 6.5, nas quais o parâmetro investigado é a susceptibilidade volumétrica, pode-se observar o mesmo padrão de relação entre picos espectrais, com algumas diferenças importantes entre as duas coleções. Para a coleção Itu, o espectro de potência revela um pico de altura relativa igual a 921 mm, que pode ser associado ao ciclo de precessão de 20,9 ka, inferido pela discussão anterior. Entretanto, não se pode observar os ciclos de excentricidade e obliquidade, devido à elevada largura de banda de 6 dB. Assim, optou-se por verificar, neste caso, as relações de picos espectrais com as taxas de ciclos de Milankovitch para o resultado da análise harmônica, que fornece melhor resolução pela menor largura de banda. Assim, foi possível observar o pico espectral equivalente à

Figura 6.4 - Coleção Itu: Espectro de potência da susceptibilidade volumétrica (K_z , topo da figura) e teste de análise harmônica no domínio da altura relativa, associados à largura de banda de 6 dB. No espectro de potência, os picos acima da linha pontilhada são significativos a um nível de significância de 95%. Pode-se observar os picos aos quais se associam os ciclos de Milankovitch, com os valores esperados cálculo de taxa dos ciclos (entre parênteses), o também vale para a análise harmônica. (D): Pico determinado para a busca das frequências de Milankovitch; g_f e g_s são, respectivamente, os níveis de significância fornecidos pelos testes de Fischer e de Siegel.

Figura 6.5 - Coleção Rio do Sul: Espectro de potência da susceptibilidade volumétrica (K_z , topo da figura) e teste de análise harmônica no domínio da altura relativa, associados à largura de banda de 6 dB. No espectro de potência, os picos acima da linha pontilhada são significativos a um nível de significância de 95%. Pode-se observar os picos aos quais se associam os ciclos de Milankovitch, com os valores esperados cálculo de taxa dos ciclos (entre parênteses), o também vale para a análise harmônica. (D): Pico determinado para a busca das frequências de Milankovitch; g_f e g_s são, respectivamente, os níveis de significância fornecidos pelos testes de Fischer e de Siegel.

excentricidade (4630 mm, em razão de 5,7 para 1,2 com respeito ao pico de 921 mm). Não foram observados picos correspondentes ao ciclo de obliquidade e de menor período de precessão (17,5 ka).

Dessa maneira, o espectro de potência de K_z para esta sucessão apresenta forte contribuição dos ciclos de precessão de maior período e de excentricidade. O intenso pico de altura igual a 485 mm pode ser um harmônico do período de precessão verificado, o que sugere sua dominância neste tipo de registro. Curiosamente, a coleção Rio do Sul não apresenta este tipo de comportamento - pelo espectro de potência, verifica-se claramente o pico mais intenso a 979 mm, que pelas relações de taxas dos ciclos orbitais, é indicativo do ciclo de obliquidade (o que encontra subsídios no valor de 984 mm, observado na figura 6.2). O segundo pico mais intenso corresponderia ao ciclo de excentricidade (2940 mm, através do espectro de potências, e 2540 mm pela análise harmônica). Os dois ciclos relacionados à precessão dos equinócios podem ser identificados pelos picos de alturas iguais a 587 e 452 mm.

Com respeito à declinação de K_1 (D_{K1} ; figura 6.6) é possível observar-se que os picos mais intensos, para as duas coleções, são correspondentes a períodos menores que os atribuídos aos ciclos de Milankovitch, diferentemente do que fora observado para os dois casos anteriores (83 e 76,8 mm, para a coleção Itu; 235 e 170 mm para a coleção Rio do Sul). No caso da coleção Itu, os resultados obtidos não permitiram a verificação de picos correlacionáveis entre si, através das taxas dos ciclos de Milankovitch. Para estes dados, apenas foi possível a sugestão da presença da componente harmônica referente ao ciclo de precessão de 20,9 ka, por comparação com os resultados anteriores; no caso da coleção Rio do Sul, identificou-se os picos de 2350 e 534 mm como correspondentes, respectivamente, aos ciclos de excentricidade e precessão de maior período.

Figura 6.6 - Coleções Itu e Rio do Sul: Espectro de potência da declinação do eixo máximo do elipsóide de anisotropia (D_{K1} , topo da figura) e teste de análise harmônica no domínio da altura relativa, associados à largura de banda de 6 dB. No espectro de potência, os picos acima da linha pontilhada são significativos a um nível de significância de 95%. Pode-se observar os picos aos quais se associam os ciclos de Milankovitch, com os valores esperados cálculo de taxa dos ciclos (entre parênteses), o também vale para a análise harmônica. (D): Pico determinado para a busca das frequências de Milankovitch; g_f e g_s são, respectivamente, os níveis de significância fornecidos pelos testes de Fischer e de Siegel.

D_{CHRM} X altura relativa

I_{CHRM} X altura relativa

Figura 6.7 - Coleções Itu e Rio do Sul: Comparação entre os espectros de potência da declinação (acima) e inclinação (abaixo) da MRC no domínio da altura relativa, (associados à largura de banda de 6 dB. Os picos acima da linha pontilhada são significativos a um nível de 95% de confiança. Pode-se observar os picos aos quais se associam os ciclos de Milankovitch, com os valores esperados cálculo de taxa dos ciclos (entre parênteses). (D): Pico determinado para a busca das frequências de Milankovitch.

A análise espectral referente aos dados de declinação e inclinação da MRC para as duas coleções (figura 6.7) revelou algumas importantes diferenças para as duas sucessões. Aos dois espectros de potência para D_{MRC} , é possível, por comparação com os resultados das análises anteriores, sugerir a presença do sinal harmônico do ciclo de precessão de maior período (1020 mm, para a coleção Itu, e 555 mm para os ritmitos de Rio do Sul).

Entretanto, os dois picos de maior intensidade não apresentam nenhuma correlação com os picos de Milankovitch. No espectro obtido para a coleção Itu, este pico, com valor verificado de 3070 mm, não corresponderia sequer com o valor estimado para o ciclo de 100 ka (4845 mm, obedecendo-se a proporção 5,7:1,2). Através do espectro de análise harmônica, também apresentado nesta figura, pode-se observar o pico esperado para a obliquidade (1850 mm). No caso do espectro para D_{MRC} da coleção Rio do Sul, não se verificam picos representativos de ciclos orbitais, além do discutido acima, e o pico mais intenso, correspondente à altura de 194 mm, é muito reduzido para que se possa inferir este tipo de influência como origem. Os padrões observados para a inclinação da MRC, nos dois espectros de potência, apresentam picos condizentes com a possibilidade de influência do ciclo de 100 ka, praticamente sobre o nível de significância de 95% (1840 e 2350 mm, respectivamente, para as coleções Itu e Rio do Sul). Os outros picos a que se pode inferir a origem de influência orbital são os picos de 837 mm (relativo à precessão de maior período) e 904 mm (obliquidade), para a coleção Itu e Rio do Sul, respectivamente. Nos dois tipos de espectro apresentados nesta figura, diversos picos de mais alta frequência, que não devem ter relação com os ciclos orbitais, podem ser observados; esta observação será discutida adiante, a partir da inferência da conversão do domínio da altura relativa para o domínio da frequência.

Dessa forma, verifica-se a correspondência, nas mesmas taxas de proporcionalidade, dos ciclos de Milankovitch e determinados picos dos espectros de potência das séries de dados magnéticos direcionais e não-direcionais. Para cada sucessão, os valores referentes a cada um dos ciclos

não se apresentam significativamente diferentes entre os diferentes espectros, o que reforça ainda mais tal argumento. Portanto, a análise espectral dos dados de espessura individual dos níveis e dos dados discutidos nesta seção, que, conforme fora discutido anteriormente, representam tipos distintos de consideração física, mostram fortes indícios de um controle climático induzido orbitalmente, em uma escala incompatível com a hipótese da anuidade. Tal afirmação será discutida a seguir, na seção VI-5.

VI-3.3 Estimativas das taxas médias de sedimentação para as sucessões

A partir dos resultados obtidos, seria possível, de acordo com o discutido na seção VI-3.1, a conversão para o domínio do tempo dos valores de período dos picos observados nos espectros de potência e, por conseguinte, buscar inferir as taxas médias de sedimentação para ambas as sucessões (tabela 6.1). Para isto, adotamos o procedimento inicial: Para cada sucessão, após o cálculo dos valores médios dos períodos equivalentes a cada um dos ciclos de Milankovitch, dividimos cada um destes períodos pela duração de cada ciclo orbital equivalente. Por fim, calculamos as taxas de sedimentação equivalentes a cada um dos valores de ciclo (R_i), onde i é equivalente à excentricidade, obliquidade, e precessão de maior e menor período. Com estes valores, foram calculadas as taxas médias de sedimentação, para cada sucessão, como se dispõe na tabela 6.2.

Pelas taxas médias de sedimentação apresentadas, pode-se sugerir um tempo de deposição possivelmente maior para a sucessão de Rio do Sul que o ocorrido para os ritmitos de Rio do Sul. Isto está de acordo com a discussão apresentada na seção VI-3.1, de que um determinado pico, relacionado a um ciclo de Milankovitch na sucessão de Itu, apresenta relação com período maior em altura relativa, bem como menor número de níveis correspondentes para o registro de um evento completo, que o verificado por seu análogo na coleção Rio do Sul. Estes resultados serão discutidos em detalhe no capítulo VII.

Tabela 6.1 - Dados de período obtidos por análise espectral, relacionados aos ciclos de Milankovitch correspondentes, para cada um dos parâmetros avaliados, e cálculos de média dos períodos verificados (Coleções Itu e Rio do Sul).

IT		T_{Milank} (Ka) / taxa correspondente			
T (mm)	Parâmetro	100 / (5,7)	39 / (2,2)	20,9 / (1,2)	17,5 / (1,0)
	E.I.N. (cal)	3840	1480	914	711
	K_z	4630	--	921	--
	D_{K1}	--	--	921	--
	D_{MRC}	--	1850	1020	--
	I_{MRC}	--	--	837	--
Média (T_{mi}) (mm)		(4235 ± 395)	(1665 ± 185)	(923 ± 29)	--
RS		T_{Milank} (Ka) / taxa correspondente			
T (mm)	Parâmetro	100 / (5,7)	39 / (2,2)	20,9 / (1,2)	17,5 / (1,0)
	E.I.N. (cal)	2950	984	537	--
	K_z	2940	979	587	452
	D_{K1}	2350	--	534	--
	D_{MRC}	--	--	555	--
	I_{MRC}	2350	904	--	--
Média (T_{mi}) (mm)		(2547 ± 172)	(956 ± 26)	(553 ± 12)	--

T_{Milank} : Períodos dos ciclos de Milankovitch, sugeridos por Berger *et al.* (1992); E.I.N. (cal): valores de picos do espectro de potência relativo à série de espessura individual dos níveis (espectro de calibração); T_{mi} : média de períodos de uma determinada relação pico espectral/ciclo orbital, para o conjunto da análise espectral.

Tabela 6.2 - Resultados de taxas de sedimentação correspondentes a cada um dos ciclos orbitais (R_i), e taxa de sedimentação média (R_m), para as coleções Itu e Rio do Sul.

IT		T_e (ka)	T_o (ka)	T_{P+} (ka)
T_{mi} (mm)	4235	$R_e = 42,35$		
	1665		$R_o = 42,69$	
	923			$R_{P+} = 44,16$
R_m (mm/ka)		(43,1 ± 0,6)		
RS		T_e (ka)	T_o (ka)	T_{P+} (ka)
T_{mi} (mm)	2547	$R_e = 25,47$		
	956		$R_o = 24,51$	
	553			$R_{P+} = 26,46$
R_m (mm/ka)		(25,5 ± 0,6)		

T_e , T_o e T_{P+} : Respectivamente, período do ciclo de excentricidade de 100 ka, obliquidade de 39 ka e precessão de maior período, de 20,9 ka (Berger *et al.*, 1992); R_e , R_o e R_{P+} : taxas de sedimentação (mm/ka) correspondentes aos períodos de Milankovitch e períodos médios (T_{mi}), em espessura.

VI-4 Conversão do domínio da altura relativa em domínio do tempo

Pelas taxas médias de sedimentação (seção VI-3.3), tornou-se possível a transformação dos valores de períodos dos picos espectrais verificados pela análise espectral, dispostos nas figuras 6.2 a 6.6, para o domínio do tempo. O critério de escolha dos picos espectrais para conversão obedeceu ao nível de significância de 95% imposto durante o processo de análise, e os resultados encontram-se a seguir, na tabela 6.3.

VI-5 Periodicidades - Interpretação e discussão

VI-5.1 Evidências do registro dos ciclos de Milankovitch

A partir dos resultados obtidos pela análise espectral, como se discutiu anteriormente, verifica-se uma forte evidência da relação entre determinados picos espectrais, que obedecem as taxas para os ciclos de Milankovitch sugeridas por Berger *et al.* (1992). Tal constatação vale para todos os dezesseis diferentes espectros de potência, obtidos a partir das sucessões de ritmitos de Itu e Rio do Sul. Para todos os espectros, verificou-se a presença de pelo menos um período orbital de acordo com a taxa predita, de maneira compatível com o procedimento realizado por Kruiver *et al.* (2000). A associação de tais evidências seria um razoável indicativo de que a razão precessão-obliquidade-excentricidade orbital era de fato menor durante o Permiano, como discutido na literatura (e.g. Berger *et al.*, 1990; 1992; Elrick & Hinnov, 1996), em comparação com as taxas sugeridas para o Holoceno (Schwarzacher, 2000).

Outro fato digno de nota é o de que, segundo alguns autores (e.g. van Vugt *et al.*, 1998), apenas uma ou duas frequências de indução orbital são geralmente observáveis, dominando os espectros de potência; isto se verifica em alguns casos aqui discutidos, como no caso dos espectros de calibração para a coleção Itu (figura 6.1) e espectro de potência da susceptibilidade volumétrica para a coleção Rio do Sul (figura 6.2). Além disso, pode-se também observar que, dentre os ciclos de indução orbital, os

Tabela 6.3 - Conversão dos períodos espectrais para o domínio do tempo (picos acima do nível de significância de 95%), para as duas sucessões de ritmitos.

IT	Calibração		Espessura Níveis		K_z		D_{K1}		D_{MRC}		I_{MRC}		Latitude PGM's		Longitude PGM's	
	T (mm)	T (ka)	T (u.t.)	T (ka)	T (mm)	T (ka)	T (mm)	T (ka)	T (mm)	T (ka)	T (mm)	T (ka)	T (mm)	T (ka)	T (mm)	T (ka)
	3840	100	46,9	100	4630	100	921	20,9	1870	39	837	20,9	1840	39	3070	71,2
	1480	39,0	9,9	20,9	921	20,9	288	6,7	1020	20,9	354	8,2	1020	20,9	1020	20,9
	914	20,9	7,6	16,1	485	11,3	156	3,6	658	15,3	200	4,6	461	10,7	461	10,7
	711	17,5	6,3	13,4	431	10,0	106	2,5	461	10,7	159	3,7	341	7,9	384	8,9
	446	10,3	5,6	11,9	304	7,1	83	1,9	354	8,2	142	3,3	236	5,5	318	7,4
	320	7,4	3,5	7,4			76,8	1,8	236	5,5	97	2,3	205	4,8	271	6,3
	287	6,7	3,3	7,0			66,7	1,6	205	4,8	91,2	2,1	177	4,1	196	4,5
	223	5,2	2,4	5,1			62,7	1,5	95,9	2,2	84,5	2,0	162	3,8	167	3,9
	190	4,4	2,3	4,9							76,1	1,8	142	3,3	123	2,9
	179	4,2									69,3	1,6	93	2,2	115	2,7
	170	3,9													108	2,5
	156	3,6														
	150	3,5														
	135	3,1														
	128	3,0														

RS	Calibração		Espessura Níveis		K_z		D_{K1}		D_{MRC}		I_{MRC}		Latitude PGM's		Longitude PGM's	
	T (mm)	T (ka)	T (u.t.)	T (ka)	T (mm)	T (ka)	T (mm)	T (ka)	T (mm)	T (ka)	T (mm)	T (ka)	T (mm)	T (ka)	T (mm)	T (ka)
	2950	100	82,7	100	2940	100	2350	100	896	35,1	2350	100	523	20,9	1110	39
	984	39	20,7	24,2	979	39	534	20,9	555	20,9	904	39	370	14,5	592	20,9
	537	20,9	15,5	17,5	587	20,9	235	9,2	333	13,1	618	24,2	296	11,6	269	10,5
			11,3	13,2	452	17,5	186	7,3	248	9,7	392	15,4	193	7,6	207	8,1
			3,8	4,4	240	9,4	170	6,7	194	7,6	346	13,6	135	5,3	153	6,0
							153	6,0	160	6,3	267	10,5	97,7	3,8	94,5	3,7
											206	8,1			89,8	3,5
											155	6,1			80,8	10,5
															76,0	8,1

Valores em negrito/italico: Valores correspondentes aos ciclos de Milankovitch (a partir das taxas propostas por Berger *et al.*, 1992).

espectros apresentam, em geral, uma maior intensidade espectral no registro dos ciclos de obliquidade de 39 ka e de precessão de maior período, de 20,9 ka, para ambas as sucessões.

Com respeito à indução precessional, esta verificação indica processos de variação climática de larga escala vinculados a este ciclo orbital, sugeridos amplamente para diferentes registros geológicos, de idades distintas (e.g. Hsieh & Murray, 1996; Van der Zwan, 2002). Foi pouco freqüente a detecção de picos espectrais relacionados à precessão orbital de menor período ($T_{P-} = 17,5$ ka), pela baixa resolução espectral de 6 dB, que a distinguiria da precessão orbital de maior período ($T_{P+} = 20,9$ ka), bastante próximas em razão espectral ($T_{P+} : T_{P-} = 1,2:1,0$).

Entretanto, alguns autores (e.g. Kruiver *et al.*, 2000; Silva & Azambuja Filho, 2005) apontam para o fato de que o registro dos ciclos de precessão acontece de forma mais intensa em baixas latitudes, com o adicional de um período igual à metade do ciclo de precessão - uma vez que o máximo de radiação solar é alcançado em tais condições latitudinais duas vezes por ano (Kent & Olsen, 1997). Além da freqüente ocorrência do pico de precessão de 20,9 ka nos espectros obtidos, como discutido acima, há ampla evidência, pelos padrões espectrais verificados para ambas as sucessões, de um pico equivalente à metade deste período (10,7 - 10,0 ka, no caso da coleção Itu, e 11,6 - 10,5 ka para a coleção Rio do Sul). É importante aqui lembrar que a paleolatidade calculada para o pólo da sucessão de Rio do Sul (seção V-5) é igual a 39,3°S, ou seja, indicativa de um posicionamento latitudinal médio da Bacia do Paraná durante o Permocarbonífero, corroborando a hipótese aqui sugerida.

Os sinais de menor valor que os ciclos de precessão orbital, que ocorre para todos os espectros analisados, também poderiam ser correspondentes à variabilidade climática relacionada aos ciclos de Milankovitch, que também se expressam por registros de periodicidades milenares até inferiores a 10 ka. Tais sinais surgem por efeito de indução não-linear, na forma de harmônicos ou tons combinados (gerados por intermodulação ou mistura de freqüências) dos

ciclos orbitais (King, 1996; Elrick & Hinnov, 1996; Kleiven *et al.*, 2003). A extensão da influência destas variações sobre o clima não tem sido suficientemente estudada, embora algumas discussões já tenham sido propostas na literatura (e.g. Kruiver *et al.*, 2000; Versteegh, 2005). Além disso, se discute na literatura a possibilidade destes ciclos corresponderem ao reflexo de processos de indução solar, como se discutirá na próxima seção.

Pelos espectros de D_{K1} e de inclinação da MRC para a coleção Itu (figura 6.6 e 6.7, respectivamente), verifica-se a ocorrência de dois ciclos, de valores respectivamente iguais a 1,6 e 1,8 ka. Estes sinais surgiriam de um controle orbital distinto, quando conjunção/oposição, perigeu e periélio coincidem (Weedon, 2003). Este modelo foi sugerido como explicação para este ciclo de escala milenar, ainda que os mecanismos climáticos envolvidos para este ciclo, bem como para outros ciclos de maré em escala milenar ainda necessitem de confirmações adicionais (Munk *et al.*, 2002; Versteegh, 2005).

As taxas médias de sedimentação, calculadas a partir dos picos espectrais relacionados à indução orbital, (43,1 mm/ka (coleção Itu); 25,5 mm/ka, (coleção Rio do Sul)) também são compatíveis com a faixa de valores de taxa de sedimentação máxima e mínima para o Permiano, apresentada por Kukal (1990) - respectivamente, em torno de 22 cm/ka e 2 cm/ka, com valor médio em torno de 10 cm/ka. Os resultados aqui apresentados podem ser considerados confiáveis, uma vez que o processo de análise espectral desenvolvido pelo programa SPECTRUM elimina padrões de tendência das séries temporais, o que poderia gerar importantes desvios nas taxas resultantes. Os valores encontrados também são compatíveis com a faixa considerada por Silva & Azambuja Filho (2005), que restringiram este intervalo pela consideração dos possíveis paleoambientes referentes à deposição dos ritmitos (entre 20 e 2 cm/ka). Um aspecto interessante advém da comparação dos valores obtidos com as taxas de acumulação verificadas para depósitos glaciais e interglaciais do hemisfério norte. Elverhøi e Henrich (1996) sugerem intervalos de taxas entre 1 e 5 cm/ka para sedimentos marinhos e plataformais para períodos interglaciais, enquanto que o de épocas glaciais corresponderiam a valores maiores que 10 cm/ka - neste caso, as taxas encontradas são

equivalentes às verificadas para períodos interglaciais. Assim, considerando-se que as séries analisadas compreendam aproximadamente 9,7 e 4,5 m de espessura (coleções Itu e Rio do Sul, respectivamente), é muito provável que estas sucessões de ritmitos compreendam, ao menos, 250 ka e 152 ka de sedimentação, respectivamente.

