UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ALOFORMAÇÃO PARANAVAÍ: DEPÓSITOS COLUVIAIS QUATERNÁRIOS
DA BACIA HIDROGRÁFICA DO ALTO RIO PARANÁ (SP, PR E MS)**

ALETHÉA ERNANDES MARTINS SALLUN

Orientador: Prof. Dr. Kenitiro Suguio

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

SÃO PAULO

2007

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ALOFORMAÇÃO PARANAÍ: DEPÓSITOS COLUVIAIS DA BACIA
HIDROGRÁFICA DO ALTO RIO PARANÁ (SP, PR E MS)**

ALETHÉA ERNANDES MARTINS SALLUN

Orientador: Prof. Dr. Kenitiro Suguio

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Emérito Kenitiro Suguio

Examinadores:

SÃO PAULO
2007

À minha família
William, Cecília, Sérgio e Serginho

Agradecimentos

Gostaria de agradecer a todos aqueles que contribuíram de alguma forma, para realização deste trabalho.

Os agradecimentos mais sinceros ao Prof. Emérito Kenitiro Suguio, que sempre acreditou neste projeto, com extrema dedicação em todas as etapas de trabalho. Mais que um orientador, um grande amigo, que nestes anos de convívio me fez acreditar que é possível reunir honestidade e competência.

Ao Curso de Pós-Graduação do Instituto de Geociências (IGc-USP), especialmente ao Programa de Geologia Sedimentar, e ao Instituto Geológico (IG-SMA) por toda infraestrutura colocada à disposição.

Aos técnicos dos laboratórios do IG-USP que de diversas maneiras auxiliaram este trabalho, em especial ao Laboratório de Sedimentologia – Elaine; Laboratório de Petrografia Sedimentar – Bruna; Laboratório de Microscopia Eletrônica – Isaac; Laboratório de Difração de raios X –Flávio; Laboratório de Tratamento de Amostras – José Paulo; Laboratório de Química e ICP-AES – Paulo e Sandra. Também aos funcionários dos setores de laminação, gráfica, pós-graduação (Ana Paula e Magali) e aos motoristas Angelito e Antonio. Agradecimento especial ao Prof. Emérito José Moacyr Vianna Coutinho, pela identificação de minerais pesados.

À Secretaria da Agricultura do Governo do Estado de São Paulo, pelo apoio aos trabalhos de campo através do Núcleo de Engenharia (SP) e da Eng^a. Agr^a. Maria de Fátima Caetano Prado da regional agrícola de Marília (SP) da CATI. À American Drilling do Brasil Ltda, que disponibilizou equipamentos e funcionários, e a Brasbailer Indústria e Comércio de Produtos Plásticos Ltda., que desenvolveu liners específicos para esse trabalho.

Ao Prof. Dr. Paulo E. Oliveira, Prof. Dr. José Cândido Stevaux e Rosana Saraiva Fernandes pela amizade e apoio nos trabalhos de campo. Aos funcionários da Pedreira São Tomé em São Tomé (PR) e pedreiras da região de Naviraí (MS).

À FAPESP pela concessão de bolsa (Processo 03/01737-5) e pelo financiamento das pesquisas através da reserva técnica da bolsa e do auxílio à pesquisa concedido ao Prof. Dr. Kenitiro Suguio (Processo 03/09681-9). Ao CNPq pela concessão de Bolsa de Produtividade a Kenitiro Suguio (Processo 304718/2003-3) que financiou parte das pesquisas.

Aos amigos do Instituto de Geociências (IG-USP) e Instituto Geológico (IG-SMA) pela amizade e colaboração no desenvolvimento deste trabalho.

Um agradecimento muito especial aos meus pais e meu irmão, que sempre confiaram em meus ideais, e me ensinaram a acreditar que é possível realizá-los, além de me mostrarem que trabalho, perseverança e honestidade são as ferramentas para atingirmos nossas metas.

E mais que um agradecimento, dedico esta tese ao meu marido William. Sempre ao meu lado nos melhores e piores momentos, sua dedicação e paciência durante todas as etapas contribuíram para este trabalho. “Diante da vastidão do espaço e da imensidade do tempo, é uma alegria para mim partilhar um planeta e uma época com você”.

“pela ocorrência simultânea de quartizitos e gneisse graníticos característicos, o solo daquelas paragens, arenoso e estéril, revestido sobretudo nas épocas de seca, de vegetação escassa e deprimida, é, talvez mais do que a horda dos fanatizados sequazes de Antônio Conselheiro, o mais sério inimigo das forças republicanas (...) os rudes sertanejos identificados à própria aspereza do solo em que nasceram, educados numa rude escola de dificuldades e perigos (...) tem naturalmente toda a inconstância e toda a rudeza do meio em que se agitam”.

Os Sertões - Euclides da Cunha

RESUMO

SALLUN, A. E. M. Aloformação Paranaíba: depósitos coluviais quaternários da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná (SP, PR e MS). 2007. 179 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Depósitos pleistocênicos arenosos de origem coluvial são encontrados em diversas regiões do Brasil, nos estados de São Paulo, Paraná e Mato Grosso do Sul. Associados a distintos contextos geológicos, esses depósitos têm recebido diferentes denominações como Formação Paranaíba (SP, PR e MS), Formação Piquerobi (SP) e Formação Cachoeirinha (MS). Neste contexto, foi possível individualizar sob pontos de vista sedimentológico, geocronológico e estratigráfico os depósitos quaternários que ocorrem na Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná (SP, PR e MS) através da aloestratigrafia, propondo formalmente o Alogrupo Alto Rio Paraná, que é constituído de depósitos coluviais da Aloformação Paranaíba e depósitos fluviais da Aloformação Paraná. Os resultados obtidos indicam que o Alto Rio Paraná está ativo, no mínimo desde 1 Ma passados até os dias atuais, no afeiçoamento do relevo de formas construtiva (terraços) e destrutiva (dissecação). Esses registros geológicos testemunhariam importantes mudanças paleoclimáticas e/ou eventos neotectônicos, que modificaram os níveis de base e reafeçoaram o relevo. Os episódios de agração coluvial dos depósitos da Aloformação Paranaíba, instalados sobre superfícies peneplanizadas e afeioadas durante o Pleistoceno, são tentativamente correlacionáveis com mudanças paleoclimáticas de escala milenar mundialmente reconhecidas, principalmente nas transições entre os estágios de isótopos do oxigênio.

Palavras-chave: Quaternário; Aloformação Paranaíba; Alto Rio Paraná, depósitos coluviais

ABSTRACT

SALLUN, A. E. M. Aloformação Paranavaí: depósitos coluviais quaternários da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná (SP, PR e MS). 2007. 179 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Sandy Pleistocene deposits of colluvial origin are found in several regions of Brazil, within São Paulo, Paraná and Mato Grosso do Sul states. Associated to distinct geological contexts, these deposits are known by different names, like Paranavaí Formation (São Paulo, Paraná and Mato Grosso do Sul states), Piquerobi Formation (São Paulo State) and Cachoeirinha Formation (Mato Grosso do Sul State). In this context, it was possible to recognize from sedimentological, geochronological and stratigraphical viewpoints the Quaternary deposits occurring at Paraná River Upstream Hydrographic Basin (São Paulo, Paraná and Mato Grosso do Sul states), through the allostratigraphy, with formal proposition of the Alto Rio Paraná Allogroup, which is constituted by Paranavaí Alloformation colluvial deposits and Paraná Alloformation alluvial deposits. The obtained data indicated that Paraná River Upstream is active, at least from the past 1 My until today in shaping the relief by construction (terraces) and destruction (dissection) processes. These geological records would testify important palaeoclimatic changes and/or neotectonic events, that modified the baselevels and re-shaped the relief. The Paranavaí Alloformation deposits colluvial aggradation episodes, installed on peneplained surfaces shaped during the Pleistocene, are tentatively correlatable with worldwide known millennial scale palaeoclimatic changes, mostly between transitional phases of oxygen isotope stages.

Keywords: Quaternary; Paranavaí Alloformation; Upstream Paraná River, colluvial deposits

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	4
RESUMO.....	7
ABSTRACT	8
SUMÁRIO.....	9
1. INTRODUÇÃO	14
1.1 Localização da área de estudo	14
1.2 Objetivos.....	16
1.3 Justificativa.....	16
1.4 Forma de apresentação da tese	17
2. DATAÇÃO ABSOLUTA DE DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS BRASILEIROS POR LUMINESCÊNCIA	19
2.1 RESUMO	19
2.2 INTRODUÇÃO.....	19
2.3 MÉTODO DA LUMINESCÊNCIA.....	20
2.3.1 Paleodose.....	23
2.4 RAIOS CÔSMICOS.....	24
2.4.1 Valor teórico da radiação cósmica.....	25
2.4.2 Medida experimental da radiação cósmica.....	26
2.5 CONFIABILIDADE NA DATAÇÃO POR LUMINESCÊNCIA.....	27
2.5.1 Coleta de amostras.....	27
2.5.2 Exposição à radiação solar.....	28
2.5.3 Obtenção da luminescência	29
2.5.4 Mistura de grãos	30
2.5.5 Decaimento anômalo	31
2.6 DATAÇÕES POR LUMINESCÊNCIA NO BRASIL.....	32
2.7 CONCLUSÕES	34
2.8 REFERÊNCIAS	35
3. SEDIMENTOLOGIA DA ALOFORMAÇÃO PARANAVAÍ, BACIA HIDROGRÁFICA DO ALTO RIO PARANÁ (SP, PR e MS)	39
3.1 RESUMO	39
3.2 INTRODUÇÃO.....	40
3.3 CONTEXTO GEOLÓGICO	41
3.4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	44
3.5 RESULTADOS	46
3.5.1 Características granulométricas	46
3.5.2 Características mineralógicas	49
3.5.2.1 Minerais leves.....	51
3.5.2.2 Minerais pesados	53
3.5.2.3 Ferricretes	58
3.6 CONCLUSÕES	61
3.7 REFERÊNCIAS	62
4 DATAÇÃO ABSOLUTA POR LUMINESCÊNCIA DO ALOGRUPO ALTO RIO PARANÁ (SP, PR e MS).....	65
4.1 RESUMO.....	65
4.2 INTRODUÇÃO.....	65
4.3 CONTEXTO GEOLÓGICO	66
4.4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	68
4.5 ISÓTOPOS RADIOATIVOS NATURAIS.....	71
4.5.1 Aloformação Paranavaí	71
4.5.2 Aloformação Paraná	73
4.6 DATAÇÕES POR LUMINESCÊNCIA.....	76
4.6.1 Aloformação Paranavaí	76
4.6.2 Aloformação Paraná	79
4.7 CONCLUSÕES	80

4.8 REFERÊNCIAS	81
5 GEOPROCESSAMENTO PARA CARTOGRAFIA DO ALOGRUPO ALTO RIO PARANÁ (SP, PR e MS).....	83
5.1 RESUMO.....	83
5.2 INTRODUÇÃO	83
5.2.1 Contexto geológico.....	84
5.3 MATERIAIS E MÉTODOS	85
5.4 RESULTADOS	87
5.4.1 Hipsometria e Superfícies.....	89
5.4.2 Declividade de vertentes.....	92
5.4.3 Orientação de vertentes.....	93
5.4.4 Rugosidade do relevo	94
5.5 CONCLUSÕES	95
5.6 REFERÊNCIAS	97
6. PROPOSIÇÃO FORMAL DO ALOGRUPO ALTO RIO PARANÁ (SP, PR e MS)	100
6.1 RESUMO.....	100
6.2 INTRODUÇÃO	101
6.3 ALOESTRATIGRAFIA	102
6.4 CONTEXTO GEOLÓGICO	104
6.5 EVOLUÇÃO CENOZÓICA DO RELEVO	108
6.6 ALOGRUPO ALTO RIO PARANÁ.....	110
6.6.1 Aloformação Paranavaí	111
6.6.1.1 Fundamentação histórica	111
6.6.1.2 Seleção de nome	113
6.6.1.3 Descrição da unidade.....	113
6.6.2 Aloformação Paraná	115
6.6.2.1 Fundamentação histórica	115
6.6.2.2 Seleção de nome	120
6.6.2.3 Descrição da unidade.....	120
6.7 CONCLUSÕES	123
6.8 REFERÊNCIAS	125
7. DISCUSSÃO	132
7.1 MUDANÇAS PALEOCLIMÁTICAS	132
7.2 COLUVIAÇÃO X PALEOCLIMA	134
7.3 COLUVIAÇÃO NA BACIA HIDROGRÁFICA DO ALTO RIO PARANÁ	140
7.4 REFERÊNCIAS	141
8 CONCLUSÕES	144
ANEXOS	146
ANEXO 1: Mapa de pontos.....	147
ANEXO 2: Quadro de resumo dos afloramentos descritos em trabalhos de campo	148
ANEXO 3: Submissão dos artigos	152
ANEXO 4: Resultados das datações por Termoluminescência (TL) e Luminescência Opticamente Estimulada (LOE).....	157

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Situação geográfica da Bacia Hidrográfica da Prata, com a localização dos setores Alto, Médio, Baixo e o Delta do Rio Paraná na América do Sul	15
Figura 1.2 - Localização da área de estudo nos estados de São Paulo, Paraná e Mato Grosso do Sul com ênfase nas áreas de estudo em detalhe.....	15
Figura 2.1 - Modelo de bandas aplicado a um cristal	22
Figura 2.2 - Exemplos dos dados obtidos para colúvio da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná	24
Figura 2.3 - Efeito da latitude geomagnética, entre 0 a 55°, nas intensidades relativas de raios cósmicos em função da latitude (Prescott & Stephan 1982).....	25
Figura 2.4 - Os fatores F, J e H dependem das latitudes geomagnéticas (Prescott & Stephan 1982).....	25
Figura 2.5 - Medições de radiação cósmica realizadas em barco no Rio Paraná (A) e no Rio Piauí (B).....	26
Figura 2.6 - Exemplos de medidas pelo método de alíquotas múltiplas (MAR) de LOE apresentados por Bateman <i>et al.</i> (2006) em amostras de dunas fósseis típicas (A) e lineares de Tsodilo Hills (B), em Botswana (Thomas <i>et al.</i> 2003)	31
Figura 2.7 - Localidades no Brasil de datações por luminescência realizadas em sedimentos quaternários no Brasil. Unidades quaternárias de acordo com Bizzi <i>et al.</i> (2001)	34
Figura 3.1 - Situação geográfica e geológica simplificada da área de estudo	41
Figura 3.2 - Mapa geológico do embasamento da Aloformação Paranavaí na área de estudo (modificado de BATEZELLI, 1998; FERNANDES, 1998; FERNANDES & COIMBRA, 1996; BIZZI <i>et al.</i> , 2001; MINEROPAR, 2001; DEL'ARCO <i>et al.</i> , 1982) e localização dos pontos de descrição geológica e amostragem.....	42
Figura 3.3 - Aspectos de detalhe do contato da Aloformação Paranavaí (II) e arenitos da Superseqüência Bauru (I), por camada ondulada de linha-de-pedra com seixos quartzosos e fragmentos de ferricrete.....	43
Figura 3.4 - Dados obtidos para distribuição total dos sedimentos da Aloformação Paranavaí.....	47
Figura 3.5 - Método gráfico de SAHU (1964), para as diversas unidades estudadas, e comparação com estudos anteriores e fotomicrografias de texturas superficiais identificadas em minerais leves, nas distribuições areia fina e muito fina, obtidas por MEV.	50
Figura 3.6 - Fotomicrografias de minerais pesados transparentes não-micáceos de areias fina e muito fina, de depósitos da Aloformação Paranavaí.	57
Figura 3.7 - Dados obtidos para os ferricretes estudados	60
Figura 4.1 - Situação geográfica da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná, localização da área de estudo onde foram realizadas datações por luminescência por TATUMI <i>et al.</i> (2006)	66
Figura 4.2 - Mapa geológico da área de ocorrência do Alogrupo Alto Rio Paraná (modificado de BATEZELLI 1998, FERNANDES 1998, FERNANDES & COIMBRA 1996, BIZZI <i>et al.</i> 2001, MINEROPAR 2001, DEL'ARCO <i>et al.</i> 1982, SALLUN <i>et al.</i> 2007b).....	67
Figura 4.3 - Mapa da área de estudo com os pontos de coleta de amostras para datação por TL e LOE.....	69
Figura 4.4 - Coleta de amostras para datação por TL e LOE.....	70
Figura 4.5 - Distribuição dos dados de isótopos radioativos de ^{232}Th e $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ em ppm (partes por milhão) e ^{40}K em % (porcentagem) nas amostras analisadas da Aloformação Paranavaí.....	74
Figura 4.6 - Distribuição dos dados de isótopos radioativos de ^{232}Th e $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ em ppm (partes por milhão) e ^{40}K em % (porcentagem) nas amostras analisadas da Aloformação Paraná.	75
Figura 4.7 - Exemplos de curvas de calibração de grãos de quartzo pelo método da regeneração total, à temperatura em torno de 375°C, de amostras da Aloformação Paranavaí.....	78
Figura 5.1 - Situação geográfica da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná.....	84
Figura 5.2 - Imagem SRTM de porção sul, sudeste e centro-oeste do Brasil, com a delimitação da área de ocorrência do Alogrupo Alto Rio Paraná e perfis topográficos com a identificação de superfícies propostas por KING (1956), BIGARELLA & ANDRADE (1965) e JUSTUS (1985).....	88
Figura 5.3 - Mapas gerados a partir dos dados de imagens de radar (SRTM, 2006), na área de ocorrência do Alogrupo Alto Rio Paraná, com detalhes de áreas que apresentam a diferença entre terrenos com depósitos espessos da Aloformação Paranavaí e arenitos da Superseqüência Bauru.....	90
Figura 5.4 - Histograma da distribuição da altitude na área de ocorrência do Alogrupo Alto Rio Paraná.....	91
Figura 5.5 - Colinas amplas que ocorrem no Estado de Mato Grosso do Sul, na estrada entre Bataguassu e Campo Grande, que apresentam espessas coberturas colúvias da Aloformação Paranavaí.....	91
Figura 5.6 - Morro testemunho de topo aplainado com até 600 m de altitude, que representa o Pediplano Pd1 de BIGARELLA & ANDRADE (1965) (Morro do Diabo em Teodoro Sampaio, SP).....	91

Figura 5.7 - Superfície correspondente ao Pediplano Pd2 de BIGARELLA & ANDRADE (1965), no bairro Carandá Bosque, em Campo Grande (MS), dissecada por enorme voçoroca, que recentemente foi transformada em um parque.....	92
Figura 5.8 - Histograma de distribuição de declividades de vertentes na área de ocorrência do Alogrupo Alto Rio Paraná.....	93
Figura 5.9 - Histograma da distribuição de orientações das vertentes na área ocupada pelo Alogrupo Alto Rio Paraná.....	94
Figura 5.10 - Histograma de distribuição da rugosidade na área ocupada pelo Alogrupo Alto Rio Paraná	95
Figura 5.11 - Mapa de ocorrência do Alogrupo Alto Rio Paraná e suas unidades aloestratigráficas mapeáveis, sendo a ocorrência das superseqüências Bauru e Gondwana III baseada em BATEZELLI (1998), FERNANDES (1998), FERNANDES & COIMBRA (1996), BIZZI <i>et al.</i> (2001), MINEROPAR (2001) e DEL'ARCO <i>et al.</i> (1982).....	97
Figura 6.1 - Situação geográfica da Bacia Hidrográfica da Prata, com a localização dos setores Alto, Médio, Baixo e Delta do Rio Paraná na América do Sul (modificado de Tucci e Clarke, 1998)	102
Figura 6.2 - Exemplo de classificação aloestratigráfica de depósitos fluviais e lacustres em um gráben (modificado de N.A.C.S.N., 1983, 2005).....	103
Figura 6.3 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com distribuição temporal das diversas unidades de seu registro estratigráfico (Milani e Ramos, 1998) e principais alinhamentos estruturais da Bacia do Paraná na área de estudo (Riccomini, 1997; Fúlfaro e Perinotto, 1994a).....	105
Figura 6.4 - Esquema de relações espaciais existentes entre as diversas superfícies degradacionais e agradacionais	109
Figura 6.5 - Representação esquemática de estratótipos do Alogrupo Alto Rio Paraná.	116
Figura 6.6 - Localização dos estratótipos-de-unidade compostos das aloformações Paranavaí e Paraná definidos na Figura 6.5 (I a VIII).....	117
Figura 6.7 - Proposta de classificação aloestratigráfica para os depósitos coluviais e aluviais quaternários da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná reunidos no Alogrupo Alto Rio Paraná.....	123
Figura 6.8 - Bloco-diagrama esquemático, que mostra as prováveis relações laterais entre as unidades do Alogrupo Alto Rio Paraná na margem direita do Alto Rio Paraná (modificado de Stevaux <i>et al.</i> , 2004).....	124
Figura 6.9 - Mapa geológico da área de ocorrência do Alogrupo Alto Rio Paraná com localização da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná - BHARP (modificado de Batezelli, 1998; Bizzi <i>et al.</i> , 2001; Del'Arco <i>et al.</i> , 1982; Fernandes, 1998; Fernandes e Coimbra, 1996; MINEROPAR, 2001; Sallun, Suguio e Sallun Filho, 2007)	125
Figura 7.1 - Importâncias relativas dos principais agentes de controle (clima, tectônica e eustasia), que comandam os fenômenos de erosão e/ou sedimentação (Shanley & McCabe 1994)	133
Figura 7.2 - Comparação entre as idades obtidas por TL/LOE ($\times 10^3$ anos A.P.) e os respectivos erros analíticos em depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí e diversos registros paleoclimáticos representativos).....	136
Figura 7.3 - Comparação entre as idades obtidas por TL/LOE ($\times 10^3$ anos A.P.) e os respectivos erros analíticos em depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí e registros de isótopos $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (‰) indicadores de variações de paleotemperaturas e idades por $^{230}\text{U}/^{238}\text{Th}$, obtidos em espeleotemas da Gruta Botuverá (27°13'24"S/49°09'20"W - SC) por Cruz Jr. <i>et al.</i> (2005).....	137
Figura 7.4 - Comparação entre as idades obtidas por TL/LOE ($\times 10^3$ anos A.P.) e os respectivos erros analíticos em depósitos aluviais da Aloformação Paraná e diversos registros paleoclimáticos representativos.....	138
Figura 7.5 - Comparação entre as idades obtidas por TL/LOE ($\times 10^3$ anos A.P.) e os respectivos erros analíticos em depósitos aluviais da Aloformação Paraná e registros de isótopos $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (‰) indicadores de variações de paleotemperaturas e idades por $^{230}\text{U}/^{238}\text{Th}$, obtidos em espeleotemas da Gruta Botuverá (27°13'24"S/49°09'20"W - SC) por Cruz Jr. <i>et al.</i> (2005).....	139
Figura 7.6 - (a) Gráfico de probabilidade cumulativa comparativa das idades obtidas por TL/LOE ($\times 10^3$ anos A.P.) em depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí, e (b) curva de variações de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) à partir da composição dos dados obtidos em testemunhos submarinos profundos do Oceano Pacífico Oriental (Petit <i>et al.</i> 1999) – sondagens V19-30 (3S/83W) (Shackleton & Pisias 1985), ODP-677 (1°12'N/83°44'W) (Shackleton <i>et al.</i> 1990) e ODP-846 (3°05'42"S/90°49'06"W) (Shackleton <i>et al.</i> 1995) com indicação em números aos estádios glaciais (abaixo) e interglaciais (acima) baseado em Bassinot <i>et al.</i> (1994). As barras verticais em cinza enfatizam épocas de intensificação de processos de coluviação.....	140
Figura 7.7 - Esquema adaptado de Bigarella & Mazuchowski (1985) das relações espaciais existentes na BHARP entre as diversas superfícies degradacionais e agradacionais identificadas por King (1956), Bigarella & Andrade (1965), Soares & Landim (1976), Justus (1985) e Barthelness (1960), com indicação das idades obtidas neste estudo e por Riccomini <i>et al.</i> (2004)	142

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 - Coordenadas geográficas dos locais de medida, áreas das medidas do espectro da radiação- γ , tempos de medida e doses obtidas	27
Tabela 2.2 - Exemplos brasileiros de trabalhos, que empregam a luminescência em materiais geológicos, para datação de depósitos quaternários.....	33
Tabela 3.1 - Resumo dos dados granulométricos obtidos em amostras Aloformação Paranavaí.....	48
Tabela 3.2 - Teores máximos/mínimos da massa total (%) de minerais leves (ml) e pesados (mp), além dos pesados magnéticos (mpm) dentre os pesados, para areias fina e muito fina na Aloformação Paranavaí, sobrejacentes às formações Serra Geral (SSG), Santo Anastácio (SSA), Adamantina (SA) e Caiuá (SFC).	51
Tabela 3.3 - Teores da massa total (%) de minerais leves (ml) e pesados (mp), além dos pesados magnéticos (mpm) dentre os pesados, para areia fina e muito fina na Aloformação Paranavaí (B) e rochas sedimentares alteradas da Supersequência Bauru ou Formação Serra Geral (A), que ocorrem na mesma localidade.....	51
Tabela 3.4 - Teor de minerais leves em areias fina e muito fina na Aloformação Paranavaí (B) e rochas sedimentares alteradas da Supersequência Bauru ou Formação Serra Geral (A), que ocorrem na mesma localidade (Qz- quartzo e Fd- feldspato).....	52
Tabela 3.5 - Microtexturas superficiais observadas em grãos de quartzo, nas distribuições areias fina e muito fina da Aloformação Paranavaí (B) e rochas sedimentares da Supersequência Bauru, que ocorrem na mesma localidade	53
Tabela 3.6 - Frequências percentuais relativas de minerais pesados transparentes não-micáceos em areias muito finas da Aloformação Paranavaí (B) e rochas sedimentares da Supersequência Bauru ou Formação Serra Geral alterada (A), que ocorrem na mesma localidade	54
Tabela 3.7 - Resultados de análises químicas de amostras de ferricretes em teores de óxidos, em porcentagem (%) (LD- Limite de detecção).	59
Tabela 3.8 - Resultados de análises químicas de amostras de ferricretes em concentração de elemento-traço, em partes por milhão (ppm) (LD- Limite de detecção).	61
Tabela 3.9 - Idades obtidas ($\times 10^3$ anos A.P.) a partir de datações por Termoluminescência (TL) e Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) de amostras sobrepostas a ferricretes na Aloformação Paranavaí (P = paleodose, * = idade mínima), sendo que as amostras 20 e 123 apresentaram idades confiáveis somente por TL (SALLUN & SUGUIO 2007).	61
Tabela 4.1 - Concentrações naturais de tório (^{232}Th) e urânio ($^{235}\text{U} + ^{238}\text{U}$) em ppm (partes por milhão) e de potássio (^{40}K) em % (porcentagem) em amostras da Aloformação Paranavaí.....	72
Tabela 4.2 - Concentrações naturais de tório (^{232}Th) e urânio ($^{235}\text{U} + ^{238}\text{U}$) em ppm (partes por milhão) e de potássio (^{40}K) em % (porcentagem) em amostras da Aloformação Paraná.....	73
Tabela 4.3 - Idades absolutas em $\times 10^3$ anos A.P. obtidas por métodos TL e LOE em amostras da Formação Paranavaí da área de estudo (P = paleodose e Da = dose anual).....	77
Tabela 4.4 - Idades mínima e máxima em $\times 10^3$ anos A.P. obtidas por LOE em amostras da Aloformação Paranavaí da área de estudo (P = paleodose e Da = dose anual) que não tiveram o sinal de luminescência “zerado” durante sua deposição, além da diferença mínima entre as idades por LOE e TL.....	79
Tabela 4.5 - Idades obtidas ($\times 10^3$ anos A.P.) das datações por TL e LOE de amostras da Aloformação Paraná da área de estudo (P = paleodose).....	79

LISTA DE QUADROS

Quadro 2.1: Métodos utilizados para datação de material quaternário baseados em danos causados por radiação (modificado de Geyh & Schleicher 1990)	21
--	----

1. INTRODUÇÃO

Depósitos cenozóicos arenosos de origem coluvial podem ser encontrados em diversas localidades, nos estados de São Paulo, Paraná e Mato Grosso do Sul. Esses depósitos estão associados a distintos contextos geológicos, e têm recebido diferentes denominações como Formação Paranavaí (SP, PR e MS), Formação Piqueroibi (SP) e Formação Cachoeirinha (MS).

Estratigraficamente esses depósitos cenozóicos situam-se principalmente sobre as rochas cretácicas do Grupo Bauru e da Formação Serra Geral, sob forma discordante, constituindo corpos descontínuos com idade quaternária. Poucos trabalhos versaram sobre estes depósitos e os mapeamentos realizados não conduziram ao reconhecimento das correlações estratigráficas entre essas ocorrências. Recebem diferentes denominações e interpretações e são referidos como solos ou como formações superficiais em algumas regiões e, deste modo, necessitavam de estudos sedimentológicos e estratigráficos e eventualmente paleontológicos mais detalhados.

Desta forma, esses depósitos foram estudados, principalmente sob pontos de vista sedimentológico, geocronológico e estratigráfico, nas áreas descritas anteriormente como de ocorrência das formações Paranavaí, Piqueroibi e Cachoeirinha nos estados do São Paulo, Paraná e Mato Grosso do Sul, em um setor do Planalto Central do Paraná, na Bacia Hidrográfica do Alto Paraná.

1.1 Localização da área de estudo

A área de estudo localiza-se na Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná (Figura 1.1), nas regiões sudeste, sul e centro-oeste do Brasil. Apresenta forma retangular e dispõe-se na direção NW-SE, alongada perpendicularmente ao eixo do Rio Paraná e com superfície aproximada de 200.000 km², entre as cidades de Andradina (SP) e Campo Grande (MS), distantes cerca de 360 km, e Maringá (PR) (Figura 1.2). É cortada por diversas rodovias pavimentadas e estradas secundárias que possibilitando fácil deslocamento na região (Anexos 1 e 2).

Com base em trabalhos de campo, de reconhecimento preliminar, foram definidas as seguintes áreas de estudo em detalhe, por apresentarem maior quantidade de afloramentos e por terem sido descritas na literatura as seguintes unidades:

- 1) Formação Piqueroibi em Pontal do Paranapanema (SP);
- 2) Formação Paranavaí em Paranavaí (PR); e
- 3) Formação Cachoeirinha em Campo Grande (MS).

1.2 Objetivos

O estudo proposto tem como objetivo principal a caracterização sedimentológica e a datação dos depósitos coluviais quaternários que ocorrem na área de estudo. Além disso, pretende-se comparar as diversas denominações e descrições existentes a respeito dos depósitos coluviais (formações Piquerobi, Cachoeirinha e Paranavaí) para propor, se possível, denominação como única unidade aloestratigráfica. Espera-se, ao final do estudo, obter muito mais informações que as existentes sobre esta unidade, relacionadas:

- às formas de ocorrência e as distribuições geográficas dos depósitos , que vinham sendo interpretadas como coluviais e/ou eluviais;
- às idades geológicas desses depósitos por métodos físicos;
- à caracterização sedimentológica para identificar a proveniência desses depósitos; e
- à evolução geológica cenozóica da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná (BHARP).

1.3 Justificativa

Os estudos geológicos sobre os depósitos cenozóicos de origem coluvial, na área de estudo, são escassos e preliminares e, portanto, não conduzem à compreensão dos seus papéis na evolução geológica cenozóica.

Entretanto, esses depósitos testemunham certamente importantes eventos geológicos ocorridos nessa região do país. As descrições e interpretações muito vagas e/ou desconstruídas precisam ser mais detalhadas, para se tentar elucidar melhor a história geológica da área de estudo.

Os dados de depósitos aluviais foram incluídos neste estudo, de forma a complementar o entendimento da evolução quaternária, uma vez que existe íntima correlação entre os depósitos coluviais e os aluviais e, portanto, não podem ser excluídos na análise estratigráfica.

Além da justificativa técnico-científica, é importante enfatizar os fatos de que esses depósitos constituem importantes substratos agrícola e urbano da área de estudo e, além disso, são muito suscetíveis à erosão com desenvolvimento de freqüentes voçorocas, com prejuízos materiais consideráveis, tanto em áreas rurais (Paranavaí, PR) como urbanas (Campo Grande, MS).

1.4 Forma de apresentação da tese

Esta tese é apresentada em artigos científicos que substituem o corpo principal do texto, complementados por itens de “trabalhos prévios”, “materiais e métodos”, “resultados”, “discussão e conclusões”, além das “referências” que acompanham cada artigo e, portanto, não segue a apresentação tradicional.

No final desta tese estão enumeradas as principais conclusões obtidas neste estudo, que reúnem as informações contidas em cada artigo científico submetido. Os artigos científicos foram submetidos à publicação em revistas indexadas e arbitradas, em âmbito nacional, por tratar-se de assunto de abrangência regional e também pela nova proposta de uma unidade estratigráfica, que deve ser apresentada preferencialmente em revista nacional com ampla distribuição. As cartas de submissão de cada artigo estão apresentadas no Anexo 3.

Muitas vezes os artigos apresentam informações repetitivas, como em “introdução”, “geologia regional” e “localização da área de estudo”, que podem tornar a leitura cansativa, quando apresentados conjuntamente, como nesta tese. Porém são tópicos necessários ao entendimento do tema quando da leitura de cada artigo e a sua ausência prejudicaria o conteúdo. A ordem de apresentação dos artigos nesta tese não é cronológica para evitar repetições de informações contidas em trabalhos anteriores. A unidade estratigráfica estudada é denominada de Aloformação Paranaíba em todos os artigos apresentados, embora a proposta da unidade propriamente dita, esteja apresentada no último artigo, uma vez que não teria sentido designá-la de forma diferente.

Os artigos submetidos à publicação, aqui considerados, são os seguintes:

Artigo 1: Trata-se de artigo introdutório desta tese, que versa sobre a revisão bibliográfica, as metodologias existentes e novos dados obtidos no desenvolvimento deste estudo, em relação ao método mais indicado e medições de radiação cósmica. A datação absoluta por luminescência constitui a principal ferramenta utilizada nesta tese para o entendimento dos depósitos sedimentares estudados.

Sallun A.E.M., Suguio K., Tatumi S.H., Yee M. 2007. *Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência*. Revista Brasileira de Geociências, submetido.

Artigo 2: Trata-se de artigo com dados obtidos por análise sedimentológica dos depósitos estudados e suas possíveis correlações com a área-fonte.

Sallun A.E.M., Suguio K., Azevedo Sobrinho J.M. 2007. *Sedimentologia da Aloformação Paranavaí, Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná (SP, PR e MS)*. Pesquisas em Geociências, submetido.

Artigo 3: Trata-se de artigo com dados obtidos através da datação absoluta por luminescência e as possíveis correlações entre os depósitos sedimentares estudados. Os gráficos obtidos pela datação por luminescência estão apresentados no Anexo 4.

Sallun A.E.M. & Suguio K. 2007. *Datação absoluta da Aloformação Paranavaí (SP, PR e MS) por luminescência*. Revista do Instituto Geológico, submetido.

Artigo 4: Trata-se de artigo que caracteriza cartograficamente as ocorrências dos depósitos sedimentares estudados, denominados de Alogrupo Alto Rio Paraná.

Sallun A.E.M., Suguio K., Sallun Filho W. 2007. *Geoprocessamento para caracterização do Alogrupo Alto Rio Paraná*. Revista Brasileira de Cartografia, submetido.

Artigo 5: Trata-se de artigo com a proposição formal dos depósitos sedimentares estudados, como uma unidade aloestratigráfica, que reúne todos os resultados e conclusões obtidos nos artigos supracitados.

Sallun A.E.M., Suguio K., Stevaux J.C. 2007. *Proposição formal do Alogrupo Alto Rio Paraná (SP, PR e MS)*. Geologia USP - Série Científica.

2. DATAÇÃO ABSOLUTA DE DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS BRASILEIROS POR LUMINESCÊNCIA

Artigo submetido à Revista Brasileira de Geociências

Alethéa Ernandes Martins SALLUN^{1,2}, Kenitiro SUGUIO^{2,3}, Sonia H. TATUMI⁴, Marcio YEE^{4,5}, Janaina SANTOS⁶, Alcina Magnólia Franca BARRETO⁶

¹ Instituto Geológico, Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, Avenida Miguel Stéfano, 3900 - 04301-903, São Paulo, SP, alethea@igeologico.sp.gov.br

² Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562 - 05508-080, São Paulo, SP, kenitirosuguiio@hotmail.com

³ Centro de Pós-Graduação, Pesquisa e Extensão (CEPPE), Universidade Guarulhos (UnG), Rua Dr. Nilo Peçanha, 81 (Prédio U – 6º andar) - 07023-070, Guarulhos, SP

⁴ Faculdade de Tecnologia de São Paulo, Praça Cel. Fernando Prestes, 30 - 01124-060 - São Paulo, SP, tatumi@fatecsp.br

⁵ Departamento de Engenharia Metalúrgica e de Materiais, Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, Avenida Professor Mello Moraes, 2463, 05508-900, São Paulo, SP, marcioyee@usp.br

⁶ Departamento de Geologia - CTG, Universidade Federal de Pernambuco, Avenida Acadêmico Hélio Ramos s/n, 50740-530, Recife, PE, janainasc@gmail.com, alcina@ufpe.br

2.1 RESUMO

As datações absolutas por luminescência de cristais são utilizadas com sucesso em depósitos quaternários por vários pesquisadores de diferentes países. Porém, no Brasil esses métodos são ainda pouco utilizados e mesmo desacreditados por alguns grupos de pesquisa. Os métodos de datação por luminescência são baseados na teoria da interação das radiações ionizantes com a matéria, no caso com os cristais. São aqui apresentados, pela primeira vez, dados de radiação cósmica incidente por espectroscopia- γ , medidos no Brasil, que são informações importantes usadas na determinação de idades obtidas por esses métodos. Neste trabalho apresenta-se de forma objetiva a metodologia e interpretação de idades obtidas por luminescência com o objetivo de difundir a utilidade dessas análises.

Palavras-chave: datações por luminescência, radiação cósmica, depósitos quaternários, Brasil

2.2 INTRODUÇÃO

Com o avanço tecnológico mais acelerado, iniciado no fim do século XIX, surgiram vários métodos para determinação de idades absolutas. Embora a datação absoluta forneça resultado quantitativo aparentemente simples o pesquisador deve, antes de iniciar qualquer interpretação, procurar analisar de forma criteriosa o significado da idade indicada pelo material utilizado.

Atualmente existem mais de 40 métodos aplicáveis na datação de diversos tipos de materiais associados a eventos do Quaternário e dentre eles tem-se os baseados em danos causados por radiação em materiais geológicos (Quadro 2.1). Esses danos estão relacionados à mudança de algumas propriedades físicas de sólidos não-condutores (alguns minerais) decorrentes da interação com partículas α e β , radiação- γ e raios cósmicos. Parte desses “danos” ou “defeitos” é reversível, mas outra parte é mais estável e aumenta linearmente com o tempo de exposição à radiação e pode ser empregada na datação de eventos geológicos.

As datações absolutas por luminescência de minerais constituem os únicos métodos geocronológicos de determinação da ocorrência de eventos geológicos, que podem ser relacionados às idades de deposição de sedimentos (Duller 2004), que permitem o estudo de amostras sem restos orgânicos. Estes métodos têm demonstrado grande potencialidade na datação de depósitos quaternários, pois alcançam idades muito mais antigas (até cerca de 10^6 anos) que o método do radiocarbono e, portanto, compreende parte importante do Quaternário. A partir da Termoluminescência (TL, em inglês Thermoluminescence = TL), Luminescência Opticamente Estimulada (LOE, em inglês Optically Stimulated Luminescence = OSL) e Luminescência Estimulada por Raios Infravermelhos (LERI, em inglês Infrared Stimulated Luminescence= IRSL) podem ser estabelecidas cronologias absolutas de depósitos quaternários (continentais e marinhos), que testemunharam importantes eventos geológicos e suas gêneses podem ser desvendadas a partir de outros métodos quantitativos.

Os primeiros trabalhos com datação por luminescência surgiram no século passado pelo método TL, que envolveram cerâmica arqueológica na década de 50 (Grögler *et al.* 1958), e por LOE na década de 80 (Huntley 1985). A aplicação na determinação de idade de depósitos sedimentares iniciou-se mais intensamente na década de 80 (Wintle & Huntley 1980).

Numerosos artigos descrevem detalhadamente as metodologias para preparação e datação, dos tipos e origens dos cristais (Wintle 1997). Com os avanços tecnológicos das últimas décadas, novos métodos e descobertas aumentaram a confiabilidade das idades obtidas por luminescência (Duller 2004). Os minerais usados na datação são comumente quartzo e feldspato, e possivelmente zircão, vidro vulcânico, carbonato e fluorapatita (Bailiff 1976, Ugumori & Ikeya 1980, Berger & Huntley 1983, Aitken 1985 e 1998, Wintle 1997) e olivina (Takada *et al.* 2006).

2.3 MÉTODO DA LUMINESCÊNCIA

A luminescência é uma propriedade física de materiais cristalinos ou vítreos, previamente submetidos a radiações ionizantes (raios cósmicos e isótopos radioativos), de emitir luz em resposta a algum estímulo externo, como por aquecimento até determinadas temperaturas

(Termoluminescência - TL), por estímulo óptico (Luminescência Opticamente Estimulada – LOE ou Luminescência Estimulada por Raios Infravermelhos - LERI), por pressão (Triboluminescência), por reações químicas (Quimioluminescência), por radiação eletromagnética (Radioluminescência) ou por radiação ionizante (Fotoluminescência) (Lian & Roberts 2006).

Métodos	Materiais utilizáveis
Termoluminescência (TL)	Cerâmica arqueológica, cinza de fogueira, material lítico queimado, fósseis, vidro, carbonato, falha geológica, areia quartzosa e lava vulcânica
Traço de fissão (TF)	Minerais (apatita, biotita, epidoto, esfero, muscovita e zircão), vidro vulcânico e madeira silicificada.
Ressonância Paramagnética Eletrônica (RPE)	Espeleotema (carbonato secundário), quartzo, sílex, gipsita, conchas de moluscos marinhos e ossos.
Traço de Recolhimento de Partícula- α	Minerais (mica) e ossos
Exo-elétrons (EETE)	Ossos
Corrente Termicamente Estimulada (CTE)	Basalto
Luminescência Estimulada por Raios Infravermelhos (LERI)	Feldspato
Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)	Partículas minerais sedimentares expostas à luz solar por poucos minutos

Quadro 2.1 – Métodos utilizados para datação de material quaternário baseados em danos causados por radiação (modificado de Geyh & Schleicher 1990).

Os métodos de datação por TL, LOE e LERI são baseados na interação das radiações com a matéria, e fundamentam-se no fato de que as idades dos materiais a serem datados podem ser calculadas pelas medidas das concentrações de defeitos induzidos nos materiais por radiações ionizantes do ambiente deposicional (Shelkopyas & Morozov 1965; *in* Prescott & Robertson 1997).

Materiais geológicos e arqueológicos compostos de minerais (calcita, fluorita e quartzo) e fragmentos de cerâmica, respectivamente, recebem radiações ionizantes (partículas α e β e radiação γ) provenientes de raios cósmicos e da desintegração de isótopos radioativos naturais como U^{235} , U^{238} , Th^{232} e K^{40} e seus filhos radioativos, que se encontram no seu interior ou nas vizinhanças. A radiação cósmica influi na intensidade da luminescência que, em geral, é constante perto do Equador mas, como as partículas componentes dos raios cósmicos são atraídas pelo campo geomagnético da Terra, a intensidade torna-se maior nos pólos.

Parte desta radiação provoca ionização por efeito fotoelétrico, efeito Compton e por produção de pares. Quando um cristal iônico sofre ação de radiações ionizantes, pequena parte da energia é usada para produzir defeitos pontuais ou vários tipos de centros, que resultam em aprisionamento de elétrons e lacunas (cargas positivas) em defeitos localizados na banda proibida de energia (BP –

em inglês bandgap - BG) no interior de sua rede cristalina (Figura 2.1), e originam estados metaestáveis criados por defeitos e impurezas.

Figura 2.1- Modelo de bandas aplicado a um cristal: (A) processo de ionização do cristal, com a liberação de cargas (elétrons e lacunas) da Banda de Valência (BV) para a Banda Proibida (BP); (B) formação dos níveis metaestáveis na BP (nível T representa elétron aprisionado e nível L representa uma lacuna aprisionada); (C) aquecimento do cristal que provoca liberação de elétron e posterior recombinação do elétron com uma lacuna em L com a liberação de luz TL; (D) estimulação do cristal com luz que provoca a liberação do elétron e posterior recombinação do elétron com uma lacuna em L com a liberação de luz LOE.

Quando o mineral é aquecido termicamente ou estimulado opticamente, os elétrons aprisionados são liberados e podem recombinar-se com buracos e emitem luminescência. O número desses centros, dentro de certos limites, cresce proporcionalmente à dose de radiação incidente e ao tempo de irradiação. Assim, quando se mede a luz emitida por esses centros é possível, por exemplo, determinar quando um mineral se cristalizou ou quando um sedimento foi exposto à luz solar pela última vez durante período mínimo de 6-8 horas (TL) e alguns minutos (LOE e LERI) segundo Aitken (1985) ou sofreram aquecimento superior a 100 °C (Aitken 1998). Os métodos de datação por TL, LOE e LERI permitem obter idades desde poucas dezenas de anos até cerca de 1,5 Ma anos, conforme as características das amostras e das sensibilidades dos equipamentos de medida de

luminescência. Em geral, idades maiores que 800.000 anos são obtidas somente em grãos de quartzo colocados em ambientes com baixos níveis de radiação ambiental (Huntley *et al.* 1993a,b).

As idades das amostras são calculadas segundo a equação (1), onde: I = idade (anos); P = paleodose (Gy), que corresponde à energia total absorvida pelo cristal pela incidência de radiações ionizantes; DA_γ , DA_β e $DA_{r.c.}$ = doses anuais (Gy/ano) relativas às radiações- γ , partículas- β e aos raios cósmicos, respectivamente.

$$I = \frac{P}{DA_\gamma + DA_\beta + DA_{r.c.}} \quad (1)$$

2.3.1 Paleodose (P)

Existem várias formas para se determinar os valores de paleodoses, mas o método mais utilizado é o da regeneração total. Por este método, a amostra é inicialmente submetida a tratamentos químicos, que variam de acordo com o mineral a ser analisado. São utilizados ácidos fluorídrico (HF) e clorídrico (HCl) para remoção de matéria orgânica, óxidos e hidróxidos de ferro e carbonatos (Mejdahl 1979) e politungstato de sódio (SPT em inglês) para separar apenas os grãos de quartzo dos minerais pesados e feldspatos. A seguir a amostra é separada em aproximadamente seis partes e uma é submetida à leitura de luminescência para obtenção da luminescência natural, e as outras partes recebem tratamento térmico a 480°C por 15 minutos, para eliminar toda a TL ou são expostas à luz solar por cerca de 16 horas para LOE. Em seguida, as amostras são irradiadas para receber doses conhecidas de radiações ionizantes e finalmente são medidas as razões TL/LOE (Figura 2.2A). Medidas adicionais podem ser realizadas com LERI para identificar contaminação com feldspato em análises de quartzo.

Com esses resultados é obtida uma curva de calibração para cada amostra, plotando as intensidades de luminescência em função da dose e fixando-se uma temperatura (Figura 2.2B). Para o cálculo da idade é obtido o valor de P, pela intersecção da curva de calibração com a linha que representa a luminescência natural, e das doses anuais (Das), através da determinação dos teores de U^{235}/U^{238} , Th^{232} , K^{40} por espectroscopia- γ da própria amostra, utilizando-se detectores de germânio ou de NaI(Tl).