Uma possível conexão entre o campo geomagnético e os ciclos orbitais vem sendo cada vez mais debatida na literatura, embora a teoria de indução orbital sobre o geodínamo, tanto diretamente quanto através de mudanças na distribuição de massas de gelo e momento de inércia da Terra, ainda necessite de maiores evidências (Courillot *et al.*, 2007). Sugestões sobre indução orbital pelo ciclo de excentricidade de 100 ka, através da análise de séries de inclinação magnética provenientes de testemunhos de rochas sedimentares marinhos foram consideradas plausíveis, uma vez que variações seculares com periodicidades mais longas que o tempo de difusão elétrica do núcleo indicariam a presença de fontes de energia externas (e.g. Yamazaki & Oda, 2002). Com o intuito de se verificar tal hipótese, Roberts *et al.* (2003) questionam o significado estatístico do estudo anterior com respeito ao sinal orbital, e apontam para a escassez de evidências mais sólidas para tal hipótese. Outros trabalhos sugerem que os processos de reversão do campo geomagnético ocorrem preferencialmente quando a amplitude do sinal de obliquidade é baixa (Fuller, 2006). Shalimov (2005) discute em trabalho recente a influência da precessão orbital sobre os mecanismos de fluxo no núcleo externo, e a estabilidade do campo geomagnético, assunto esse debatido desde estudos pioneiros realizados na década de 1960, como o de Malkus (1968).

Assim, levando-se também em conta a grande dificuldade em se separar os efeitos climáticos controlados orbitalmente - que teriam atuado sobre as propriedades magnéticas dos sedimentos - dos efeitos diretos da indução orbital sobre o registro da remanência (o que não permitiria inferências inequívocas a respeito da origem do sinal espectral verificado), pode-se sugerir, a partir dos espectros de potência referentes aos dados magnéticos direcionais relacionados à remanência (figuras 6.6 e 6.7), a assinatura dos

ciclos de Milankovitch; em especial os ciclos de 39 ka e de 20,9 ka. Além disso, nos espectros relacionados à MRC, o espectro de inclinação magnética da coleção Rio do Sul também indica o ciclo de excentricidade de 100 ka, no limite do nível de confiança de 95%. Considerando-se que, neste caso, o regime de sedimentação foi, provavelmente, mais lento devido à taxa de sedimentação encontrada, e por se tratar de um ambiente de deposição mais calmo em comparação com o outro registro sedimentar, é possível que este resultado seja um razoável indicativo do sugerido por Yamazaki e Oda, (2002), conforme fora discutido anteriormente.

Com respeito aos espectros relacionados aos PGV's (figura 6.7), os picos mais intensos, no caso da coleção Rio do Sul, referem-se estritamente aos ciclos de Milankovitch, o que não ocorre no caso da coleção Itu - o que pode ser explicado por maior perturbação no segundo caso, devido a um processo de aporte mais energético de sedimentos, condizente com a proposição paleoambiental discutida no capítulo II. Ainda no caso do espectro de potência para longitude de PGV's da coleção Itu, o pico mais intenso, a que se atribui o período de 71,2 ka, é bastante curioso e digno de nota. Yang e Kominz (1999) estudaram periodicidades de 15 seções cíclicas do Grupo Cisco, Texas, com idades equivalentes ao Permiano Inferior, e observaram um pico persistente para os espectros, entre 50 e 80 ka (possivelmente equivalente ao pico verificado neste estudo), ao qual atribuíram um sinal harmônico combinado entre os ciclos de índice precessional e de obliquidade. Kossler *et al.* (2001) também observaram em estudos com sedimentos hemipelágicos do Cretáceo um pico espectral de 75 ka, sugerindo sua correspondência com uma modulação do ciclo de obliquidade orbital.

Os espectros relacionados aos dados magnéticos não-direcionais (K_z ; figuras 6.3 e 6.4) e direcionais relacionados à ASM (D_{K1} ; figura 6.5) permitem interessantes sugestões. Os espectros de potência associados à D_{K1} indicam, dentre os picos identificados como sinal orbital, o ciclo de precessão de 20,9 ka, com maior intensidade espectral - o que, possivelmente, é indicativo de controle orbital sobre a variabilidade na direção de K_1 , em especial para a coleção Itu, como se discutiu anteriormente.

A hipótese levantada por Eyles *et al.* (1993) de que a sedimentação dos ritmos da coleção Rio do Sul se deu de maneira distal com respeito a qualquer um dos pontos de maior influxo de sedimentos na bacia poderia explicar o fato de que os quatro ciclos investigados através das razões sugeridas por Berger *et al.* (1990) são observáveis pela série de dados de K_z para tal sucessão, e não nos ritmos regulares de Itu - depositados, como se discutiu anteriormente, em condições de mais alta energia.

Isso teria permitido o registro de mudanças climáticas induzidas orbitalmente, de menor contribuição ao espectro de potências, oferecendo melhor resolução dos mecanismos de controle climático orbital do que no caso da coleção Itu. Entretanto, os espectros indicam, em comum entre si, o registro do ciclo de excentricidade de 100 ka e de obliquidade, que provavelmente são os principais sinais de controle climático, verificado por este parâmetro magnético. Heckel (1986) sugeriu que as flutuações glaciais-interglaciais durante o Permocarbonífero apresentam uma maior periodicidade associada ao ciclo de excentricidade de 400 ka, e ciclos menores próximos ao ciclo de excentricidade de 100 ka e de obliquidade. É importante aqui salientar que não foi possível verificar-se a correspondência de sinais harmônicos ao ciclo de excentricidade de 400 ka, ao longo de toda a série de espectros de potência.

VI-5.2 Evidências do registro de ciclos em escalas temporais sub-orbitais

Desde a década de 1990, encontra-se em debate na literatura uma ampla variabilidade de sinais sub-orbitais em escala centenária a milenar, possivelmente relacionados à atividade solar, *feedback* oceânico-atmosférico e outros ciclos sub-orbitais, debate este ainda distante de qualquer consenso. O estudo de tais processos, que, segundo alguns autores, não podem ser simplesmente originados por indução orbital, ocorreram amplamente em escala global durante o Holoceno, gerando até mesmo mudanças abruptas (Stocker, 1999; Paillard, 2001; Bard, 2002; Weedon, 2003; Witt & Schumann, 2005). Eventos climáticos anômalos que permitiram registros mundiais, como a Pequena Idade do Gelo e o Período de Aquecimento Medieval, são geralmente

interpretados como reflexo de variações de longo período na atividade solar, em particular, na irradiação solar, bem como pela dinâmica oceânica (Luckman, 2000; Sharma, 2002; Gallet *et al.*, 2005; Witt & Schumann, 2005).

Entretanto, os ciclos sub-orbitais são de difícil interpretação, podendo acarretar em análises questionáveis. Um exemplo ilustrativo deste problema é a questão dos ciclos solares: o comportamento quase-periódico da variabilidade solar pode resultar em análises em que se subestima o efeito ambiental devido à indução solar (Versteegh, 2005); além disso, mais de 40 ciclos terrestres com períodos entre poucos dias a alguns milhares de anos têm sido sugeridos como oriundos de variabilidade solar (Hoyt & Schatten, 1997). Assim, não é possível o estabelecimento de taxas características de ciclos, como no caso dos ciclos de Milankovitch, o que seria imprescindível para uma discussão precisa acerca da origem dos picos espectrais (Gong *et al.*, 2001).

Mas alguns ciclos que vem sendo observados em diferentes tipos de registros são bem estabelecidos como indutores não-orbitais. Dentre eles, além dos conhecidos ciclos de Schwabe e de Hale, respectivamente equivalentes a 11 e 22 anos, verifica-se a ocorrência de outros ciclos solares que operam sobre escalas temporais de dezenas a milhares de anos (Bard & Frank, 2006). Como exemplo, o ciclo solar magnético de Wolf-Gleissberg, de aproximadamente 80-120 anos (Braun *et al.*, 2005; Yousef, 2006); o ciclo de Suess, de 205-210 anos, chegando a alcançar, em alguns registros, cerca de 300 anos (Hoyt & Schatten, 1997; Ogurtsov *et al.*, 2002; Usoskin & Mursula, 2003); e o ciclo de Hallstattzein, relacionado à modulação de longo período da atividade magnética, com valor médio em torno de 2300 anos (Clilverd *et al.*, 2003), e que apresenta evidências através de registros de ^{14}C em anéis de árvores do Holoceno (Thomson, 1990).

Os espectros de potência obtidos mostram claramente a influência de sinais harmônicos compatíveis com quase-periodicidades e/ou processos harmônicos, possivelmente ligados à atividade solar. Nota-se que o conjunto de espectros de potência para a coleção Itu apresentam um maior número de picos espectrais correspondentes a processos sub-orbitais, de menor período.

Possivelmente, este fato representa uma assinatura do maior nível de indução solar sobre o paleoclima local, como por exemplo, através de um maior aporte de sedimentos por correntes de degelo, considerando-se a sugestão da proximidade desta sucessão com relação às margens da geleira (Setti & Rocha-Campos, 1999). Considerando a sugestão de Eyles *et al.* (1993) de que a sucessão de Rio do Sul teria se formado, provavelmente, de maneira distal com respeito às principais fontes de aporte detrítico, estaria menos sujeita a este tipo de registro harmônico; é provável que a mais reduzida taxa média de sedimentação encontrada também previna o registro desses ciclos de frequência mais alta.

Em particular, o espectro de calibração da coleção Itu (que dentre os demais, para esta sucessão, apresenta maior resolução) revela um ciclo de 5,2 ka, e que poderia corresponder a um harmônico de período igual a 2,5 ka, inferência esta que é bastante razoável, considerando-se que esta sucessão apresenta idades equivalentes aos evaporitos da Formação Castelo (Bacia Delaware, Paleozóico Superior), formação esta que foi discutida através de diversos trabalhos (e.g. Anderson, 1982; Elrick & Hinnov, 1996; Ogurtsov *et al.*, 2002; Clilverd *et al.*, 2003; Witt & Schumann, 2005) e à qual se sugerem flutuações paleoclimáticas de escala milenar com períodos entre 1,0 ka e 4,0 ka.

Os picos de valor em torno de 3,0 ka e 6,0 ka seriam possivelmente relacionáveis a harmônicos do ciclo de Suess, caracterizado por processos de memória de longo período. Segundo Silva e Azambuja Filho (2005), uma vez que tais periodicidades se apresentam na extensa faixa entre décadas a milênios, é possível que ocorram seus harmônicos no domínio da frequência, assim como interferências e superposições de algumas delas. Tais observações são igualmente válidas para os demais espectros de potência: O ciclo de Suess poderia ser observado, através dos harmônicos sugeridos para o exemplo anterior, nas séries para declinação de K_1 (3,6 ka), inclinação da MRC (3,3 e 3,7 ka), latitude e longitude dos PGV's (3,3, 3,8, 3,9 e 6,6 ka).

O ciclo de 1,5 ka (tabela 6.3) que pode ser observado para a coleção Itu, merece aqui uma menção especial pela incerteza a respeito de sua origem e amplo debate na literatura. Tal ciclo é inferido como um dos responsáveis por rápidas oscilações climáticas, e que teria perturbado sistemas climáticos em escala global (Schulz *et al.*, 1999; Bard, 2002; Sharma, 2002; Schulz *et al.*, 2004; Witt & Schumann, 2005; Bard & Frank, 2006; Ditlevsen *et al.*, 2007).

Este ciclo, também denominado *ciclo de Dansgaard-Oeschger* (DO), com periodicidade em torno de 1470 anos (Dansgaard *et al.*, 2003; Weedon, 2003) e variabilidade em torno de ± 50 anos, pode ser verificado amplamente por registros do Atlântico Norte e Groenlândia, com a geração de cerca de 24 períodos interglaciais de aquecimento durante a última glaciação (Stocker, 1999; Weedon, 2003; Witt & Schumann, 2005). A cada evento DO, o nível de aquecimento apresentava redução com respeito ao período de aquecimento anterior, bem como um maior nível de resfriamento entre dois ciclos seguidos. Após um determinado número de eventos consecutivos, diversos estudos apontam para o registro de um drástico evento de resfriamento, que precede um novo grande evento de aquecimento. Estes eventos de grande resfriamento, chamados *ciclos de Heinrich* (Bard, 2002; Rind, 2002) apresentam periodicidades entre 6000 e 8000 anos (tendo sido verificados até mesmo valores em torno de 2300 - 2400 anos), e correspondem a um dos maiores problemas em aberto sobre climatologia do Quaternário (Stocker, 1999; Campbell *et al.*, 2000; Hulbe *et al.*, 2004).

Ambos os ciclos teriam gerado processos interglaciais-glaciais durante a última glaciação (Bard, 2002), compondo um processo quase-periódico denominado *ciclo de Bond* (Bond *et al.*, 1993). Hoje em dia, a literatura apresenta vários exemplos do registro destes eventos em muitas diferentes localidades, sugerindo fortemente seu caráter global (Campbell *et al.*, 2000; Paillard, 2001; Berger & Von Rad, 2002; Leuschner & Sirocko, 2003; Dansgaard *et al.*, 2003; Prasad *et al.*, 2004), ou pelo menos hemisférico, devido à escassez de dados provenientes do Hemisfério Sul. Alguns autores ainda sugerem que esta periodicidade teria sido responsável por eventos climáticos pós-glaciais de escala milenar, como a Pequena Idade do Gelo e o Período de

Aquecimento Medieval, através de superposição com processos harmônicos induzidos orbitalmente (Campbell *et al.*, 2000; Bard, 2002).

Através dos debates em andamento na literatura, evidencia-se a incerteza acerca da origem do ciclo DO, geralmente discutido através de modelos baseados por diferentes tipos de ação, mas, em geral, restritos a dados do Holoceno. As discussões atuais se baseiam na possibilidade da origem em um processo de *feedback* do sistema oceano-atmosfera (e.g. Sakay & Peltier, 1997; Alley *et al.*, 2001; Ganopolski & Rahmstorf, 2002; Timmermann *et al.*, 2003); e, principalmente, mecanismos de indução externa (Ganopolski & Rahmstorf, 2001), como a indução solar e orbital (Weedon, 2003). Bond *et al.* (2001) sugeriram um possível vínculo entre a variabilidade solar no Holoceno e a extensão da deriva de massas de gelo no Atlântico Norte, indicando uma possível origem solar para ciclos desta magnitude. Em um estudo recente, realizado por Braun *et al.* (2005), discute-se a possibilidade da origem do ciclo DO residir em efeitos de indução solar, através da superposição dos períodos solares de Wolf-Gleissberg e de Suess; indução esta caracterizada tanto por efeitos de dinâmica não linear como por processos de memória de longo período. Segundo estes autores, os ciclos de Wolf-Gleissberg e de Suess são próximos a fatores primos do período de 1470 anos ($1470/7 = 210$ anos; $1470/17 \approx 86,5$ anos), e a superposição destas frequências poderia resultar em periodicidades equivalentes ao ciclo de 1470 anos. Como base para a hipótese da indução orbital, Weedon (2003) indica que o ciclo de 1,5 ka pode ser interpretado como o décimo-quarto harmônico do ciclo de precessão orbital, com amplitude consideravelmente atenuada - modelo este também questionado em trabalhos recentes (Schulz, 2002).

Desta forma, no caso do mecanismo de indução solar ser predominante sobre outras possíveis fontes de indução, espera-se que o ciclo de 1,5 ka seja, como sugerido por alguns autores (e.g. Channell *et al.*, 2006) a feição harmônica dominante sobre o sistema oceânico-atmosférico. Neste cenário, pode-se supor a possibilidade de seu registro sobre períodos geológicos pré-pleistocênicos, uma vez que este ciclo corresponderia a um processo persistente e periódico, agindo continuamente sobre o clima terrestre, ao invés

de representar apenas um desvio de frequências de um sistema climático não-linear. Tal hipótese levanta a necessidade de novos trabalhos, tendo por objetivo testar a viabilidade desses processos através do estudo de registros geológicos pré-Quaternários, especialmente para o Hemisfério Sul.

A série de espectros de potência da coleção Itu, que em geral ofereceu melhor resolução que a série correspondente à outra coleção, apresenta algumas evidências para a ocorrência de ciclos com periodicidades compatíveis com os ciclos DO e de Heinrich. A evidência direta do ciclo DO advém, como citado acima, do espectro de potência para D_{K1} . Mas é possível associar-se sinais climáticos a harmônicos do ciclo DO e de Heinrich a praticamente todos os espectros de potência dessa coleção, na faixa entre 2,3 e 8,0 ka. Harmônicos deste ciclo poderiam ser sugeridos para os espectros de calibração (valores de pico iguais a 3,0 a 3,5 ka), latitude (3,3 ka) e longitude de PGV's (2,9 ka). Periodicidades relativas ao ciclo de Heinrich, para a mesma coleção, podem ser indicadas por todos os espectros, na faixa de picos espectrais entre 5,5 e 7,5 ka, o mesmo valendo para a coleção Rio do Sul. Estes resultados são bastante condizentes com estudos de ciclicidades encontradas para formações paleozóicas do oeste norte-americano (Hinnov, 2000), sugerindo-se periodicidades da ordem de 2,5 - 3,5 ka, que seriam compatíveis, segundo Elrick e Hinnov (1996), com sinais em torno de 2000 - 3000 anos, correspondentes ao ciclo DO durante o Quaternário. Milana e Lopez (1998) também encontraram para ritmitos glacimarinhos do Paleozóico Superior ciclicidades da mesma ordem, o que reforça a hipótese desta faixa de periodicidades corresponder a um mecanismo de indução permanente sobre o sistema oceânico-atmosférico, não restrito ao Quaternário. Entretanto, não é possível realizar a identificação de ciclos em escalas de décadas a seculares com a resolução obtida para as séries temporais, o que permitiria, possivelmente, discussões a respeito da possibilidade da origem solar do ciclo DO, como proposto por Braun *et al.* (2005).

Capítulo VII

Considerações Finais

Neste capítulo, apresentam-se as discussões finais e conclusões acerca desta tese de doutoramento, sob as diferentes divisões do estudo: i) Mineralogia magnética; ii) dados magnéticos direcionais e não-direcionais; iii) análise espectral.

VII-1 Mineralogia Magnética

Sugere-se, através deste trabalho, a ocorrência de magnetita e/ou titanomagnetita para as amostras de ambas as coleções, possivelmente em distribuição granulométrica de pequeno tamanho de grão; os resultados apontam para uma faixa granulometria SD/PSD que é eficiente na portadora de remanência do tipo DRM; Stoner *et al.*, 2003), como um dos portadores da MRC. Além disso, pode-se inferir a presença de titanomagnetita em graus variáveis de substituição por Ti para a coleção Itu, através de alguns resultados (curvas ZFC/FC, curvas termomagnéticas, microscopia eletrônica de varredura). No caso da coleção Rio do Sul, sugere-se a presença de titanomagnetita com altos níveis de substituição por Ti ($x > 0,04$), o que pode ser inferido pelas curvas ZFC/FC. O conteúdo de titanomagnetita corresponderia, para esta coleção, ao principal portador da MRC, o que encontra subsídios inclusive pelos processos de desmagnetização térmica progressiva. Também é possível inferir-se a presença de magnetita e/ou titanomagnetita, para ambas as coleções, através da verificação de fração da distribuição granulométrica, o que é compatível com a condição SD/PSD, entre 0,03 e 0,15 μm (van Venzen & Dekkers, 1999). No caso da coleção Itu, o conteúdo de magnetita e/ou titanomagnetita seria menor frente à distribuição de hematita - que é considerada, neste caso, como o principal portador da MRC, resultado que se confirma após o processo de desmagnetização térmica progressiva. A hematita ocorreria em tais amostras também associada à

substituição catiônica, e em ampla distribuição de tamanhos de grão, incluindo a faixa granulométrica entre 0,1 μm e 1000 μm , requisito para o registro da remanência.

Um importante resultado é a constatação da grande uniformidade mineralógica ao longo de ambas as sucessões, seja em relação aos pares ou em relação às camadas. Um padrão geral para ambas as sucessões pode ser caracterizado pelo maior conteúdo de minerais ferrimagnéticos presentes nas camadas claras que nas escuras, componentes do nível estratigráfico. Isto sugere que os processos deposicionais e fontes responsáveis pela presença da mineralogia verificada provavelmente se mantiveram sem grandes alterações durante a história deposicional destes ritmitos regulares.

Através dos testes de Moskowitz realizados a partir das curvas ZFC/FC, sugere-se para algumas amostras a possibilidade da ocorrência de cadeias de magnetossomas, possivelmente rompidas e/ou oxidadas, em especial para a coleção Itu, embora estudos mais detalhados sejam sugeridos para uma melhor investigação acerca desta hipótese, o que se sugere como proposta de estudo futuro. Também é importante salientar que, apesar da predominância de fases de Fe^{2+} em ambas as coleções (principalmente pirita), não se verifica a ocorrência de fases ferrimagnéticas (greigita e/ou pirrotita) que sejam portadoras de remanência.

VII-2 Dados magnéticos direcionais

O processamento do conjunto de dados magnéticos direcionais, correspondente a esta etapa do trabalho, forneceu resultados muito além dos objetivos propostos, e que merecem especial atenção, inclusive visando trabalhos futuros.

Verificou-se através da comparação entre os dados de declinação da MRC e do eixo máximo do elipsóide de ASM um interessante mecanismo de controle sobre o registro da MRC, possivelmente por mecanismos de paleofluxo (por correntes de turbidez) para a sucessão de ritmitos de Itu. Tal proposição encontra fortes vínculos através dos testes de correlação cruzada entre as

séries de dados de declinação da MRC e declinação de K_1 (tanto para a abordagem por níveis, quanto para subníveis), o que ainda reforça a hipótese da origem detrítica para a remanência. Nestas condições, é possível sugerir a influência direta dos padrões de orientação de paleocorrentes durante o processo deposicional, ao longo de toda a sucessão. Em um contexto no qual as partículas ferrimagnéticas, livres em interstícios entre grãos detríticos, se orientariam pelo menos em uma determinada fração com respeito às correntes de fundo, seria possível a conservação da componente direcional revelada pela declinação de K_1 , após o processo de compactação, bem como a consequente aquisição da remanência.

É digno de nota que não se encontrou, pela extensa pesquisa bibliográfica realizada, estudos que discutam o efeito aqui exposto, o que aponta provavelmente para sua rara ocorrência nos diversos sistemas sedimentares descritos pela literatura, e que apresentem um controle do regime de paleofluxo sobre a aquisição da MRC como o verificado por este trabalho. Além disso, o efeito de achatamento nos dados de inclinação magnética, e que foram corrigidos através da aplicação de um fator correspondente às coordenadas de sítio da sucessão de Rio do Sul, proposta na seção V-5, também aponta para a influência do paleofluxo sobre o registro da remanência. A não-evidência deste tipo de controle sobre a remanência magnética verificada para a sucessão de Rio do Sul também seria indicativa da proposição feita por Eyles *et al.* (1993), para um paleoambiente de deposição mais distal com relação às principais fontes de detritos, correspondente, portanto, a um sistema deposicional mais calmo do que o verificado pela sucessão de Itu.

É importante aqui lembrar que os dados de direção de K_1 pelos estudos por ASM, em especial os provenientes da sucessão de Itu (NW-SE e N-S, com tendência de variação de NW-SE para N-S, da base para o topo), ainda reforçam a hipótese do ambiente de sedimentação correspondente ter relação com um golfo ou entalhe às margens da Bacia do Paraná, orientado na direção NW, como sugerem alguns autores (e.g. Santos *et al.*, 1996; Milana & Lopez, 1998; Setti & Rocha-Campos, 1999).

O pólo calculado a partir dos PGV's (abordagem por subnível, figura 5.33) para as unidades litológicas da sucessão de Rio do Sul seria uma evidência primária da não-anuidade dos pares litológicos, em particular para esta sucessão. Além disso, é possível que este dado possa ser considerado de qualidade, embora confirmações e estudos adicionais devam ser feitos. Tal afirmação poderia, em primeira hipótese, ser levantada, tendo em vista algumas constatações: i) vários dos critérios de qualidade de Van der Voo (1990) são satisfeitos; ii) através da taxa de sedimentação média de 25,5 mm/ka encontrada para esta sucessão, que apresenta altura de 4,5 m, pode-se considerar um tempo médio de deposição em torno de 152 ka de sedimentação. Este período de deposição para a sucessão completa, considerando-se que a taxa de variação paleossecular durante o SRPC é comparável a idades mais recentes (Kruiver *et al.*, 2002), é suficiente para a condição de pelo menos um ciclo completo de variação secular para que se possa inferir com confiança a direção do pólo paleomagnético calculado.

VII-3 Análise Espectral

Dentre todos os resultados obtidos pelo processo de análise espectral, realizado pelo uso da transformada de Fourier de Lomb-Scargle com séries de dados desigualmente espaçadas no domínio da altura relativa e/ou unidade temporal (u.t.; equivalente ao tempo de deposição de um nível estratigráfico), o mais importante para a discussão da questão proposta por esta tese de doutoramento é a forte evidência da relação entre determinados picos espectrais, que obedecem as taxas para os ciclos de Milankovitch sugeridas por Berger *et al.* (1992). Tal afirmação vale para todos os diferentes espectros de potência obtidos, através dos quais pelo menos um período orbital de acordo com a taxa predita pode ser identificado, de maneira compatível com o procedimento realizado por Kruiver *et al.* (2000). O eficiente registro observado não é considerado como freqüente na literatura. Esta etapa do trabalho forneceu resultados muito além dos objetivos propostos, alguns dos quais bastante interessantes, e que merecem especial atenção, inclusive visando trabalhos futuros.

Conforme discutido anteriormente, existem estudos (e.g. Kruiver *et al.*, 2000; Silva & Azambuja Filho, 2005) que propõem que o ciclo de precessão acontece de forma mais intensa em baixas latitudes, com o adicional de um período igual à metade do ciclo de precessão. Há amplas evidências, pelos padrões espectrais verificados para ambas as sucessões, de um pico equivalente à metade deste período (10,7 - 10,0 ka, no caso da coleção Itu, e 11,6 - 10,5 ka para a coleção Rio do Sul) - o que poderia ser viável considerando-se o posicionamento latitudinal médio da Bacia do Paraná durante o Permocarbonífero. Elverhøi e Henrich (1996) sugerem intervalos de taxas entre 1 e 5 cm/ka para sedimentos marinhos e plataformais para períodos interglaciais, e as taxas de sedimentação médias, calculadas a partir dos picos espectrais relacionados à indução orbital para ambas as seqüências (43,1 mm/ka - coleção Itu; 25,5 mm/ka - coleção Rio do Sul) são compatíveis com a faixa de valores de taxa de sedimentação máxima e mínima para o Permiano, segundo Silva & Azambuja Filho (2005). Dessa forma, na hipótese da não-anuidade das unidades litológicas, é muito provável que as sucessões de ritmitos de Itu e Rio do Sul compreendam, ao menos, entre 250 ka e 152 ka de sedimentação, respectivamente.

Além disso, a ordem de grandeza, bem como a diferença entre as taxas de sedimentação verificadas para as duas coleções, poderiam contribuir para as discussões acerca dos processos de avanço-recuo de geleiras durante o Paleozóico Superior (e.g. Santos *et al.*, 1996; Vesely & Assine, 2006). É bem aceito na literatura que taxas de sedimentação correspondentes a regiões de borda de bacia, proximais com relação às fontes de degelo (o que se sugere para a sucessão de ritmitos de Itu) - apresentem valores bem maiores que posições mais distais com respeito ao talude, como ambientes de maior profundidade (Schwarzacher, 1975) - correspondente ao caso da coleção Rio do Sul, segundo Eyles *et al.* (1993). - que sugere, pelos estudos de ASM, sua sedimentação em um paleoambiente de baixa energia. Considerando a evolução de um intervalo glacial, à medida que há redução no nível do mar e avanço de massas de gelo, que se aproximam da borda da plataforma, segundo McGinnis *et al.* (1997), as taxas de sedimentação do fundo oceânico

aumentam consideravelmente ao longo do talude continental, com o início de fluxos de turbidez. Conforme ocorreu o final de máximo glacial, com conseqüente recuo da geleira em um início de processo interglacial, se tornam prevalentes os aportes por correntes de degelo - por sua vez, controladas por processos quase-periódicos de escalas temporais não compatíveis com os ciclos de Milankovitch (Levrard & Laskar, 2003) - e que portam sedimentos menos grosseiros (McGinnis *et al.*, 1997). Neste ínterim, a sucessão de Itu corresponderia a um registro sedimentar correspondente ao progresso de um intervalo interglacial, ao passo que a coleção Rio do Sul, considerando-se o aumento em espessura dos níveis litológicos em direção ao topo da sucessão e menor taxa média de sedimentação, poderia corresponder ao início de um processo de avanço de geleiras na Bacia do Paraná.

Um importante debate na literatura refere-se à teoria de indução orbital sobre o geodínamo, e sobre quais ciclos teriam maior influência; debate este distante de apresentar sólidas evidências a respeito das diferentes vertentes sugeridas (e.g. Roberts *et al.*, 2003; Courtillot *et al.*, 2007). Yamazaki e Oda (2002) sugerem a influência do ciclo de excentricidade de 100 ka sobre o geodínamo, baseados em análise espectral de séries de inclinação magnética de rochas sedimentares marinhas. A série de dados de inclinação magnética para a coleção Rio do Sul (considerada mais confiável pelo reduzido efeito de “achatamento” na inclinação), apresenta tal ciclo, o que merece atenção pela possível correlação entre as observações, certamente contribuindo para este importante debate. Entretanto, não se deve descuidar do fato de que o processo de aquisição da remanência magnética não é totalmente independente do processo de sedimentação.

Dois ciclos orbitais solares (ciclo de Hallstattzein, relacionado à modulação de longo período da atividade magnética, com valor médio em torno de 2300 anos, e harmônicos do ciclo de Suess, caracterizado por processos de memória de longo período) puderam ser identificado dentre sinais harmônicos de maior frequência, registrado em vários dos espectros da coleção Itu, ao contrário da coleção Rio do Sul - um possível indicativo de uma forte indução solar sobre o paleoambiente de deposição para a primeira seqüência; esta

proposição também encontra subsídios no fato de que são poucos os ciclos de menor período na análise das séries de Rio do Sul, sugerida como depositada em um paleoambiente de menor energia.

Outro resultado bastante interessante é o registro de ciclos em torno de 1,5 ka e 6,0 - 8,0 ka, compatíveis com o ciclo de Bond, sugerido para a última glaciação (Schulz *et al.*, 1999; Sharma, 2002), e cuja origem permanece incerta. Nossos resultados apontam para a possibilidade destes processos cíclicos corresponderem a uma feição harmônica dominante sobre o sistema oceânico-atmosférico, operando, inclusive, em períodos pré-Quaternários. Neste cenário, isto significaria a presença de processo persistente, embora periódico, agindo continuamente sobre o clima terrestre, ao invés de um efeito relativo a desvios de frequências de um sistema climático não-linear. Braun *et al.* (2005), que discutem a possibilidade da origem do ciclo DO residir em efeitos de indução solar, através da superposição dos períodos solares de Wolf-Gleissberg e de Suess, que, por sua vez, é caracterizada tanto por efeitos de dinâmica não linear como por processos de memória de longo período. Entretanto, não houve possibilidade de verificar esta hipótese, uma vez que a resolução das séries obtidas permitiu apenas a identificação de ciclos milenares. Aqui fica a sugestão de trabalhos como o realizado por Silva e Azambuja Filho (2005), através de escaneamento e análise digital de imagens, permitindo verificações em escalas centenárias no caso dos níveis litológicos de ambas as seqüências, o que permitiria testar esta hipótese.

VII-4 Sobre a hipótese da não-anuidade

Por fim, através deste trabalho, foi possível encontrar fortes evidências - se não a constatação, pelos diversos fatores aqui expostos - da não-anuidade das unidades litológicas das sucessões de ritmitos regulares expostos no Parque do Varvito (Itu, SP) e pedreira Itaú (Trombudo Central, SC); dessa maneira, os níveis estratigráficos das duas sucessões (camadas/lâminas claras - escuras) não corresponderiam a varves verdadeiras, como foi sugerido anteriormente por diversos autores (e.g. Rocha-Campos, 1967; Rocha-Campos & Sundaram, 1981; Ernesto *et al.*, 1981; Rocha-Campos *et al.*, 1981; Ernesto & Pacca,

1981). Tais sucessões, como sugere este trabalho, são registros de ciclos de escala milenar, induzidos orbitalmente e/ou por variabilidade solar e *feedback* oceânico-atmosférico, ainda apontando para o caráter turbidítico dos pares litológicos.

Bibliografia

- Aidona, E., Kondopoulou, D., Georgakopoulos, A., Palaeomagnetic and rock magnetic properties of sediment cores from Chalkidiki, Greece, *Phys. Chem. Earth (A)* 26 n.11-12 (2001) 879-884.
- Alley, R.B., Anandakrishnan, S., Jung, P., Stochastic resonance in the North Atlantic, *Paleoceanography* 16 (2001) 190-198.
- Anderson, R.Y., Dean, W.E., Lacustrine varve formation through time, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 62 (1988) 215-235.
- Anderson, R.Y., Long geoclimatic record from the Permian, *J. Geophys. Res.* 87 (1982) 7285-7294.
- Atkinson, D., King, J.A., Fine particle magnetic mineralogy of archaeological ceramics, *J. Phys.: Conf. Ser.* 17 (2005) 145-149.
- Aziz, H.A., Hilgen, F., Krijgsman, W., Sanz, E., Calvo, J.P., Astronomical forcing of sedimentary cycles in the middle to late Miocene continental Calatayud Basin (NE Spain), *Earth Planet. Sci. Lett.* 177 (2000) 9-22.
- Bakhmutov, V.G., Zagniy, G.F., Secular variation of the geomagnetic field: data from the varved clays of Soviet Karelia, *Phys. Earth Planet. Inter.* 63 (1990) 121-134.
- Baisch, S., Bokelmann, G.H.R., Spectral analysis with incomplete time series: an example from seismology, *Comput. Geosci.* 25 (1999) 739-750.
- Banerjee, S.K., Contributions of fine-particle magnetism to reading the global paleoclimate record, *J. Appl. Phys.* 75 n.10 (1994) 5925-5930.
- Bard, E., Climate shock: Abrupt changes over millennial time scales, *Phys. Today* 55 (2002) 32-38.
- Bard, E., Frank, M., Climate change and solar variability: What's new under the sun?, *Earth Planet. Sci. Lett.* 248 (2006) 1-14.
- Barrell, J., Rhythms and the measurements of the geologic time, *GSA Bull.* 28 (1917) 745-904.
- Bendat, J.S., Piersol, A.G., "Random Data", John Wiley & Sons, 2nd ed., New York, 566 pp. (1986).
- Berger, A., The Milankovitch astronomical theory of paleoclimates: a modern review, *Vistas Astron.* 24 (1980) 103-122.
- Berger, A., Loutre, M.F., Dehant, V., Astronomical frequencies for pre-Quaternary paleoclimate studies, *Terra Nova* 1 (1990) 474-479.
- Berger, A., Loutre, M.F., Laskar, J., Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for paleoclimate studies, *Science* 255 (1992) 560-566.

- Berger, W.H., von Rad, U., Decadal to millennial cyclicity in varves and turbidites from the Arabian Sea: hypothesis of tidal origin, *Global Planet. Change* 34 (2002) 313-325.
- Berquó, T.S., Imbernon, R.A.L., Blot, A., Franco, D.R., Toledo, M.C.M., Partiti, C.S.M., Low temperature magnetism and Mössbauer spectroscopy study of natural goethite from Africa, *Phys. Chem. Earth* (2007) doi: 10.1007/s00269-007-0147-9.
- Beske-Diehl, S., Li, H., Magnetic properties of hematite in lava flows from Iceland - Response to hydrothermal alteration, *J. Geophys. Res.* 98 n. B1 (1993) 403-417.
- Bezrukov, S.M., Vodyanoy, I., Stochastic resonance in non-dynamical systems without response thresholds, *Nature* 385 (1997) 319-321.
- Bill, B.G., An oblique view of climate, *Nature* 396 (1998) 405-406.
- Blow, R.A., Hamilton, N., Effect of compaction on the acquisition of a detrital remanent magnetization in fine-grained sediments, *Geophys. J. R. astr. Soc.* 52 (1978) 13-23.
- Bloxham, J., Gubbins, D., The secular variation of Earth's magnetic field, *Nature* 317 n.31 (1985) 777-781.
- Boer, C.B., Dekkers, M.J., Thermomagnetic behavior of haematite and goethite as a function of grain size in various non-saturating magnetic fields, *Geophys. J. Int.* 133 (1998) 541-552.
- Böhm, H., McIntosh, G., Sherwood, G., A parameter characterizing the irreversibility of thermomagnetic curves, *Phys. Chem. Earth* 27 (2002) 1305-1309.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G., Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene, *Science* 294 (2001) 2130-2136.
- Brabers, V.A.M., Walz, F., Kronmüller, H., Impurity effects upon the Verwey transition in magnetite, *Phys. Rev. B* 58 (1998) 14163-14166.
- Brand, R.A., Improving the validity of hyperfine field distributions from magnetic alloys – Part I: unpolarized source. *Nucl. Instr. Meth. B* 28 (1987) 398-416.
- Brand, R.A., Klein, U., NORMOS-90: User manual, Universität Duisburg, Laboratorium für Angewandte Physik, Duisburg, 121 pp. (1999).
- Brandt, D., “Paleomagnetismo do Neopaleozóico da Bacia Sanfranciscana, Noroeste de Minas Gerais”, Dissertação de Mestrado, IAG-USP, 63 pp. (2006).
- Braun, H., Christl, M., Rahmstorf, S., Ganopolski, A., Mangini, A., Kubatzki, C., Roth, K., Kromer, B., Possible solar origin of the 1,470-year glacial climate cycle demonstrated in a coupled model, *Nature* 438 (2005) 208-211.
- Bretthorst, G.L., Generalizing the Lomb-Scargle periodogram, *AIP Conf. Proc.* 568 (2001) 241-245.

- Broersen, P.M.T., Automatic spectral analysis with missing data, *Digital Signal Process.* **16** (2006) 754-766.
- Butler, R.F., "Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes", Eletronic Edition, 238 pp. (1998).
- Campbell, I.D., Campbell, C., Yu, Z., Vitt, D.H., Apps, M.J., Millennial-scale rhythms in peatlands in the western interior of Canada and in the global carbon cycle, *Quat. Res.* **54** (2000) 155-158.
- Canuto, J.R., "Fácies e Ambientes de Sedimentação da Formação Rio do Sul (Permiano), Bacia do Paraná, na Região de Rio do Sul, Estado de Santa Catarina", Tese de Doutorado, IGC-USP, 164 pp. (1993).
- Carlut, J., Courtillot, V., How complex is the time-averaged geomagnetic field over the past 5 Myr? *Geophys. J. Int.* **134** (1998) 527-544.
- Carter-Stiglitz, B., Moskowitz, B., Jackson, M., Unmixing magnetic assemblages and the magnetic behavior of bimodal mixtures, *J. Geophys. Res.* **106** n.B11 (2001) 26397-26411.
- Carvalho, I.S., Fernandes, A.C.S., "A Icnofauna Gondwânica de Itú". In: 1º Simpósio de Geologia do Sudeste, Anais, (1989) 15-16.
- Channell, J.E.T., Kanamatsu, T., Sato, T., Stein, R., Alvarez Zarikian, C.A., Malone, M.J., Expedition 306 summary, *Proc. IODP 303/306* (2006) 1-29.
- Chatfield, C., "Time-Series Forecasting", Chapman & Hall/CRC Press, 5th ed., 267 pp. (2000).
- Childs, C.W., Baker-Sherman, J.G., "N.Z. Soil Bureau Scientific Report 66", Department of Science and Industrial Research, Lower Hutt, New Zealand (1984).
- Clilverd, M.A., Clarke, E., Rishbeth, H., Clark, T.D.G., Ulich, T., Solar activity levels in 2100, *Astron. Geophys.* **44** n.5 (2003) 5.20-5.22.
- Coey, J.M.D., "Iron in a post-glacial lake sediment core; a Mössbauer effect study", *Geochim. Cosmochim. Acta* **39** (1975) 401-415.
- Coey, J.M.D., Barry, A., Brotto, J-M., Rakoto, H., Brennan, S., Mussel, W.N., Collomb, A., Fruchart, D., Spin flop in goethite, *J. Phys.: Condens. Matter.* **7** (1995) 759-768.
- Collinson, D.W., "Methods in Rock Magnetism and Paleomagnetism - Techniques and Instrumentation", Chapman & Hall, 1st ed., London, 503 pp. (1982).
- Cooper, M.C., O'Sullivan, P.E., The laminated sediments of Loch Ness, Scotland: Preliminary report on the construction of a chronology of sedimentation and its potential use in assessing Holocene climatic variability, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **140** (1998) 23-31.
- Cornell, R.M. and Schwertmann, U., "The Iron Oxides – Structure, Properties, Reactions, Occurrence and Uses", VCH Publishers, New York, 703 pp. (1996).

- Courtillot, V., Gallet, Y., Le Mouél, J.-L., Fluteau, F., Genevey, A., Are there connections between the Earth's magnetic field and climate?, *Earth Planet. Sci. Lett.* 253 (2007) 328-339.
- Craig, J.R., Vaughan, D.J., "Ore Microscopy & Ore Petrography", John Wiley & Sons, 2nd ed., New York (1994).
- Crowley, T.J., Yip, K.-J.J., Baum, S.K., Milankovitch cycles and Carboniferous climate, *Geophys. Res. Lett.* 20 (1993) 1175-1178.
- Crucifix, M., Loutre, M.F., Berger, A., The climate response to the astronomical forcing, *Space Sci. Rev.* 125 n.1-4 (2006) 213-226.
- De Geer, G., "A geochronology on the last 12,000 years", 11th International Geological Congress, *Comptes Rendu* 11 (1912) 241-253.
- De Grave, E., Bowen, L.H., Mössbauer study of aluminium-substituted hematites, *J. Magn. Magn. Mater.* 27 (1982) 98-108.
- De Grave, E., Bowen, L.H., Vochten R., Vandenberghe, R.E., The effect of crystallinity and Al substitution on the magnetic structure and Morin transition in hematite, *J. Magn. Magn. Mater.* 72 (1988) 141-151.
- Damnati, B., Taieb, M., Solar and ENSO signatures in laminated deposits from the lake Magadi (Kenya) during the Pleistocene/Holocene transition, *J. Afr. Earth Sci.* 21 n.3 (1995) 373-382.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., Evidence for general instability of past climate from a 250-ky ice-core record, *Nature* 364 218-220.
- Davis, J.C., "Statistics and Data Analysis in Geology", John Wiley & Sons, 2nd ed., New York (1986).
- Denardin, J.C., Brandl, A.I., Knobel, M., Panissod, P., Pakhomov, A.B., Liu, H., Zhang, X.X., Thermoremanence and zero-field-cooled/field-cooled magnetization study of $\text{Co}_x(\text{SiO}_2)_{1-x}$ granular films, *Phys. Rev. B* 65 n.6 (2002) 064422.
- Duhau, S., Solar activity, Earth's rotation rate and climate variations in the secular and semi-secular time scales, *Phys. Chem. Earth* 31 (2006) 99-108.
- Dinarès-Turell, J., Baceta, J.I., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., Bernaola, G., Lorito, S., Untangling the Palaeocene climatic rhythm: an astronomically calibrated Early Palaeocene magnetostratigraphy and biostratigraphy at Zumaia (Basque basin, northern Spain), *Earth Planet. Sci. Lett.* 216 (2003) 483-500.
- Ditlevsen, P.D., Andersen, K.K., Svensson, A., The DO-climate events are probably noise induced: statistical investigation of the claimed 1470 years cycle, *Clim. Past* 3 (2007) 129-134.
- Dunlop, D.J., Magnetism in rocks, *J. Geophys. Res.* 100 n.B2 (1995) 2161-2174.