Figura 2.2 - Exemplos dos dados obtidos para colúvio da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná: (A) Curvas de emissão de TL de grãos de quartzo em amostra natural submetida a doses diferentes; (B) Curva de calibração de grãos de quartzo pelo método da regeneração total, à temperatura em torno de 375°C.

2.4 RAIOS CÓSMICOS

Os raios cósmicos primários originam-se fora do Sistema Solar e são predominantemente compostos por prótons com mistura de núcleos com grande massa atômica. A energia média é de alguns GeV e a intensidade do espectro decai rapidamente à medida que a energia aumenta. O campo geomagnético é suficiente para interferir nas partículas de baixa energia e, desta forma, a intensidade de raios cósmicos que atingem o topo da atmosfera é maior perto dos pólos. O fluxo de raios cósmicos depende do campo geomagnético e também da atmosfera.

Partículas com energias menores que 2,2 GeV não conseguem penetrar e atingir o nível do mar, devido à densidade da atmosfera. Isto significa que quando se move para os pólos, saindo do Equador, a radiação cósmica aumenta com a latitude até chegar a um valor constante nos pólos. Em relação à longitude a variação é pequena (em torno de 7%), pois o momento magnético não coincide com o eixo do *spin* da Terra. As intensidades relativas dos raios cósmicos (Figura 2.3) aumentam de aproximadamente 6,5% até 40° , permanecendo praticamente constante para latitudes maiores (Prescott & Stephan 1982).

Após penetrar na atmosfera os raios cósmicos interagem com as moléculas do ar atmosférico, provocam ionizações em cadeia e produzem prótons, múons (μ), nêutrons e outras partículas nucleares. Os raios cósmicos que chegam à superfície da Terra são divididos em duas componentes: as radiações de baixa energia compostas, na sua maioria, por elétrons que são absorvidos após penetrarem cerca de 0,5 m no solo, e as radiações de alta energia que consistem predominantemente de múons.

Os depósitos sedimentares recebem radiações ionizantes à partir de raios cósmicos, da desintegração de isótopos radioativos naturais, e a exatidão desses valores são de extrema importância para se obter valores mais confiáveis, já que as idades de amostras obtidas por luminescência são inversamente proporcionais à dose da radiação cósmica incidente no local.

Figura 2.3 - Efeito da latitude geomagnética, entre 0 a 55°, nas intensidades relativas de raios cósmicos em função da latitude (Prescott & Stephan 1982).

2.4.1 Valor Teórico da Radiação Cósmica

As intensidades das radiações cósmicas podem ser calculadas teoricamente a partir da altura, latitude e tipo de rocha. A idade da amostra é calculada segundo a equação abaixo (2), onde: K = a partir da densidade da rocha (mrad/ano); F, J e H são constantes que dependem do valor da latitude geomagnética do local de medida e podem ser determinadas através da Figura 2.4 e h = altitude.

$$I = K \left[F + J \exp\left(\frac{h}{H}\right) \right] \quad (2)$$

Figura 2.4 – Os fatores F, J e H dependem das latitudes geomagnéticas (Prescott & Stephan 1982).

2.4.2 Medida Experimental da Radiação Cósmica

A primeira dosimetria *in situ* de radiação cósmica por espectrometria- γ , para datação de sedimentos no Brasil, foi realizada no Rio Paraná no reservatório da Usina Hidrelétrica Engenheiro Sérgio Motta (UHESM - Porto Primavera) em Presidente Epitácio (SP) em fevereiro de 2005 (Sallun *et al.* 2006). O local escolhido para as medidas foi a porção relativamente mais profunda do reservatório, com lâmina d'água de 9 - 10 m, para evitar a possível interferência de radiações provenientes de isótopos radioativos do solo (U^{235} , U^{238} , Th^{232} e K^{40}) nas medidas. Foram obtidos dados em três pontos distintos (Tabela 2.1), sendo dois pontos em barco sobre o Rio Paraná (Figura 2.5A) e um ponto para controle, em terraço da margem esquerda do Rio Paraná.

Figura 2.5 - Medições de radiação cósmica realizadas em barco no Rio Paraná (A) e no Rio Piauí (B).

Recentemente foi realizada uma segunda dosimetria *in situ* de radiação cósmica por espectrometria- γ no reservatório Petrônio Portela, açude construído no leito do Rio Piauí, em São Raimundo Nonato (PI) em julho de 2006. O local escolhido para as medidas foi a porção relativamente mais profunda do reservatório, com lâmina d'água de aproximadamente 20 m. Foram obtidos dados em quatro pontos distintos (Tabela 2.1), sendo dois pontos em barco sobre o Rio Piauí (Figura 2.5B) e dois pontos para controle, em dois sítios arqueológicos da Serra da Capivara (abrigo arenítico da Toca do Sítio do Meio e a caverna calcária da Toca de Cima dos Pilão).

Coordenadas geográficas	Início de medida (horas)	Tempo de contagem (segundos)	DA _{r.c.} (μGy/ano)	DA _{solo} (μGy/ano)
Rio Paraná (SP)				
21°44'31''S/52°06'58,6''W	08:05	5.400,79	175,29	-
21°45'10''S/52°05'49,5''W	11:30	5.402,16	221,61 *	46,32
21°44'53''S/52°06'30,1''W	14:16	5.400,74	173,15	-
Rio Piauí (PI)				
09°00'6,8''S/42°26'11,9''W	11:33	14.662,64	210,44	-
09°00'6,8''S/42°26'11,9''W	9:20	9.939,84	189,92	-
08°49'44,6''S/42°32'40,1''W	14:29	3.602,88	-	2.180,80 ^{*1}
08°51'50,9''S/42°33'23,9''W	16:20	3.604,46	-	3.077,90 ^{*2}

Tabela 2.1 - Coordenadas geográficas dos locais de medida, tempos de medida e doses obtidas (DA_{r.c.} = dose anual proveniente de raios cósmicos, DA_{solo} = dose anual proveniente do solo, * medidas efetuadas no solo, ¹ Toca do Sítio do Meio e ² Toca de Cima dos Pilão).

As radiações cósmicas médias experimentais foram de 174,22 μGy/ano e 200,18 μGy/ano, enquanto que as radiações cósmicas médias teóricas, calculadas pela equação 2, foram de 209,85 μGy/ano e 250 μGy/ano nas regiões dos rios Paraná e Piauí, respectivamente.

Os valores obtidos nos sítios arqueológicos são muito superiores aos obtidos no Rio Piauí, devido à contribuição maior da rocha das paredes das cavidades. A diferença obtida entre as medidas realizadas nas cavidades provavelmente está relacionada aos tipos distintos de composição da rocha formadora, arenítica e calcária.

A diferença entre a média experimental e teórica de cerca de 16% para as regiões do Rio Paraná e Rio Piauí introduziriam erros proporcionais nas idades obtidas por luminescência. Esse fato mostra a necessidade de novas medidas de radiação cósmica, em outras regiões do Brasil, para que as idades determinadas por luminescência sejam mais precisas e confiáveis. As causas destas diferenças estão também ligadas a variáveis, tais como, época do ano, clima, hora e dia, que não são consideradas no cálculo teórico, mas interferem na medida experimental.

2.5 CONFIABILIDADE NA DATAÇÃO POR LUMINESCÊNCIA

Os significados das idades obtidas por luminescência devem ser analisados com cuidado pelos pesquisadores. As composições química e mineralógica e a origem dos sedimentos podem interferir na confiabilidade dos resultados obtidos.

2.5.1 Coleta de amostras

Antes da coleta de amostras o estado de preservação do sedimento deve ser investigado, de modo que a idade obtida esteja ligada à deposição. Depois, devem ser definidos os níveis de coleta de

amostras e escavada uma trincheira rasa (alguns centímetros de profundidade) para remoção da parte superficial, que poderia estar contaminado com material caído de cima. O nível mais superficial de coleta deve situar-se, no mínimo, 0,5 a 1 m de profundidade para tentar evitar materiais de exposição recente aos raios solares, bem como horizontes bioturbados por animais (zoorturbações) e plantas (fitoturbações). As amostras devem ser coletadas em tubos opacos (geralmente de PVC ou de alumínio), de cerca de 30 cm de comprimento por 5 cm de diâmetro.

Os tubos devem ser introduzidos horizontalmente em níveis de coleta por percussão com marreta ou em subsuperfície ser utilizada sondagem mecanizada, que permita recuperação de testemunhos. Logo após a retirada, as extremidades dos tubos devem ser fechadas para evitar a exposição à luz solar e enviados imediatamente ao laboratório, antes da perda de umidade.

As coletas em sacos plásticos pretos podem facilitar a contaminação, que aumentará o erro nas idades dos sedimentos, por exposição à radiação solar ou pela perda de umidade. No laboratório os tubos são abertos e desprezados os sedimentos das duas extremidades, que podem ter sido expostas aos raios solares.

2.5.2 Exposição à radiação solar

As idades de sedimentos quaternários, obtidas por luminescência, representam o tempo decorrido após a última exposição dos grãos à luz solar, desde que ela tenha sido suficiente para eliminação da luminescência adquirida previamente. Porém, é difícil saber se as idades correspondem a luminescência posterior à última deposição, exceto em amostras de depósitos com idades conhecidas por outros métodos de datação absoluta. São quatro os processos que podem “zerar” as idades de grãos de quartzo, pela eliminação total do sinal prévio de luminescência: formação de novo mineral por cristalização a partir do magma ou por processos bioquímicos, submissão do cristal à pressão, aquecimento de cristal até 200 a 500 °C ou exposição do cristal à luz solar (Duller 2004).

Em geral, a intensidade do sinal de luminescência aumenta proporcionalmente ao aumento da intensidade de radiação. Entretanto, as relações entre as doses de exposição e as intensidades de luminescência não são lineares, pois os sinais crescem assintoticamente até um nível máximo e, portanto, cada amostra requer calibração independente.

A presença de minerais, nas formas de inclusões ou nas superfícies de grãos analisados por luminescência, pode afetar a idade obtida (De Corte *et al.* 2006). Grãos minerais naturais podem exibir películas superficiais de óxidos e hidróxidos de ferro ou manganês e argilominerais, que podem obliterar parcialmente a passagem de luz solar (Murray & Olley 2002). A presença de

minerais acessórios (óxidos de ferro, titânio e zircônio), bem como de inclusões em grãos de quartzo, principalmente com concentração de U e Th, pode fornecer idades superestimadas.

Mesmo durante o transporte eólico de grãos minerais ocorre atenuação de exposição à luz solar, mas os carreados por transporte subaquoso são mais problemáticos (Wintle & Huntley 1982, Berger & Busacca 1995, Olley *et al.* 1996), pois o efeito da luz incidente é praticamente neutralizado no primeiro metro de lâmina d'água (Oliver 1990).

O intenso intemperismo químico, que promove a dissolução de minerais primários e a formação de minerais secundários de granulação fina, seguido de sua migração vertical e acumulação em níveis inferiores, pode afetar os valores das doses de radiação (Aitken 1998, Wagner 1998). Durante a evolução de um perfil de alteração por intemperismo, o surgimento de poros e o seu preenchimento por argilominerais pode causar mudanças na concentração de elementos radioativos (Jeong *et al.* 2006). O intemperismo é também capaz de produzir defeitos em cristais de quartzo e a idade determinada poderia corresponder a do último intemperismo intenso, sem posterior exposição à luz solar (Aitken 1985). Porém, os efeitos de exposição à radiação solar sobrepujam os do intemperismo e, portanto, as curvas de crescimento correspondem à intensidade de luz solar recebida.

Estudos de Porat *et al.* (2006) indicam que o mecanismo de fluidificação de sedimentos, com conseqüente injeção de diques clásticos durante atividades sísmicas, pode “zerar” o sinal de luminescência de minerais. Em região submetida à atividade tectônica, com eventual reativação de falhas, pode ocorrer aumento de temperatura que poderá eliminar a luminescência previamente adquirida.

Em minerais com inclusões fluídas, os aumentos de temperaturas podem interferir nos resultados de TL, pois podem ocorrer trocas de elementos-traço entre as fases líquida e sólida, que interfeririam nos resultados das análises (Miallier *et al.* 2001).

2.5.3 Obtenção da Luminescência

As leituras de luminescência de amostras podem ser feitas por dois métodos distintos: de alíquota múltipla (em inglês multiple aliquot regenerative-dose = MAR) e de alíquota única (em inglês single aliquot regenerative-dose = SAR), segundo Murray & Wintle (2000) e Wintle & Murray (2006). O mais utilizado é o método MAR, onde as medições são feitas em cerca de 20 a 40 grãos minerais, nos quais são aplicadas diferentes doses de radiação em laboratório e os resultados permitem delinear uma “curva de crescimento”, que representa a resposta da luminescência do material à radiação (Li & Wintle 1992). Porém, esses grãos podem ter sido expostos heterogeneamente à luz solar e, portanto, alguns grãos podem ter sido “zerados” e outros não. Não

há um consenso sobre como deve ser feita a normalização das medidas obtidas em grãos e a idade aparente representaria o valor médio de luminescência de todos os grãos. Como grãos “não-zerados” estariam misturados com “zerados” a média sempre tende a ser maior, que a idade de última exposição solar. Pelo método SAR muitas medidas de luminescência são feitas sobre grãos individuais de única amostra, que permitiria diminuir o erro nas medidas e identificar se o sinal de luminescência foi completamente “zerado” em todos os grãos minerais.

Devido ao maior tempo necessário nas medidas pelo método SAR que, portanto, é mais caro o método MAR é o mais utilizado, principalmente quando se quer fazer mais de uma estimativa para cada amostra. Os ruídos introduzidos nas medidas podem ser identificados e analisados a partir da “curva de crescimento”, após executar duas a três medidas para cada dose. Por exemplo, quando os dados obtidos pelo método MAR estão muito dispersos, devem ser realizadas medidas pelo método SAR para aumentar a confiabilidade nas idades medidas. Algumas análises pelo método SAR também podem ser feitas em conjuntos de amostras submetidos ao método MAR, mesmo que as “curvas de crescimento” sejam de boa qualidade, de modo a aumentar confiabilidade nos dados obtidos.

Importantes informações paleoambientais têm sido obtidas pelo uso simultâneo dos métodos MAR e SAR nas mesmas amostras. A dispersão dos sinais de luminescência indica que o sedimento não foi completamente exposto à luz solar, isto é, teria ocorrido deposição rápida (Srivastava *et al.* 2006) ou a concentração de finos em suspensão na lâmina d’água teria sido alta, causando aumento de turbidez (Gemmell 1994, Rhodes & Pownall 1994).

2.5.4 Mistura de grãos

Após a sedimentação os depósitos quaternários freqüentemente podem ser mais ou menos facilmente retrabalhados, pois geralmente são inconsolidados. As bioturbações, tanto fitoturbações como zooturbações, podem causar exumação, bem como revolvimento e mistura de materiais de diferentes profundidades (Hole 1981). O uso de várias técnicas de medidas de luminescência constitui uma estratégia para reconhecer a possível existência de bioturbação em sedimentos, quando faltam evidências físicas detectáveis em campo. Se for encontrada luminescência anômala em determinada amostra, poderia ser sugestiva de perturbação pós-deposicional dos sedimentos (Figura 2.6). A bioturbação pode expor grãos minerais na superfície e “zerar” a luminescência e, portanto, causar inversão de idade nos depósitos (Li 1994, Bateman *et al.* 2003, Bateman *et al.* 2006).

Figura 2.6 – Exemplos de medidas pelo método de alíquotas múltiplas (MAR) de LOE apresentados por Bateman *et al.* (2006) em amostras de dunas fósseis típicas (A) e lineares de Tsodilo Hills (B), em Botswana (Thomas *et al.* 2003).

As idades obtidas por luminescência, em grãos de horizontes bioturbados, podem determinar o momento de formação de paleo-horizontes pedológicos, que atualmente podem estar soterrados (Goble *et al.* 2004).

2.5.5 Decaimento anômalo

No método da TL, como a idade é baseada em alguns grãos minerais, pode ser subestimada segundo Wallinga *et al.* (2001), pela existência do fenômeno denominado de “decaimento anômalo” (em inglês = anomalous fading). Este fenômeno é devido ao rápido decaimento nos picos dos sinais de luminescência em temperatura ambiente, contrariamente à estabilidade admitida pelos modelos cinéticos para TL (Tsirliganis *et al.* 2006). Este fato é verificado principalmente em feldspatos de origem ígnea, mas também foi observado em quartzo vulcânico de magmas básicos, em biotita (Li & Yin 2006), em flogopita (Barcena *et al.* 1999) e em fluorapatita (Tsirliganis *et al.* 2006). Este fenômeno ocorre devido ao “Efeito Túnel” da teoria de Mecânica Quântica, onde um elétron tem probabilidade não-nula de sair da armadilha (poço de potencial), mesmo sem adquirir muita energia para vencer o potencial.

Existem vários modelos empregados na interpretação deste fenômeno (Chen & McKeever 1997, Botter-Jensen *et al.* 2003), porém não ocorre aumento de confiabilidade nas análises. Alguns autores propuseram métodos para determinar identificar a idade correta, em minerais que exibem

esse fenômeno, pela medida da taxa de decaimento (Huntley & Lamothe 2001) e pelo uso de variação da taxa de decaimento medida em diferentes grãos da amostra, para se chegar à idade esperada em grãos sem anomalia (Lamothe & Auclair 1999 e 2000). Para datação pelo feldspato é utilizada então a LERI (Luminescência Estimulada por Raios Infravermelho), que vem fornecendo resultados mais confiáveis.

2.6 DATAÇÕES POR LUMINESCÊNCIA NO BRASIL

No Brasil a datação por TL foi aplicada, pela primeira vez, em urnas funerárias indígenas por Szmuk & Watanabe (1971). Ikeya *et al.* (1984), Tatumi *et al.* (1989) e Tatumi (1994) dataram vários espeleotemas provenientes de cavernas do Vale do Ribeira (SP). Poupeau *et al.* (1984) e Watanabe *et al.* (1997), dataram depósitos eólicos e praias. Dillenburg (1994) datou depósitos lagunares e Barreto (1996) datou areias quartzosas de dunas eólicas inativas do médio Rio São Francisco (BA). No século atual, o emprego deste método de datação intensificou-se no Brasil (Tabela 2.2 e Figura 2.7), porém de forma ainda modesta, quando comparada aos Estados Unidos, Austrália e China.

No Brasil as datações são rotineiramente realizadas somente no LVD (Laboratório de Vidros e Datação) da FATEC-SP (Faculdade de Tecnologia de São Paulo), sob coordenação da Profa. Dra. Sônia Hatsue Tatumi, e no IF (Instituto de Física) da USP (Universidade de São Paulo) realizadas pelo Prof. Dr. Shigueo Watanabe.

No LVD da FATEC-SP é utilizado o aparelho denominado Automated Systems, Model 1100-series Daybreak Nuclear Instruments Inc., com taxa de aquecimento de 10°C/s. Segundo o protocolo desenvolvido neste laboratório, os sedimentos quaternários são peneirados para separar grãos com diâmetros entre 88-180 µm (areias muito fina a fina), que são submetidos a tratamento químico específico, conforme o tipo de mineral a ser analisado. Para grãos de quartzo são usados ácidos fluorídrico (HF) e clorídrico (HCl) concentrados, para dissolução da porção superficial do grãos e contribuição na redução das doses de β e α . Cerca de 40 mg de grãos são enviados para o IPEN-CNEN (Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares – Comissão Nacional de Energia Nuclear) para irradiação com ^{60}Co . A dose acumulada (P) é obtida através do Método de Regeneração Total e os valores das doses anuais (DA) são calculados à partir das concentrações de ^{40}K , ^{232}Th , ^{238}U e ^{235}U medidas por espectroscopia- γ .

Tipo de depósito	Área de estudo	Método usado	Mineral usado	Idades obtidas $\times 10^3$ anos A.P.	Referência
coluvial	Marília e Presidente Prudente (SP)	TL LOE	quartzo	935 a 9	Tatumi <i>et al.</i> (2006) Sallun <i>et al.</i> (2007a)
coluvial e aluvial	Serra da Capivara (PI)	TL LOE	quartzo feldspato	3,3 a 400	Santos <i>et al.</i> (2005)
aluvial	Alto Rio Paraná (SP, PR e PR)	TL LOE	quartzo	1,5 a 240	Stevaux (1993 e 2000) Sallun <i>et al.</i> (2007b)
eólico	Rio São Francisco (BA)	TL	quartzo	0,9 a 28	Barreto <i>et al.</i> (2002a)
marinho	Juréia (SP)	TL LOE	quartzo feldspato	10,3 a 0,317	Bentz (2004)
marinho	Ilha Comprida (SP)	TL	quartzo	84,8 a 15,9	Suguio <i>et al.</i> (2003)
marinho	Ilha Comprida (SP)	TL	quartzo	14 a 62	Giannini <i>et al.</i> (2003)
eólico e aluvial	Amazônia	TL	quartzo	32,6 a 7,8	Carneiro Filho <i>et al.</i> (2002)
marinho	Natal e Macau (RN)	TL LOE	quartzo feldspato	215 a 110	Barreto <i>et al.</i> (2002b)
eólico	RN	TL LOE	quartzo	390 ao presente	Barreto <i>et al.</i> (2004)
coluvial aluvial	SP, MG e RJ	LOE	feldspato	6,5 a 97,2	Tatumi <i>et al.</i> (2003a)
eólico e marinho	PB	TL LOE	quartzo	3,2 a 229	Tatumi <i>et al.</i> (2003b)
coluvial e aluvial	Queluz (SP)	LOE	feldspato	33 a 0,65	Arruda (2004)
aluvial	Candelária (RS)	TL	quartzo	60	Fett Júnior & Oliveira (2005)
marinho	Paranaguá (PR)	TL	quartzo	122 a 5,845	Barreto <i>et al.</i> (1999)
eólico	Cauípe e Pecém (CE)	TL	quartzo	2,3 a 1	Maia <i>et al.</i> (1999)
coluvial	Itabaiana e Pilar (PB)	TL LOE	quartzo	224,5 a 22	Côrrea <i>et al.</i> 2005
lagunar	Tramandaí (RS)	TL	quartzo	12,6 a 7,4	Dillenburg (1994)
marinho e eólico	Cidreira e Torres (RS)	TL	quartzo	237 a 2,567	Poupeau <i>et al.</i> (1984 e 1988)
marinho	Cananéia (SP)	TL	quartzo	17 a 110,22	Watanabe <i>et al.</i> (1997)

Tabela 2.2 – Exemplos brasileiros de trabalhos, que empregam a luminescência em materiais geológicos, para datação de depósitos quaternários.

Figura 2.7 – Localidades no Brasil de datações por luminescência realizadas em sedimentos quaternários no Brasil. Unidades quaternárias de acordo com Bizzi *et al.* (2001).

2.7 CONCLUSÕES

As idades obtidas por luminescência de cristais em sedimentos são mundialmente aceitas no meio científico nos dias atuais. Porém, esses métodos ainda são pouco empregados no Brasil pela falta de informações sobre a sua aplicabilidade. Porém, tanto pelo alcance (pelo menos 1 Ma) como pelo baixo custo e pela possibilidade de uso de diferentes minerais, constitui uma importante ferramenta na datação do Período Quaternário, principalmente em sedimentos desprovidos de matéria orgânica.

Os depósitos quaternários apresentam grande potencial para aplicação do método de datação por luminescência, que conduzirá à melhor reconstituição cronológica dos eventos ocorridos. Adicionalmente, para obter maior precisão nas idades por luminescência, devem ser realizadas

novas medidas de radiação cósmica em diversas regiões do Brasil, pois as realizadas em Presidente Epitácio (SP) e em São Raimundo Nonato (PI) apresentam diferenças em relação aos valores teóricos calculados e, deste modo, interferem nas idades das amostras.