- Dunlop, D.J., Özdemir, Ö., "Rock Magnetism - Fundamentals and frontiers", Cambridge University Press, Cambridge, 573 pp. (1997).
- Dunlop, D. J. (2002), Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c): 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data, *J. Geophys. Res.* **107** n.B3 (2002) 2056, doi:10.1029/2001JB000486.
- Einsele, G., "Submarine mass flow deposits and turbidites". In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (eds.), Cycles and events in stratigraphy, Springer-Verlag, New York, 313-339 (1991).
- Elrick, M., Hinnov, L.A., Millennial-scale origins for stratification in Cambrian and Devonian deep-water rhythmites, western USA, *Palaeog. Palaeoclim. Palaeoecol.* **123** (1996) 353-372.
- Elverhøi, A. Henrich, R., "Glaciomarine environments 'ancient glaciomarine sediments'" In: Menzies, J. (ed.), Past glacial environments: sediments, forms and techniques, glacial environments: volume 2, Butterworth-Heinemann Ltd., Oxford, 179-211 (1996).
- Ernesto, M., Rocha-Campos, A.C., "Geological and paleomagnetic studies on Late Paleozoic varvites in the Paraná Basin, Brazil". In: An. Meeting Working-Group, IGCP Prog. n° 42, Upper Paleozoic of South America, São Paulo, Anais, (1979) pp. 13-14.
- Ernesto, M., Pacca, I.G., Spectral analysis of Permocarboniferous geomagnetic variation data from glacial rhythmites, *J. R. astr. Soc.* **67** (1981) 641-647.
- Evans, B.J., Johnson, R.G., Senftle, F.E., Blaine Cecil, C., Dulong, F., The ^{57}Fe Mössbauer parameters of pyrite and marcasite with different provenances, *Geochim. Cosmochim. Acta* **46** (1982) 761-775.
- Eyles, N., Earth's glacial record and its tectonic settings, *Earth. Sci. Rev.* **35** (1993) 1-248.
- Eyles, C.H., Eyles, N., Franca, A.B., Glaciation and tectonics in an intracratonic basin: the Late Palaeozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil, *Sedimentology* **40** (1993) 1-25.
- Fernandes, A.C.S., Carvalho, I.S., Netto, R.G., "Comentários sobre os traços fósseis do paleolago de Itú, São Paulo". In: 6° Simpósio Regional de Geologia, Anais, **1** (1987) 297-311.L
- Ferreira, S.M., "Ritmitos Várlicos do subgrupo Itararé - O Exemplo da Pedreira de Varvitos de Itú", Dissertação de Mestrado, IGCE-UNESP (Rio Claro), 159 pp. (1997).
- Fischer, R.A., Tests of significance in harmonic analysis, *Proc. Roy. Soc. A* **125** (1929) 54-59.
- Fischer, R.A., Dispersion on a sphere, *Proc. Roy. Soc. A* **217** (1953) 295-305.
- França, A.B., Potter, P.E., Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (parte 1), *Bol. Geoc. PETROBRÁS* **2** (1988) 147-191.

- França, A.B., Potter, P.E., Stratigraphy and reservoir potential of glacial deposits of the Itararé group (Carboniferous-Permian), Paraná Basin, Brazil, *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 75 (1991) 62-85.
- France, D.E., Oldfield, F., Identifying goethite and hematite from rock magnetic measurements of soils and sediments, *J. Geophys. Res.* 105 n. B2 (2000) 2781-2795.
- Franco, D.R., "Caracterização Magnética e Estrutural das Fases de Ferro em Sedimentos da Barragem de Taiaçupeba, São Paulo", Dissertação de Mestrado, IF-USP, 135 pp. (2002).
- Franco, D.R., Ernesto, M., Variability of the magnetic parameters of the Paleozoic rhythmites (Paraná Basin, Brazil): Discussion on the annual character of the sedimentation. In: Gondwana 12 - Geological and Biological Heritage of Gondwana, Anais, (2005) pp.163.
- Franco, D.R., Berquó, T.S., Imbernon, R.A.L., Partiti, C.S.M., Enzweiler, J., Environmental monitoring of magnetic iron phases of urban water reservoir lake sediments (Taiaçupeba lake, Great São Paulo, Brazil) by using Mössbauer Spectroscopy, *Env. Geol.* 52 n.5 (2007) 831-842.
- Frank, U., Nowaczyk, N.R., Negendank, J.F.W., Palaeomagnetism of greigite bearing sediments from the Dead Sea, Israel, *Geophys. J. Int.* 168 (2007) 904-920.
- Fuller, M., Geomagnetic field intensity, excursions, reversals and the 41,000-yr obliquity signal, *Earth Planet. Sci. Lett.* 245 (2006) 605-615.
- Fultz, B., Howe, J.M., "Transmission Electron Microscopy and Diffractometry of Materials", Springer-Verlag, Berlin, 2nd ed., 748 pp. (2002).
- Gallet, Y., Genevey, A., Fluteau, F., Does Earth's magnetic field secular variation control centennial climate change?, *Earth Planet. Sci. Lett.* 236 (2005) 339-347.
- Gama Jr., E.G., Perinotto, J.A.J., Ribeiro, H.J.P.S., Padula, E.K., Contribuição ao estudo da ressedimentação no subgrupo Itararé: Tratos de fácies e hidrodinâmica deposicional, *Rev. Bras. Geoc.* 22 (2) (1992) 228-236.
- Ganopolski, A., Rahmstorf, S., Rapid changes of glacial climate oscillations simulated in a coupled climate model, *Nature* 409 (2001) 153-158.
- Ganopolski, A., Rahmstorf, S., Abrupt glacial climate changes due to stochastic resonance, *Phys. Rev. Lett.* 88 (2002) 038501.
- Gesicki, A.L.D., Riccomini, C., Boggiani, P.C., Ice flow direction during late Paleozoic glaciation in western Paraná Basin, Brazil, *J. Sou. Am. Ear. Sci.* 14 (2002) 933-939.
- Gilder, S., Rousse, S., Farber, D., McNulty, B., Sempere, T., Torres, V., Palacios, O., Post-Middle Oligocene origin of paleomagnetic rotations in Upper Permian to Lower Jurassic rocks from northern and southern Peru, *Earth Planet. Sci. Lett.* 210 (2003) 233-248.
- Gilbert, G.K., Sedimentary measurement of geological time, *J. Geol.* 3 (1895) 121-127.

- Goldanskii, V.I., Herber, R.H., "Chemical Applications of Mössbauer Spectroscopy", Academic Press, New York (1968).
- Goldstein, J., Newbury, D., Joy, D., Lyman, C., Echlin, P., Lifshin, E., Sawyer, L., Michael, J., "Scanning Electron Microscopy and X-Ray Microanalysis", Kluwer Academic/Plenum Publishers, 3rd ed., New York, 840 pp. (2003).
- Gong, Y.-M., Li, B.-H., Wang, C.-Y., Wu, Y., Orbital cyclostratigraphy of the Devonian Frasnian-Famennian transition in South China, *Palaeog. Palaeoclim. Palaeoecol.* 168 (2001) 237-248.
- Greenwood, N.N., Gibb, T.C., "Mössbauer Spectroscopy", Chapman and Hall Ltd., London, 659 pp. (1971).
- Hagadorn, J.W., Stott, L.D., Sinha, A., Rincon, M., Geochemical and sedimentologic variations in inter-annually laminated sediments from Santa Monica Basin, *Mar. Geol.* 125 (1995) 111-131.
- Hall, A.J., Pyrite-pyrrhotite redox reactions in nature, *Mineralogical Magazine* 50 (1986) 223-229.
- Harris, F.J., On the use of windows for harmonic analysis with the discrete Fourier Transform, *Proc. IEEE* 66 n.1 (1978) 51-83.
- Hawthorne, F.C., "Mössbauer Spectroscopy". In Spectroscopic Methods in Mineralogy and Geology, *Rev. Mineralogy* 18 (1988) pp. 255-340.
- Hays, W.L., "Statistics", CBS College Publishing, 4th ed., New York, 713 pp. (1988).
- Heckel, P.H., Sea-level curve for Pennsylvanian eustatic marine transgression-regressive depositional cycles along mid-continent outcrop belt, North America, *Geology* 14 (1986) 330-334.
- Helgason, Ö, Processes in Geophysics studied by Mössbauer Spectroscopy, *Hyp. Interactions* 156/157 (2004) 379-388.
- Henry, B., Jordanova, D., Jordanova, N., Souque, C., Robion, P., Anisotropy of magnetic susceptibility of heated rocks, *Tectonophysics* 366 (2003) 241-258.
- Henry, B., Jordanova, D., Jordanova, N., Le Goff, M., Transformations of magnetic mineralogy in rocks revealed by difference of hysteresis loops measured after stepwise heating: theory and case studies, *Geophys. J. Int.* 162 (2005) 64-78.
- Hernandez, G., Time series, periodograms, and significance, *J. Geophys. Res.* 104 n.A5 (1999) 10355-10368.
- Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Langereis, C. G., Lourens, L.J., Santarelli, A., Zachariasse, W.J., Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene, *Earth Planet. Sci. Lett.* 136 (1995) 495-510.
- Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Langereis, C. G., Lourens, L.J., Breakthrough made in dating of the geological record, *Eos* 78 n.28 (1997) 285, 288-289.

- Hinnov, L.A., New perspectives on orbitally forced stratigraphy, *Annu. Rev. Earth Sci.* 28 (2000) 419-475.
- Hoeksema, J.T., Scherrer, P.H., Long-term variability of solar magnetic fields, *Adv. Space Res.* 8 n.7 (1988) (7)183-(7)183.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P., A Neoproterozoic snowball Earth, *Science* 281 (1998)1342-1346.
- Hoyt, D.V., Schatten, K.H., "The role of the Sun in climate change", Oxford University Press, New York, 279 pp. (1997).
- Housen, B.A., Moskowitz, B.M., Depth distribution of magnetofossils in near-surface sediments from the Blake/Bahama Outer Ridge, western North Atlantic Ocean, determined by low-temperature magnetism, *J. Geophys. Res.* 111 (2006) G01005 doi:10.1029/2005JG000068.
- Hrouda, F., Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics, *Geophys. Surv.* 5 (1982) 37-82.
- Hsieh, J.C.C., Murray, B., A ~ 24000 year period climate signal in 1.7 - 2.0 million year old Death Valley strata, *Earth Planet. Sci. Lett.* 141 (1996) 11-19.
- Hulbe, C.L., MacAyeal, D.R., Denton, G.H., Kleman, J., Lowell, T.V., Catastrophic ice shelf breakup as the source of Heinrich event icebergs, *Paleoceanography* 19 (2004) PA1004.
- Irving, E., "Paleomagnetism and its Application to Geological and Geophysical Problems", John Willey & Sons, 1st ed., New York, 399 pp. (1964).
- Irving, E., Pullaiah, G., Reversals of the Geomagnetic Field, Magnetostratigraphy, and Relative Magnitude of Paleosecular Variation in the Phanerozoic, *Earth Sci. Rev.* 12 (1976) 35-64.
- Ising, E., On the Magnetic Properties of Varved Clay, *Arkiv. Astron. Fysik* 29A n. 5 (1942) 1-37.
- Jackson, M., Anisotropy of magnetic remanence: a brief review of mineralogical sources, physical origins, and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy, *Pageoph* 136 n.1 (1991) 1-28.
- Jiang, W.T., Horng, C.S., Roberts, A.P., Peacor, D.R., Contradictory magnetic polarities in sediments and variable timing of neof ormation of authigenic greigite, *Earth Planet. Sci. Lett.* 193 (2001) 1-12.
- Juhász, E., Kovács, L.O., Müller, P., Tóth-Makk, Á., Phillips, L., Lantos, M., Climatically driven sedimentary cycles in the Late Miocene sediments of the Pannonian Basin, Hungary, *Tectonophysics* 282 (1997) 257-276.
- Kao, S.-J., Horng, C.-S., Roberts, A.P., Liu, K.-K., Carbon–sulfur–iron relationships in sedimentary rocks from southwestern Taiwan: influence of geochemical environment on greigite and pyrrhotite formation, *Chem. Geol.* 203 (2004) 153-168.

- Katari, K., Tauxe, L., King, J., A reassessment of post-depositional remanent magnetism: preliminary experiments with natural sediments, *Earth Planet. Sci. Lett.* 183 (2000) 147-160.
- Kent, D.V., Olsen, P.E., Paleomagnetism of Upper Triassic continental sedimentary rocks from the Dan River-Danville rift basin (eastern North America), *GSA Bull.* 109 (1997) 366-377.
- Kerr, P.F., "Optical Mineralogy", McGraw-Hill, 4th ed., New York, 492 pp. (1977).
- Kidane, T., Abebe, B., Courtillot, V., Herrero, E., New paleomagnetic result from the Ethiopian flood basalts in the Abbay (Blue Nile) and Kesslem gorges, *Earth Planet. Sci. Lett.* 203 (2002) 353-367.
- King, R.F., The remanent magnetism of artificially deposited sediments, *Mon. Not. R. Astron. Soc. Geophys. Suppl.* 7 (1955) 115-134.
- King, T., Quantifying nonlinearity and geometry in time series of climate, *Quat. Sci. Rev.* 15 (1996) 247-266.
- Kirschvink, J.L., The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data, *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 62 (1980) 699-718.
- Kleiven, H.F., Jansen, E., Curry, W.B., Hodell, D.A., Venz, K., Atlantic Ocean thermohaline circulation changes on orbital to suborbital timescales during the mid-Pleistocene, *Paleoceanography* 18 n.1 (2003) 1008.
- Kondoro, J.W.A., Mössbauer study of natural iron-oxide complexes, *Hyp. Interactions* 120/121 (1999) 535-538.
- Kosterov, A., Magnetic hysteresis of pseudo-single-domain and multidomain magnetite below the Verwey transition, *Earth Planet. Sci. Lett.* 186 (2001) 245-253.
- Kosterov, A., Low-temperature magnetization and AC susceptibility of magnetite: Effect of thermomagnetic history, *Geophys. J. Int.* 154 (2003) 58-71.
- Kosterov, A., Frederichs, T., von Dobeneck, T., Low-temperature magnetic properties of rhodochrosite (MnCO₃), *Phys. Earth Planet. Inter.* 154 (2006) 234-242.
- Kössler, P., Herrle, J.O., Appel, E., Erbacher, J., Hemleben, C., Magnetic records of climatic cycles from mid-Cretaceous hemipelagic sediments of the Vocontian Basin, SE France, *Cretac. Res.* 22 (2001) 321-331.
- Kruiver, P.P., Dekkers, M.J., Langereis, C.G., Secular variation in Permian red beds from Dôme de Barrot, SE France, *Earth Planet. Sci. Lett.* 179 (2000) 205-217.
- Kruiver, P.P., Dekkers, M.J., Heslop, D., Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetization, *Earth Planet. Sci. Lett.* 189 (2001) 269-276.
- Kruiver, P.P., Langereis, C.G., Dekkers, M.J., Davies, G.R., Smeets, R.J., The implications of non-suppressed geomagnetic secular variation during the Permo-Carboniferous Reversed Superchron, *Phys. Earth Planet. Inter.* 131 (2002) 225-235.

- Kruiver, P.P., Langereis, C.G., Dekkers, M.J., Krijgsman, W., Rock-magnetic properties of multicomponent natural remanent magnetization in alluvial red beds (NE Spain), *Geophys. J. Int.* 153 (2003) 317-332.
- Kukal, Z., The rate of geological processes, *Earth Sci. Rev.* 28 n. 1-3 (1990) 94-133.
- Kukla, G., Saalian supercycle, Mindel/Riss interglacial and Milankovitch's dating, *Quat. Sci. Rev.* 24 (2005) 1573-1583.
- Kulhánek, O., "Introduction to Digital Filtering in Geophysics", Elsevier, Amsterdam, 168 pp. (1976).
- Lanci, L., Hirt, A.M., Lowrie, W., Lotter, A.F., Lemcke, G., Sturm, M., Mineral-magnetic record of Late Quaternary climatic changes in a high Alpine lake, *Earth Planet. Sci. Lett.* 170 (1999) 49-59.
- Landmann, G., Reimer, A., Lemcke, G., Kempe, S., Dating Late Glacial abrupt climatic changes in the 14,570 yr long continuous varve record of Lake Van, Turkey, *Palaeog. Palaeoclim. Palaeoecol.* 122 (1996) 107-118.
- Laskar, J., Secular evolution of the solar system over 10 million years, *Astron. astrophys.* 196 (1988) 341-362.
- Laskar, J., The limits of Earth orbital calculations for geological time-scale use, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 357 (1999) 1735-1759.
- Leinz, V., "Estudos sobre a Glaciação Permo-Carbonífera do Sul do Brasil", DNPM/DFPM, bol. 21, 47 pp. (1937).
- Leite, L.W.B., "Introdução à Análise Espectral em Geofísica", Ed. Supercorres, Belém, 424 pp. (1998).
- Leonardos, O.H., Varvitos de Itu, São Paulo, *Min. Metal.* 12 (1938) 221-233.
- Leuschner, D.C., Sirocko, F., Orbital insolation forcing of the Indian Monsoon - a motor for global climate changes?, *Palaeog. Palaeoclim. Palaeoecol.* 197 (2003) 83-95.
- Lervard, B., Laskar, J., Climate friction and the Earth's obliquity, *Geophys. J. Int.* 154 (2003) 970-990.
- Lienert, B.R., Monte Carlo simulation of errors in the anisotropy of magnetic susceptibility: A second-rank symmetric tensor, *J. Geophys. Res.* 96 (1991) 19539-19544 (1991).
- Litt, T., Brauer, A., Goslar, T., Merkt, J., Balaga, K., Muller, H., Ralska-Jasiewiczowa, M., Stebich, M., Negendank, J.F.W., Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments, *Quat. Sci. Rev.* 20 (2001) 1233-1249.
- Liu, B., Saito, Y., Yamazaki, T., Abdeldayem, A., Oda, H., Hori, K., Zhao, Q., Paleocurrent analysis for the Late Pleistocene-Holocene incised valley fill of the Yangtze delta, China by using anisotropy of magnetic susceptibility data, *Mar. Geol.* 176 (2001) 175-189.

- Livingstone, D.M., Hajdas, I., Climatically relevant periodicities in the thicknesses of biogenic carbonate varves in Soppensee, Switzerland (9740-6870 calendar yr BP), *J. Paleolim.* 25 (2001) 17-24.
- Lomb, N.R., Least-squares frequency analysis of unequally spaced data, *Ap. Space Sci.* 39 (1976) 447-462.
- Luckman, B.H., The Little Ice Age in the Canadian Rockies, *Geomorphology* 32 (2000) 357-384.
- Lücke, A., Schleser, G.H., Zolitschka, B., Negendank, J.F.W., A Lateglacial and Holocene organic carbon isotope record of lacustrine palaeoproductivity and climatic change derived from varved lake sediments of Lake Holzmaar, Germany, *Quat. Sci. Rev.* 22 (2003) 569-580.
- Malkus, V.W.R., Precession of the Earth as a cause of Geomagnetism, *Science* 160 (1968) 259-264.
- Martín-Hernández, F., Hirt, A.M., Separation of ferrimagnetic and paramagnetic anisotropies using a high-field torsion magnetometer, *Tectonophysics* 337 (2001) 209-221.
- McElhinny, M.W., McFadden, P.L., Palaeosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database, *Geophys. J. Int.* 131 (1997) 240-252.
- McElhinny, M.W., McFadden, P.L., "Paleomagnetism - Continents and Oceans", Academic Press Inc., London, 386 pp. (2000).
- McFadden, P.L., Merrill, R.T., Geodynamo energy source constraints from palaeomagnetic data, *Phys. Earth Planet. Inter.* 43 (1986) 22-33.
- McGinnis, J.P., Hayes, D.E., Driscoll, N.W., Sedimentary processes across the continental rise of the southern Antarctic Peninsula, *Mar. Geol.* 141 (1997) 91-109.
- Mendoza, B., Lara, A., Maravilla, D., Jáuregui, E., Temperature variability in central México and its possible association to solar activity, *J. Atmos. Solar-Terrestrial Phys.* 63 (2001) 1891-1900.
- Merrill, R.T., McFadden, P.L., The geomagnetic axial dipole field assumption, *Phys. Earth Planet. Inter.* 139 (2003) 171-185.
- Milana, J.P., Lopez, S., Solar cycles recorded in Carboniferous glaci-marine rhythmites (Western Argentina): relationships between climate and sedimentary environment, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 144 (1998) 37-63.
- Milani, E.J., Zalán, P.V., An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America, *Episodes* 22 (3) (1999) 199-205.
- Moscariello, A., Schneider, A.M., Filippi, M.L., Late glacial and early Holocene palaeoenvironmental changes in Geneva Bay (Lake Geneva, Switzerland), *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 140 (1998) 51-73.
- Moskowitz, B.M., Frankel, R.B., Bazylinski, D.A., Rock magnetic criteria for the detection of biogenic magnetite, *Earth Planet. Sci. Lett.* 120 (1993) 283-300.

- Moskowitz, B.M., Jackson, M., Kissel, C., Low-temperature magnetic behavior of titanomagnetites, *Earth Planet. Sci. Lett.* 157 (1998) 141-149.
- Moussas, X., Polygiannakis, J.M., Preka-Papadema, P., Exarhos, G., Solar cycles: A tutorial, *Adv. Space Res.* 35 (2005) 725-738.
- Mørup, S., Mössbauer Effect in Small Particles, *Hyp. Interactions* 60 (1990) 959-974.
- Mudelsee, M., Estimating Pearson's correlation coefficient with bootstrap confidence interval from serially dependent time series, *Math. Geol.* 35 n.6 (2003) 651-662.
- Munk, W., Dzieciuck, M., Jayne, S., Millennial climate variability: is there a tidal connection?, *J. Clim.* 15 (2002) 370-385.
- Murad, E., Clays and clay minerals: What can Mössbauer spectroscopy do to help understand them?, *Hyp. Interactions* 117 (1998) 39-70.
- Murad, E., Schwertmann, U., The Mössbauer spectrum of ferrihydrite and its relations to those of other iron oxides, *Am. Mineral.* 65 (1980) 1044-1049.
- Muraoka, T.K., Zutin, K., Ananias, S.R., Mauro, A.E., Nogueira, V.M., Rechenberg, H.R., Mössbauer spectroscopy investigation of Fe(0) compounds with carbon disulfide. *Eclet. Quím.* 29 n. 2 (2004) 27-32.
- Nardy, A.J.R., "Mineralogia Óptica - Óptica Cristalina", Apostila de Curso, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP (2002).
- Nikolaev, V.I., Shipilin, A.M., Zakharova, I.N., On estimating nanoparticle size with the help of the Mössbauer Effect, *Phys. Solid State* 43 (2001) 1455-1457.
- O'Reilly, W., Magnetic minerals in the crust of the Earth, *Rep. Prog. Phys.* 39 (1976) 857-908.
- O'Reilly, W., "Rock and Mineral Magnetism", Blackie, 1st ed., Glasgow, 220 pp. (1984).
- O'Reilly, W., Magnetic recording in nature: the medium, the mechanism and the message, *J. Magn. Magn. Mater.* 137 (1994) 167-185.
- O'Sullivan, P.E., Annually-laminated lake sediments and the study of Quaternary environmental changes - a review, *Quat. Sci. Rev.* 1 (1983) 245-313.
- Ohfuji, H., Rickard, D., Experimental synthesis of framboids - a review, *Earth Sci. Rev.* 71 (2005) 147-170.
- Ojala, A.E.K., Tiljander, M., Testing the fidelity of sediment chronology: comparison of varve and paleomagnetic results from Holocene lake sediments from central Finland, *Quat. Sci. Rev.* 22 (2003) 1783-1803.
- Oliveira, I.S., Guimarães, A.P., Interações Hiperfinas, *Rev. Bras. Ens. Fis.* 22 (3) (2000).
- Opdyke, N.D., Channell, J.E.T., "Magnetic Stratigraphy", Academic Press Inc., London, 341 pp. (1996).

- Ogurtsov, M.G., Nagovitsyn, Y.A., Kocharov, G. E., Jungner, H., Long-period cycles of the sun's activity recorded in direct solar data and proxies, *Solar Phys.* 211 (2002) 371-394.
- Özdemir, Ö., Dunlop, D.J., Intermediate magnetite formation during dehydration of goethite, *Earth Planet. Sci. Lett.* 177 (2000) 59-67.
- Paillard, D., Glacial cycles: Toward a new paradigm, *Rev. Geophys.* 39 n.3 (2001) 325-346.
- Pan, Y., Petersen, N., Winklhofer, M., Davila, A.F., Liu, Q., Frederichs, T., Hanzlik, M., Zhu, R., Rock magnetic properties of uncultured magnetotactic bacteria, *Earth Planet. Sci. Lett.* 237 (2005) 311-325.
- Pardo-Igúzquiza, E., Chica-Olmo, M., Rodriguez-Tovar, F.J., CYSTRATI: A computer program for spectral analysis of stratigraphic successions, *Comput. Geosci.* 20 (1994) 511-584.
- Pardo-Igúzquiza, E., Schwarzacher, W., Rodriguez-Tovar, F.J., A library of computer programs for assisting teaching and research in cyclostratigraphy analysis, *Comput. Geosci.* 26 (2000) 723-740.
- Pardo-Igúzquiza, E., Rodríguez-Tovar, F.J., MAXENPER: a program for maximum entropy spectral estimation with assessment of statistical significance by the permutation test, *Comput. Geosci.* 31 (2005) 555-567.
- Partiti, C.S.M., Imbernon, R.A.L., Franco, D.R., Berquó, T.S., Bevilacqua, J.E., Magnetic characterization of sediments of urban supply lakes in São Paulo, Brazil, *Hyp. Interactions C* 5 (2002) 453-456.
- Passier, H.F., de Lange, G.J., Dekkers, M.J., Magnetic properties and geochemistry of the active oxidation front and the youngest sapropel in the eastern Mediterranean Sea, *Geophys. J. Int.* 145 (2001) 604-614.
- Pälike, H., Shackleton, N.J., Constraints on astronomical parameters from the geological record for the last 25 Myr, *Earth Planet. Sci. Lett.* 182 (2000) 1-14.
- Percival, D.B., Walden, A.T., "Spectral Analysis for Physical Applications", Cambridge University Press, Cambridge, 583 pp. (1993).
- Peters, C., Thompson, R., Magnetic identification of selected natural iron oxides and sulphides, *J. Magn. Magn. Mater.* 183 (1998) 365-374.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.-M., Basile, I., Benders, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delayque, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., Climate and atmospheric history of the Vostok ice core, Antarctica, *Nature* 399 (1999) 429-436.
- Petri, S., Fúlfaro, V.J., "Geologia do Brasil", EDUSP, 1ª ed., São Paulo, 631 pp. (1983).
- Piper, J.D.A., Elliot, M.T., Kneller, B.C., Anisotropy of magnetic susceptibility in a Paleozoic flysch basin: the Windermere Supergroup, northern England, *Sediment. Geol.* 106 (1996) 235-258.

- Prasad, S., Vos, H., Negendank, J.F.W., Waldmann, N., Goldstein, S.L., Stein, M., Evidence from Lake Lisan of solar influence on decadal- to centennial-scale climate variability during marine oxygen isotope stage 2, *Geology* 32 n.7 (2004).
- Quintas, M.C.L., Mantovani, M.S.M., Zalán, P.V., Contribuição ao estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná, *Rev. Bras. Geoc.* 29 n.2 (1999) 217-226.
- Reed, S.J.B., "Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology", Cambridge University Press, 2nd ed., New York, 215 pp. (2005).
- Retallack, G.J., Sheldona, N.D., Cogoinib, M., Elmoreb, R.D., Magnetic susceptibility of early Paleozoic and Precambrian paleosols, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 198 n.3-4 (2003) 373-380.
- Ringberg, B., Erlström, M., Micromorphology and petrography of Late Weichselian glaciolacustrine varves in southeastern Sweden, *Catena* 35 (1999) 147-177.
- Rivas, J., Ortega, B., Sedov, S., Solleiro, E., Sycher, S., Rock magnetism and pedogenetic processes in Luvisol profiles: Examples from Central Russia and Central Mexico, *Quat. Inter.* 156-157 (2006) 212-223.
- Roberts, A.P., Winklhofer, M., Liang, W.-T., Horng, C.-S., Testing the hypothesis of orbital (eccentricity) influence on Earth's magnetic field, *Earth Planet. Sci. Lett.* 216 (2003) 187-192.
- Roberts, A.P., Winklhofer, M., Why are geomagnetic excursions not always recorded in sediments? Constraints from post-depositional remanent magnetization lock-in modeling, *Earth Planet. Sci. Lett.* 227 (2004) 345-359.
- Robertson, D.J., France, D.E., Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetization acquisition curves, *Phys. Earth Planet. Inter.* 82 (1994) 223-234.
- Rocha-Campos, A.C., "The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin". In: Bigarella, J.J., Becker, R.D., Pinto, I.D. (ed.), Problems in Brazilian Gondwana Geology, Curitiba (1967) pp. 27-102.
- Rocha-Campos, A.C., Rosler, O., Late Paleozoic faunal and floral sucessions in the Paaraná Basin, Southeastern Brazil, *Bol. IGc-USP* 9 (1978) 1-16.
- Rocha-Campos, A.C., Sundaram, D., "Geological and palynological observations on Late Paleozoic varvites from the Itararé Subgroup, Paraná Basin, Brazil". In: II Congresso Latino-Americano de Paleontologia, Anais, 1 (1981) pp. 275-275.
- Rocha-Campos, A.C., Ernesto, M., Sundaram, D., "Geological, palynological and paleomagnetic investigations on Late Paleozoic Varvites from the Paraná Basin, Brazil". In: 3º Simpósio Regional de Geologia, Anais, 2 (1981) pp. 162-175.
- Rocha-Campos, A.C., Santos, P.R., Canuto, J.R., "Distribuição e Padrões da Glaciação Neopaleozóica na Bacia do Paraná, Brasil". In: 3º Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, Barra das Garças (MT), Brasil, Anais, (1997) pp. 1-32.

- Rocha-Campos, A.C., Canuto, J.R., Santos, P.R., Late Paleozoic glaciotectionic structures in northern Paraná Basin, Brazil, *Sediment. Geol.* 130 (2000) 131-143.
- Rocha-Campos, A.C., Varvite from Itú, São Paulo state. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Queiroz, E.T., Winge, M., Berbert-Born, M. (ed.), Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Published on Internet at the address <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio062/sitio062.htm> (2000).
- Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., Rock Magnetism and the Interpretation of Anisotropy of Magnetic Susceptibility, *Rev. Geophys.* 30 (3) 209-226 (1992).
- Rosqvist, G., Jonsson, C., Yam, R., Karlén, W., Shemesh, A., Diatom oxygen in proglacial lake sediments from northern Sweden: a 5000 year record of atmospheric circulation, *Quat. Sci. Rev.* 23 (2004) 851-859.
- Sagnotti, L., Winkler, A., Rock magnetism and palaeomagnetism of greigite-bearing mudstones in the Italian peninsula, *Earth Planet. Sci. Lett.* 165 (1999) 67-80.
- Sakay, K., Peltier, W.R., Dansgaard-Oeschger oscillations in a coupled atmosphere-ocean climate model, *J. Climat.* 10 (1997) n.5 949-970.
- Salomé, A.-L., Meynadier, L., Magnetic properties of rivers sands and rocks from Martinique Island: tracers of weathering? *Phys. Chem. Earth* 29 (2004) 933-945.
- Sander, M., Bengtsson, L., Holmquist, B., Wohlfarth, B., Cato, I.; The relationship between annual varve thickness and maximum annual discharge (1909-1971), *J. Hydrol.* 263 (2002) 23-35.
- Santos, P.R., Rocha-Campos, A.C., Canuto, J.R., Estruturas de arrasto de icebergs em ritmitos do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico), Trombudo Central, SC, *Boletim IG-USP, Série Científica* 23 1-18 (1992).
- Santos, P.R., Rocha-Campos, A.C., Canuto, J.R., Patterns of Late Paleozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 125 (1996) 165-184.
- Scargle, J.D., Studies in astronomical time series analysis. II. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data, *Astrophysical J.* 263 (1982) 835-853.
- Schimmel, M., Emphasizing difficulties in the detection of rhythms with Lomb-Scargle periodograms, *Biol. Rhythm Res.* 32 n.3 (2001) 341-345.
- Shindell, D., Rind, D., Balachandran, N., Lean, J., Lonergan, P., Solar cycle variability, ozone, and climate, *Science* 284 (1999) 305-308.
- Schmidt, V.A., Ellwood, B.B., Nagata, T., Noltimier, C., The measurement of anisotropy of magnetic susceptibility using a cryogenic (SQUID) magnetometer and a comparison with results obtained from a torsion-fiber magnetometer, *Phys. Earth Planet. Inter.* 51 (1988) 365-378.
- Schulz, M., Stattegger, K., SPECTRUM: Spectral analysis of unevenly spaced paleoclimatic time series, *Comput. Geosci.* 23 (1997) 929-945.

- Schulz, M., Berger, W.H., Sarnthein, M., Grootes, P.M., Amplitude variations of 1470-year climate oscillations during the last 100,000 years linked to fluctuations of continental ice mass, *Geophys. Res. Lett.* 26 n.22 (1999) 3385-3388.
- Schulz, M., On the 1470-year pacing of Dansgaard-Oeschger warm events, *Paleoceanography* 17 n.2 (2002) 10.1029/2000PA000571.
- Schulz, M., Mudelsee, M., REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series, *Comput. Geosci.* 28 (2002) 421-426.
- Schulz, M., Paul, A., Timmermann, A., Glacial-interglacial contrast in climate variability at centennial-to-millennial timescales: observations and conceptual model, *Quat. Sci. Rev.* 23 (2004) 2219-2230.
- Schwarzacher, W., "Sedimentation Models and Quantitative Stratigraphy", Elsevier, Amsterdam, 382 pp. (1975).
- Schwarzacher, W., Repetitions and cycles in stratigraphy, *Earth. Sci. Rev.* 50 (2000) 51-75.
- Setti, Giovanna C.X., Rocha-Campos, A.C., Facies and environment of deposition of varvite and associated rocks (Itararé Subgroup, Late Paleozoic) from Itú, SP, *An. Acad. Bras. Cienc.* 71 (1999) 836-837.
- Shalimov, S.L., On the precessional driven geodynamo, *Izvestiya, Phys. Solid Earth* 34 (2005) 52-58.
- Sharma, M., Variations in solar magnetic activity during the last 200,000 years: is there a Sun-climate connection?, *Earth Planet. Sci. Lett.* 199 (2002) 459-472.
- Shindell, D., Rind, D., Balachandran, N., Lean, J., Lonergan, P., Solar cycle variability, ozone, and climate, *Science* 284 (1999) 305-308.
- Shumway, R.H., Stoffler, D.S., "Time series analysis and its applications", Springer-Verlag, New York, 547 pp. (2000).
- Siegel, A.F., The noncentral chi-squared distribution with zero degrees of freedom and testing for uniformity, *Biometrika* 66 n.2 (1980) 381-386.
- Silva, J.G.R., Azambuja Filho, N.C., Cicloestratigrafia do Eopermiano - Estudo de caso no Grupo Itararé, Bacia do Paraná (parte 2): Evidências de indução astronômica (orbital e solar) no clima e na sedimentação, *Rev. Bras. Geoc.* 35 (2005) 77-106.
- Sinito, A.M., Valencio, D.A., Ernesto, M., Pacca, I.G., Palaeomagnetic study of Permocarboneous glacial varves from the Itararé Subgroup, southern Brazil, *Geophys. J. R. astr. Soc.* 67 (1981) 635-640.
- Snowball, I., Sandgren, P., Geomagnetic field variations in northern Sweden during the Holocene quantified from varved lake sediments and their implications for cosmogenic nuclide production rates, *Holocene* 12 (2002) 517-530.
- Souza, P.A., Late Carboniferous palynostratigraphy of the Itararé Subgroup, northeastern Paraná Basin, Brazil, *Rev. Palaeobot. Palynol.* 138 (2006) 9-29.

- Souza, P.A., Amaral, P.G.C., Bernardes de Oliveira, M.E.C., A Late carboniferous palynoflora from the Itararé Subgroup (Paraná Basin) in Campinas, São Paulo State, Brazil, *Rev. Mic.* 49 (2006) 105-115.
- Spiegel, M.R., "Estatística", McGraw-Hill do Brasil, 10^a ed., São Paulo, 580 pp. (1977).
- Stacey, F.D., The Physical Theory of Rock Magnetism, *Adv. Phys.* 12 n.45 (1963) 45-133.
- Steenbrink, J., van Vugt, N., Hilgen, F.J., Wijbrans, J.R., Meulenkaamp, J.E., Sedimentary cycles and volcanic ash beds in the Lower Pliocene lacustrine succession of Ptolemais (NW Greece): discrepancy between ⁴⁰Ar/³⁹Ar and astronomical ages, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 152 (1999) 283-303.
- Stocker, T.F., Abrupt climate changes: from past to the future - a review, *Int. J. Earth Sci.* 88 (1999) 365-374.
- Stockhausen, H., Some new aspects for the modeling of isothermal remanent magnetization acquisition curves by cumulative log Gaussian functions, *Geophys. Res. Lett.* 25 (1998) 2217-2220.
- Stockhausen, H., Zolitschka, B., Environmental changes since 13,000 cal. BP reflected in magnetic and sedimentological properties of sediments from Lake Holzmaar (Germany), *Quat. Sci. Rev.* 18 (1999) 913-925.
- Stoner, J.S., Channell, J.E.T., Charles, C.D., A ~580 kyr paleomagnetic record from the sub-Antarctic South Atlantic (Ocean Drilling Program Site 1089), *J. Geophys. Res.* 108 n.B5 (2003) 2244-2263.
- Stuiver, M., Braziunas, T.F., Sun, ocean, climate and atmospheric ¹⁴CO an evaluation of causal and spectral relationships, *The Holocene* 3 (1993) 289-305.
- Tarling, D.H., Hrouda, F., "The Magnetic Anisotropy of Rocks", Chapman & Hall, London, 217 pp (1993).
- Tauxe, L., Kent, D.V., Properties of a detrital remanence carried by hematite from study of modern river deposits and laboratory redeposition experiments, *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 77 (1984) 543-561.
- Tauxe, L., Mullender, T.A.T., Pick, T., Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis, *J. Geophys. Res.* 101 n.B1 (1996) 571-583.
- Tauxe, L., Bertram, H.N., Seberino, C., Physical interpretation of hysteresis loops: Micromagnetic modeling of fine particle magnetite, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 3, (2002) doi:10.1029/2001GC000241.
- Tauxe, L., "Lectures in Paleomagnetism", Eletronic Edition (2005 A).
- Tauxe, L., Inclination flattening and the geocentric axial dipole hypothesis, *Earth Planet. Sci. Lett.* 233 (2005 B) 247-261.

- Tauxe, L., Steindorf, J.L., Harris, A., Depositional remanent magnetization: Toward an improved theoretical and experimental foundation, *Earth Planet. Sci. Lett.* 244 (2006) 515-529.
- Telford, W.M., Sheriff, R.E., Geldart, L.P., "Applied Geophysics", Cambridge University Press, 2nd ed., New York, 790 pp. (1990).
- Thomson, D. J., Time Series Analysis of Holocene Climate Data, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 330 n.1615 (1990) 601-616.
- Thong, T., McNames, J., Aboy, M., "Lomb-Wech Periodogram for non-uniform sampling". In: Proceedings of the 26th Annual International Conference of the IEEE EMBS, San Francisco, USA (2004), pp. 271-274.
- Tiljander, M., Ojala, A., Saarinen, T., Snowball, I., Documentation of the physical properties of annually laminated (varved) sediments at a sub-annual to decadal resolution for environmental interpretation, *Quat. Inter.* 88 (2002) 5-12.
- Timmermann, A., Gildor, H., Schulz, M., Tziperman, E., Coherent resonant millennial-scale climate oscillations triggered by massive meltwater pulses, *J. Climat.* 16 (2003) 2569-2585.
- Tröbs, M., Heinzel, G., Improved spectrum estimation from digitized time series on a logarithmic frequency axis, *Measurement* 39 (2006) 120-129.
- Tudryn, A., Tucholka, P., Magnetic monitoring of thermal alteration for natural pyrite and greigite, *Acta Geophys. Polonica* 52 n.4 (2004) 509-520.
- Usoskin, I.G., Mursula, K., Long-term solar cycle evolution: Review of recent developments, *Solar Phys.* 218 (2003) 319-343.
- van Venzen, A.J., Dekkers, M.K., Low-temperature oxidation of magnetite in loesspaleosol sequences: a correction of rock magnetic parameters, *Studia Geoph. et Geod.* 43 (1999) 357-375.
- van Vugt, N., Steenbrink, J., Langereis, D.G., Hilgen, F.J., Meulenkamp, J.E., Magnetostratigraphy-based astronomical tuning of the early Pliocene lacustrine sediments of Ptolemais (NW Greece) and bed-to-bed correlation with the marine record, *Earth Planet. Sci. Lett.* 164 (1998) 535-551.
- von Rad, U., Schaaf, M., Michels, K.H., Schulz, H., Berger, W.H., Sirocko, F., A 5000-yr record of climate change in varved sediments from the oxygen minimum zone off Pakistan, northeastern Arabian Sea, *Quat. Res.* 51 (1999) 39-53.
- Vandenbergh, R.E., De Grave, E., Landuydt, C., Bowen, L.H., Some aspects concerning the characterization of iron oxides and hydroxides in soils and clays, *Hyp. Interactions* 53 (1990) 175-196.
- Vandenbergh, R.E., De Grave, E., de Bakker, P.M.A., Krs, M., Hus, J.J., Mössbauer effect study of natural greigite, *Hyp. Interactions* 68 n.1-4 (1992) 319-322.
- Van der Zwan, C.J., The impact of Milankovitch-scale climatic forcing on sediment supply, *Sediment. Geol.* 147 (2002) 271-294.

- Verosub, K.L., Roberts, A.P., Environmental magnetism: Past, present, and future, *J. Geophys. Res.* **100** n. B2 (1995) 2175-2192.
- Versteegh, G.J.M., Solar forcing of climate. 2: Evidence from the past, *Space Sci. Rev.* **120** (2005) 243-286.
- Vesely, F.F., Assine, M.L., Superfícies estriadas em arenitos do Grupo Itararé produzidas por gelo flutuante, sudeste do estado do Paraná, *Rev. Bras. Geoc.* **32** (4) (2002) 587-594.
- Vesely, F.F., Assine, M.L., Deglaciation sequences in the Permo-Carboniferous Itararé Group, Paraná Basin, southern Brazil, *J. Sou. Am. Ear. Sci.* **22** (2006) 156-168.
- Vigliotti, L., Magnetic properties of light and dark sediment layers from the Japan Sea: diagenetic and paleoclimatic implications, *Quat. Sci. Rev.* **16** (1997) 1093-1114.
- Vlag, P.A., Kruiver, P.P., Dekkers, M.J., Evaluating climate change by multivariate statistical techniques on magnetic and chemical properties of marine sediments (Azores region), *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **212** (2004) 23-44.
- Warren, B.E., "X-Ray Diffraction", Dover Publications, New York, 381 pp. (1990).
- Weedon, G.P., "Time-Series Analysis and Cyclostratigraphy - Examining stratigraphic records of environmental cycles", Cambridge University Press, Cambridge, 259 pp. (2003).
- Weinschütz, L.C., Castro, J.C., Arcabouço cronoestratigráfico da Formação Mafra (intervalo médio) na região de Rio Negro/PR - Mafra/SC, borda leste da Bacia do Paraná, *R. Esc. Minas, Ouro Preto* **57** n.3 (2004) 151-156.
- Weiss, B.P., Kim, S.S., Kirschvink, J.L., Kopp, R.E., Sankaran, M., Kobayashi, A., Komeili, A., Magnetic tests for magnetosome chains in Martian meteorite ALH84001, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* **101** (2004 A) 8281-8284.
- Weiss, B.P., Kim, S.S., Kirschvink, J.L., Kopp, R.E., Sankaran, M., Kobayashi, A., Komeili, A., Ferromagnetic resonance and low-temperature magnetic tests for biogenic magnetite, *Earth Planet. Sci. Lett.* **224** (2004 B) 73-89.
- Welch, P.D., The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: A method based on time averaging over short, modified periodograms, *IEEE Transactions on audio and electroacoustics* **15** n.2 (1967) 70-73.
- Williams, D.M., Kasting, J.F., Frakes, L.A., Low-latitude glaciation and rapid changes in the Earth's obliquity explained by obliquity-oblateness feedback, *Nature* **396** (1998) 453-455.
- Witt, A., Schumann, A.Y., Holocene climate variability on millennial scales recorded in Greenland ice cores, *Nonlin. Proc. Geophys.* **12** (2005) 345-352.
- Yamazaki, T., Oda, H., Orbital Influence on Earth's Magnetic Field: 100,000-year periodicity in inclination, *Science* **295** (2002) 2435-2438.
- Yang, W., Kominz, M.A., Testing periodicity of depositional cyclicity, Cisco Group (Virgillian and Wolfcampian), Texas, *J. Sediment. Res.* **69** n.6 (1999) 1209-1231.

Yousef, S.M., 80–120 yr Long-term solar induced effects on the earth, past and predictions, *Phys. Chem. Earth* 31 (2006) 113–122.

Zhao, X., Antretter, M., Solheid, P., Inokuchi, H., Identifying magnetic carriers from rock magnetic characterization of Leg 183 basement cores. *In*: Frey, F.A., Coffin, M.F., Wallace, P.J., Quilty, P.G. (Eds.), *Proc. ODP Sci. Results* 183 (2002) 1-28.

Zhu, R., Liu, Q., Pan, Y., Deng, C., Sun, J., Identifying the origin of the magnetic directional anomalies recorded in the Datong loess profile, northeastern Chinese loess plateau, *Geophys. J. Int.* 164 (2006) 312-318.

Zijderveld, J.D.A., “A.C. demagnetization of rocks: Analysis of results” *In*: Collinson, D.W., Creer, K.M., Runcorn, S.K. (ed.), “Methods in Paleomagnetism”, Elsevier, Amsterdam, pp. 245-286 (1967).