2.8 REFERÊNCIAS

- Aitken M. J. 1985. *Thermoluminescence dating*. Academic, London, 359 pp.
- Aitken M.J. 1998. *An introduction to optical dating*. Oxford University Press, London, 230 pp.
- Arruda E.M. 2004. Caracterização dos ambientes deposicionais na Bacia do Ribeirão Entupido, Complexo Alcalino de Passa Quatro, Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, , 174 p.
- Barcena J.L., Urbina M., Rowlands A.P., Beneitez P., Millan A., Calderon T. 1999. Basic thermoluminescence properties of micas: muscovite, sericite and phlogopite. *Radiat. Prot. Dosim.*, **84**:289-292.
- Barreto A.M.F. 1996. *Interpretação paleoambiental do sistema de dunas fixadas do médio Rio São Francisco, Bahia*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 174 p.
- Bailiff I.K. 1976. Use of phototransfer for the anomalous fading of thermoluminescence. *Nature* **264**:531–533.
- Barreto A.M.F., Angulo R.J., Tatumi S.H., Watanabe S., Ayta W.E.F. 1999. Datações por termoluminescência (TL) de sedimentos da planície costeira de Paranaguá, Estado do Paraná. In: ABEQUA, Cong. Bras. Ass. Bras. Est. Quat., VII, *Boletim de Resumos*, CD-ROM.
- Barreto A.M.F., Suguio K., De Oliveira P.E., Tatumi S.H. 2002a. Campo de dunas inativas do médio Rio São Francisco - Marcante registro de ambiente desértico do Quaternário Brasileiro. In: Schobbenhaus C. (ed.) *Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil*. SIGEP-DNPM-CPRM, pp.: 223-231.
- Barreto A.M.F., Bezerra F.H.R., Suguio K., Tatumi S.H., Yee M., Paiva R.P., Munita C.S. 2002b. Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **179**:57-69.
- Barreto A.M.F., Suguio K., Bezerra F.H.R., Tatumi S.H., Yee M., Giannini P.C. 2004. Geologia e geomorfologia do Quaternário Costeiro do Estado do Rio Grande do Norte. *Geol. USP Sér. Cient.*, **4**:1-12.
- Bateman M.D., Frederick C.D., Jaiswal M.K., Singhvi A.K. 2003. Investigations into the potential effects of pedoturbation on luminescence dating. *Quat. Sci. Rev.*, **22**:1169–1176.
- Bateman M.D., Boulter C.H., Carr A.S., Frederick C.D., Peter D., Wilder M. 2006. Preserving the palaeoenvironmental record in drylands: bioturbation and its significance for luminescence-derived chronologies. *Sed. Geol.*, **in press** (doi:10.1016/j.sedgeo.2006.07.003).
- Bentz D. 2004. *Os cordões litorâneos da planície de Una-Jurêia, municípios de Peruíbe e Iguape, SP*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 108 p.
- Berger G.W. & Huntley D.J. 1983. Dating volcanic ash by thermoluminescence. *PACT*, **9**:581–592.
- Berger G.W. & Busacca A.J. 1995. Thermoluminescence dating of late Pleistocene loess and tephra from eastern Washington and southern Oregon and implications for the eruptive history of Mount St. Helens. *Jour. Geoph. Res.*, **100(B11)**:22361–22374.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Baars F.J., Delgado I. M., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Santos J.O.S. 2001. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG e mapas na escala 1:2.500.000*. Brasília, CPRM, 4 CD-ROM.

- Botter-Jensen L., McKeever S.W.S., Wintle A. 2003. *Optically Stimulated Luminescence Dosimetry*. Elsevier Books, Amsterdam, 355 pp.
- Carneiro Filho A., Schwartz D., Tatumi S.H., Rosique T. 2002. Amazonian paleodunes provide evidence for drier climate phases during the Late Pleistocene-Holocene. *Quat. Res.*, **58**:205-209.
- Chen R. & McKeever S.W.S. 1997. *Theory of Thermoluminescence and Related Phenomena*. World Scientific, Singapore, 454 pp.
- Corrêa A.C.B., Barreto A.M.F., Bezerra, F.H.R., Neves B.B.B., Suguio K. 2005. Análise geomorfológica e sedimentológica do Graben de Cariatá, PB. In: ABEQUA, Cong. Bras. Ass. Bras. Est. Quat., X, *Boletim de Resumos*, CD-ROM.
- De Corte F., Vandenberghe D., Buylaert J.-P., Van den Haute P., Kucera J. 2006. Relative and k_0 -standardized INAA to assess the internal (Th, U) radiation dose rate in the “quartz coarse-grain protocol” for OSL dating of sediments: Unexpected observations. *Nuc. Instr. Meth. Phys. Res.*, **in press** (doi:10.1016/j.nima.2006.04.009).
- Dillenburg S.R. 1994. A laguna de Tramandaí: Evolução geológica e aplicação do método geocronológico da termoluminescência na datação de depósitos sedimentares lagunares. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 142 p.
- Duller G.A.T. 2004. Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances. *Jour. Quat. Sci.*, **19**:183–192.
- Fett Júnior N. & Oliveira M.A.T. de. 2005. Depósitos quaternários de planície de inundação no curso médio do Rio Pardo, Candelária, Rio Grande do Sul. In: ABEQUA, Cong. Bras. Ass. Bras. Est. Quat., X, *Boletim de Resumos*, CD-ROM
- Gemmell A.M.D. 1994. Environmental controls on the TL age of modern zero-age proglacial outwash sediments. *Quat. Geoch.*, **13**:485–489.
- Geyh M.A. & Schleicher H. 1990. *Absolute age determination*. Springer-Verlag, Berlin, 503 pp.
- Giannini P.C.F., Guedes C.C.F., Assine M.L., Angulo R.J., Souza M.C., Pessenda L.C.R., Tatumi S.H. 2003. Variação transversal e longitudinal de propriedades sedimentológicas nos cordões litorâneos da ilha Comprida, litoral sul paulista. In: ABEQUA, Cong. Bras. Ass. Bras. Est. Quat., IX, *Boletim de Resumos*, CD-ROM
- Goble R.J., Mason J.A., Loope D. B., Swinehart J.B. 2004. Optical and radiocarbon ages of stacked paleosols and dune sands in the Nebraska Sand Hills, USA. *Quat. Sci. Rev.*, **23**: 173–1182.
- Grögler N., Houtermans E.G., Stauffer H. 1958. Radiation damage as a research tool for geology and prehistory. In: RIENSN, Conv. Sul. Dotaz. Met. Nucl., *Proceedings*, p.5-15.
- Hole F.D. 1981. Effects of animals on soil. *Geoderma*, **25**:75–112.
- Huntley D.J. 1985. On the zeroing of the thermoluminescence of sediments, *Phys. Chem. Min.*, **12**:122-127.
- Huntley D.J., Hutton J.T., Prescott J.R. 1993a. The stranded beach-dune sequence of South-East South Australia: a test of thermoluminescence dating, 0–800 ka. *Quat. Sci. Rev.*, **12**: 1–20.
- Huntley D.J., Hutton J.T., Prescott J.R. 1993b. Optical dating using inclusions within quartz grains. *Geology*, **21**:1087–1090.
- Huntley D.J. & Lamothe M. 2001. Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Can. Jour. Ear. Sci.*, **38**:1093–1106.
- Ikeya M., Filho B.O., Mascarenhas S. 1984. ESR dating of cave deposits from Akiyoshi-dô cave in Japan and Diabo cavern in Brazil. *J. Speleol. Soc. Japão*, **9**:58-67.
- Jeong G. Y., Cheong C., Choi J. 2006. The effect of weathering on optically stimulated luminescence dating. *Quat. Geoch.*, **in press** (doi:10.1016/j.quageo.2006.05.023).
- Lamothe M & Auclair M. 1999. A solution to anomalous fading and age shortfalls in optical dating of feldspar minerals. *Ear. Plan. Sci. Lett.*, **171**:319–323.
- Lamothe M & Auclair M. 2000. The fadiga method: a new approach in luminescence dating using the analysis of single feldspar grains. *Rad. Meas.*, **32**:433-438.

- Li S-H. & Wintle A.G. 1992. Luminescence sensitivity change due to bleaching of sediments. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, **20(4)**:567-57.
- Li S-H. 1994. Optical dating: insufficiently bleached sediments. *Rad. Meas.*, **23**:563-568.
- Li S-H. & Yin G-M. 2006. Luminescence properties of biotite relevant to dating and dosimetry. *Jour. Lumin.*, **121**:51-56.
- Lian O.B. & Roberts R.G. 2006. Dating the Quaternary: progress in luminescence dating of sediments. *Quat. Sci. Rev.*, **in press** (doi:10.1016/j.quascirev.2005.11.013).
- Maia L. P., Rodrigues A.C.B., Cascon H.M., Barreto A.M.F., Castro I. de B., Tatum S. H., Costa A.A. 1999. Correlação estratigráfica em poços de subsuperfície e datação de dunas costeiras inativas na região do Cauípe e Pecém - Costa Oeste do Ceará. In: ABEQUA, Cong. Bras. Ass. Bras. Est. Quat., VII, *Boletim de Resumos*, CD-ROM
- Mejdahl V. 1979. Thermoluminescence dating: beta-dose attenuation in quartz grains. *Archaeometry*, **21**:61-72.
- Miallier D., Gibert F., FamKn J., Pilleyre Th., Sanzelle S. 2001. Fluid inclusions in quartz: interference with thermoluminescence and its application to dating. *Quat. Sci. Rev.*, **20**:901-905.
- Murray A.S. & Olley J.M. 2002. Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. *Geochronometria*, **21**:1-16.
- Murray A.S. & Wintle A.G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Rad. Meas.*, **32**:57-73.
- Oliver R.L. 1990: Optical properties of waters in the Murray-Darling Basin, southeastern Australia. *Austr. Jou. Mar. Fres. Res.*, **41**:581-601.
- Olley J.M., Murray A., Roberts R.G. 1996. The effects of disequilibria in the uranium and thorium decay chains on burial dose rates in fluvial sediments. *Quat. Sci. Rev.*, **15**:751-760.
- Porat N., Levi T., Weinberger R. 2006. Possible resetting of quartz OSL signals during earthquakes - evidence from late Pleistocene injection dikes, Dead Sea Basin, Israel. *Quat. Geoch.*, **in press** (doi:10.1016/j.quageo.2006.05.021).
- Poupeau G., Souza J. H., Soliani Jr. E.L., Loss E.L. 1984. Dating quartzose sands of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Brazil, by thermoluminescence. *Pesquisas*, **16**:250-268.
- Poupeau G., Soliani Jr. E.L., Rivera A., Loss E.L., Vasconcellos M.B.A. 1988. Datação por termoluminescência de alguns depósitos arenosos costeiros, do Último Ciclo Climático, no nordeste do Rio Grande do Sul. *Pesquisas*, **21**:25-47.
- Prescott J.R. & Robertson G. B. 1997. Sediment dating by luminescence: a review. *Rad. Meas.*, **27(5/6)**:893-922.
- Prescott J.R. & Stephan L.G. 1982. The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescent dating, latitude, altitude and depth dependences. *PACT*, **6**:17-25.
- Rhodes E.J. & Pownall L. 1994. Zeroing of the OSL signal in quartz from young glaciofluvial sediments. *Rad. Meas.*, **23**:581-586.
- Sallun A.E.M., Suguio K., Tatum S. H., Yee M. 2006. Dosimetria da radiação cósmica por espectroscopia-gama e datação de depósitos cenozóicos da porção central da Bacia Hidrográfica do Rio Paraná (MS, PR e SP). In: SBG, Cong. Bras. Geol., XLIII, *Resumos Expandidos*, CD-ROM.
- Sallun A.E.M. & Suguio K. 2007a. Datação absoluta da Aloformação Paranaíba (SP, PR e MS) por luminescência. *Rev. IG* (submetido).
- Sallun A.E.M., Suguio K., Stevaux J.C. 2007b. Proposição formal do Alogrupo Alto Rio Paraná. *Geologia USP – Série Científica* (submetido).
- Santos J.C. dos, Barreto A.M.F., Suguio K. 2005. Caracterização geológica dos depósitos coluviais do Parque Nacional da Serra da Capivara, Piauí. In: ABEQUA, Cong. Bras. Ass. Bras. Est. Quat., X, *Boletim de Resumos*, CD-ROM
- Shelkopyas V.N. & Morozov G.V. 1965. Some results from in investigation of Quaternary deposits by the thermoluminescence method. In: INQUA, Inter. Quat. Assoc. Cong., VII, *Proceedings*, p. 83-90.

- Srivastava P., Brook G.A., Marais E., Morthekai P., Singhvi A.K. 2006. Depositional environment and OSL chronology of the Homeb silt deposits, Kuiseb River, Namíbia. *Quat. Res.*, **65**:478-491.
- Stevaux J.C. 1993. *O Rio Paraná: geomorfogênese, sedimentação e evolução quaternária de seu curso superior (região de Porto Rico, PR)*. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 242 p.
- Stevaux J.C. 2000. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Paraná River: correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. *Quat. Inter.*, **72**:73-85.
- Suguio K., Tatum S.H., Kowata E.A., Munita C.S., Paiva R.P. 2003. Upper Pleistocene deposits of the Comprida Island (São Paulo State) dated by thermoluminescence method. *An. Ac. Bras. Cienc.*, **75**:91-96.
- Szmuk P.E. & Watanabe S. 1971. Dating of brazilian indian pottery. *TLD Publ. IEA.*, **231**.
- Takada M., Tani A., Shimada A. 2006. Preliminary study of the application of natural olivine in cenozoic dating. *Rad. Meas.*, **41**:982-986.
- Tatum S.H. 1994. *Estudo das propriedades termoluminescentes e dos centros paramagnéticos da aragonita*. Tese de Doutorado, Instituto de Física, Universidade de São Paulo, 116 p.
- Tatum S. H., Batista L.R., Watanabe S., Matsuoka M. 1989. Thermoluminescence dating of calcite deposits in a brazilian cave. *Nucl. Instr. Meth. in Phys. Res.*, **A280**:510-513.
- Tatum S.H., Gozzi G., Kowata E.A., Kassab L.R.P., Brito S.L. M., Peixoto M. N. O., Moura R.S., J., Mello C.L., Carmo I.O. 2003a. Optical dating using feldspar from quaternary alluvial and colluvial sediments from SE Brazilian Plateau, Brazil. *Jour. Lumin.*, **102(103-C)**:566-570.
- Tatum S.H., Kowata E.A., Gozzi G., Kassab L.R.P., Suguio K., Barreto A.M.F., Bezerra F.H.R. 2003b. Optical dating results of beachrock, eolic dunes and sediments applied to sea-level changes study. *Jour. Lumin.*, **102**:562 - 565.
- Tatum S. H., Gozzi G., Yee M., Oliveira V.I., Sallun A.E.M., Suguio K. 2006. Luminescence dating of quaternary deposits in geology in Brazil. *Rad. Protec. Dos.*, **119(1-4)**:462-469.
- Thomas D.S., Brook G., Shaw P., Bateman M.D., Haberyan K., Appleton C., Nash D., McLaren S., Davies F. 2003. Late Pleistocene wetting and drying in the NW Kalahari: an integrated study from the Tsodilo Hills, Botswana. *Quat. Intern.*, **104**:53-67.
- Tsirliganis N.C., Polymeris G.S., Kitis G., Pagonis V. 2006. Dependence of the anomalous fading of the TL and blue-OSL of fluorapatite on the occupancy of the tunnelling recombination sites, *Jour. Lum.*, **in press** (doi:10.1016/j.jlumin.2006.07.011).
- Ugumori, T., Ikeya, M., 1980. Luminescence of CaCO₃ under N₂ laser excitation and application to archaeological dating. *Jpn. J. Appl. Phys.*, **19**:459-465.
- Wagner G.A. 1998. Age determination of young rocks and artifacts: physical and chemical clocks in Quaternary geology and archaeology. Springer-Verlag, Berlin and Heidelberg, 466 pp.
- Wallinga J., Murray A.S., Duller G.A.T., Tornqvist T.E. 2001. Testing optically stimulated luminescence dating of sand-sized quartz and feldspar from fluvial deposits. *Ear. Plan. Sci. Let.*, **193**:617-630.
- Watanabe S., Ortega N.R.S., Faria Ayta W.E., Coaquira J.A.H., Cortezão S.U., Arenas J.S.A. 1997. TL dating of sands from Ilha de Cananéia. *Radiat. Meas.*, **27(2)**:373-376.
- Wintle A.G. 1997. Luminescence dating: laboratory procedures and protocols. *Radiat. Meas.*, **27**:769-817.
- Wintle A.G. & Huntley D.J. 1980. Thermoluminescence dating of ocean sediments. *Can. Jour. Ear. Scie.*, **17**:348-360.
- Wintle A.G. & Huntley D.J. 1982. Thermoluminescence dating of sediments. *Quat. Sci. Rev.*, **1**:31-53.
- Wintle A.G. & Murray A.S. 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Rad. Meas.*, **41**:369-391.

3. SEDIMENTOLOGIA DA ALOFORMAÇÃO PARANAVAÍ, BACIA HIDROGRÁFICA DO ALTO RIO PARANÁ (SP, PR e MS)

Artigo submetido à revista Pesquisas em Geociências

ALETHÉA ERNANDES MARTINS SALLUN^{1,2}, KENITIRO SUGUIO^{2,3}, JOSÉ MARIA AZEVEDO SOBRINHO¹

¹ Instituto Geológico, Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, Avenida Miguel Stéfano, 3900 - 04301-903, São Paulo, SP, alethea@igeologico.sp.gov.br, jmazev@estadao.com.br

² Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562 - 05508-080, São Paulo, SP

³ Centro de Pós-Graduação, Pesquisa e Extensão (CEPPE), Universidade Guarulhos (UnG), Rua Dr. Nilo Peçanha, 81 (Prédio U – 6º andar) - 07023-070, Guarulhos, SP, kenitirosuguiio@hotmail.com

3.1 RESUMO

A Aloformação Paranavaí é composta de depósitos coluviais de idade quaternária, que são irregularmente distribuídos na Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná, superpostos às rochas sedimentares cretácicas da Superseqüência Bauru e basaltos da Formação Serra Geral. Para melhor definição desta unidade estratigráfica foi realizada caracterização sedimentológica e estudos de proveniência dos seus sedimentos, através de análises textural e mineralógica.

Esta unidade aloestratigráfica é constituída por depósitos coluviais compostos de areias inconsolidadas de coloração avermelhada. Os contatos entre esses depósitos e as rochas sotopostas são discordantes, marcados pela presença de ferricretes e/ou linhas-de-pedra na base dos depósitos. Os ferricretes constituem agregados de nódulos milimétricos a centimétricos irregulares, com raras estruturas grosseiramente concêntricas de cores marrom-avermelhadas, com altos teores de SiO₂. As areias quartzosas componentes, finas a grossas, exibem feições de corrosão (microfissuras), cimentadas por goethita (hidróxido férrico). Esses sedimentos apresentam até 17 classes texturais, e distribuição total com predominância de areia e areia argilosa. Os teores de minerais pesados da Aloformação Paranavaí podem chegar a 21,4%, quando ocorre a Formação Serra Geral. Nas areias finas e muito finas zircão, turmalina, estauroлита, rutilo e cianita são superabundantes, além de piroxênio, hornblenda, granada, epídoto, anatásio, e fluorita, com espinélio, apatita, sillimanita, monazita, brookita e andalusita raros.

Os sedimentos da Aloformação Paranavaí apresentam características texturais e mineralógicas em geral homogêneas, que são muito semelhantes às rochas do substrato, sugerindo que as rochas da Superseqüência Bauru e da Formação Serra Geral (Superseqüência Gondwana III) foram as suas fontes.

Palavras-chave: Quaternário, Aloformação Paranavaí, caracterização sedimentológica, minerais pesados

3.2 INTRODUÇÃO

Depósitos quaternários arenosos de origem coluvial podem ser encontrados em diversas localidades, nos estados de São Paulo, Paraná e Mato Grosso do Sul, na Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná.

Estratigraficamente, esses depósitos estão associados a distintos contextos geológicos, ocorrendo de forma discordante sobre as rochas sedimentares e ígneas da Bacia do Paraná (Milani & Ramos, 1998), constituindo corpos descontínuos de formas irregulares. Poucos trabalhos versaram sobre aspectos geológicos desses depósitos e raros mapeamentos realizados não conduziram ao reconhecimento de correlações estratigráficas entre essas ocorrências. Receberam diferentes denominações e interpretações informais como Formação Paranavaí (SP, PR e MS), Formação Piquerobi (SP), Formação Cachoeirinha (MS), depósitos colúvio-eluviais (Sallun & Suguio, 2006) ou, simplesmente, são referidos como solos ou formações superficiais em algumas regiões. Recentemente, Sallun *et al.* (2007) propuseram formalmente a Aloformação Paranavaí que incorporaria estes depósitos coluviais em uma unidade aloestratigráfica.

Este trabalho versa sobre a caracterização sedimentológica da Aloformação Paranavaí, com detalhe pouco abordado até agora, para determinação das propriedades e interpretação das proveniências dos sedimentos. A área de estudo localiza-se parcialmente nas regiões centro-oeste, sudeste e sul do Brasil (Fig. 3.1), onde ocorrem as maiores espessuras da Aloformação Paranavaí. Apresenta forma retangular e direção NW-SE, disposta perpendicularmente ao eixo do Alto Rio Paraná, com superfície aproximada de 200.000 km², tendo como cidades principais Andradina (SP) e Campo Grande (MS), distantes cerca de 360 km, e Maringá (PR).

Os resultados obtidos contribuíram para melhor caracterização da Aloformação Paranavaí e para compreensão da evolução geológica quaternária da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná. Além da justificativa técnico-científica, é importante enfatizar que esses depósitos constituem substratos de áreas urbanas e de atividades agrícolas e de pecuária nos três estados envolvidos. Entretanto, são também muito suscetíveis à erosão e desenvolvem freqüentes voçorocas, que causam prejuízos materiais em áreas rurais (Paranavaí, PR) e urbanas (Campo Grande, MS), além de apresentar alta suscetibilidade à contaminação antrópica, dos recursos hídricos superficiais e subterrâneos.

Figura 3.1 - Situação geográfica e geológica simplificada da área de estudo.

3.3 CONTEXTO GEOLÓGICO

Na área de estudo, os depósitos quaternários do Alogrupo Alto Rio Paraná superpõem-se às rochas cretáceas da Bacia do Paraná (Fig. 3.1). Esta é uma vasta bacia (cerca de 1,4 milhões de km²) intracratônica, completamente desenvolvida sobre a crosta continental, que abriga registros geológicos entre o Neo-ordoviciano e o Neocretáceo (Milani & Ramos, 1998; Zalán *et al.*, 1990).

O Alogrupo Alto Rio Paraná (Sallun *et al.*, 2007) testemunha importante hiato deposicional, desde o fim da Era Mesozóica ao início do Período Quaternário, que foi acompanhado de intenso intemperismo e marcou profundamente a paisagem atual. Este alogrupo é constituído por depósitos coluviais da Aloformação Paranaíba e depósitos aluviais da Aloformação Paraná.

A Aloformação Paranaíba é composta de depósitos arenáceos e rudáceos superpostos às unidades litoestratigráficas cretáceas das superseqüências Bauru e Gondwana III (Formação Serra Geral), da Bacia do Rio Paraná (Fig. 3.2). Os depósitos são homogêneos e maciços e exibem espessuras de 0,50 a 17 m. As areias são muito finas a grossas e completamente inconsolidadas, formadas predominantemente por grãos monocristalinos de quartzo, que exibem coloração avermelhada de óxidos e hidróxidos de ferro, que ocorrem impregnados aos grãos e como cimento (Sallun *et al.*, 2007).

O limite superior da unidade corresponde ao horizonte formado pela pedogênese atual. O limite inferior da unidade é representado pelo contato com as rochas mesozóicas da Bacia do Paraná, onde podem ocorrer camadas centimétricas (2–30 cm) com concentrações de ferricretes e de linhas-de-pedra, compostas de grânulos e seixos arredondados de quartzo, quartzito, arenito, ágata, calcedônia e ferricrete com até 5 cm de eixo maior (Fig. 3.3).