Apêndice 1

O Periodograma de Lomb-Scargle e o Método WOSA

Como fora mencionado no capítulo VI, os resultados por análise espectral foram obtidos através do uso do programa SPECTRUM (Schulz & Statteger, 1997), que propicia o processamento direto de séries temporais desigualmente espaçadas no domínio da frequência. Este programa é baseado na transformada de Fourier de Lomb-Scargle (LSFT) em combinação com o método WOSA (média de segmentos superpostos de Welch), e que proporciona a detecção de componentes de sinais periódicos por análise harmônica. Aqui, apresentaremos o desenvolvimento teórico em que se baseia este algoritmo.

A-1 O Periodograma de Lomb-Scargle

O método de uso mais comum para o cálculo de um espectro de dados não uniformemente espaçados é a análise de periodogramas (Scargle, 1982). Tal técnica ignora o espaçamento desigual dos dados, envolvendo a estimativa do espectro de potências de Fourier normal, como se os dados fossem igualmente espaçados (Hernandez, 1999). A forma do periodograma normalizado é dada pela relação:

$$f(\omega) \equiv \left[\frac{C_1 \cos(\omega\tau) + S_1 \sin(\omega\tau)}{N + C_2 \cos(2\omega\tau) + S_2 \sin(2\omega\tau)} + \frac{S_1 \cos(\omega\tau) - C_1 \sin(\omega\tau)}{N - C_2 \cos(2\omega\tau) - S_2 \sin(2\omega\tau)} \right] \quad (\text{A.1})$$

onde:

$$\tau = \frac{1}{2\omega} \arctan \left(\frac{\sum_{j=1}^N \sin(2\omega t_j)}{\sum_{j=1}^N \cos(2\omega t_j)} \right) \quad (\text{A.2})$$

$$S_1 = \sum_{j=1}^N (x_j - \bar{x}) \sin(\omega t_j) \quad (\text{A.3})$$

$$C_1 = \sum_{j=1}^N (x_j - \bar{x}) \cos(\omega t_j) \quad (\text{A.4})$$

$$S_2 = \sum_{j=1}^N \sin(2\omega t_j) \quad (\text{A.5})$$

$$C_2 = \sum_{j=1}^N \cos(2\omega t_j) \quad (\text{A.6})$$

A vantagem deste estimador é que se considera a inequidistância das observações pela multiplicação das frequências de Fourier ω com τ . Em seu estudo, Lomb (1976) propôs uma versão em que, considerando-se $x_i = x(t_i)$ como uma série temporal, onde $i = 1, 2, \dots, N$, temos que o periodograma em função da frequência ω (Schulz & Statteger, 1997; Bretthorst, 2001, Thong *et al.*, 2004) é definido como:

$$P(\omega_k) = f_0(\omega_k) \sum_{j=1}^M a(\omega_k^*) x_j \cos(\omega_k^*) + ib(\omega_k^*) x_j \sin(\omega_k^*) \quad (\text{A.7})$$

onde:

$$\omega_k = \frac{2\pi k}{N}, \quad k = 1, 2, \dots, K \quad (\text{A.8})$$

$$\omega_k^* = \omega_k (t_j - \tau(\omega_k)) \quad (\text{A.9})$$

$$\tau(\omega_k) = \frac{1}{2\omega_k} \arctan \left(\frac{\sum_{j=1}^N \sin(2\omega_k t_j)}{\sum_{j=1}^N \cos(2\omega_k t_j)} \right) \quad (\text{A.10})$$

$$f_0(\omega_k) = \frac{1}{\sqrt{2}} \exp(i\omega_k \tau) \quad (\text{A.11})$$

$$a(\omega_k^*) = \left(\sqrt{\sum_{j=1}^N \cos^2(\omega_k^*)} \right)^{-1} \quad (\text{A.12})$$

$$b(\omega_k^*) = \left(\sqrt{\sum_{j=1}^N \sin^2(\omega_k^*)} \right)^{-1} \quad (\text{A.13})$$

que corresponde à forma final da LSFT. Quando $P(\omega_k)$ é assim definido, existem várias propriedades úteis que a transformada discreta de Fourier (DFT) não apresenta, como a inclusão do termo τ , que torna o periodograma invariante a um desvio constante com respeito à origem do tempo, já que qualquer deslocamento acarretará em um deslocamento igual na equação (A.10). Dessa maneira, esta forma faz com que a estimativa do periodograma seja exatamente igual a um ajuste por mínimos quadrados de funções seno e cosseno de uma série temporal, para uma determinada frequência ω , da seguinte forma:

$$x_{f_k}(t_j) = a_k \sin(\omega_k t_j) + b_k \cos(\omega_k t_j) \quad (\text{A.14})$$

sendo que a LSFT minimiza a soma dos quadrados $J(f_k)$ das diferenças entre o modelo predito na equação (A.14) e os dados:

$$J(f_k) = \min \sum_{j=1}^N [x(t_j) - x_{f_k}(t_j)]^2, \quad k = 1, 2, \dots, K \quad (\text{A.15})$$

Scargle (1982) implementou ao método a proposição de que a potência espectral a uma dada frequência é distribuída exponencialmente. Assim, se $P(\omega_k)$ for definido de tal maneira que a série temporal $x_j = x(t_j)$ corresponda a ruído gaussiano puro, então a potência espectral em $P(\omega_k)$ segue uma distribuição de probabilidade exponencial:

$$P(> Z) = 1 - (1 - \exp(-Z))^N \quad (\text{A.16})$$

sendo $P(Z)$ - a probabilidade de alarme falso, correspondente ao grau de significância de qualquer pico espectral que se verifique. Dessa maneira, tal distribuição exponencial provê uma estimativa confiável da probabilidade sobre se um dado pico encontrado corresponde a uma componente periódica real, ou se é resultado de ruído distribuído randomicamente. Portanto, tais discussões apontam para a grande eficácia do método de Lomb-Scargle no que diz respeito à explicação da variância geral dos dados e na detecção de ciclos

senoidais em séries temporais desigualmente espaçadas no domínio do tempo (Schimmel, 2001).

A-2 O Método WOSA e Estimativa Espectral Univariável

Uma curva baseada em $|P(\omega_k)|^2$ em função da frequência geraria, segundo Bendat e Piersol (1986), um espectro bruto, não convenientemente processado, e representando, assim, um estimador inconsistente do espectro real. Assim, devido a esta problemática, o programa utilizado neste trabalho utiliza, em conjunto com a LSFT, o método complementar denominado WOSA (Welch-Overlapped-Segment-Averaging; Welch, 1967, Tröbs & Heinzl, 2006), que possibilita estimativas espectrais consistentes, através segmentação de uma série temporal de comprimento N em n_{50} segmentos de comprimento N_{seg} que se superpõem entre si em 50%, conforme mostra a figura a seguir.

Dessa forma, temos que:

$$N_{seg} = \frac{2N}{(n_{50} + 1)} \quad (A.17)$$

Para que se previna efeitos relacionados à dispersão de sinal, cada segmento neste processo é multiplicado por uma janela espectral, e os pesos para as janelas (w_n) são determinados de maneira que:

$$\sum w_n^2 = N_{seg} \quad (A.18)$$

Em seguida, os n_{50} segmentos transformados pelo processo de multiplicação por janelas espectrais foram submetidos a análise por transformada de Fourier com a utilização das equações (A.7) a (A.13). Assim, através de cálculo de média dos n_{50} espectros brutos dos segmentos transformados, obtém-se uma estimativa confiável de um autoespectro ($\hat{G}_{xx}(f_k)$; Bendat & Piersol, 1986):

$$\hat{G}(f_k) = \frac{2}{n_{50} \Delta f \cdot N_{seg}} \sum_{i=1}^{n_{50}} [P(\omega_k)]^2, \quad k = 1, 2, \dots, K, \quad (A.19)$$

Figura A.1 - Representação do método WOSA (Welch, 1967), apresentando segmentação da série temporal de comprimento N em n_{50} segmentos de comprimento N_{seg} , superpondo-se entre si em 50 % (modificado de Tröbs & Heinzl, 2006).

onde:

$$\Delta f \equiv \frac{1}{(N_{seg} \langle \Delta t \rangle)} \quad (A.20)$$

$$\sum \hat{G}_{xx}(f_k) = \hat{\sigma}_x^2 \quad (A.21)$$

correspondem, respectivamente, à frequência fundamental e à variância total da série. Cada um dos n_{50} espectros na equação (A.19) aumenta o número de graus de liberdade, o que reduz o desvio padrão da estimativa espectral.

Entretanto, é importante salientar que o processo de superposição em 50% dos n_{50} segmentos introduz uma correlação entre tais segmentos e um número efetivo de segmentos n_{eff} , que é menor que n_{50} :

$$n_{eff} = n_{50} \left(1 + 2c_{50}^2 - \frac{2c_{50}^2}{n_{50}} \right)^{-1} \quad (A.22)$$

onde $c_{50} \leq 0,5$ é uma constante, dependente da janela espectral aplicada (Welch, 1967). Neste trabalho, utilizamos a janela espectral Welch I (Harris, 1978). E, para os intervalos de confiança $(1-\alpha)$ de $\hat{G}_{xx}(f_k)$, temos que:

$$\left[\frac{n\hat{G}_{xx}(f_k)}{\chi^2_{n;\alpha/2}} \leq G_{xx}(f_k) \leq \frac{n\hat{G}_{xx}(f_k)}{\chi^2_{n;1-\alpha/2}} \right] n = 2n_{eff} \quad (A.23)$$

onde $(1-\alpha)$ depende da frequência e $\hat{G}_{xx}(f_k)$, como esperado, segue uma distribuição χ^2 .

A-3 Análise Harmônica: Teste de Fischer e de Siegel

Durante o processo de análise espectral, foi utilizada a rotina do programa SPECTRUM denominada “análise harmônica”, com o objetivo de se detectar componentes harmônicas nas séries de dados na presença de ruído, assumindo-se que a natureza de tal interferência seja ruído branco. Esta rotina utiliza dois métodos distintos de teste, que são baseados em um periodograma $\hat{P}(f_k)$ idêntico a $\hat{G}_{xx}(f_k)$ a partir da equação (A.14), para um segmento $n_{50} = 1$ e uma janela retangular. Além disso, se assume implicitamente que a frequência f_p de qualquer componente de sinal periódico em uma série temporal coincida com uma frequência de Fourier discreta, ou seja, $f_p = f_k$. Com uma sobreamostragem suficiente na LSFT, esta necessidade pode ser preenchida.

O primeiro método de análise harmônica foi desenvolvido por Fischer (1929) e serve para verificar se uma periodicidade simples existe em uma série temporal. Este teste estatístico é dado pela relação:

$$g \equiv \frac{\max_{1 \leq k \leq K} \hat{P}(f_k)}{\sum_{i=1}^K \hat{P}(f_i)} \quad (A.24)$$

onde K é o número de componentes de Fourier. Os valores críticos para o teste de Fischer, g_f , segundo Percival e Walden (1993) podem ser aproximados por:

$$g_f \approx 1 - \left(\frac{\alpha}{K} \right)^{\frac{1}{(K-1)}} \quad (A.25)$$

Se $g > g_f$ para um determinado α , a hipótese nula (sinal corresponde apenas a ruído branco) é rejeitada, e pode se considerar que, a um nível de significância de $(1 - \alpha)$, um sinal periódico existe, correspondente à frequência

onde $\hat{P}(f_k)$ tem seu máximo. A maior desvantagem do teste de Fischer é que há apenas a possibilidade de se efetuar o teste de uma componente periódica simples.

O segundo método, denominado *teste de Siegel* (Siegel, 1980) estende o teste de Fischer para casos nos quais acima de três componentes periódicas estão presentes em uma série temporal, a partir de um periodograma normalizado:

$$\tilde{P}_n(f_k) \equiv \frac{\hat{P}(f_k)}{\sum_{i=1}^K \hat{P}(f_i)} \quad (\text{A.26})$$

este teste é baseado em todos os valores de $\tilde{P}_n(f_k)$ que excedam algum nível g_S , em vez de apenas o máximo destes, como no teste de Fischer. A relação entre g_S e g_f é dada por um parâmetro λ , com $0 < \lambda \leq 1$. A relação que expressa o teste de Siegel é dada por:

$$T_\lambda \equiv \sum_{k=1}^K [P_n(f_k) - \lambda g_f]_+ \quad (\text{A.27})$$

e o valor crítico para este teste (Percival & Walden, 1993), para $20 < K < 2000$ valores críticos, pode ser descrito por uma relação do tipo $t_{\lambda;\alpha} = aK^b$. De maneira similar ao teste de Fischer, a hipótese nula é rejeitada se $T_\lambda > t_{\lambda;\alpha}$ - em tal situação, uma ou mais componentes periódicas estão presentes na série temporal (para frequências nas quais os maiores $\tilde{P}_n(f_k)$ ocorrem. Segundo testes através do método de Monte Carlo, verificou-se que três componentes periódicas levam à rejeição da hipótese nula para $\lambda = 0,4$ (Siegel, 1980).

Apêndice 2

Tabelas: Dados magnéticos direcionais e não-direcionais para os ritmitos de Itu e Rio do Sul

A seguir, apresentam-se as tabelas A.1 a A.4, nas quais se dispõem os dados direcionais e não-direcionais em função das duas abordagens adotadas neste estudo, para as duas coleções estudadas.

Tabela A.1 – Resultados paleomagnéticos e de anisotropia de suscetibilidade magnética para a seção de ritmitos de Itu (47,26°W 23,17°S) - abordagem por nível.

Sítio		Direção de magnetização média					PGV		ASM				
Nível	Altura relativa (mm)	Declinação	Inclinação	N	α_{95}	k	P_{λ}	P_{ϕ}	K_z	D_{K1}	I_{K1}	D_{K3}	I_{K3}
		(°)	(°)		(°)		(°E)	(°)	(CGS)	(°E)	(°)	(°E)	(°)
1	46,0	177,5	28,9	1	N.D.	N.D.	317,5	-68,0	31,6	14	0,6	114,9	86,9
2	160,5	228,2	25,4	5	3,1	408,0	256,7	-46,3	36,6	266,3	1,6	114,2	88,2
3	285,0	148,7	25,1	5	4,6	188,0	3,2	-58,8	31,5	334,6	1,2	86,9	86,7
4	368,5	146,6	22,5	2	3,8	676,9	8,1	-58,0	29,0	284,7	2,5	59	86,5
5	419,0	134,2	22,4	2	1,9	2610,8	11,6	-48,4	24,3	284,9	3,4	57,5	85,1
6	468,5	31,5	31,9	2	33,0	9,0	333,3	12,6	23,1	288,2	1,8	52,1	86,7
7	511,0	130,5	23,2	1	N.D.	N.D.	10,8	-45,4	25,5	275,3	3,7	73,7	86
8	541,5	130,4	20,5	1	N.D.	N.D.	14,9	-45,5	24,2	276	4,9	58,8	83,8
9	565,5	157,5	22,1	2	3,3	925,2	1,5	-66,1	25,0	335,8	-0,3	62,2	85,6
10	596,5	133,1	20,5	1	N.D.	N.D.	14,7	-47,7	25,0	326,7	0	57,2	87,1
11	633,5	139,2	26	1	N.D.	N.D.	4,4	-51,4	23,2	243	1,9	99,3	87,6
12	683,0	127,4	22	2	4,1	570,2	12,8	-43,1	26,2	284,5	4,5	68,3	84,4
13	734,0	133,8	25,6	1	N.D.	N.D.	6,5	-47,6	25,1	252,1	4,4	85,9	85,5
14	773,5	154,9	21,2	2	3,8	688,3	5,8	-64,7	22,8	296,4	3	76,5	86,1
15	815,5	150,5	24,2	1	N.D.	N.D.	2,6	-60,2	23,3	299,5	3,6	79,4	85,3
16	850,0	150,4	24,6	1	N.D.	N.D.	2,2	-60,0	22,8	302,8	1,4	123,1	88,6
17	884,5	146,4	23,4	2	3,3	901,0	6,4	-57,5	21,7	301,6	4	70,9	83,7
18	928,0	118,6	25,9	2	18,5	23,0	7,4	-36,2	20,6	282,6	5,9	80,8	83,7
19	974,5	157,6	22,9	2	3,7	701,5	359,6	-65,7	21,8	282,7	4,8	74,4	84,6
20	1011,5	142,6	20,9	1	N.D.	N.D.	12,4	-55,3	22,5	20,7	0,9	119,3	83,8
21	1039,0	145,8	22,3	1	N.D.	N.D.	8,8	-57,4	22,1	301,9	2,9	71,9	85,5
22	1108,5	130,8	22,2	4	6,2	127,8	12,3	-45,7	26,7	279,9	0,5	21	87,6
23	1199,5	129,9	22,6	3	2,6	959,5	11,8	-45,0	25,6	301,3	3,3	72,6	84,1
24	1250,0	142,6	25	1	N.D.	N.D.	5,0	-54,2	22,7	261,6	6,3	74,3	83,7
25	1286,5	142,7	23,3	2	3,6	744,1	8,1	-54,8	20,9	304,4	3	65	84,2
26	1321,5	133,5	23,8	1	N.D.	N.D.	9,5	-47,7	22,7	248,8	3,8	71,9	86,2
27	1352,5	144,8	21,9	1	N.D.	N.D.	9,9	-56,8	25,1	293,9	2,5	75,1	86,8
28	1378,5	144,9	18,1	1	N.D.	N.D.	16,7	-57,6	25,5	292,7	2,7	68,9	86,2
29	1411,0	134,8	21,2	2	2,2	2042,0	13,4	-49,0	23,6	273,2	5,7	66,4	83,6
30	1470,5	131,4	22,6	3	5,3	345,2	11,7	-46,2	25,6	268	5	64,1	84,5
31	1579,5	152,4	22,9	4	6,8	104,8	4,0	-62,1	29,8	301,8	6	54,8	81,9
32	1754,5	155,8	19,7	4	3,8	339,5	8,4	-65,9	33,5	298,2	3,7	88,1	85,7
33	1886,5	143,0	23,6	3	2,8	830,0	7,4	-54,9	23,8	358,2	2,1	123,1	86,4
34	1929,0	149,7	28,7	1	N.D.	N.D.	354,1	-57,2	9,8	331,2	2,6	116,9	86,9
35	1963,0	182,9	22	2	5,0	389,2	303,3	-75,8	17,9	346,3	2,3	112,2	86,0
36	2007,0	156,7	27,6	2	29,7	11,1	350,6	-62,1	18,0	12,8	2,2	131,5	85,3
37	2059,5	199,6	23,7	2	2,6	1484,2	270,7	-67,1	19,6	336,6	5,2	147,7	84,8
38	2116,0	173,6	23,9	2	4,8	422,0	330,0	-73,1	15,5	323,8	3,3	118,2	86,4
39	2170,5	172,2	17,6	2	9,1	118,7	346,6	-78,2	24,0	308,9	5,6	126,6	83,9
40	2206,0	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

Tabela A.1 – Continuação

41	2233,0	137,8	22,2	1	N.D.	N.D.	11,3	-51,3	28,5	14,5	0,0	104,2	84,7
42	2287,5	174,0	22,8	3	3,2	654,3	330,5	-74,3	27,5	318,4	4,6	107,7	84,4
43	2360,5	174,3	22,3	3	4,7	290,3	330,4	-74,9	38,0	304,8	7,4	118,3	82,6
44	2415,0	174,6	22	1	N.D.	N.D.	329,9	-75,3	14,2	297,9	2,7	88,2	86,9
45	2456,5	167,0	24,3	2	3,2	959,6	343,5	-70,2	15,1	341,9	0,8	80,5	84,5
46	2538,5	152,2	25,4	4	3,3	456,6	359,0	-60,8	18,2	311,7	4,4	112,4	85,4
47	2632,5	173,9	26,4	3	1,4	3189,6	326,4	-70,5	21,6	327,3	3,5	99,7	84,8
48	2708,5	151,6	27	3	3,9	434,6	356,2	-59,4	22,0	304,7	5,1	88,3	83,6
49	2766,5	179,3	30,4	1	N.D.	N.D.	313,9	-66,2	17,4	331,3	2,4	93	85,1
50	2824,5	179,2	25	3	3,1	658,8	314,8	-72,8	22,4	320,8	5,1	101,6	83,7
51	2884,5	132,4	33,5	1	N.D.	N.D.	352,9	-44,1	21,6	336,4	6,1	121,4	82,6
52	2976,0	174,7	23,8	4	4,3	260,8	327,4	-73,5	19,7	289,1	8,4	88,9	81,1
53	3118,0	124,7	23,1	6	3,6	246,8	11,3	-40,9	32,2	293,6	-2,5	243,7	-2,5
54	3263,0	152,9	26,6	6	4,5	161,8	356,0	-60,5	34,1	325,1	2,1	325,1	2,1
55	3374,0	166,9	26,6	2	8,9	123,1	339,4	-68,0	20,7	312,2	1,1	64,2	86,2
56	3470,0	159	28,9	4	3,0	532,4	345,7	-62,2	30,5	326,9	-1	30,7	87,8
57	3542,0	152,9	25,9	1	N.D.	N.D.	358,1	-60,3	27,7	318,9	3,3	92,7	85,3
58	3575,0	170,3	26,9	1	N.D.	N.D.	333,0	-69,0	27,0	335,2	3,2	109,1	85,3
59	3619,5	181,7	26,4	2	0,9	11522,8	308,8	-71,1	19,6	319,8	2,6	162,2	87,2
60	3666,0	173,5	29,8	1	N.D.	N.D.	324,0	-66,4	22,4	11,1	1,1	111,8	84,1
61	3702,5	166,1	24,8	1	N.D.	N.D.	344,1	-69,3	22,0	326,7	2,3	91,5	86
62	3730,5	181,9	27,8	1	N.D.	N.D.	308,8	-69,4	29,0	337,5	3,6	116,9	85,3
63	3758,5	174,7	27,3	1	N.D.	N.D.	323,9	-69,6	23,1	357,4	1,9	109,9	85,2
64	3789,0	173,4	31,5	1	N.D.	N.D.	322,9	-64,2	25,0	351,6	2,9	100,6	81
65	3819,5	183,2	29,1	1	N.D.	N.D.	306,8	-67,7	22,0	342,9	4,6	128,4	84,4
66	3856,0	182,5	28,3	1	N.D.	N.D.	307,8	-68,8	26,0	341,3	2,5	130,8	87,1
67	3896,0	164,8	32,6	1	N.D.	N.D.	333,0	-60,7	27,5	323,6	7,5	107,9	80,8
68	3923,5	156,4	26,7	1	N.D.	N.D.	352,7	-62,6	26,2	24,3	2,3	262	85,7
69	3947,5	191,8	30,4	1	N.D.	N.D.	293,9	-64,4	27,1	356,8	2	106,1	83,9
70	3982,5	201,6	29,4	1	N.D.	N.D.	280,1	-61,5	28,8	14,8	2,1	120,4	82,1
71	4017,0	146,3	27,7	1	N.D.	N.D.	358,2	-55,6	26,0	235,4	34	107,4	86,9
72	4064,0	162,9	27	2	4,7	443,6	344,6	-65,9	32,3	307,8	5,2	99,7	84,1
73	4107,5	140,5	22,4	1	N.D.	N.D.	10,4	-53,3	30,0	262,9	-4,3	273,7	85,7
74	4134,0	161,5	33,7	1	N.D.	N.D.	334,9	-58,3	51,0	311,8	6,4	116,4	83,4
75	4190,0	146,5	26,3	3	2,5	1066,0	0,8	-56,5	37,8	306,8	2,8	79,8	85,9
76	4245,0	158,7	26,2	1	N.D.	N.D.	351,4	-64,3	49,2	327,2	2,1	82,8	85,1
77	4281,0	171,7	30,2	1	N.D.	N.D.	326,6	-65,6	32,2	318,7	6,6	114,8	82,8
78	4322,5	152,3	31,4	2	7,9	157,8	347,0	-56,7	29,5	305,7	5,4	88,4	83,2
79	4360,5	149,4	28,9	1	N.D.	N.D.	353,9	-56,9	29,8	308,7	3,5	89,2	85,4
80	4392,5	141,1	33,1	1	N.D.	N.D.	350,4	-49,3	35,1	326,1	3,1	81,6	82,7
81	4421,0	151,3	28,2	1	N.D.	N.D.	354,0	-58,5	34,0	299,2	2,6	94,6	87,2
82	4449,0	150,1	26,3	1	N.D.	N.D.	358,6	-58,9	29,5	301,5	2,2	89,6	87,4
83	4495,0	155,2	29,6	3	3,6	719,5	348,1	-59,7	30,5	310,8	4,9	111	84,8
84	4551,0	149,1	30	1	N.D.	N.D.	352,0	-56,0	29,1	314,5	3,6	102,4	85,8
85	4602,0	140,7	25	2	5,1	375,5	5,9	-52,3	16,7	354,1	-0,9	73,5	85,2
86	4651,5	163,3	26,9	1	N.D.	N.D.	344,3	-66,1	29,3	310,1	4,1	84,1	84,1

N: número de espécimes/subníveis; α_{95} and k: parâmetros estatísticos de Fisher (1953); PGV: pólo geomagnético virtual; P_{λ} e P_{ϕ} : longitude e latitude do PGV; K_z : susceptibilidade magnética volumétrica; D_{K1} , I_{K1} , D_{K3} , I_{K3} : declinação e inclinação, respectivamente, dos eixos máximo (K_1) e mínimo (K_3) do elipsóide do tensor de anisotropia de susceptibilidade magnética; P: grau de anisotropia; N.D.: dado não disponível.

Tabela A.2 – Resultados paleomagnéticos e de anisotropia de suscetibilidade magnética para a seção de ritmitos de Itu (47,26°W 23,17°S) - abordagem por subnível.

Sítio		Direção de magnetização		PGV		ASM				
Subnível	Altura Relativa	Declinação	Inclinação	P_{λ}	P_{ϕ}	K_z	D_{K1}	I_{K1}	D_{K3}	I_{K3}
	(mm)	(°E)	(°)	(°E)	(°)	(CGS)	(°E)	(°)	(°E)	(°)
1	46,0	177,5	28,9	115,4	-81,9	31,2	14,0	0,6	114,9	86,9
2	105,7	230,8	23,3	219,0	-40,6	30,6	258,8	1,0	134,7	88,3
3	133,1	231,4	21,8	218,2	-39,8	38,7	262,7	-0,5	189,6	88,4
4	160,5	228,2	25,3	219,3	-43,4	41,2	269,4	1,8	111,4	88,0
5	187,9	225,3	28,5	220,6	-46,6	39,5	274	1,0	123,6	88,8
6	215,3	224,8	28,1	220,0	-47,0	33,8	300,6	4,0	84,8	85,0
7	240,2	155,7	22,4	65,1	-64,2	27,5	339,9	-1,3	41,0	86,7
8	262,6	147,5	20,8	59,1	-56,6	37,5	335,8	4,2	121,8	85,0
9	285,0	147,9	25,3	55,1	-58,0	31,4	340,8	2,7	105,7	85,2
10	307,4	149,1	24,9	56,3	-59,0	28,4	342,4	0,4	83,6	87,9

Tabela A.2 – Continuação

11	329,8	142,9	31,8	45,5	-54,8	26,2	233,5	4,6	63,7	85,3
12	354,8	148,7	21,5	59,4	-57,9	29,9	290,7	2,8	72,3	86,4
13	382,3	144,4	23,4	54,5	-54,5	28,4	282,8	1,7	46,2	86,9
14	407,5	133,3	23,2	48,5	-44,3	24,8	284,2	3,5	57,3	85,0
15	430,5	135,0	21,6	50,5	-45,6	23,7	286	3,2	57,7	85,1
16	455,3	12,0	23,3	332,4	52,8	23,2	283,5	2,3	42,0	85,3
17	481,8	54,0	37,0	7,2	21,5	23,0	312,1	0,7	56,3	87,3
18	511,0	130,5	23,2	47,1	-41,8	25,6	286,2	3,4	75,8	86,0
19	541,5	130,4	20,5	49,0	-41,1	24,1	276	4,9	58,8	83,8
20	560,8	158,1	20,3	70,3	-65,6	25,9	342,9	-0,1	72,0	86,3
21	570,3	156,9	23,9	64,7	-65,6	24,4	331,6	-0,4	56,8	84,7
22	596,5	133,1	20,5	50,3	-43,6	25,0	326,7	0,0	57,2	87,1
23	633,5	139,2	26,0	49,2	-50,3	23,2	243	1,9	99,3	87,6
24	666,0	126,5	24,2	44,7	-38,3	26,3	291,7	4,0	70,8	84,8
25	700,0	128,3	19,7	48,5	-39,1	26,1	279,7	5,0	66,2	84,1
26	734,0	133,8	25,6	46,9	-45,3	25,1	252,1	4,4	85,9	85,5
27	762,3	156,6	19,6	69,2	-64,1	23,9	343,9	-0,3	70,7	85,4
28	784,8	153,3	22,7	62,3	-62,2	22,3	305,2	1,9	68,3	86,5
29	815,5	150,5	24,2	58,2	-60,1	23,3	299,5	3,6	79,4	85,3
30	850,0	150,4	24,6	57,7	-60,1	22,8	302,8	1,4	123,1	88,6
31	874,8	146,2	21,5	57,4	-55,6	22,2	304,6	4,4	80,3	83,9
32	894,3	146,6	25,3	54,2	-56,9	21,3	298,2	2,9	54,1	83,5
33	916,0	104,5	22,3	37,4	-17,7	20,8	278,7	6,8	86,7	83,1
34	940,0	133,4	28,0	44,8	-45,4	20,1	318,5	2,7	87,0	85,6
35	963,3	158,3	20,8	70,1	-65,9	21,9	276,3	5,0	78,6	84,7
36	985,8	156,8	24,9	63,4	-65,8	21,7	298,5	3,8	75,1	84,7
37	1011,5	142,6	20,9	55,5	-52,3	22,5	20,7	0,9	119,3	83,8
38	1039,0	145,8	22,3	56,4	-55,5	21,9	301,9	2,9	71,9	85,5
39	1066,1	135,9	16,2	54,8	-45,2	27,0	279,1	1,8	45,7	87,1
40	1094,4	132,6	18,1	51,7	-42,7	28,3	278,7	2,0	49,1	86,9
41	1122,6	125,9	26,7	42,7	-38,2	24,8	264,9	-5,4	269,0	84,5
42	1150,9	128,3	27,7	42,9	-40,6	25,2	280,9	-1,6	338,8	87,0
43	1176,5	130,8	20,7	49,0	-41,6	26,0	292,7	1,2	34,9	84,4
44	1199,5	127,7	22,6	46,3	-39,1	25,4	288,1	4,9	62,7	83,1
45	1222,5	131,3	24,5	46,6	-42,8	26,2	305,1	3,8	78,0	84,4
46	1250,0	142,6	25,0	51,9	-53,2	22,7	261,6	6,3	74,3	83,7
47	1276,3	142,7	21,2	55,3	-52,5	21,0	267,5	5,9	62,2	83,5
48	1296,8	142,8	25,4	51,7	-53,5	21,0	302,4	3,0	62,9	84,1
49	1321,5	133,5	23,8	48,1	-44,6	22,8	248,8	3,8	71,9	86,2
50	1352,5	144,8	21,9	56,1	-54,5	25,1	293,9	2,5	75,1	86,8
51	1378,5	144,9	18,1	59,4	-53,7	25,5	292,7	2,7	68,9	86,2
52	1399,5	136,1	21,0	51,5	-46,4	24,8	272,5	6,4	69,9	83,1
53	1422,5	133,4	21,3	49,9	-44,0	21,2	294,1	2,8	54,5	84,4
54	1446,2	132,5	21,2	49,5	-43,2	25,3	266,1	4,0	67,1	85,8
55	1470,5	134,4	20,9	50,7	-44,9	26,0	270,8	5,8	62,4	83,4
56	1494,8	127,1	25,6	44,0	-39,1	23,1	310,3	1,7	60,3	85,1
57	1525,1	160,0	17,4	76,2	-66,1	24,7	302,1	6,3	89,4	82,5
58	1561,4	153,0	22,7	62,0	-61,9	33,2	318,2	4,4	87,6	83,1
59	1597,6	153,9	24,4	61,0	-63,1	34,3	297,8	6,4	91,5	82,8
60	1633,9	142,0	26,6	50,1	-53,0	27,2	310,7	4,6	91,1	84,1
61	1677,6	158,4	16,8	74,4	-64,7	36,0	287,5	3,5	73,8	85,7
62	1728,9	157,9	18,0	72,5	-64,7	24,0	306,1	3,8	90,0	85,3
63	1780,1	154,6	19,6	66,8	-62,4	29,3	299,6	4,4	96,4	85,2
64	1831,4	152,0	24,5	59,1	-61,5	28,7	317,9	3,2	124,3	86,8
65	1866,8	141,6	22,7	53,3	-51,8	25,2	330,9	3,0	106,8	85,8
66	1886,5	142,3	22,0	54,3	-52,3	21,8	355,7	0,9	105,1	87,2
67	1906,2	145,1	26,2	52,3	-55,7	21,8	16,6	-1,8	90,9	83,4
68	1929,0	149,7	28,7	52,6	-60,4	9,8	331,2	2,6	116,9	86,9
69	1952,5	185,4	20,2	155,7	-76,3	17,0	348,8	3,5	117,4	84,4
70	1973,5	180,4	23,7	134,8	-79,2	20,0	343,3	0,3	79,0	87,0
71	1995,5	175,7	24,8	110,1	-79,1	17,6	14,4	2,1	129,3	84,9
72	2018,5	137,2	27,7	46,7	-48,8	18,6	341,0	3,5	135,1	86,1
73	2044,8	198,5	22,6	192,9	-69,0	18,8	328,3	6,0	147,7	84,0
74	2074,3	200,8	24,7	199,0	-67,8	20,4	4,3	4,0	151,8	85,3
75	2102,5	176,3	22,6	115,0	-78,1	13,0	329,4	3,6	119,0	85,8
76	2129,5	170,9	25,2	90,2	-76,8	16,7	329,9	1,3	134,0	88,7
77	2156,8	172,5	12,3	108,5	-71,6	25,9	301,2	6,6	89,0	82,2
78	2184,3	171,8	22,8	96,7	-76,3	24,0	312,1	5,4	151,0	84,3
79	2206,0	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
80	2233,0	137,8	22,2	51,5	-48,2	32,3	14,4	0,0	104,2	84,7
81	2263,8	170,3	21,7	93,3	-74,9	35,0	310,6	4,8	113,2	85,0
82	2287,5	175,8	23,8	111,6	-78,5	36,4	355,8	3,6	120,9	83,8
83	2311,2	176,0	22,7	113,5	-78,0	33,4	317,1	4,0	98,7	84,9

Tabela A.2 – Continuação

84	2335,5	172,5	21,8	100,4	-76,2	41,6	311,5	8,5	124,4	81,5
85	2360,5	179,4	20,4	130,0	-77,4	44,3	351,6	5,3	117,0	80,9
86	2385,5	170,8	24,7	90,6	-76,6	34,3	318,0	3,9	106,0	85,4
87	2415,0	174,6	22,0	108,2	-77,2	17,0	297,9	2,7	88,2	86,9
88	2444,3	167,8	22,6	85,2	-73,7	14,8	337,3	1,5	82,5	84,3
89	2468,8	166,2	26,0	76,2	-73,9	15,1	353,1	3,8	124,9	84,4
90	2495,4	156,4	23,9	64,1	-65,2	17,1	307,6	5,5	114,3	84,4
91	2524,1	153,0	23,0	61,6	-62,0	14,5	313,9	4,6	108,9	85,0
92	2552,9	149,4	26,6	54,8	-59,7	14,4	340,1	3,1	148,2	86,8
93	2581,6	149,7	28,1	53,3	-60,3	19,4	322,9	2,7	118,8	87,0
94	2608,2	174,2	27,0	100,0	-79,6	20,6	328,0	3,0	93,6	84,9
95	2632,5	174,6	25,1	104,7	-78,8	20,2	330,2	3,7	106,7	85,0
96	2656,8	172,8	27,2	93,6	-78,9	24,1	321,5	3,5	101,5	85,4
97	2682,2	148,9	28,9	51,9	-59,7	21,3	305,0	4,5	78,7	83,9
98	2708,5	155,8	24,8	62,4	-64,9	19,7	305,8	5,9	97,4	83,3
99	2734,8	150,1	27,2	54,6	-60,4	22,3	306,2	5,2	92,6	83,7
100	2766,5	179,3	30,4	127,1	-83,1	17,4	331,3	2,4	90,3	85,0
101	2798,2	180,9	24,6	137,6	-79,7	37,1	335,2	3,5	108,7	85,0
102	2824,5	177,6	22,5	121,1	-78,3	20,3	321,5	5,4	102,2	83,0
103	2850,8	179,1	28,0	126,7	-81,7	28,2	25,0	-1,5	98,8	84,8
104	2884,5	132,4	33,5	39,7	-45,4	23,8	336,4	6,1	121,4	82,6
105	2922,8	176,7	19,3	118,8	-76,4	24,5	276,1	9,6	94,2	80,4
106	2958,3	173,7	20,5	106,1	-76,1	23,2	288,3	8,3	98,5	81,6
107	2993,8	174,8	25,4	105,2	-79,0	15,4	292,0	8,7	89,2	80,5
108	3029,3	173,3	29,8	90,3	-80,4	15,4	288,5	8,2	80,6	80,8
109	3058,8	122,7	27,5	40,9	-35,4	29,7	264,6	-3,8	245,6	86,0
110	3082,5	125,9	25,6	43,5	-38,0	29,4	269,9	-4,1	251,9	85,7
111	3106,2	128,7	18,3	49,6	-39,1	25,9	335,2	-0,7	255,6	86,0
112	3129,8	129,1	20,4	48,4	-39,9	38,5	265,7	-3,3	246,2	86,5
113	3153,5	122,8	25,6	42,3	-35,2	36,2	291,7	-2,8	245,5	85,9
114	3177,2	119,0	20,9	43,7	-30,8	33,4	315,6	0,7	216,6	85,7
115	3201,3	162,2	24,8	70,7	-70,3	30,9	343,7	2,4	145,5	87,4
116	3226,0	159,1	25,2	65,7	-67,8	31,8	331,7	2,9	126,9	86,8
117	3250,7	151,0	22,6	60,2	-60,2	37,0	233,6	-0,3	169,4	89,3
118	3275,3	147,2	29,0	50,7	-58,2	39,9	326,3	2,5	110,5	86,9
119	3300,0	151,4	29,6	52,7	-62,1	30,6	238,5	1,0	136,7	84,9
120	3324,7	146,3	27,7	51,6	-57,1	35,0	313,9	1,6	104,5	88,2
121	3355,5	162,4	29,9	62,9	-72,0	22,5	315,2	1,1	57,9	85,0
122	3392,5	171,1	23,1	94,0	-76,0	17,7	306,8	2,2	57,6	83,9
123	3425,8	155,6	30,1	55,3	-66,0	33,3	328,7	-2,8	9,6	86,3
124	3455,3	163,1	31,3	61,2	-73,0	33,3	324,7	-3,1	351,3	86,5
125	3484,8	159,7	26,6	64,6	-68,7	22,6	323,4	2,9	113,2	86,6
126	3514,3	157,8	27,6	60,9	-67,4	29,2	336,6	0,7	84,4	87,7
127	3542,0	152,9	25,9	58,3	-62,6	27,7	318,9	3,3	92,7	85,3
128	3575,0	170,3	26,9	85,3	-77,2	27,0	335,2	3,2	109,1	85,3
129	3607,3	182,2	26,8	146,2	-80,8	19,0	326,2	2,7	162,1	87,2
130	3631,8	181,3	26,1	140,4	-80,5	19,8	324,6	2,4	157,1	87,5
131	3666,0	173,5	29,8	91,2	-80,6	22,9	11,1	1,1	111,8	84,1
132	3702,5	166,1	24,8	78,0	-73,4	22,1	326,7	2,3	91,5	86,0
133	3730,5	181,9	27,8	145,1	-81,4	28,9	334,7	3,8	117,2	85,3
134	3758,5	174,7	27,3	101,9	-80,0	22,7	341,2	3,7	116,5	84,8
135	3789,0	173,4	31,5	86,3	-81,3	24,9	351,6	2,9	100,6	81,0
136	3819,5	183,2	29,1	154,9	-81,8	22,0	342,9	4,6	128,4	84,4
137	3856,0	182,5	28,3	149,4	-81,6	26,0	341,3	2,5	130,8	87,1
138	3896,0	164,8	32,6	60,8	-74,8	27,5	323,6	7,5	106,0	80,5
139	3923,5	156,4	26,7	60,6	-65,9	26,2	24,3	2,3	262,0	85,7
140	3947,5	191,8	30,4	193,3	-77,0	28,8	356,8	2	106,1	83,9
141	3982,5	201,6	29,4	206,6	-68,3	28,7	14,8	2,1	120,4	82,1
142	4017,0	146,3	27,7	51,6	-57,1	26,0	235,4	34	107,4	86,9
143	4047,5	162,0	29,6	62,8	-71,5	28,5	306,3	5,2	95,3	84,0
144	4080,5	163,8	24,4	74,0	-71,4	36,1	309,1	5,3	103,6	84,1
145	4107,5	140,5	22,4	52,9	-50,7	30,0	262,9	-4,3	273,7	85,7
146	4134,0	161,5	33,7	54,6	-72,1	51,0	311,8	6,4	116,4	83,4
147	4163,3	146,4	25,2	54,1	-56,7	40,1	301,3	3,2	79,0	85,7
148	4190,0	145,0	25,1	53,3	-55,4	35,2	309,1	-0,1	37,0	86,9
149	4216,7	148,3	28,6	51,8	-59,1	38,1	315,2	2,6	83,7	85,8
150	4245,0	158,7	26,2	63,8	-67,8	49,3	327,2	2,1	79,0	85,3
151	4281,0	171,7	30,2	82,9	-79,6	32,2	318,7	6,6	114,8	82,8
152	4312,3	157,3	29,9	57,1	-67,5	29,5	339,9	1,9	84,6	82,4
153	4332,8	147,1	32,6	46,6	-58,8	29,5	279,7	6,6	83,1	83,1

Tabela A.2 – Continuação

154	4360,5	149,4	28,9	52,2	-60,2	29,8	305,1	3,6	89,8	85,6
155	4392,5	141,1	33,1	43,3	-53,3	35,0	326,1	3,1	81,6	82,7
156	4421,0	151,3	28,2	54,3	-61,7	34,0	299,2	2,6	94,6	87,2

N: número de espécimes/subníveis; PGV: pólo geomagnético virtual; P_{λ} e P_{ϕ} : longitude e latitude do PGV; K_z : susceptibilidade magnética volumétrica; D_{K1} , I_{K1} , D_{K3} , I_{K3} : declinação e inclinação, respectivamente, dos eixos máximo (K_1) e mínimo (K_3) do elipsóide do tensor de anisotropia; N.D.: dado não disponível.

Tabela A.3 – Resultados paleomagnéticos e de anisotropia de suscetibilidade magnética para a seção de ritmitos de Rio do Sul (49,58°W 27,17°S) - abordagem por nível.