Figura 3.3 – Aspectos de detalhe do contato da Aloformação Paranaíba (II) e arenitos da Superseqüência Bauru (I), por camada ondulada de linha-de-pedra com seixos quartzosos e fragmentos de ferricrete: (A) região de Ponta Porã (MS) com idade TL de 48.800 ± 6.000 anos A.P. (Ponto 5), e (B) na região de Glória de Dourados (MS) com idade TL de 97.500 ± 11.500 anos A.P. (Ponto 13). Representação da distribuição em planta de depósitos da Aloformação Paranaíba em termos porcentuais de frações fina (C= lama, D= silte, E= argila) e areia (F= areia muito fina, G= areia fina, H= areia média).

3.4 MATERIAIS E MÉTODOS

Os trabalhos de campo consistiram em descrições e amostragens de afloramentos geológicos para análises sedimentológicas, distribuídos por toda a área de estudo. Quando a Aloformação Paranaíba ocorria sobre rochas da Superseqüência Bauru ou da Formação Serra Geral intemperizada, foram coletadas amostras de ambas as unidades para estudos comparativos de resultados de análises textural e mineralógica.

Para obtenção das características texturais e mineralógicas foram coletadas 89 amostras da Aloformação Paranaíba, além de amostras das formações Adamantina, Santo Anastácio, Caiuá e Serra Geral pouco intemperizadas. Para padronização, foi acrescentado, após o número do ponto, número um para amostras da Superseqüência Bauru e Formação Serra Geral, e dois para amostras da Aloformação Paranaíba (Exemplos: 77-1 e 77-2).

Para caracterização textural, foi utilizada a análise granulométrica convencional, por peneiramento para partículas maiores que 0,062 mm e pipetagem para frações menores, empregando-se a escala granulométrica de Wentworth (1922). A partir das frações areia fina (0,250–0,125 mm) e areia muito fina (0,125–0,062 mm) de 53 amostras, os minerais leves foram separados dos minerais pesados (Rittenhouse, 1943) por diferença de densidade (Carver, 1971; Parfenoff *et al.*, 1970) com bromofórmio (fórmula= CHBr_3 e densidade 2,85 g/cm³). Depois da separação, os minerais leves foram tratados com ácido oxálico 5% a quente sobre placa de alumínio, para eliminação de impregnações de películas ferruginosas nos grãos.

Os minerais leves encontrados nas frações separadas (areias fina e muito fina) foram montados em lâminas, e analisados quanto as suas características morfológicas e tipológicas. A análise da textura superficial foi feita por microscopia eletrônica de varredura (MEV/IGc-USP). Para a análise quantitativa da relação quartzo/feldspato, foi utilizada difração de raios X (Jenkins & Snyder, 1996) a partir de grãos moídos em almofariz de ágata, em difratômetro de raios X da marca Siemens D5000 (IGc-USP), utilizando radiação $\text{CuK}\alpha$.

Antes da contagem dos minerais pesados, as frações separadas (areias fina e muito fina) foram pesadas em balança analítica para obtenção das frequências de minerais pesados na amostra total. Foram contados cem grãos de minerais pesados transparentes não-micáceos (Friedman, 1958) e, para facilitar a análise microscópica, os minerais opacos magnéticos foram previamente separados por um ímã manual. Os minerais opacos e micronódulos argilo-limoníticos remanescentes foram excluídos da contagem em lâmina.

Para melhor interpretação dos significados das assembléias de minerais pesados transparentes e não-micáceos encontrados, foram empregadas as frequências de classes propostas por Coutinho &

Coimbra (1974). Os valores de índice ZTR, que refletem a maturidade mineralógica, foram obtidos pela soma das porcentagens relativas de ocorrências de zircão, turmalina e rutilo nas amostras.

Neste trabalho, são desenvolvidos estudos da similaridade entre as unidades quaternárias e cretáceas com a comparação das características granulométricas. Foram utilizados tratamentos estatísticos estabelecidos na literatura para determinados tipos de ambientes, para possível definição dos ambientes deposicionais das unidades, sem se esquecer de que os sedimentos podem preservar características adquiridas em ciclos deposicionais anteriores.

Os parâmetros estatísticos dos dados de distribuições granulométricas, foram obtidos pelos métodos gráficos de Folk & Ward (1957) e dos momentos de Pearson & Hartley (1958). Segundo McManus (1988), as duas técnicas levam a resultados semelhantes, mas cada uma pode ser mais apropriada para determinado tipo de amostra.

Os parâmetros estatísticos calculados, para a caracterização estatística da Aloformação Paranavaí e comparação com as unidades geológicas sotopostas, para as distribuições total e areia, foram diâmetro médio, grau de seleção, grau de assimetria e curtose. Para o cálculo dos mesmos parâmetros, na distribuição areia, as frações siltico-argilosas da distribuição granulométrica total das amostras foram desprezadas, e a frequência granulométrica foi recalculada para 100%, pois as frações pelíticas presentes podem representar o resultado da iluviação, ocorrida durante a pedogênese, modificando a distribuição granulométrica original.

Após a obtenção dos parâmetros de Folk & Ward (1957), foram aplicados alguns tratamentos estatísticos conhecidos da literatura, que auxiliam a compreensão dos ambientes de sedimentação. No caso das amostras provenientes da Aloformação Paranavaí, os testes visaram a comparação com sedimentos sotopostos, para diagnosticar as características granulométricas herdadas dos ambientes deposicionais das rochas matrizes. Neste sentido, foram realizados tratamentos estatísticos propostos por Friedman (1961, 1967), Friedman & Johnson (1982) e Sahu (1964).

O teste de Sahu (1964) indica as características ambientais de deposição, quanto à energia e viscosidade, e permite comparação das características obtidas para grupos de amostras provenientes de diferentes afloramentos. Friedman (1961, 1967) propôs a distinção de diferentes ambientes de deposição de areias, baseada nas relações existentes entre os parâmetros granulométricos e os ambientes de deposição, agrupando-os dois a dois na forma de diagrama, obtendo zonas de concentração mais elevadas características de determinados ambientes.

Os dados granulométricos e de análises estatísticas foram representados em diagramas triangulares e curvas de frequências acumulativas. Na classificação granulométrica de sedimentos foi usado o diagrama triangular de Shepard (1954). A partir dos dados obtidos, foram confeccionados mapas de isolinhas da área de estudo, para melhor visualização da distribuição em planta, com interpolação dos dados pelo método de krigagem e malha regular com células

quadráticas de 1 km x 1 km, para representar as variações dos dados obtidos para a Aloformação Paranavaí.

Para caracterização mais completa das concreções ferruginosas, foi realizada análise química (McFarlane, 1983), estudo de lâminas petrográficas previamente impregnadas com resina (Chayes, 1956; Suguio 1980) e análise da textura superficial por MEV. A análise química dos elementos maiores, menores e traço, a partir de amostras representativas de pó preparadas em moinho de bolas com granulação menor que 0,74 mm, foi realizada por fluorescência de raios X (ICP-AES/IGc-USP).

3.5 RESULTADOS

Para melhor caracterização da Aloformação Paranavaí, e posterior interpretação da proveniência de seus sedimentos, foram obtidas características granulométricas e mineralógicas de unidades de diferentes idades, que ocorrem nos mesmos afloramentos. Foram obtidos relativamente poucos dados das unidades cenozóicas e mesozóicas sotopostas, considerando-se a enorme área de ocorrência da Aloformação Paranavaí, e pela escassez de contatos expostos.

3.5.1 Características granulométricas

A Aloformação Paranavaí apresenta até 17 classes texturais e as curvas acumulativas de distribuições granulométricas das amostras totais exibem, em geral, acentuada homogeneidade (Fig. 3.4A e B), com destaques especiais para frações areia e areia argilosa (Tabela 3.1).

No noroeste do Paraná, a SE da área de estudo, a Aloformação Paranavaí é caracterizada pela predominância de frações pelíticas (silte e argila) e de areia média (Fig. 3.3C a H), quando superpostas às formações Serra Geral e Caiuá, respectivamente. As espessuras da Aloformação Paranavaí parecem ser maiores, onde os sedimentos são mais ricos em areia fina e pobres em silte e argila.

As distribuições totais da maioria das amostras da Aloformação Paranavaí indicaram homogeneidade granulométrica, com diâmetro médio em silte grosso, indicativo de granulação fina, com grau de seleção muito pobre e assimetria muito positiva, sugestiva de partículas mais finas pior selecionadas que as grossas. As distribuições granulométricas apresentaram curvas de frequência muito leptocúrticas a muito platicúrticas, em consequência com graus de seleção pobres.

As distribuições das frações areia exibiram granulometria homogênea, com diâmetro médio em areia fina. Os graus de seleção foram sugestivos de material moderadamente selecionado, com

curvas de simetria muito positivas a aproximadamente simétricas, e as curvas de frequência foram predominantemente mesocúrticas.

Figura 3.4 – Dados obtidos para distribuição total dos sedimentos da Aloformação Paranavaí: (A) Curvas acumulativas de distribuições granulométricas; (B)- Diagrama triangular (1- argila, 2-argila arenosa, 3- argila síltica, 4- argila areno-síltica, 5- areia argilosa, 6- areia síltico-argilosa, 7- silte areno-argiloso, 8- silte argiloso, 9- areia, 10- areia síltica, 11- silte arenoso e 12- silte); (C a G) Gráficos propostos por FRIEDMAN (1961, 1967), mostrando as relações entre os dados obtidos para a Aloformação Paranavaí, quando sobreposta à Formação Adamantina (SFA), à Formação Santo Anastácio (SFSA), à Formação Caiuá (SFC) e à Formação Serra Geral (SFSG).

As diferenças entre os parâmetros estatísticos calculados pelos métodos de Folk & Ward (1957) e de Pearson & Hartley (1958) foram desprezíveis (Tabela 3.1).

Valores	Distribuição total				Distribuição areia			
	máx/mín		média		máx/mín		média	
PEARSON & HARTLEY (1958)								
Md	7,78/2,97	A/AF	4,23	SG	3,18/1,34	SG/AMF	2,46	AF
σ_I	3,82/2,05	MPS	2,73	PS	1,73/0,45	PS/BS	0,69	MS
K _G	5,52/1,20	-	2,63	-	15,05/1,79	-	3,66	-
SK _I	1,85/-1,71	-	0,93	-	0,73/-2,52	-	0,18	-
FOLK & WARD (1957)								
Md	7,39/2,41	A/AF	4,32	SG	3,20/1,22	SG/AMF	2,46	AF
σ_I	3,93/1,33	MPS/PS	2,56	PS	1,76/0,46	PS/BS	0,69	MS
K _G	2,73/0,48	ML/MPI	1,28	L	1,99/0,56	ML/MPI	0,97	M
SK _I	0,85/-0,8	MP/MN	0,57	MP	0,50/-0,51	MP/MN	0,06	ASi

Tabela 3.1 - Resumo dos dados granulométricos obtidos em amostras Aloformação Paranavaí (Md- diâmetro médio, σ_I - desvio padrão, K_G - curtose, SK_I - assimetria, A- argila, SG- silte grosso, AF- areia fina, AMF- areia muito fina, MPS- muito pobremente selecionado, PS- pobremente selecionado, BS- bem selecionado, ML- muito leptocúrtica, MPI- muito platicúrtica, MP- muito positiva, MN- muito negativa).

As comparações entre sedimentos da Aloformação Paranavaí superpostos à Supersequência Bauru e à Formação Serra Geral, mostraram que os comportamentos granulométricos são semelhantes, sem distinção clara entre si. Os parâmetros obtidos indicaram características granulométricas entre ambientes fluvial e praial (Fig. 3.4B a G), com predominância do ambiente fluvial. As amostras de sedimentos superpostos à Formação Adamantina exibem maior diâmetro médio, e tanto maiores os diâmetros médios, quanto menores foram os graus de assimetria e de desvio padrão.

A comparação dos resultados granulométricos de amostras, coletadas nos mesmos locais, mostrou que os teores de argila na distribuição total são mais altos na Aloformação Paranavaí do que na Supersequência Bauru, enquanto que na distribuição areia verifica-se muita semelhança entre os depósitos. As distribuições granulométricas da Aloformação Paranavaí são mais variáveis, quando herdadas de diferentes unidades litoestratigráficas da Supersequência Bauru. Entretanto, as distribuições granulométricas são mais homogêneas, quando superposta à Formação Caiuá, porque ela é normalmente melhor selecionada.

No teste de SAHU (1964) da Aloformação Paranavaí os dados indicaram ambiente predominantemente fluvial, de maneira semelhante aos estudos prévios de Arid *et al.* (1981), Bósio & Landim (1971), Sallun (2003) e Suarez (1973) (Fig. 3.5A). Quando conjuntos de amostras da Aloformação Paranavaí foram separados, de acordo com os diferentes substratos (formações Adamantina, Santo Anastácio, Caiuá e Serra Geral), foram verificadas diferenças de energias envolvidas no ambiente. O conjunto de amostras da Aloformação Paranavaí deste estudo apresentaram correlação menor com as rochas do substrato em comparação aos dados obtidos por

Sallun (2003). Provavelmente, deve-se essa diferença à mudança de rochas matrizes representadas principalmente pela Formação Caiuá, enquanto que Sallun (2003) tinha como rochas matrizes predominantes os arenitos da Formação Adamantina e, menos freqüentemente, da Formação Marília.

3.5.2 Características mineralógicas

Os teores em peso de minerais pesados, nas amostras da Aloformação Paranavaí, variaram de 0,04 a 4,38% e 0,38 a 21,4%, respectivamente das massas totais nas areias fina e muito fina (Tabela 3.2). A freqüência dos teores em peso de minerais pesados é mais alta nas areias muito finas que nas areias finas.

Os minerais pesados magnéticos representam 13,32 a 99,9% e 49,10 a 99,9%, respectivamente, das massas totais de minerais pesados nas areias fina e muito fina. A freqüência dos teores em peso de minerais pesados magnéticos é mais alta nas areias muito finas que nas areias finas.

Os depósitos colúvio-eluviais sobrepostos à Formação Serra Geral (DCESFSG) exibiram maiores teores de minerais pesados em comparação com outras unidades estudadas.

A ocorrência de maior teor em peso de minerais pesados, conseqüentemente menor teor em peso de minerais leves, na Aloformação Paranavaí, ocorre quando a unidade geológica sotoposta é a Formação Serra Geral (Tabela 3.2), indicando a relação direta entre o substrato e a composição da Aloformação Paranavaí.

Para identificação da proveniência dos sedimentos da Aloformação Paranavaí, suas características mineralógicas foram comparadas com as das unidades sotopostas mais antigas, que ocorrem na mesma localidade (pontos 5, 12, 13, 20, 23, 44, 55 e 63). A partir desta análise verificou-se, que os teores em massa de minerais pesados e leves, nas distribuições areia fina e muito fina dos sedimentos da Aloformação Paranavaí e da Superseqüência Bauru exibem, em geral, valores semelhantes (pontos 13, 12, 20, 23, 44 e 63) (Tabela 3.3), mas a Formação Serra Geral intemperizada (amostra 55-1) exhibe teores maiores de minerais pesados e menores de minerais leves, em comparação com a Aloformação Paranavaí (amostra 55-2). Os teores de minerais pesados magnéticos não apresentam tendência definida entre a Aloformação Paranavaí e a Superseqüência Bauru.

Figura 3.5 – (A) Método gráfico de SAHU (1964), para as diversas unidades estudadas, e comparação com estudos anteriores. Fotomicrografias de texturas superficiais identificadas em minerais leves, nas distribuições areia fina e muito fina, obtidas por MEV com detector de elétrons secundários (SE1): (B) grãos subarredondados de feldspato e quartzo da distribuição areia muito fina, da Aloformação Paranavaí, no ponto 13; (C) grãos arredondados de quartzo da distribuição areia fina, da Aloformação Paranavaí, no ponto 73; (D) grãos arredondados de quartzo com marcas de dissolução e crescimento autigênico, da distribuição areia muito fina, da Aloformação Paranavaí, no ponto 73; (E) grão de feldspato com marcas de dissolução, da distribuição areia muito fina, da Aloformação Paranavaí, no ponto 13; (F) grãos arredondados de quartzo com marcas de dissolução em forma de triângulos, da distribuição areia fina, da Aloformação Paranavaí, no ponto 5; (G) grão anguloso de quartzo com fraturas que interceptam superfície com edentações, da distribuição areia fina da Superseqüência Bauru no ponto 20; (H) grãos arredondados de quartzo com superfície lisa, da distribuição areia fina, da Aloformação Paranavaí, no ponto 55; (I) grão arredondado de quartzo com marcas de dissolução em forma de triângulos, desenvolvida sobre superfície de fratura, que foi retrabalhada da distribuição areia muito fina, da Aloformação Paranavaí, no ponto 107.

Unidades	Areia fina			Areia muito fina		
	ml	mp	mpm	ml	mp	mpm
SSG	91,89/99,82	0,17/8,10	13,32/95,38	78,59/98,16	1,83/21,40	64,73/93,71
SSA	0,053/0,103	0,26/0,56	80,37/87,08	0,16/0,23	1,44/1,82	96,29/99,38
SA	99,48/99,93	0,06/0,51	31,75/93,67	97,89/99,61	0,38/2,10	72,35/90,24
SFC	0,36/99,95	0,04/4,38	23,82/99,9	88,36/99,35	0,64/11,63	49,10/99,9

Tabela 3.2 - Teores máximos/mínimos da massa total (%) de minerais leves (ml) e pesados (mp), além dos pesados magnéticos (mpm) dentre os pesados, para areias fina e muito fina na Aloformação Paranavaí, sobrejacentes às formações Serra Geral (SSG), Santo Anastácio (SSA), Adamantina (SA) e Caiuá (SFC).

Amostra (A/B)	Areia fina			Areia muito fina		
	ml	mp	mpm	ml	mp	mpm
5-1/5-2	96,15/95,28	3,84/4,71	95,38/94,77	92,05/91,60	7,94/8,39	90,29/91,03
12-1/12-2	99,82/99,11	0,17/0,88	23,82/51,16	97,07/97,29	2,92/2,70	85,88/64,32
13-1/13-2	99,72/99,77	0,27/0,22	39,80/65,87	95,99/98,40	4,00/1,59	84/96,67
20-1/20-2	99,76/99,63	0,23/0,31	85,12/56,52	96,77/96,60	3,22/3,39	96,65/85,12
23-1/23-2	99,81/99,73	1,89/0,26	80,37/13,00	98,10/98,17	1,89/1,82	67,33/96,29
44-1/44-2	99,44/94,18	0,55/0,56	94,34/77,13	94,18/95,13	5,81/4,86	92,66/94,34
55-1/55-2	90,63/99,73	9,36/0,26	89,51/15,63	97,58/98,16	2,41/1,83	82,08/69,68
63-1/63-2	99,71/99,65	0,28/0,34	38,61/71,55	97,78/98,58	2,21/1,41	78,24/80,23

Tabela 3.3 - Teores da massa total (%) de minerais leves (ml) e pesados (mp), além dos pesados magnéticos (mpm) dentre os pesados, para areia fina e muito fina na Aloformação Paranavaí (B) e rochas sedimentares alteradas da Supersequência Bauru ou Formação Serra Geral (A), que ocorrem na mesma localidade.

3.5.2.1 Minerais leves

Os minerais leves das areias da Aloformação Paranavaí são constituídos predominantemente de grãos de quartzo (73,4 a 100%) e raros grãos de feldspato (até 26,6%), presentes em apenas nove localidades estudadas (pontos 5, 11, 12, 13, 23, 44, 63, 73 e 80). Enquanto isso, nos arenitos sotopostos da Supersequência Bauru foram encontrados grãos de quartzo (63,7 a 100%) e feldspato (até 36,3 %), presentes em cinco localidades estudadas (5, 12, 23, 44 e 63) (Tabela 3.4).

A diferença entre os teores de quartzo e feldspato que ocorrem na mesma localidade, encontrados respectivamente na Aloformação Paranavaí e a Supersequência Bauru, pode ser explicada pela suscetibilidade maior do feldspato ao intemperismo, como no ponto 12, onde só foi encontrado feldspato na Aloformação Paranavaí, porém em pequena quantidade (1,7%). Talvez o feldspato presente na Supersequência Bauru esteja presente em fração mais grossa do que as estudadas (areia fina e muito fina). A presença de feldspato em quantidades consideráveis na Aloformação Paranavaí (até 26,6%) como nos pontos 23 e 44, pode indicar condições de deposição rápida.

amostra (A/B)	Areia fina		Areia muito fina	
	Qz	Fd	Qz	Fd
5-1/5-2	100/100	-/-	63,7/100	36,3/-
12-1/12-2	100/98,3	-/1,7	100/100	-/-
13-1/13-2	100/100	-/-	100/93,4	-/6,6
20-1/20-2	100/100	-/-	100/100	-/-
23-1/23-2	100/79,1	-/20,9	96,7/100	3,3/-
44-1/44-2	100/100	-/-	92,5/73,4	7,5/26,6
55-1/55-2	100/100	-/-	100/100	-/-
63-1/63-2	97,9/95,1	2,1/4,5	89,6/95,5	10,4/4,5

Tabela 3.4 – Teor de minerais leves em areias fina e muito fina na Aloformação Paranavaí (B) e rochas sedimentares alteradas da Supersequência Bauru ou Formação Serra Geral (A), que ocorrem na mesma localidade (Qz- quartzo e Fd- feldspato).

Os grãos de quartzo da Aloformação Paranavaí não apresentaram diferenças nos graus de arredondamento entre areias finas e muito finas, variando de subangulares a bem arredondados. Quanto às texturas superficiais nos minerais leves, foi possível identificar feições de origem mecânica e química, nos grãos de quartzo e feldspato, presentes tanto nas areia fina como muito fina.

Os grãos de quartzo apresentam feições de corrosão química sem preenchimento, como cavidades geométricas triangulares tipo “dente de serra”, e microcrateras, que provavelmente representam marcas de impacto e percussão, em todas as amostras analisadas (Tabela 3.5). Na comparação entre os grãos da Aloformação Paranavaí e da Supersequência Bauru que ocorrem no mesmo afloramento, notam-se semelhantes graus de arredondamento e texturas superficiais, indicando boa correlação e aparentemente nenhuma diferença entre as unidades.

Como a Aloformação Paranavaí ora é originada de diferentes unidades da Supersequência Bauru em algumas localidades, e essencialmente da Formação Caiuá em outras, esperam-se por diferentes graus de arredondamento e de texturas superficiais em grãos de quartzo, provenientes de depósitos fluviais e eólicos. Porém, essas características herdadas podem estar presentes em distribuições granulométricas diferentes das que foram analisadas (areia fina e muito fina). Gasparetto (1999) observou no noroeste do Paraná que os graus de arredondamento e de esfericidade decrescem de forma acentuada de frações mais grossas (areias grossa e média) para as frações finas (areias fina e muito fina) em amostras da Formação Caiuá e depósitos quaternários sobrepostos.

Amostra (A/B)	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Areia fina									
5-1/5-2	-/x	x/x	x/x	x/x	x/x		x/x		
12-1/12-2	-/x	x/x	x/-	x/x	x/x		x/x	x/x	
13-1/13-2	-/x	x/x	-/x	x/x	x/x		x/x	x/x	
20-1/20-2		x/x	x/x	x/x	x/x		-/x		
23-1/23-2		x/x	x/x	x/x	x/x	-/x	x/x	-/x	
55-2	x	x			x	x	x	x	
63-1/63-2	-/x	x/x	x/x	x/x	x/x	x/-	x/x	x/x	
Areia muito fina									
5-1/5-2	-/x	x/x	x/-	x/x	x/x		x/x	x/x	-/x
12-1/12-2		x/x	x/x	x/x	x/x	x/x	x/x		
13-1/13-2		x/x	x/-	x/x	x/-		x/-	x/x	
20-1/20-2		x/x	x/x	x/x	x/-		x/x	x/x	x/-
23-1/23-2		x/x	x/-	x/x	x/x		x/x	x/x	
55-2	x		x		x	x	x	x	x
63-1/63-2		x/x	x/x	x/x	x/x		x/x	x/x	x/-

Tabela 3.5 – Texturas superficiais observadas em grãos de quartzo, nas distribuições areias fina e muito fina da Aloformação Paranavaí (B) e rochas sedimentares da Superseqüência Bauru, que ocorrem na mesma localidade (1- em forma de V, 2- fraturas conchoidais, 3- fraturas planas, 4- dissolução química, 5- superfície esburacada e depressões irregulares, 6- diferentes tamanhos de fraturamento conchoidal, 7- fraturas retrabalhadas, 8- edentações ou microcrateras, 9- crescimento secundário).

3.5.2.2 Minerais pesados

O estudo microscópico dos minerais pesados transparentes não-micacéos, nas areias fina e muito fina da Aloformação Paranavaí, mostrou que quatro minerais (zircão, turmalina, estauroлита e rutilo) estavam presentes em todas as amostras analisadas, que podem ser classificadas de superabundantes. Os minerais abundantes são representados por piroxênio e hornblenda, os comuns por granada, epidoto, anatásio, e fluorita, e os raros por espinélio, apatita, sillimanita, monazita, brookita e andalusita.

O zircão e rutilo apresentam frequências mais altas nas areias muito finas, enquanto que turmalina e estauroлита exibem maiores frequências nas areias finas. Essas diferenças de distribuição granulométrica dos minerais pesados transparentes são comuns em sedimentos e explicáveis por diferenças de pesos específicos desses minerais.

Nas areias finas e muito finas da Aloformação Paranavaí e da Superseqüência Bauru foram encontrados basicamente os mesmos minerais pesados, apresentando as mesmas características. Os minerais descritos nessas unidades também foram encontrados por Coimbra (1976) na Superseqüência Bauru em outras localidades. Apenas cinco minerais (zircão, turmalina, estauroлита, rutilo e cianita) estão presentes em mais de 25% das amostras da Aloformação Paranavaí, onde os mais freqüentes são zircão, turmalina e estauroлита. A fluorita e anatásio só foram identificados na

Aloformação Paranavaí, podendo ser minerais neoformados durante processos pedogenéticos, assim como Coimbra (1976) que descreveu, nos sedimentos da Supersequência Bauru, anatósio de formas eudral ou arredondada, indicando segundo o autor de origem autigênica ou de sedimentos preexistentes, respectivamente.

Na comparação entre grãos da Aloformação Paranavaí e da Supersequência Bauru, que ocorrem na mesma localidade, notou-se semelhança das assembléias mineralógicas, conforme Tabela 3.6, indicando boa correlação entre as unidades.

Amostra (A/B)	Tur	Zir	Rut	Est	Pir	Ci	Sil	Fl	Ep	An	Ho	Gr	ZTR
Areia fina													
5-1/5-2	4/15	3/1	1/1	16/30	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	* / *
12-1/12-2	10/38	14/29	4/10	10/3	-/1	1/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	* / *
13-1/13-2	34/17	2/7	3/1	64/76	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	39/25
20-1/20-2	34/17	11/19	-/3	19/58	-/-	-/-	3/-	-/3	-/-	-/-	1/-	-/-	* /39
23-1/23-2	73/73	11/15	-/1	16/11	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	84/89
44-1/44-2	27/14	4/4	-/-	68/82	1/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	31/18
55-1/55-2	16/40	67/49	14/4	3/5	-/-	-/1	-/-	-/-	-/-	-/1	-/-	-/-	97/93
63-1/63-2	57/51	4/16	-/1	38/32	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	1/	-/-	61/68
Areia muito fina													
5-1/5-2	9/38	48/39	-/5	7/18	1/-	2/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	* / 82
12-1/12-2	41/38	14/42	3/7	11/13	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	1/	* / 87
13-1/13-2	36/17	36/7	5/1	23/75	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	77/25
20-1/20-2	-/42	-/47	-/-	-/11	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	* /89
23-1/23-2	33/20	55/70	2/7	10/2	-/-	-/-	-/-	-/1	-/-	-/-	-/-	-/-	90/97
44-1/44-2	37/20	21/33	1/-	41/40	-/-	-/5	-/-	-/-	-/1	-/-	-/1	-/-	59/53
55-1/55-2	18/19	1/58	1/11	8/2	-/-	-/1	-/7	-/-	-/-	-/2	-/-	-/-	* /88
63-1/63-2	33/21	53/63	-/6	7/10	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	-/-	* /90

Tabela 3.6 – Frequências percentuais relativas de minerais pesados transparentes não-micáceos em areias muito finas da Aloformação Paranavaí (B) e rochas sedimentares da Supersequência Bauru ou Formação Serra Geral alterada (A), que ocorrem na mesma localidade (Tur- turmalina, Zir- zircão, Rut- rutilo, Est- estauroilita, Pir- piroxênio, Ci- cianita, Sill- sillimanita, Fl- fluorita, Ep- epidoto, An- anatósio, Ho- hornblenda, Gr- granada, ZTR- índice ZTR , * sem número mínimo para contagem de 100 grãos).

As feições mais características desses minerais pesados nas unidades estudadas foram (Fig. 3.6):

a) Turmalina - Predominam as formas equidimensionais e esferoidais, bem arredondadas e secundariamente, prismáticas de bordas arredondadas e com terminações eudrais e pouco arredondadas. A grande maioria dos grãos exibiu inclusões e foram comuns os grãos de cores castanha (ferromagnesiana), verde (schorlita) e amarela (magnesiana), secundariamente de cores azul (indicolita) e rósea, e muito raras as variedades incolores.

- b) Zircão – As formas equidimensionais e bem arredondadas são comuns e, secundariamente, aparecem as prismáticas de bordas arredondadas e as prismáticas bipiramidais e raramente são irregulares. Foram observados zoneamentos, fraturamentos e inclusões na maioria dos grãos. As cores amarelo-esverdeadas, incolores e róseas são mais frequentes.
- c) Rutilo - As formas mais frequentes são equidimensionais, subarredondadas e prismáticas sugerindo terminações piramidais, e são raras as formas prismáticas, subarredondadas a arredondadas. Foram encontradas geminações em joelho, em coração ou em cotovelo, com frequentes estrias longitudinais e oblíquas. As cores são comumente avermelhadas, amareladas e vermelho-amareladas e raramente acastanhadas (quase opacas).
- d) Estauroлита – Apresentam-se com grãos de formas irregulares, prismáticas de bordas pouco arredondadas e equidimensionais bem arredondadas. Exibiram comumente inclusões e bordas serrilhadas como evidências de dissolução, sugeridas pelo padrão superficial que lembra escamas. As cores comuns são amarelo-esverdeadas e vermelho-amareladas, e raramente róseas (somente na Aloformação Paranavaí).
- e) Granada - Predominaram formas equidimensionais, bem arredondadas e raramente irregulares. Na Superseqüência Bauru ocorreram também grãos incolores, prismáticos com terminações euedrais e pouco arredondados. Comumente não apresentam inclusões. Foram frequentes grãos com alterações superficiais (retangulares ou losangulares). Foram mais comuns as granadas incolores e amareladas e mais raras as vermelho-amareladas.
- f) Piroxênio – As formas alongadas (arredondadas ou euedrais) pouco arredondadas são comuns na Aloformação Paranavaí, além de irregulares, equidimensionais bem arredondadas. Os grãos apresentam alterações, com denteamentos e partições, além de algumas inclusões. As cores mais frequentes são esverdeadas (augita) e menos comuns são verde-esmeraldas (egirina). Grãos de cores acastanhadas (titano-augita) ocorrem somente na Aloformação Paranavaí, porém Coimbra (1976) menciona a presença marcante de titano-augita nas porções basais da Superseqüência Bauru.
- g) Epídoto – Com formas equidimensionais subarredondadas, euedrais, irregulares e alongadas bem arredondadas. Ocorrem grãos com frequentes alterações superficiais com padrões reticulados em escamas, podendo exibir inclusões. Apresentam cores esverdeadas, verde-limão (pistachita) e verde-clara a amarela, verde pálida a levemente amarelada e incolor (zoisita e clinozoisita). Foi identificado somente na Aloformação Paranavaí, porém Coimbra (1976) descreve grãos de epídoto com mesmas características na Superseqüência Bauru, diferindo somente quanto às raras alterações superficiais observadas. As alterações superficiais que são observadas nos grãos da Aloformação Paranavaí podem estar relacionadas a processos epigenéticos.
- h) Hornblenda – Frequentes são as formas euedrais pouco arredondadas. São comuns grãos com alterações superficiais (serrilhamento) e inclusões presentes ou ausentes. As cores observadas são

esverdeadas (verde-claro a escuro), castanha-esverdeadas e incolores. Na Aloformação Paranavaí secundariamente apareceram formas eqüidimensionais e bem arredondadas, subeudrais e alongadas bem arredondadas, provavelmente devido ao transporte sedimentar a partir de unidades sotopostas.

i) Cianita - Formas eudrais e pouco arredondadas são comuns e, secundariamente, exibiram formas eqüidimensionais bem arredondadas a subarredondadas e alongadas subarredondadas. As alterações superficiais de serrilhamento são freqüentes, além de inclusões. São comumente incolores, mas raramente exibem cores azuladas.

i) Sillimanita - As formas geralmente foram alongadas e subarredondadas, com e sem inclusões. A variedade fibrosa e incolor (fibrolita) foi identificada somente na Aloformação Paranavaí, porém Coimbra (1976) descreve raros grãos semelhantes na Superseqüência Bauru.

j) Andalusita - As formas presentes eram subeudrais subarredondadas, sem inclusões, de cores avermelhadas a incolores.

k) Anatásio – Freqüentemente surgem formas de quadrado eudral, sugestivos de mineral autigênico, mas também estavam presentes formas eqüidimensionais bem arredondadas e subarredondadas, com raras inclusões. Apresentam cores amareladas ou com tonalidades levemente azuladas até incolores. Foi identificado somente na Aloformação Paranavaí, porém Coimbra (1976) descreve grãos de anatásio com mesmas características na Superseqüência Bauru.

l) Apatita – Ocorrem formas subeudrais ovóides e bem arredondadas. Na Aloformação Paranavaí, também estão presentes pouco arredondadas e irregulares. Foram verificados serrilhamentos, provavelmente devidos a alterações superficiais e inclusões. As cores mais comuns eram amareladas claras e incolores.

m) Monazita - As formas eqüidimensionais bem arredondadas e ovóides são comuns, com inclusões. As cores mais comuns são amareladas claras e esverdeadas escuras ou incolores.

n) Brookita - Na Aloformação Paranavaí apareceram formas eudrais, sugestivas de mineral autigênico, enquanto que na Superseqüência Bauru surgiram formas subeudrais com bordas pouco arredondadas. Como prováveis alterações superficiais apareceram estrias e podem exibir inclusões. A cor é amarela clara.

Figura 3.6 – Fotomicrografias de minerais pesados transparentes não-micáceos de areias fina e muito fina, de depósitos da Aloformação Paranaíba. (A) Granada incolor de borda arredondada com inclusões e alterações superficiais (ponto 13); (B) Fluorita eudral rosada com bordas corroídas (ponto 19); (C) Apatita incolor equidimensional bem arredondada com inclusões (ponto 117); (D) Anatásio eudral com alterações superficiais (ponto 21); (E) Brookita amarelada e subarredondada com inclusões (ponto 21); (F) Epídoto eudral verde claro a amarelo limão (ponto 44); (G) Hornblenda prismática verde com inclusões e alteração superficial (ponto 48); (H) Sillimanita prismática incolor com inclusões (ponto 55); (I) Rutilo de coloração avermelhada com geminação em joelho e estrias (ponto 55); (J) Piroxênio alongado arredondado com alteração superficial e inclusões (ponto 73); (K) Zircão arredondado incolor com inclusões (ponto 75); (L) Turmalina rósea prismática com terminações eudrais e inclusões (ponto 75); (M) Zircão incolor prismático com inclusões (ponto 21); (N) Andalusita subeudral com borda arredondada (ponto 75); (O) Espinélio esférico bem arredondado (ponto 76); (P) Apatita bem arredondada com alteração superficial (ponto 121); (Q) Cianita azulada eudral (ponto 102); (R) Rutilo de coloração avermelhada com geminação em coração e estrias (ponto 128); (S) Estauroilite alongada amarela arredondada com inclusões e serrilhado na borda (ponto 5); (T) Monazita incolor de borda subarredondada com inclusões e alterações superficiais (ponto 72); (U) Turmalinas

equidimensionais esferoidais bem arredondadas de cores azul (indicolita - ponto 11) e verde (schorlita - ponto 5).

o) Espinélio – Com formas bem arredondadas e de cor verde (pleonasto). Foi identificado somente na Aloformação Paranavaí, porém Coimbra (1976) descreve raros grãos de espinélio com mesmas características na Superseqüência Bauru.

p) Fluorita - Exibem formas euedrais de borda corroída e, secundariamente, subarredondadas e irregulares, sem inclusões. Apresentam cores arroxeadas, rosadas e amareladas. Este mineral foi identificado somente na Aloformação Paranavaí, porém pode estar presente em frações granulométricas mais grossas do que as analisadas, além de ocorrer como mineral acessório nas rochas da Formação Serra Geral.

3.5.2.3 Ferricretes

Os ferricretes constituem agregados de concreções (com estruturas concêntricas) e nódulos (sem estruturas concêntricas) milimétricos a centimétricos, com formas irregulares ou esferoidais e de cor avermelhada (Fig. 3.7). Os agregados contêm teores variáveis de areias fina a grossa, essencialmente quartzosas, com cimentação ferruginosa (goethita). Segundo Bourman (1993), poderiam ser interpretados como sedimentos clásticos transformados em ferricretes pisolíticos e nodulares. Depósitos semelhantes foram identificados por Coelho & Vidal-Torrado (2003), em Pindorama (SP), e Sallun & Suguio (2006), entre Marília e Presidente Prudente (SP). Encontram-se associados à Aloformação Paranavaí, em área de ocorrência das formações Adamantina (pontos 23, 63 e 123), Caiuá (pontos 12,13 e 20) e Serra Geral (ponto 5), ou como fragmentos em linhas de pedra, no contato da Aloformação Paranavaí com as rochas mesozóicas.

A maioria dos ferricretes é rica em SiO_2 , pobre em Fe_2O_3 e quase isenta de Al_2O_3 (Tabela 3.7), sugerindo ser derivada de arenitos, com grãos de quartzo reliquias do material original intemperizado (Fig. 3.7). Por apresentarem quantidades maiores de Fe_2O_3 (54,98-60,27%) as amostras dos pontos 5, 12 e 13 não demonstram claramente sua origem através da composição química, porque nestas condições as características mineralógicas e químicas são homogeneizadas (Tardy & Roquin, 1992). O mesmo não ocorre em ferricretes mais pobres em Fe_2O_3 (30-40%), como nas amostras dos pontos 20, 23, 63 e 123 (Tardy & Roquin, 1992). Este tipo de ferricrete já foi descrito por Alexander & Cady (1962), Brewer (1976) e Muller & Bocquier (1986). O alto conteúdo de SiO_2 (Fig. 3.7) nos ferricretes é devido à presença de grãos de quartzo em sua composição. A amostra do ponto 5 destaca-se por exibir alto teor de Fe_2O_3 (60,27%), que provavelmente é atribuível às rochas basálticas sotopostas. Nota-se que quanto maior o teor de Fe_2O_3 menor é o teor de SiO_2 , enquanto que o teor de Al_2O_3 é relativamente constante (Tabela 3.7).

A goethita está presente atualmente na camada externa das crostas, de cor amarela ou marrom, ou dentro de nódulos originalmente hematíticos, ou ainda como um filme recobrendo grãos de quartzo. Nos poros existentes entre os grãos de quartzo é observada intensa ferruginização, apresentando inclusive estruturas de preenchimento concêntrico, indicando precipitação de hidróxidos de ferro em ambiente redutor e de pH ácido. As estruturas sugerem remobilização do ferro através de dissolução e reprecipitação em cavidades preexistentes ou neoformadas (Fig. 3.7). Essa dissolução, provavelmente é devida ao forte intemperismo, também é responsável por feições de corrosão compostas de microfissuras que ocorrem na superfície dos grãos de quartzo (Fig. 3.7).

Óxidos	LD	5	12	13	20	23	63	123
SiO ₂	0,01	22,84	29,28	27,12	61,09	47,44	46,27	62,05
Al ₂ O ₃	0,01	5,41	4,53	7,16	7,81	4,03	4,07	6,96
MnO	0,002	0,150	0,060	0,013	0,026	0,066	0,070	0,031
MgO	0,01	0,01	0,02	0,01	0,28	0,02	<0,01	0,24
CaO	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Na ₂ O	0,02	0,05	<0,02	0,07	<0,02	<0,02	<0,02	0,16
K ₂ O	0,01	0,05	0,02	0,07	0,58	0,01	0,02	0,42
TiO ₂	0,007	0,225	0,575	0,598	0,771	0,277	0,274	0,961
P ₂ O ₅	0,003	0,071	0,094	0,064	0,037	0,050	0,076	0,025
Fe ₂ O ₃	0,01	60,27	54,94	54,58	24,23	39,43	39,52	24,69
PF	0,01	10,18	10,18	10,17	4,88	7,73	7,74	4,12
Total	-	99,26	99,70	99,86	99,70	99,05	98,04	99,66

Tabela 3.7 – Resultados de análises químicas de amostras de ferricretes em teores de óxidos, em porcentagem (%) (LD- Limite de detecção).

Segundo Beauvais *et al.* (1990), existiria uma relação genética entre posição geomorfológica e as características morfológicas e composicionais de ferricretes, que tentativamente pode ser aplicada aos ferricretes aqui estudados:

- Porções mais elevadas da paisagem: seriam ocupadas por ferricretes com estruturas maciças que contem altos teores de Fe₂O₃, hematita e caulinita, enriquecidos em elementos-traço pouco móveis (Sr, V e Zn) (Tabela 3.8). Todos os ferricretes analisados apresentam alto conteúdo de Fe₂O₃ e SiO₂. Ocorre enriquecimento em alguns elementos-traço nas amostras coletadas nos pontos 5 (V, Zn), 13 (V), 20 (V), 23 (V), 63 (Sr) e 123 (V) em relação às demais amostras.

- Posições intermediárias da paisagem: predominariam ferricretes pseudonodulares, que apresentam teores mais altos de gibbsita e quartzo, enriquecidos em elementos-traço com maior mobilidade no solo (Ba, Co e Ni) (Tabela 3.8). Todos os ferricretes analisados apresentam alto conteúdo de SiO₂. As amostras dos pontos 23 e 123 apresentam enriquecimento em Ba em relação às demais amostras.

- Porções mais baixas da paisagem: ocorrem ferricretes com teores elevados de SiO₂, Al₂O₃ e goethita com enriquecimento em elementos associados à rocha fonte (Cr, Cu, Y e Zn,) (Tabela 3.8). Todos os ferricretes analisados apresentam alto conteúdo de SiO₂. Ocorre enriquecimento em

alguns elementos-traço nas amostras coletadas nos pontos 5 (Y e Zn), 13 (Cr e Cu) e 63 (Y) em relação às demais amostras.

Figura 3.7 – Dados obtidos para os ferricretes estudados. A) Diagrama triangular, que sugere tipos de ferricretes (modificado de DURY 1969, GOUDIE 1973, SCHELLMAN 1981), com dados químicos obtidos por fluorescência de raios X; B) Ferricrete em seção delgada com estrutura concêntrica, preenchendo a porosidade, e envolvendo grãos de quartzo corroídos de amostra do ponto 20; C) Detalhe de estrutura de ferricrete que preenche a porosidade em seção delgada de amostra do ponto 13; D) Fragmento de ferricrete do ponto 13; E, F e G) Fotomicrografias de ferricrete, obtidas por MEV, mostrando grãos de quartzo, envoltos por cimento de hidróxidos de ferro, de amostra do ponto 20; E, G e I) Imagem com detector de elétrons secundários (SE1); F) Imagem com detector de elétrons retroespalhados (abreviação em inglês= QBSD), mostrando a diferença composicional por contraste entre regiões escuras e claras, que apresentam, respectivamente, elementos de peso atômico leve (grãos de quartzo) e pesado (cimentação ferruginosa); G) Detalhe de E e F que mostra a corrosão superficial de grão de quartzo (Qz) com cavidades geométricas triangulares tipo “dente de serra”, originadas por alteração química e capeamento de cimentação ferruginosa com aspecto botrioidal; J) Análise pontual com espectroscopia dispersiva de elétrons (abreviação em inglês= EDS), indicando Si, Al, Fe, O e Cr, para a composição química da cimentação ferruginosa da amostra 20, que recebeu cobertura de carbono para essa análise; I) Cimentação ferruginosa capeando grão de quartzo arredondado, formando cavidades com estruturas concêntricas, de amostra do ponto 5.

As idades obtidas em amostras da Aloformação Paranaíba, superpostas às camadas de ferricretes, sugerem que não representam uma única geração (Tabela 3.9), mas vários ciclos de

formação de crostas ferríferas. Entretanto, as semelhanças texturais (granulometria) e composicionais (química e mineralógica) poderiam ser sugestivas de uma única fase de formação, com idade mínima de 275.600 ± 31.700 anos A.P..

Elementos	LD	5	12	13	20	23	63	123
Ba	7	30	69	37	<7	148	<7	116
Co	2	32	29	10	15	6	<2	<2
Cr	5	730	608	2238	1857	821	44	615
Cu	2	77	57	194	53	57	28	26
Ni	3	21	24	14	9	25	<3	21
Pb	4	157	116	164	163	54	29	47
Rb	1	4	3	5	1	20	40	25
S	150	<150	<150	<150	<150	<150	<150	<150
Sr	1	6	6	11	6	9	860	16
V	3	1150	399	892	378	499	<3	357
Y	1	28	8	9	5	6	38	8
Zn	2	276	52	50	24	27	21	19

Tabela 3.8 – Resultados de análises químicas de amostras de ferricretes em concentração de elemento-traço, em partes por milhão (ppm) (LD- Limite de detecção).

Amostra	Da ($\mu\text{Gy/yr}$)	P-TL (Gy)	P-LOE (Gy)	Idade TL	Idade LOE
5	943 ± 22	46,10	42,50	$48,8 \pm 6$	$45 \pm 5,5$
13	663 ± 12	64,70	62,0	$97,5 \pm 11,5$	$93,4 \pm 11$
20	508 ± 9	140	343	$275,6 \pm 31,7$	$675,2 \pm 77,7$
23	745 ± 15	28	39	$37,6 \pm 4,3$	$52,4 \pm 6^*$
123	885 ± 17	58	247	$136,7 \pm 15,7$	$279,1 \pm 32,1$

Tabela 3.9 – Idades obtidas ($\times 10^3$ anos A.P.) a partir de datações por Termoluminescência (TL) e Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE) de amostras sobrepostas a ferricretes na Aloformação Paranavaí (P = paleodose, * = idade mínima), sendo que as amostras 20 e 123 apresentaram idades confiáveis somente por TL (Sallun & Suguio, 2007).

3.6 CONCLUSÕES

Os sedimentos da Aloformação Paranavaí apresentam características texturais e mineralógicas, homogêneas e muito semelhantes às rochas do substrato, predominantemente constituído por rochas sedimentares cretáceas da Superseqüência Bauru e basálticas da Formação Serra Geral (Superseqüência Gondwana III). Características semelhantes às encontradas neste trabalho foram também identificadas em depósitos da região noroeste do Paraná (Gasparetto & Santos, 2005) e entre Marília e Presidente Prudente, em São Paulo (Sallun & Suguio, 2006).

A variabilidade granulométrica entre a Aloformação Paranavaí e as rochas do substrato pode ser explicada pelo enriquecimento em argila durante os processos pedogenéticos de iluviação da aloformação.