Sítio		Direção de magnetização média					PGV		ASM				
Nível	Altura Relativa (mm)	Declinação	Inclinação	N	α_{95}	k	P_{λ}	P_{ϕ}	K_z	D_{K1}	I_{K1}	D_{K3}	I_{K3}
		(°E)	(°)		(°)		(°E)	(°)	(CGS)	(°E)	(°)	(°E)	(°)
1	34,5	166,0	51,6	3	4,0	412,4	14,4	-76,8	12,0	276,1	2,1	119,5	87,7
2	95,5	163,5	48,1	2	5,5	327,2	28,9	-75,3	14,0	264,9	-1,1	238,3	88,7
3	149,0	160,0	52,0	2	25,0	15,7	18,1	-71,9	14,5	326,5	-2,5	305,9	87,3
4	200,0	169,4	53,0	2	18,4	28,8	2,9	-78,9	15,3	340,6	1,8	120,8	87,7
5	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
6	278,5	136,8	71,2	1	N.D.	N.D.	345,5	-47,9	23,9	224,1	2,1	5,5	87,3
7	308,5	151,4	54,0	2	21,9	20,5	16,6	-64,5	17,0	278,8	0,2	178,7	88,7
8	339,5	155,0	66,9	1	N.D.	N.D.	344,3	-60,5	22,6	193,6	-0,5	87,5	88,4
9	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
10	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
11	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
12	439,0	146,0	70,7	1	N.D.	N.D.	342,5	-52,9	21,1	230,4	3	59,6	87,0
13	472,0	193,9	64,8	1	N.D.	N.D.	248,8	-67,6	19,4	264,2	-2,5	294,2	87,1
14	508,0	164,9	65,3	1	N.D.	N.D.	336,8	-66,6	17,1	233,8	1,8	0,5	87,1
15	539,0	161,2	69,6	1	N.D.	N.D.	333,3	-60,3	22,2	211	-2,4	146,9	84,5
16	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
17	588,5	178,4	69,9	1	N.D.	N.D.	312,5	-63,3	18,5	216	0,6	67,9	89,3
18	611,5	162,7	65,1	1	N.D.	N.D.	340,1	-65,9	18,9	225,9	-0,3	300,7	88,7
19	634,0	170,8	50,3	1	N.D.	N.D.	12,4	-81,1	22,5	254,1	2,7	110,2	86,6
20	657,5	171,9	59,6	1	N.D.	N.D.	335,1	-75,1	18,0	220,3	0,7	119,2	88,0
21	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
22	715,0	170,7	63,4	1	N.D.	N.D.	330,7	-70,7	21,6	205	1,9	51,2	87,9
23	754,5	165,7	64,2	1	N.D.	N.D.	337,8	-68,1	18,4	192,1	1,8	129,8	86,1
24	801,0	160,7	68,2	1	N.D.	N.D.	336,3	-61,8	15,4	278,4	50,7	262,6	-38,2
25	860,5	160,4	58,9	3	4,4	333,9	357,9	-69,5	12,5	288,5	-1,2	233,3	87,9
26	928,5	151,9	55,2	3	12,8	40	13,7	-64,7	12,3	188,8	4,4	346,7	85,2
27	997,5	160,9	56,9	3	3,5	543,6	2,9	-70,9	12,0	277,3	-2,5	332,6	85,6
28	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
29	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
30	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
31	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
32	1320,0	164,3	53,3	2	21,2	21,8	10,3	-74,9	14,0	277,6	1,6	111,3	88,3
33	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
34	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
35	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
36	1495,0	127,2	59,3	1	N.D.	N.D.	9,7	-44,9	18,9	287,4	6,1	84,6	83,4
37	1535,5	173,1	70,2	2	20,8	22,7	319,2	-62,5	15,5	254,7	2,9	145,4	81,3
38	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
39	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
40	1630,0	215,5	66,9	2	8,7	129,0	269,6	-54,8	13,8	261,4	3,3	80,3	86,7
41	1674,0	158,6	55,6	2	7,2	187,2	8,8	-69,8	16,4	277,8	1,2	138,0	87,8
42	1725,5	159,0	59,3	2	12,0	67,6	358,4	-68,3	14,5	235,8	0,6	73,1	89,4
43	1778,0	162,9	56,5	2	5,5	324,9	1,7	-72,5	14,7	227,7	-0,4	148,5	88,0
44	1831,5	151,7	64,7	2	8,2	146,4	351,8	-60,5	11,5	299,5	0,2	74,2	89,7
45	1902,0	103,9	58,1	4	5,4	168,1	8,5	-26,9	11,3	359	-1,2	317,4	88,4
46	1969,5	160,0	56,2	2	12,8	59,8	5,9	-70,6	11,4	211,4	1,9	51,7	88,0
47	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
48	2076,0	158,4	57,4	2	8,1	148,5	4,1	-68,9	14,0	249,2	2,3	16,8	86,2
49	2134,5	161,2	58,6	2	1,4	5207,1	357,8	-70,2	12,7	9,7	2,1	141,5	86,8
50	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
51	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

Tabela A.3 – Continuação

52	2264,0	156,5	63,7	2	36,8	16,3	350,1	-63,9	18,0	273,5	1,1	162,9	86,9
53	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
54	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
55	2349,5	150,6	67,0	1	N.D.	N.D.	347,5	-58,2	19,9	315,3	7,1	337,4	-82,4
56	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
57	2403,5	321,6	58,6	1	N.D.	N.D.	280,7	14,5	17,1	238,1	1,5	126,3	86,3
58	2430,0	155,4	66,8	1	N.D.	N.D.	344,2	-60,8	22,4	260,2	6,9	100,3	82,6
59	2454,0	133,5	66,0	1	N.D.	N.D.	357,1	-48,4	17,1	241,4	0,2	348,3	89,3
60	2480,5	139,5	54,9	1	N.D.	N.D.	16,7	-54,7	21,5	247,5	3,5	101,1	85,8
61	2515,0	147,2	54,5	2	6,6	224,1	16,5	-61,0	14,2	323,9	3,7	135,9	86,3
62	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
63	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
64	2647,0	160,3	58,2	3	1,7	2214,5	360,0	-69,8	13,1	37,8	-4,6	77,5	84,1
65	2695,0	154,3	54,7	2	12,8	59,6	13,9	-66,7	15,4	216,8	1,1	12,9	88,8
66	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
67	2762,0	156,7	54,0	2	20,9	22,4	14,4	-68,7	14,2	231,8	-0,9	157,8	86,8
68	2802,5	246,2	58,9	1	N.D.	N.D.	251,6	-34,6	16,6	278,5	-1,2	259,1	88,7
69	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
70	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
71	2881,0	163,7	61,2	1	N.D.	N.D.	347,5	-69,9	15,7	190,0	-1,9	142,6	87,1
72	2910,0	140,5	62,1	1	N.D.	N.D.	2,9	-54,4	21,9	197,0	2,3	51,5	87,2
73	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
74	2990,0	344,2	56,3	3	5,1	246,5	296,6	24,3	14,8	329,5	1,2	215,0	87,1
75	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
76	3124,0	162,1	53,4	3	7,5	115,4	12,3	-73,2	11,8	186,9	-0,5	252,6	88,6
77	3203,5	155,9	59,3	3	2,8	815,7	1,3	-66,3	15,8	284,7	2,1	100,7	87,9
78	3276,0	157,1	59,1	3	7,9	104,4	0,8	-67,2	13,7	206,8	0,5	97,0	88,5
79	3332,0	160,1	57,6	2	6,0	268,3	1,8	-70,0	15,7	180,3	0,3	353,5	89,7
80	3374,5	338,3	47,5	2	7,6	171,6	288,3	30,5	15,8	286,5	2,4	98,6	87,5
81	3409,5	142,2	65,6	1	N.D.	N.D.	355,1	-54,1	22,1	225,7	-1,6	175,7	87,5
82	3438,5	164,3	51,3	2	2,3	1827,6	17,3	-75,5	19,0	241,9	5,8	35,3	83,5
83	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
84	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
85	3526,0	155,7	55,9	2	17,4	32,5	10,1	-67,4	16,5	257,7	9,1	128,9	75,7
86	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
87	3710,0	155,9	52,7	5	4,0	241,9	18,2	-68,4	12,9	329,6	3,1	110,0	85,9
88	3797,0	151,6	55,4	3	2,8	844,0	13,3	-64,4	13,0	212,8	2,1	34,9	87,9
89	3872,0	154,4	53,3	3	6,6	151,7	17,2	-67,0	13,3	315,6	1,3	112,9	88,6
90	3949,5	149,2	56,6	3	4,5	319,3	11,5	-62,2	13,3	260,0	10,4	125,1	75,4
91	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
92	4133,5	163,2	57,7	4	8,2	72,3	357,7	-72,0	10,6	244,2	-3,5	312,9	80,6
93	4266,0	143,0	58,4	5	2,0	933,2	9,6	-57,1	11,7	247,9	1,8	8,5	86,6
94	4404,0	148,2	56,5	4	9,5	54,6	12,1	-61,5	10,1	261,3	0,0	171,1	86,8

N: número de espécimes/subníveis; α_{95} and k: parâmetros estatísticos de Fisher (1953); PGV: pólo geomagnético virtual; P_{λ} e P_{ϕ} : longitude e latitude do PGV; K_z : susceptibilidade magnética volumétrica; D_{K1} , I_{K1} , D_{K3} , I_{K3} : declinação e inclinação, respectivamente, dos eixos máximo (K_1) e mínimo (K_3) do elipsóide do tensor de anisotropia; N.D.: dado não disponível.

Tabela A.4 – Resultados paleomagnéticos e de anisotropia de suscetibilidade magnética para a seção de ritmitos de Rio do Sul (49,58°W 27,17°S) - abordagem por subnível.

Sítio		Direção de magnetização		PGV		ASM				
Subnível	Altura Relativa	Declinação	Inclinação	P _λ	P _φ	K _Z	D _{K1}	I _{K1}	D _{K3}	I _{K3}
	(mm)	(°E)	(°)	(°E)	(°)	(CGS)	(°E)	(°)	(°E)	(°)
1	11,5	166,2	47,9	28,8	-77,7	11,3	273,2	1,2	154,5	87,6
2	34,5	169,8	53,3	0,7	-79,0	11,4	227,4	3,2	74,3	86,4
3	57,5	162,0	53,6	11,7	-73,1	13,0	249,4	1,6	96,4	88,2
4	82,3	166,9	45,9	36,8	-78,4	14,2	279,2	-1,5	274,1	88,5
5	108,8	159,8	50,1	23,7	-72,0	13,8	230,0	-0,8	161,0	87,7
6	135,5	169,5	39,1	66,1	-79,2	12,9	324,8	-3,7	292,6	85,7
7	162,5	143,3	63,6	358,9	-55,8	16,0	242,4	3,2	42,4	86,6
8	188,0	161,6	43,7	41,9	-73,4	13,7	342,3	2,3	134,3	87,4
9	212,0	181,4	61,6	306,6	-74,4	16,8	0,5	-2,0	343,7	87,9
10	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
11	278,5	136,8	71,2	345,5	-47,9	23,9	223,9	2,2	19,7	87,6

Tabela A.4 – Continuação

12	299,3	157,9	42,1	43,6	-69,9	13,0	273,0	-0,9	222,1	88,5
13	317,8	139,8	65,3	356,6	-52,8	21,0	278,8	0,0	188,8	46,0
14	339,5	155,0	66,9	344,3	-60,5	22,6	14,4	-0,2	85,5	89,3
15	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
16	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
17	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
18	439,0	146,0	70,7	342,5	-52,9	21,1	229,0	2,5	63,5	87,5
19	472,0	193,9	64,8	284,8	-67,6	19,4	264,2	-2,5	294,2	87,1
20	508,0	164,9	65,3	336,8	-66,6	17,1	291,2	-2,4	348,7	85,5
21	539,0	161,2	69,6	333,3	-60,3	22,2	31,0	2,4	146,9	84,5
22	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
23	588,5	178,4	69,9	312,5	-63,3	18,5	36,0	-0,6	67,9	89,3
24	611,5	162,7	65,1	340,1	-65,9	18,9	230,6	-0,3	294,6	89,3
25	634,0	170,8	50,3	12,4	-81,1	22,5	254,1	2,7	110,2	86,6
26	657,5	171,9	59,6	335,1	-75,1	18,0	235,4	1,3	99,6	88,1
27	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
28	715,0	170,7	63,4	330,7	-70,7	21,6	26,4	-1,8	48,4	88,1
29	754,5	165,7	64,2	337,8	-68,1	18,4	239,3	1,8	115,6	86,8
30	801,0	160,7	68,2	336,3	-61,8	15,4	278,4	50,7	262,6	-38,2
31	836,2	159,4	58,1	1,2	-69,3	13,0	358,6	-0,2	271,4	86,3
32	860,5	169,2	58,7	343,9	-74,8	11,9	4,3	-5,1	336,4	84,3
33	884,8	152,4	59,4	3,5	-63,8	12,6	284,0	-0,5	207,4	87,7
34	907,5	156,6	42,1	42,9	-68,8	12,4	17,2	-6,4	157,7	-81,7
35	928,5	157,3	65,2	345,9	-63,1	13,3	5,0	1,0	97,7	70,2
36	949,5	141,1	57,6	11,6	-55,7	11,1	46,1	11,1	150,4	51,7
37	972,5	165,6	59,6	348,6	-72,2	13,2	2,0	-2,0	24,7	87,9
38	997,5	157,2	54,4	13,1	-69,0	10,2	109,7	-7,8	270,4	-81,8
39	1022,5	160,7	56,5	4,3	-70,9	12,6	95,4	6,4	119,7	-82,9
40	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
41	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
42	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
43	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
44	1305,5	161,7	41,2	48,4	-73,1	12,5	265,5	-0,6	324,2	88,9
45	1334,5	169,1	65,4	330,3	-67,9	15,5	11,2	0,6	104,9	80,2
46	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
47	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
48	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
49	1495,0	127,2	59,3	9,7	-44,9	18,9	225,6	2,9	53,5	87,1
50	1524,3	136,6	77,0	333,7	-43,3	14,2	37,0	0,0	127,1	75,7
51	1546,8	188,6	60,0	285,3	-74,6	16,8	77,7	-2,6	329,6	-81,7
52	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
53	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
54	1620,0	217,5	61,9	258,1	-55,8	14,0	280,1	-1,6	218,4	86,7
55	1640,0	212,4	71,8	281,4	-52,6	13,6	240,3	3,4	23,3	85,8
56	1662,0	160,7	59,6	355,7	-69,3	16,5	50,0	-4,7	119,5	76,8
57	1686,0	156,9	51,5	20,9	-69,4	16,2	280,3	1,9	138,7	87,5
58	1711,8	149,9	54,4	16,1	-63,2	15,2	231,4	1,1	56,8	88,9
59	1739,3	170,8	63,4	330,5	-70,8	13,7	335,8	-0,4	276,5	89,2
60	1765,5	165,8	53,8	6,5	-75,9	16,7	34,9	1,1	146,5	87,1
61	1790,5	159,7	59,2	357,9	-68,9	12,6	243,8	-0,4	160,7	86,3
62	1817,3	147,2	69,1	345,2	-54,8	11,8	326,1	5,4	130,2	84,4
63	1845,8	154,9	60,2	359,8	-65,1	11,2	300,1	0,5	134,0	89,5
64	1870,5	100,6	54,7	11,4	-23,4	12,5	3,4	-1,2	301,2	87,5
65	1891,5	91,3	63,1	359,5	-19,6	11,4	277,6	-1,4	248,7	88,4
66	1912,5	111,5	58,7	9,2	-32,8	10,4	275,1	-1,9	328,1	86,9
67	1933,5	110,3	54,8	13,7	-31,1	11,2	12,8	-6,4	0,2	83,4
68	1956,8	162,6	49,0	26,2	-74,5	10,9	29,7	-1,6	344,9	87,7
69	1982,3	156,1	63,4	351,1	-63,9	11,8	34,6	-1,4	67,4	88,3
70	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
71	2060,0	164,3	61,1	346,9	-70,3	16,6	258,9	-1,2	320,3	87,4
72	2092,0	153,7	53,6	16,8	-66,4	11,3	246,9	3,1	18,3	85,3
73	2121,3	161,8	59,3	355,1	-70,2	13,3	335,7	9,5	138,4	80,0
74	2147,8	160,8	57,8	0,5	-70,4	12,0	24,2	1,1	180,4	88,8
75	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
76	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
77	2254,5	159,7	54,4	11,3	-71,0	5,3	268,2	4,1	117,4	85,4
78	2273,5	150,3	72,9	335,7	-52,5	20,1	26,0	-3,3	72,8	85,2
79	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
80	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
81	2349,5	150,6	67,0	347,5	-58,2	19,9	300,9	5,0	148,4	84,4
82	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
83	2403,5	321,6	58,6	280,7	14,5	17,1	288,9	5,3	128,6	84,3
84	2430,0	155,4	66,8	344,2	-60,8	22,4	261,2	6,3	94,4	83,5

Tabela A.4 – Continuação

85	2454,0	133,5	66,0	357,1	-48,4	17,1	241,4	0,2	348,3	89,3
86	2480,5	139,5	54,9	16,7	-54,7	21,5	247,5	3,5	101,1	85,8
87	2504,0	145,7	50,8	23,8	-59,9	15,6	308,4	3,3	141,2	86,7
88	2526,0	149,1	58,2	8,0	-61,7	12,7	351,3	1,8	133,4	87,7
89	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
90	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
91	2627,0	160,9	58,4	358,7	-70,1	16,0	110,5	-18,4	62,8	63,7
92	2647,0	157,4	59,1	0,5	-67,4	8,8	227,5	3,5	91,5	85,1
93	2667,0	162,4	57,0	0,9	-71,9	14,6	39,2	-11,4	46,6	78,5
94	2686,0	155,9	47,3	31,3	-68,7	14,2	357,5	-1,0	335,1	88,9
95	2704,0	152,1	62,0	357,6	-62,3	16,6	37,1	-1,4	52,5	88,5
96	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
97	2752,0	150,5	42,6	39,1	-63,4	11,0	41,0	1,3	164,8	87,6
98	2772,0	167,5	64,9	333,7	-68,0	17,4	128,1	-6,7	159,1	82,2
99	2802,5	246,2	58,9	251,6	-34,6	16,6	297,1	0,0	206,3	87,8
100	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
101	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
102	2881,0	163,7	61,2	347,5	-69,9	15,7	12,3	1,9	135,3	86,4
103	2910,0	140,5	62,1	2,9	-54,4	21,9	32,8	-2,4	52,1	87,4
104	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
105	2969,3	342,2	52,8	293,7	27,1	15,3	330,0	2,1	199,4	86,8
106	2990,0	351,9	56,1	303,2	25,7	14,8	328,6	-0,7	239,6	57,4
107	3010,7	338,1	59,6	292,9	19,4	14,1	326,2	0,2	56,8	71,1
108	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
109	3095,3	156,9	59,0	1,2	-67,1	14,9	358,2	9,1	157,9	80,4
110	3124,0	169,0	46,4	34,8	-80,2	8,1	277,9	3,7	47,2	84,2
111	3152,7	158,6	54,6	11,6	-70,1	12,4	271,5	-2,2	326,0	86,2
112	3179,2	156,3	60,1	358,9	-66,1	19,2	290,1	3,2	70,6	85,8
113	3203,5	152,4	56,8	9,7	-64,7	13,4	20,7	-4,4	336,4	83,9
114	3227,8	159,3	61,0	353,7	-67,5	14,7	248,1	-0,3	160,4	83,1
115	3252,0	156,8	66,9	342,7	-61,4	17,7	19,2	-0,3	101,9	87,6
116	3276,0	164,5	56,1	0,7	-73,8	10,3	29,7	1,1	133,0	85,2
117	3300,0	150,2	54,0	16,9	-63,5	13,1	39,2	0,9	162,8	88,3
118	3322,0	163,3	54,4	7,8	-73,8	14,8	323,5	7,7	162,8	81,9
119	3342,0	158,0	60,8	355,6	-66,8	16,6	314,2	-0,1	41,8	87,9
120	3363,3	333,4	44,7	282,6	30,7	12,4	16,8	-0,7	105,6	59,6
121	3385,8	343,7	50,0	294,3	30,0	19,1	39,7	-3,7	50,2	86,2
122	3409,5	142,2	65,6	355,1	-54,1	22,1	225,7	-1,6	175,7	87,5
123	3430,3	163,2	52,4	14,5	-74,4	16,0	243,4	6,4	34,1	82,6
124	3446,8	165,4	50,1	20,7	-76,7	21,9	329,0	1,6	87,5	86,7
125	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
126	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
127	3516,0	157,3	45,9	34,8	-69,8	16,4	38,6	1,6	140,2	82,3
128	3536,0	152,9	65,9	348,2	-60,3	16,6	351,3	10,8	125,6	74,7
129	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
130	3669,2	162,2	49,8	23,7	-74,1	17,4	335,6	0,9	149,7	89,1
131	3689,6	147,1	51,6	22,3	-61,1	8,9	2,9	3,8	137,0	84,5
132	3710,0	158,2	58,2	2,1	-68,4	11,3	346,5	3,2	212,2	85,4
133	3730,4	153,7	54,6	14,4	-66,2	11,0	247,2	-0,9	226,7	89,1
134	3750,8	158,1	48,8	27,7	-70,6	16,0	236,2	-5,6	257,4	83,9
135	3773,0	147,2	55,8	13,9	-60,8	14,7	252,9	0,6	140,0	88,3
136	3797,0	154,3	53,4	17,0	-66,9	11,1	227,9	3,2	91,0	85,7
137	3821,0	153,2	56,8	16,5	-66,0	13,3	248,0	2,7	83,2	87,2
138	3846,0	154,7	60,7	358,8	-64,7	14,4	313,2	3,7	113,8	86,0
139	3872,0	153,9	50,9	23,1	-66,9	10,9	258,5	7,8	70,0	82,1
140	3898,0	154,6	48,2	29,2	-67,6	14,7	357,5	0,7	208,3	89,2
141	3923,8	140,9	56,5	13,7	-55,7	13,7	78,5	-8,3	131,2	76,4
142	3949,5	149,3	56,6	11,5	-62,3	13,5	63,6	-6,5	112,9	80,1
143	3975,2	157,3	56,2	8,2	-68,6	12,6	89,2	-15,4	112,5	73,3
144	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
145	4086,6	171,1	57,3	343,0	-76,9	11,0	324,5	25,4	174,4	61,3
146	4117,9	169,6	61,6	336,2	-72,3	10,9	240,7	-1,8	329,0	43,5
147	4149,1	169,5	63,0	333,7	-70,8	9,9	61,0	11,7	297,6	69,4
148	4180,4	148	47,3	30,3	-61,8	10,7	231,2	1,0	322,3	47,9
149	4210,0	142,3	58,3	10,0	-56,6	11,8	342,5	-3,2	235,4	-79,1
150	4238,0	141,1	59,4	8,1	-55,4	11,2	43,7	-13,1	92,3	70,6
151	4266,0	137	58,6	10,4	-52,4	11,7	3,4	-1,2	79,2	85,2
152	4294,0	147,7	59,4	6,0	-60,4	10,9	249,5	3,0	25,4	85,8
153	4322,0	146,7	56,1	13,4	-60,4	13,0	6,6	-9,3	305,0	71,1

Tabela A.4 – Continuação

154	4353,0	133,5	63,5	1,9	-49,1	11,5	265,4	0,3	171,5	85,3
155	4387,0	142,5	64,8	356,7	-54,7	10,6	293,2	5,1	92,6	84,5
156	4421,0	153,6	45,6	34,6	-66,5	8,2	36,1	4,6	164,4	82,6
157	4455,0	156,3	51,0	22,3	-68,9	10,1	272,4	0,3	157,7	89,2

N: número de espécimes/subníveis; PGV: pólo geomagnético virtual; P_{λ} e P_{ϕ} : longitude e latitude do PGV; K_z : susceptibilidade magnética volumétrica; D_{K1} , I_{K1} , D_{K3} , I_{K3} : declinação e inclinação, respectivamente, dos eixos máximo (K_1) e mínimo (K_3) do elipsóide do tensor de anisotropia; N.D.: dado não disponível.