Mineralogicamente, os sedimentos da Aloformação Paranavaí caracterizam-se por altas maturidades composicionais e, nas frações de areias fina e muito fina, foram verificadas boas correlações com os conteúdos mineralógicos de arenitos da Superseqüência Bauru. A maioria das amostras é essencialmente composta de quartzo, embora o feldspato esteja presente em algumas amostras. As texturas superficiais observadas nos minerais leves sugerem uma história geológica complexa e policíclica com muitas propriedades provavelmente herdadas e desvinculadas da origem da Aloformação Paranavaí.

Alguns minerais pesados presentes na Aloformação Paranavaí, como a estaulolita de origem metamórfica, estão ausentes nas rochas do substrato nas mesmas localidades. Essa diferença mineralógica pode ser atribuída à eventual contribuição eólica, com incorporação de minerais na Aloformação Paranavaí à partir da Superseqüência Bauru, ou ter origem autigênica. Os minerais pesados podem estar presentes em outras distribuições granulométricas na Superseqüência Bauru, mais grossas do que as que foram analisadas (areias fina e muito fina), que com o transporte sofrem redução no tamanho dos grãos, e vão ser encontrados na Aloformação Paranavaí.

Os ferricretes poderiam ter resultado da remobilização e concentração de hidróxidos de ferro por oscilações de antigos níveis de água subterrânea, induzidas por variações paleoclimáticas e/ou por soerguimentos epigenéticos e/ou tectônicos do relevo. O ferro lixiviado a montante poderia ser precipitado à jusante na interface das antigas zonas vadosa e freática, onde existiam condições de umedecimento e secagem sucessivas pelas oscilações do paleoclima, que favoreceram a precipitação do ferro. Originalmente, essas concreções deveriam estender-se lateralmente e o provável dismantelamento das crostas de ferro teria promovido a transformação de hematita em goethita, que constitui os horizontes de pisólitos. A presença de areia quartzosa e a composição dos ferricretes são sugestivas de origem pedogenética. As crostas teriam sido formadas sobre colinas de rochas mesozóicas, que se tornaram resistentes à erosão e, posteriormente, teriam sido afeiçãoadas ao paleorrelevo com ondulações de provável origem atectônica. Os fragmentos teriam sido transportados a curtas distâncias e atualmente acham-se incorporados aos colúvios, como nas observações de Roquim (1990) em Mali.

3.7 REFERÊNCIAS

- Alexander, T.L. & Cady, J.G. 1962. **Genesis and hardening of laterite in soils**. United States Department of Agriculture, 90 p. (Technical Bulletin, 1282).
- Arid, F.M.; Barcha, S.F. & Mezzalira, S. 1981. Contribuição ao estudo da Formação Caiuá. São Paulo: **Revista Instituto Geológico**, 2(1):5-20.

- Batezelli, A. 1998. **Redefinição litoestratigráfica da unidade Araçatuba e da sua extensão regional na Bacia Bauru no Estado de São Paulo**. Rio Claro, 110 p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- Beauvais, A.; Boeglin, J.L.; Colin, F.; Mazaltarim, D.; Muller, J.C. 1990. Geochemical evolution and degeneration of ferricretes under a humid tropical climate in the east of Central African Republic. **Chemical Geology**, **87**:25-26.
- Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Gonçalves, J. H.; Baars, F. J.; Delgado, I. M.O; Abram, M. B.; Leão Neto, R.; Muniz De Matos, G. M.; Schneider Santos, J. O. 2001. **Mapas de Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG**. Brasília, CPRM. Escala 1:2 500 000, 4 CD-Rom.
- Bósio, N.J. & Landim, P.M.B. 1971. Um estudo sedimentológico sobre a Formação Caiuá. **Boletim Paranaense de Geociências**, **28-29**:145-157.
- Bourman, R.P. 1993. Modes of ferricrete genesis: evidence from southeastern Australia. **Zeitschrift für Geomorphologie**, **37**:77-101.
- Brewer, R. 1976. **Fabric and mineral analysis in soils**. Robert E. Krieger, New York, 482 p.
- Carver, R.E. 1971. **Procedures in Sedimentary Petrology**. Wiley-Interscience, New York, 653p.
- Chayes, F. 1956. **Petrographic modal analysis**. John Wiley & Sons, New York, 113p.
- Coelho, M.R. & Vidal-Torrado, P. 2003. Caracterização e gênese de perfis plínticos desenvolvidos de arenito do Grupo Bauru. I – Química. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, **27**:483-494.
- Coimbra, A.M. 1976. **Arenitos da Formação Bauru: Estudos de áreas-fonte**. São Paulo, vol I, 63 p. Dissertação de Mestrado em Ciências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Coutinho, J.M.V. & Coimbra, A. 1974. Os pesados do Barreiras na Costa Oriental Brasileira: estudos de áreas-fonte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre, **Anais...Porto Alegre, SBG**, p. 27-41.
- Del'Arco, J.O.; Silva, R.H.; Tarapanoff, I.; Freire, F.A.; Pereira, L.G.da M.; Souza, S.L. de; Luz, D.S.da; Palmeira, R.C.de B.; Tassinari, C.C.G. 1982. Geologia. In: BRASIL/Ministério das Minas e Energia. Secretaria-Geral, **Projeto RADAMBRASIL: Folha SE.21 Corumbá e parte da Folha SE.20**. Rio de Janeiro, p. 25-160.
- Dury, G.H. 1969. Rational descriptive classification of duricrusts. **Earth Science Journal**, **3**:77-86.
- Fernandes, L.A. & Coimbra, A.M. 1996. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, **68**:195-205.
- Fernandes, L.A. 1998. **Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)**. São Paulo, 232 p. Tese de Doutorado em Ciências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Folk, R. L. & Ward, W. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Research Petrology**, **27**:3-26.
- Friedman, G.M. 1958. Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrological studies. **Journal of Geology**, **66**:394-416.
- Friedman, G.M. 1961. Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. **Journal of Sedimentary Petrology**, **31**:514-524.
- Friedman, G.M. 1967. Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. **Journal of Sedimentary Petrology**, **37**: 327–353.
- Friedman, G.M. & Johnson, K.G. 1982. **Exercises in Sedimentology**. Wiley, New York, 208p.
- Gasparetto, N.V.L. 1999. **As formações superficiais do noroeste do Paraná e sua relação com o Arenito Caiuá**. São Paulo, 172 p. Tese de Doutorado em Ciências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Gasparetto, N.V.L. & Santos, M.L. dos. 2005. Emprego de minerais pesados como indicador da proveniência da cobertura pedológica do Arenito Caiuá na região noroeste do Paraná. **Pesquisas em Geociências**, **32(1)**:63-67.
- Goudie, A. 1973. **Duricrusts in tropical and subtropical landscapes**. Clarendon Press, Oxford, 174 p.

- Jenkins, R. & Snyder, R.L. 1996. **Introduction to X-ray power diffractometry**. John Wiley & Sons, New York, 400p.
- McFarlane, M.J. 1983. Laterites. In: Goudie, A.S., Pye, K., (eds.) **Chemical Sediments and Geomorphology: precipitates and residua in the near-surface environment**. London, Academic Press, p. 7-58.
- McManus, J. 1988. Grain size determination and interpretation. In: Tucker, M.E. (ed.) **Techniques in Sedimentology**. Cambridge, Blackwell Scientific, p. 63-85.
- Milani, E.J. & Ramos, V.A. 1998. Orogenias paleozóicas do domínio sul-oriental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, **28(4)**:473-484.
- Mineropar (Minerais do Paraná S.A.) 2001. **Mapa Geológico do Paraná**. Curitiba, Secretaria de Indústria, Comércio e do Turismo do Estado do Paraná. Escala:1:1.000.000.
- Muller, J.P. & Bocquier, G. 1986. Dissolution of kaolinites and accumulation of iron oxides in lateritic ferruginous nodules: mineralogical and microstructural transformations. **Geoderma**, **37(2)**:113-136.
- Parfenoff, A.; Pomerol, C.; Tornenq, J. 1970. **Le minéraux en grains**. Masson et Cie. Paris, 580p.
- Pearson, E.S. & Hartley, H.O. 1958. **Biometrika table for estatisticians**. Cambridge University, Cambridge, 304p.
- Rittenhouse, G. 1943. Transportation and deposition of heavy minerals. **Geological Society of America Bulletin**, **54**:1725-1780.
- Roquim, C. 1990. Element distribution patterns in laterites of southern Mali: consequence for geochemical prospecting and mineral exploration. **Applied Geochemistry**, **5**:303-315.
- Sahu, B.K. 1964 Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. **Journal of Sedimentary Petrology**, **34**:73-83.
- Sallun, A.E.M. 2003. **Depósitos cenozóicos da região entre Marília e Presidente Prudente (SP)**. São Paulo, 171 p. Dissertação de Mestrado em Ciências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Sallun, A.E.M & Suguio, K. 2006. Depósitos quaternários da região entre Marília e Presidente Prudente (SP). **Revista Brasileira de Geociências**, **36(3)**: no prelo.
- Sallun, A.E.M.; Suguio, K.; Stevaux, J.C. 2007. Proposição formal do Alogrupo Alto Rio Paraná (SP, PR e MS). **Geologia USP – Série Científica**, submetido.
- Sallun, A.E.M. & Suguio, K 2007. Datação absoluta por luminescência do Alogrupo Alto Rio Paraná (SP, PR e MS). **Revista do Instituto Geológico**, submetido.
- Schellmann, W. 1981. Considerations on the definition and classification of laterites. In: LATERITISATION PROCESSES, PROCEEDINGS INTERNATIONAL SEMINAR ON LATERITISATION PROCESSES, 1979, Trivandrum. **Proceedings...**Balkema, Rotterdam, p. 1-10
- Shepard, L.R. 1954. Nomenclature base on sand-silt-clay ratios. **Journal of Sedimentary Petrology**, **24(3)**: 151-158.
- Suarez, J.M. 1973. **Contribuição à Geologia do Extremo Oeste do Estado de São Paulo**. São Paulo, 91 p. Tese de Doutorado em Geociências, Faculdade de Ciências e Letras, Universidade Estadual Paulista, 91p.
- Suguio, K. 1980. **Rochas sedimentares: propriedades, gênese e importância econômica**. EDUSP/Edgard Blücher, São Paulo, 500p.
- Tardy, Y. & Roquin, C. 1992. Geochemistry and evolution of lateritic landscapes. In: Martini, I. P. & Chesworth, W. (eds.) **Weathering, soils and paleosols**. Amsterdã, Elsevier, p. 407-467.
- Wentworth, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **Journal of Sedimentary Petrology**, **30**:377-392.
- Zalán, P.V.; Wolff, S.; Conceição, J.C.J.; Marques, A.; Astolfi, M.A.M.; Vieira, S.I.; Appi, T.V.; Zanoto A.O. 1990. Bacia do Paraná. In: Gabaglia, R. & Milani, E.J. (eds.) **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. Rio de Janeiro, Petrobrás, p. 135-138.

4. DATAÇÃO ABSOLUTA POR LUMINESCÊNCIA DO ALOGRUPO ALTO RIO PARANÁ (SP, PR E MS)

Artigo submetido à Revista do Instituto Geológico

ALETHÉA ERNANDES MARTINS SALLUN^{1,2}, KENITIRO SUGUIO^{2,3}

¹ Instituto Geológico, Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, Avenida Miguel Stéfano, 3900 - 04301-903, São Paulo, SP, alethea@igeologico.sp.gov.br

² Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562 - 05508-080, São Paulo, SP

³ Centro de Pós-Graduação, Pesquisa e Extensão (CEPPE), Universidade Guarulhos (UnG), Rua Dr. Nilo Peçanha, 81 (Prédio U – 6º andar) - 07023-070, Guarulhos, SP, kenitirosuguiio@hotmail.com

4.1 RESUMO

O Alogrupo Alto Rio Paraná é uma unidade estratigráfica de idade quaternária, que ocorre na Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná (SP, PR e MS), constituída de depósitos sedimentares de origem coluvial da Aloformação Paranavaí e aluvial da Aloformação Paraná. Esses depósitos foram datados por Termoluminescência (TL) e Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), que indicaram idades absolutas deposicionais entre 6.200 ± 750 e 980.000 ± 100.000 anos A.P. para a Aloformação Paranavaí, e 14.000 ± 2.000 e 240.000 ± 30.000 anos A.P. para a Aloformação Paraná. As idades obtidas mostram que o Alto Rio Paraná está ativo, no mínimo, desde cerca de 1 Ma até os dias atuais no afeiçoamento do relevo, por processos construtivos (terraços) e destrutivos (dissecação). Os eventos que propiciaram essa sedimentação possivelmente testemunhariam mudanças paleoclimáticas e/ou atividades neotectônicas, que causaram flutuações nos níveis de base com conseqüentes transformações do relevo.

Palavras-chaves: datação absoluta, luminescência, Quaternário, Alogrupo Alto Rio Paraná

4.2 INTRODUÇÃO

Datações absolutas por Termoluminescência (TL) e Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) foram empregadas para determinar as idades dos extensos depósitos quaternários da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná, em partes das regiões centro-oeste, sudeste e sul do Brasil, que foram reunidos no Alogrupo Alto Rio Paraná (SALLUN et al. 2007a). Esses depósitos testemunham importantes eventos geológicos regionais do Cenozóico, mas para melhor elucidar a sua história geológica as idades absolutas destes depósitos precisavam ser obtidas.

A datação absoluta por luminescência é o único método geocronológico, que permite obter a idade deposicional do sedimento (DULLER 2004), com grande potencialidade na datação de depósitos siliciclásticos quaternários, sem restos orgânicos. Ela alcança idades muito antigas, isto é, até cerca de um 1,5 Ma e, portanto, abrange parte importante do Pleistoceno.

Os depósitos quaternários da área de estudo (Figura 4.1) exibem composição essencialmente siliciclástica (areia quartzosa). Na região entre Marília e Presidente Prudente (SP) (SALLUN & SUGUIO 2006, TATUMI et al. 2006) realizaram datações por luminescência que forneceram idades de até 1 Ma, como prova da eficiência do método na datação desses depósitos sedimentares.

Figura 4.1 - Situação geográfica da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná, localização da área de estudo onde foram realizadas datações por luminescência por TATUMI et al. (2006).

4.3 CONTEXTO GEOLÓGICO

O Alogruppo Alto Rio Paraná compreende unidades estratigráficas quaternárias que ocorrem sobre rochas cretáceas da Bacia do Paraná (Figura 4.2). A Aloformação Paranavaí é constituída por depósitos arenáceos e rudáceos homogêneos, com estrutura maciça e espessura exposta de 0,50 a 17 m. São compostos por areias muito finas a grossas e inconsolidadas, com coloração avermelhada. O limite superior corresponde ao horizonte formado por pedogênese atual e inferior é representado pelo contato com as rochas cretáceas da Bacia do Paraná (superseqüências Bauru e Goundwana III), onde podem ocorrer camadas centimétricas de nódulos e fragmentos de ferricretes e de linhas-de-pedra. Datações realizadas por TL e LOE forneceram idade pleistocênica para os depósitos da Aloformação Paranavaí (9.000 ± 1.000 a 980.000 ± 100.000 anos A.P.) e da Aloformação Paraná

(14.000±2.000 a 240.000±30.000 anos A.P) que ocorrem entre Marília e Presidente Prudente (SP) (SALLUN & SUGUIO 2006, TATUMI et al. 2006).

Figura 4.2 – Mapa geológico da área de ocorrência do Alogrupo Alto Rio Paraná (modificado de BATEZELLI 1998, FERNANDES 1998, FERNANDES & COIMBRA 1996, BIZZI et al. 2001, MINEROPAR 2001, DEL'ARCO et al. 1982, SALLUN et al. 2007b).

A Aloformação Paraná é composta de depósitos aluviais associados à paleodrenagem do Alto Rio Paraná, além do curso atual e afluentes, embutidos na Aloformação Paranavaí, sendo reconhecidos os alomembros Fazenda Boa Vista, Alto Paraná, Paranapanema e Rio do Peixe (SALLUN et al. 2007a). Os terraços aluviais situam-se em diversos níveis topográficos (altos, médios e baixos) em ambas margens do Alto Rio Paraná. Os terraços são compostos de depósitos arenáceos e rudáceos (areias com níveis cascalhosos e conglomerados limonitizados) maciços, de coloração esbranquiçada a cinza escuro com diversas fácies sedimentares, que indicam a presença de depósitos de canal, lençol arenoso, planície de inundação, dique marginal, bacia de inundação,

rompimento de dique marginal, lagoas e barras arenosas de meandros (STEVAUX 1993). Os depósitos lacustres, de lagoas alojadas na Aloformação Paranavaí, também estão relacionados à Aloformação Paraná.

4.4 MATERIAIS E MÉTODOS

As idades de materiais podem ser calculadas pelas medidas das concentrações de defeitos induzidos nos materiais por radiações ionizantes do ambiente deposicional (SHELKOPLYAS & MOROZOV 1965 apud PRESCOTT & ROBERTSON 1997). Os grãos minerais, como os de quartzo, recebem radiações ionizantes (partículas α e β e radiação γ) provenientes de raios cósmicos e da desintegração de isótopos radioativos naturais, como de U^{235} , U^{238} , Th^{232} e K^{40} e seus filhos radioativos, que se encontram no seu interior ou nas vizinhanças. Parte desta radiação provoca ionização por efeito fotoelétrico, produzindo defeitos pontuais ou vários tipos de centros, que resultam em aprisionamento de elétrons e lacunas. Por aquecimento do mineral até determinadas temperaturas (Termoluminescência – TL) ou por estímulo óptico (Luminescência Ópticamente Estimulada – LOE) (LIAN & ROBERTS 2006), os elétrons aprisionados são liberados e recombinados com buracos e emitem luminescência. Quando se mede a intensidade da luz emitida por esses centros é possível, por exemplo, determinar quando um mineral se cristalizou ou quando um sedimento foi exposto à luz solar pela última vez durante período mínimo de 6-8 horas (TL) ou até alguns minutos (LOE) segundo AITKEN (1985) ou sofreram aquecimento superior a 100 °C (AITKEN 1998).

Foram coletadas 77 amostras em afloramentos, sendo 67 da Aloformação Paranavaí e 10 da Aloformação Paraná, distribuídos na área de estudo (Figura 4.3) para datação por TL e LOE. As datações realizadas em terraços na Aloformação Paraná complementam os dados obtidos para a Aloformação Paranavaí, na correlação da idade dos depósitos.

As datações foram realizadas no LVD (Laboratório de Vidros e Datação) da FATEC-SP (Faculdade de Tecnologia de São Paulo), sob coordenação da Profa. Dra. Sônia Hatsue Tatum, com aparelho “Automated Systems, Model 1100-series Daybreak Nuclear Instruments Inc.”, com utilização de taxa de aquecimento de 10°C/s.

Figura 4.3 – Mapa da área de estudo com os pontos de coleta de amostras para datação por TL e LOE.

Para a coleta das amostras foi realizada limpeza nos afloramentos, para remoção do material superficial eventualmente caído de cima, a fim de evitar a contaminação pela incorporação de grãos minerais de diferentes idades. O nível de coleta situou-se, no mínimo, 0,5 a 1 m de profundidade em relação à superfície do terreno para evitar materiais de exposição recente a raios solares, bem como horizontes mais bioturbados. As amostras foram coletadas em tubos opacos de PVC, introduzidos horizontalmente por percussão com uma marreta nos níveis de coleta (Figura 4.4). Logo após a retirada, as extremidades dos tubos foram fechadas para evitar a exposição à radiação solar, e foram enviados imediatamente ao laboratório, para evitar o mínimo de perda de umidade.

No laboratório os tubos foram abertos cuidadosamente e os sedimentos das duas extremidades foram desprezados. Os sedimentos foram peneirados para separar grãos com diâmetros entre 88-180 μm (areias muito fina a fina) e submetidos a tratamento químico. Esse tratamento foi realizado com ácidos fluorídrico (HF) e clorídrico (HCl) concentrados para remoção de matéria orgânica, óxidos e hidróxidos de ferro e carbonatos (MEJDAHL 1979) e dissolver a porção superficial dos grãos, para reduzir a contribuição das doses de partículas β e α , além de politungstato de sódio (SPT em inglês)

para separar apenas os grãos de quartzo dos minerais pesados e feldspato. A seguir a amostra foi separada em aproximadamente seis partes, sendo uma parte submetida à leitura de luminescência para obtenção da luminescência natural, e as outras partes receberam tratamento térmico, a 480°C por 15 minutos para eliminar toda a TL, e expostas à luz solar por cerca de 16 horas para LOE. Em seguida, cerca de 40 mg de grãos foram enviados para o IPEN-CNEN (Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares – Comissão Nacional de Energia Nuclear) para receber doses conhecidas de radiações ionizantes de ^{60}Co .

Figura 4.4 – Coleta de amostras para datação por TL e LOE: (A) Aloformação Paranavaí em Glória de Dourados (MS) no ponto 10 (UTM 784241E/7516906N); (B) Aloformação Paranavaí em Ponta Porá no ponto 5 (UTM 655422E/7504702N).

As idades das amostras foram calculadas à partir da paleodose (P = energia total absorvida pelo cristal pela incidência de radiações ionizantes) em Gy, e das doses anuais DA_γ (radiações- γ), DA_β (partículas- β) e $DA_{r.c.}$ (raios cósmicos) em Gy/ano. As doses anuais foram calculadas através da determinação dos teores de U^{235}/U^{238} e Th^{232} em partes por milhão (ppm), e K^{40} em porcentagem (%), por espectroscopia- γ da amostra natural sem nenhum tratamento, utilizando-se detectores de NaI(Tl). O valor de radiação cósmica utilizado foi de 174,22 $\mu\text{Gy/ano}$ (SALLUN et al. 2006). Os valores obtidos de teores de isótopos radioativos naturais foram utilizados para possível correlação estratigráfica.

Com esses resultados foi delineada “curva de crescimento” para cada amostra, que representa a resposta da luminescência do material à radiação (LI & WINTLE 1992), plotando as intensidades

de luminescência em função da dose. Para o cálculo das idades foram obtidos os valores das doses anuais (DAs) e das paleodoses (P), através do método da regeneração total, pela intersecção da curva de calibração com a linha que representa a luminescência natural.

4.5 ISÓTOPOS RADIOATIVOS NATURAIS

As concentrações de urânio, tório e potássio são usadas, muitas vezes, para identificar diferentes litologias e estabelecer correlações estratigráficas, como em depósitos quaternários na costa sudeste (ANJOS et al. 2006), no Grupo Bambuí (ROQUE & RIBEIRO 1997, RIBEIRO & ROQUE 2001) e nas formações Irati e Corumbataí na Bacia do Paraná (CARLOS et al. 2004). Porém, após a sedimentação, intemperismo, neoformação de minerais secundários e adsorção por argilominerais a distribuição dos radioisótopos nos sedimentos pode mudar continuamente, e indicar correlação com eventos pós-deposicionais.

4.5.1 Aloformação Paranaíba

As medições de elementos radioativos nas amostras da Aloformação Paranaíba indicam baixa concentração, com maiores teores de ^{232}Th (0,309 a 6,53 ppm) do que $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ (0,424 a 3,82 ppm) e ^{40}K (0 a 0,096%) (Tabela 4.1). Os estudos de possíveis correlações entre os teores dos elementos mostraram que a dispersão nos valores da razão entre $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ e ^{232}Th , (0,268 a 3,326), permite delimitar dois grupos distintos de amostras (Figura 4.5A), aqui denominados de grupo 1 (0,268 a 0,333) e grupo 2 (1,448 a 3,326).

A mesma relação não foi observada entre os teores de ^{232}Th e $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$, em relação ao ^{40}K (Figura 4.5B). No grupo 1 os teores de $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ são sempre superiores aos de ^{232}Th , enquanto que no grupo 2 ocorre o inverso, e os teores de ^{232}Th são sempre superiores aos de $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ (Figura 4.5C).

Quando as distribuições de ^{232}Th , $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ e ^{40}K foram analisadas na área de estudo (Figura 4.5D, E e F) maiores teores de ^{232}Th foram encontrados na porção central com direção NW-SE, $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ na porção NE e ^{40}K em pontos isolados. Os grupos de amostras identificadas com as razões entre os teores de ^{232}Th e $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ (Figura 4.5G) podem ser plotados em planta, onde o grupo 1 localiza-se nas porções SW e NE, assim como as maiores concentrações de $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$, e o grupo 2 na porção central, a NW e SE da área de estudo.

Amostra	^{232}Th (ppm)	$^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ (ppm)	^{40}K (%)	$^{232}\text{Th}/^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$
5	2,20±0,065	1,519±0,038	0,034±0,003	0,268
6	0,309±0,009	1,152±0,029	0±0	0,333
10 (base)	1,899±0,056	1,218±0,003	0,036±0,003	0,601
10 (topo)	2,063±0,061	1,137±0,028	0,031±0,003	0,839
13	0,551±0,016	1,013±0,025	0±0	0,544
14 (base)	0,406±0,012	0,675±0,017	0±0	0,892
14 (meio)	0,710±0,021	1,112±0,028	0,071±0,007	0,638
14 (topo)	0,659±0,019	0,739±0,018	0±0	0,333
16	0,502±0,015	0,598±0,016	0±0	0,333
18	3,371±0,087	1,124±0,029	0±0	0,333
19	1,747±0,045	0,582±0,015	0,022±0,002	0,333
20	2,071±0,053	0,691±0,018	0±0	0,333
21	5,107±0,133	1,703±0,044	0,014±0,001	0,333
23	3,475±0,089	1,159±0,030	0,011±0,001	3,002
25	4,750±0,123	1,583±0,041	0,014±0,001	3,000
28	3,648±0,097	1,216±0,032	0±0	3,002
30 (base)	2,202±0,058	0,734±0,020	0,017±0,002	3,000
30 (topo)	1,763±0,047	0,588±0,016	0±0	3,000
36 (base)	1,672±0,042	0,557±0,014	0±0	3,002
36 (topo)	1,995±0,049	0,665±0,016	0±0	3,002
40 (base)	1,692±0,008	0,564±0,014	0,0526±0,0054	3,326
40 (topo)	3,474±0,024	1,158±0,029	0,0177±0,0018	3,002
44	2,343±0,011	0,781±0,021	0±0	3,000
45	1,779±0,005	0,593±0,015	0±0	3,000
48	4,008±0,043	1,336±0,033	0,0424±0,0043	3,033
52	2,205±0,032	0,735±0,018	0±0	3,000
58	2,352±0,028	0,784±0,020	0,0439±0,0045	3,002
61	4,41±0,04	1,470±0,037	0±0	1,559
62	3,054±0,078	1,018±0,026	0±0	3,000
68	2,121±0,054	0,707±0,018	0±0	3,029
69	3,370±0,083	1,123±0,027	0±0	1,814
72	4,055±0,051	1,352±0,034	0±0	2,997
74	4,172±0,054	1,391±0,037	0±0	3,000
75	2,838±0,042	0,946±0,024	0±0	1,448
76	2,822±0,012	0,941±0,024	0±0	3,000
80	1,714±0,021	0,571±0,015	0,096±0,010	3,000
82	3,957±0,035	1,319±0,035	0±0	3,027
85	1,273±0,003	0,424±0,011	0±0	2,999
87	1,849±0,023	0,616±0,016	0±0	3,000
89	1,848±0,012	0,616±0,017	0±0	3,000
91	1,506±0,02	0,502±0,013	0,023±0,002	3,025
92	1,707±0,02	0,569±0,014	0,025 ± 0,003	3,000
95	1,732±0,054	0,577±0,015	0±0	3,000
98	2,46±0,05	0,82±0,02	0,059±0,006	3,011
100	1,82±0,04	0,60±0,01	0±0	3,022
102	5,83±0,14	1,94±0,04	0,073±0,007	2,999
104 (base)	2,06±0,05	0,68±0,01	0,009±0,0009	3,000
104 (topo)	2,45±0,06	0,81±0,022	0,057±0,005	3,000
105	6,53±0,17	2,17±0,05	0,013±0,0013	3,000
107	2,58±0,067	0,86±0,02	0±0	2,999
111	4,07±0,09	1,35±0,03	0,004±0,004	3,001
112	2,94±0,07	0,98±0,02	0,010±0,001	2,999
113	3,38±0,08	1,12±0,02	0±0	3,018
114	2,27±0,05	0,75±0,01	0±0	3,009
115	1,77±0,04	0,59±0,01	0,032±0,003	3,000
118	2,68±0,06	0,89±0,02	0,014±0,001	2,998
119	2,72±0,06	0,90±0,02	0,015±0,001	3,000
120	3,46±0,008	1,15±0,02	0±0	3,000
121	1,0950±0,0286	3,2851±0,0857	0±0	3,000
123	1,2766±0,0322	3,8299±0,0967	0,0175±0,0018	2,999
124	1,0675±0,0271	3,2026±0,0814	0 ± 0	3,015
125	0,7831±0,0210	2,3492±0,0631	0,0096±0,0010	2,999
126	1,1641±0,0315	3,4923±0,0944	0±0	3,000
127	0,3763±0,0089	1,1289±0,0269	0,0043±0,0005	3,001
128	0,9677±0,0255	2,9031±0,0766	0±0	2,999

Tabela 4.1 – Concentrações naturais de tório (^{232}Th) e urânio ($^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$) em ppm (partes por milhão) e de potássio (^{40}K) em % (porcentagem) em amostras da Aloformação Paranavai.

Os minerais pesados geralmente apresentam altas concentrações de radionuclídeos naturais, da série de decaimento de urânio e tório, em sua estrutura cristalina (ANJOS et al. 2006). Porém, as

concentrações de ^{232}Th e $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ nos minerais pesados, das distribuições areias fina e muito fina nas amostras aqui estudadas, não mostraram esta tendência (Figura 4.5H e I).

Os minerais leves, como quartzo e feldspato, contêm em geral teores muito baixos de urânio e tório, embora o feldspato possa conter ^{40}K . Porém, em nenhuma amostra com feldspato, aqui estudada, foi identificada qualquer concentração de ^{40}K . Finalmente, não foi verificada correlação entre os teores de ^{232}Th e $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ e os conteúdos de fração fina (silte e argila) na massa total de sedimento (Figura 4.5J), e também com as idades obtidas por TL ou LOE (Figura 4.5 K e L).

4.5.2 Aloformação Paraná

As medidas de elementos radioativos nas amostras da Aloformação Paraná também indicam baixa concentração, com maiores teores de ^{232}Th (0,252 a 4,25 ppm) do que $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ (0,35 a 1,571 ppm) e ^{40}K (0 a 0,221%) (Tabela 4.2). As pesquisas de possíveis correlações entre os teores dos elementos, indicaram que a dispersão nos valores da razão entre $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ e ^{232}Th , (0,545 a 3,046) é correlacionável aos grupos identificados na Aloformação Paranavaí (Figura 4.4A). Apesar da menor quantidade de amostras analisadas da Aloformação Paraná, é ainda possível reconhecer os grupos 1 (0,252 a 0,455) e 2 (1,05 a 4,25) da Aloformação Paranavaí (Figura 4.6A). Não há relação entre os teores de ^{232}Th e $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ e os de ^{40}K (Figura 4.6B). No grupo 1 os teores de $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ são sempre superiores aos de ^{232}Th , enquanto que no grupo 2 ocorre o inverso e os teores de ^{232}Th são sempre superiores aos de $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ (Figura 4.6C).

Quando as distribuições de ^{232}Th , $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ e ^{40}K são analisadas na área de estudo, constata-se correlações entre as aloformações Paranavaí e Paraná nos grupos 1 e 2, em teores de ^{232}Th , $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ e em baixos conteúdos de ^{40}K .

Nenhuma correlação aparente foi detectada entre os teores de ^{232}Th e $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ e os conteúdos de fração fina (silte e argila) na massa total sedimento (Figura 4.6D), e também com as idades obtidas por TL ou LOE (Figura 4.6E e F).

Amostra	^{232}Th (ppm)	$^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ (ppm)	^{40}K (%)
9	0,455±0,013	0,565±0,013	0±0
15	2,469±0,073	1,571±0,041	0±0
24-1	2,386±0,057	0,796±0,019	0±0
24-2	0,252±0,007	0,462±0,001	0±0
27	2,951±0,074	0,984±0,025	0±0
96	4,25 ±0,11	1,41±0,36	0±0
99	1,41±0,03	0,47±0,01	0,221±0,002
103	2,37±0,06	0,79±0,02	0±0
108	1,05±0,026	0,35±0,008	0,007±0,0008
117	1,31±0,03	0,43±0,01	0±0

Tabela 4.2 – Concentrações naturais de tório (^{232}Th) e urânio ($^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$) em ppm (partes por milhão) e de potássio (^{40}K) em % (porcentagem) em amostras da Aloformação Paraná.

Figura 4.5 – Distribuição dos dados de isótopos radioativos de ^{232}Th e $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ em ppm (partes por milhão) e ^{40}K em % (porcentagem) nas amostras analisadas da Aloformação Paranavaí: (A) Diferentes grupos de amostras identificados em gráfico de dispersão de teores de ^{232}Th e $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ (ppm), denominados grupos 1 e 2; (B) Dispersão de teores de ^{232}Th e $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ (ppm) em relação a ^{40}K (%); (C) Distribuição dos teores de ^{232}Th e $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ (ppm) nas amostras estudadas, com indicação dos grupos 1 e 2; (D) Distribuição na área de estudo dos teores de ^{232}Th em ppm; (E) Distribuição na área de estudo dos teores de $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ em ppm; (F) Distribuição na área de estudo dos teores de ^{40}K em (%); (G) Distribuição na área de estudo da razão entre os teores ^{232}Th e $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ em ppm; (H) Dispersão de teores de $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ (ppm) em relação ao teor de minerais pesados (% em peso) nas distribuições areia fina e muito fina; (I) Dispersão de teores de ^{232}Th (ppm) em relação ao teor de minerais pesados (% em peso) nas distribuições areia fina e muito fina; (J) Dispersão de teores de ^{232}Th e $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ (ppm) em relação ao conteúdo da fração fina (silte e argila) na massa total sedimento; (K) Dispersão de teores de ^{232}Th e $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ (ppm) em relação às idades obtidas por TL; (L) Dispersão de teores de ^{232}Th e $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ (ppm) em relação às idades obtidas por LOE.

Figura 4.6 – Distribuição dos dados de isótopos radioativos de ^{232}Th e $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ em ppm (partes por milhão) e ^{40}K em % (porcentagem) nas amostras analisadas da Aloformação Paraná: (A) Diferentes grupos de amostras identificados em gráfico de dispersão de teores de ^{232}Th e $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ (ppm), denominados grupos 1 e 2; (B) Dispersão de teores de ^{232}Th e $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ (ppm) em relação a ^{40}K (%); (C) Distribuição dos teores de ^{232}Th e $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ (ppm) nas amostras estudadas, com indicação dos grupos 1 e 2; (D) Distribuição na área de estudo dos teores de ^{232}Th em ppm; (E) Distribuição na área de estudo dos teores de $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ em ppm; (F) Distribuição na área de estudo dos teores de ^{40}K em (%); (G) Distribuição na área de estudo da razão entre os teores ^{232}Th e $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ em ppm; (H) Dispersão de teores de ^{232}Th e $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ (ppm) em relação ao conteúdo da fração fina (silte e argila) na massa total sedimento; (I) Dispersão de teores de ^{232}Th e $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ (ppm) em relação às idades obtidas por TL; (J) Dispersão de teores de ^{232}Th e $^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ (ppm) em relação às idades obtidas por LOE.

4.6 DATAÇÕES POR LUMINESCÊNCIA

4.6.1 Aloformação Paranavaí

Os sinais de luminescência da maioria das amostras analisadas apresentaram “curvas de crescimento” lineares para TL e LOE (Figura 4.7A) e as idades obtidas podem ser consideradas confiáveis (Tabela 4.3.)

Algumas amostras apresentaram idades TL e LOE discrepantes, isto é, TL menor que LOE, quando foram identificados os seguintes problemas relacionados ao método LOE:

a) Desvio padrão muito alto nos dados de luminescência natural com LOE: Ocorreu nas amostras dos pontos 23, 25, 28, 30 (topo), 69, 73 (topo), 75, 82, 87, 92, 102, 104 (topo), 107, 112, 113, 119, 121, 123, 124, 125 e 126. A dispersão dos sinais de luminescência sugere que o sedimento não teria sido exposto à luz solar, por tempo suficientemente longo, isto é, provavelmente teria ocorrido deposição muito rápida, como foi verificado em Namíbia por SRIVASTAVA et al. (2006).

Para diminuir o desvio padrão, medidas adicionais de luminescência natural foram repetidas 19 vezes, embora em geral 5 medidas sejam consideradas suficientes. Após este procedimento as idades por LOE e TL, das amostras provenientes dos pontos 69, 73 (topo), 112, 121 e 125, indicaram valores semelhantes e houve diminuição do desvio padrão. Essas amostras não apresentam nenhuma anomalia nos teores de urânio, tório ou potássio, quando comparados aos de outras amostras da área de estudo.

As idades das amostras coletadas nos pontos 23, 25, 28, 30 (topo), 75, 82, 87, 92, 102, 104 (topo), 107, 113, 119, 123, 124 e 126 apresentaram idades diferentes por TL e LOE, mesmo após as medidas adicionais e as idades por LOE sempre foram maiores que as obtidas por TL. Isto sugere que os grãos de quartzo tenham sido expostos heterogeneamente à luz solar, isto é, alguns grãos teriam sido “zerados” e outros não à LOE. A idade aparente representaria o valor médio de LOE de todos os grãos, que sempre tende a ser maior que a idade de última exposição solar.

Em cada uma dessas amostras heterogêneas por LOE foram obtidas idades mínima e máxima (Tabela 4.4), que provavelmente refletem a idade máxima residual de ciclo deposicional anterior e a idade mínima do último ciclo deposicional (Figura 4.7B). As idades mínimas de algumas amostras são comparáveis às idades TL, como nas amostras provenientes dos pontos 25, 28, 30 (topo), 75 e 92, mas sempre as idades TL são mais confiáveis por não terem apresentado nenhuma anomalia ou dispersão de sinais de luminescência.

b) Desvio padrão normal nos dados de luminescência natural com LOE: Verificado nas amostras dos pontos 18, 19, 20, 21, 27, 36 (topo), 30 (base), 36 (base), 73 (base), 74, 76, 85, 91 e 128. A LOE dos grãos de quartzo parece ter decaído muito lentamente com a exposição à luz solar, provavelmente em função de alguma anomalia cristalográfica, não identificada neste estudo.

Amostra	Da ($\mu\text{Gy/yr}$)	P-TL (Gy)	P-LOE (Gy)	Idade TL	Idade LOE
5	943 $\pm$ 22	46,10	42,50	48,8 $\pm$ 6	45 $\pm$ 5,5
6	593 $\pm$ 10	14,50	18,81	24,5 $\pm$ 2,8	31,7 $\pm$ 3,7
10 (base)	800 $\pm$ 19	104,00	97,9	130 $\pm$ 16	122 $\pm$ 15
10 (topo)	755 $\pm$ 17	48,90	42,18	64,7 $\pm$ 7,9	55,8 $\pm$ 6,8
13	663 $\pm$ 12	64,70	62,0	97,5 $\pm$ 11,5	93,4 $\pm$ 11
14 (base)	500 $\pm$ 9	79,40	82,39	158 $\pm$ 18,5	164 $\pm$ 19
14 (meio)	785 $\pm$ 21	51,35	52,68	65,4 $\pm$ 8,3	67 $\pm$ 8,5
14 (topo)	531 $\pm$ 9	16,20	18,13	30,5 $\pm$ 3,5	34 $\pm$ 4
16	463 $\pm$ 8	13,25	15,49	28,6 $\pm$ 3,3	33,4 $\pm$ 3,9
18	717 $\pm$ 14	32	69	44,6 $\pm$ 5,1	96,2 $\pm$ 11,1
19	478 $\pm$ 14	55	33	115 $\pm$ 13,2	69 $\pm$ 7,9
20	508 $\pm$ 9	140	343	275,6 $\pm$ 31,7	675,2 $\pm$ 77,7
21	1010 $\pm$ 23	166	198	109,4 $\pm$ 12,6	130,4 $\pm$ 15
23	745 $\pm$ 15	28	39	37,6 $\pm$ 4,3	52,4 $\pm$ 6
25	953 $\pm$ 21	41	41	43 $\pm$ 5	43 $\pm$ 5
28	761 $\pm$ 16	14	18	18,4 $\pm$ 2,1	23,7 $\pm$ 2,7
30 (base)	546 $\pm$ 11	173	-	316,9 $\pm$ 36,4	-
30 (topo)	458 $\pm$ 8	36	42	78,6 $\pm$ 9	91,7 $\pm$ 10,5
36 (base)	443 $\pm$ 7	149	192	336,3 $\pm$ 38,7	433,4 $\pm$ 49,8
36 (topo)	495 $\pm$ 8	22	18	44,4 $\pm$ 5,1	36,4 $\pm$ 4,2
40 (base)	501 $\pm$ 10	60,30	57,19	120 $\pm$ 14	114 $\pm$ 13,5
40 (topo)	752 $\pm$ 11	8,20	6,9	10,9 $\pm$ 1,2	9 $\pm$ 1
44	551 $\pm$ 6	14,72	12,02	26,7 $\pm$ 2,9	21,8 $\pm$ 2,4
45	461 $\pm$ 4	10,85	9,78	23,5 $\pm$ 2,5	21,2 $\pm$ 2,3
48	863 $\pm$ 16	26,0	29,14	30 $\pm$ 3,5	33,7 $\pm$ 4
52	529 $\pm$ 7	17,48	15,95	33 $\pm$ 3,7	37,7 $\pm$ 4,2
58	598 $\pm$ 12	32,17	35,76	53,7 $\pm$ 6,4	59,8 $\pm$ 7
61	884 $\pm$ 13	24,98	23,02	28,2 $\pm$ 3,2	26 $\pm$ 2,9
62	666 $\pm$ 13	20,15	21,93	30,2 $\pm$ 3,6	33 $\pm$ 4
68	516 $\pm$ 9	9,55	9,05	18,5 $\pm$ 2	17,5 $\pm$ 2
69	717 $\pm$ 13	39,75	35,94	55,4 $\pm$ 6,5	50 $\pm$ 6
72	827 $\pm$ 16	33	25	39,9 $\pm$ 4,6	30,2 $\pm$ 3,5
73 (base)	674 $\pm$ 12	117	169	173,6 $\pm$ 20	250,7 $\pm$ 28,8
73 (topo)	549 $\pm$ 10	10	11	18,2 $\pm$ 2,1	20 $\pm$ 2,3
74	846 $\pm$ 18	59	106	69,7 $\pm$ 8	125,3 $\pm$ 14,4
75	628 $\pm$ 12	25	26	39,6 $\pm$ 4,6	41,2 $\pm$ 4,7
76	628 $\pm$ 12	22	16	35 $\pm$ 4	25,5 $\pm$ 2,9
80	548 $\pm$ 18	62	60	113,1 $\pm$ 13	109,5 $\pm$ 12,6
82	811 $\pm$ 17	38	119	46,9 $\pm$ 5,4	146,7 $\pm$ 16,9
85	379 $\pm$ 5	21	11	55,4 $\pm$ 6,4	29 $\pm$ 3,3
87	472 $\pm$ 8	82	186	173,7 $\pm$ 20	394,1 $\pm$ 45,3
89	472 $\pm$ 8	19	17	40,3 $\pm$ 4,6	36 $\pm$ 4,1
91	440 $\pm$ 9	25	43	56,8 $\pm$ 6,5	97,7 $\pm$ 11,2
92	475 $\pm$ 9	11	10	23,2 $\pm$ 2,7	21,1 $\pm$ 2,4
95	453 $\pm$ 7	29	24	64 $\pm$ 7,4	53 $\pm$ 6,1
98	632 $\pm$ 16	14,7	12,95	23 $\pm$ 2,9	20,5 $\pm$ 2,5
100	467 $\pm$ 7	12,74	13,76	27 $\pm$ 3	29 $\pm$ 3,5
102	1.188 $\pm$ 32	20,16	32,20	17 $\pm$ 2	27 $\pm$ 3,4
104 (base)	517 $\pm$ 10	101,4	105	196 $\pm$ 22	203 $\pm$ 24
104 (topo)	616 $\pm$ 17	38,59	43,9	61 $\pm$ 7,5	71 $\pm$ 9
105	1.420 $\pm$ 29	95,37	91,4	76,8 $\pm$ 9,5	73,6 $\pm$ 9
107	591 $\pm$ 11	13,2	21,8	22,3 $\pm$ 2,5	36,3 $\pm$ 4,3
111	835 $\pm$ 16	5,2	6,4	6,2 $\pm$ 0,75	7,6 $\pm$ 0,9
112	660 $\pm$ 13	31,0	41,0	46,9 $\pm$ 5,6	46,9 $\pm$ 5,6
113	716 $\pm$ 13	28,20	39	39,2 $\pm$ 4,5	54,2 $\pm$ 6,4
114	541 $\pm$ 9	13,36	13,71	24,7 $\pm$ 2,8	25 $\pm$ 3
115	493 $\pm$ 10	38,25	38,78	77,5 $\pm$ 9,5	78,5 $\pm$ 9,5
118	622 $\pm$ 12	10,16	12,37	16,3 $\pm$ 2	19,5 $\pm$ 2,3
119	630 $\pm$ 13	24,64	21,74	39 $\pm$ 4,5	50 $\pm$ 6
120	732 $\pm$ 14	20,31	24,51	27,5 $\pm$ 3,3	33,5 $\pm$ 4
121	779 $\pm$ 14	23	24	29,5 $\pm$ 3,4	30,8 $\pm$ 3,5
123	885 $\pm$ 17	58	247	136,7 $\pm$ 15,7	279,1 $\pm$ 32,1
124	766 $\pm$ 13	80	162	104,4 $\pm$ 12	211,5 $\pm$ 24,3
125	638 $\pm$ 11	14	14	21,9 $\pm$ 2,5	21,9 $\pm$ 2,5
126	812 $\pm$ 15	103	251	126,9 $\pm$ 14,6	309,1 $\pm$ 35,6
127	436 $\pm$ 5	261	239	598,6 $\pm$ 68,8	548,2 $\pm$ 63
128	717 $\pm$ 12	44	144	61,4 $\pm$ 7,1	200,8 $\pm$ 23,1

Tabela 4.3 - Idades absolutas em $\times 10^3$ anos A.P. obtidas por métodos TL e LOE em amostras da Formação Paranavaí da área de estudo (P = paleodose e Da = dose anual).

Figura 4.7 - Exemplos de curvas de calibração de grãos de quartzo pelo método da regeneração total, à temperatura em torno de 375°C, de amostras da Aloformação Paranavaí. (A) Gráficos de curvas de crescimento linear para TL e LOE (amostra do ponto 5); (B) Gráficos de curvas de crescimento onde se observam idades incompatíveis para TL e LOE, com destaque para as idades mínima e máxima dos grãos de quartzo por LOE (amostra do ponto 23); (C) Gráficos de curvas de crescimento linear para TL e LOE (amostra do ponto 5); (B) Gráficos de curvas de crescimento onde se observa idades incompatíveis para TL e LOE, por problema microscópico cristalográfico dos grãos de quartzo por LOE (amostra do ponto 36-1=base do perfil).

Amostra	Da ($\mu\text{Gy/yr}$)	P-LOE (Gy) mínimo	P-LOE (Gy) máximo	LOE mínimo	LOE máximo	Idade TL	$\neq$ mínima (LOE-TL)
23	745 $\pm$ 15	39	61	52,4 $\pm$ 6	81,9 $\pm$ 9,3	37,6 $\pm$ 4,3	4,5
25	953 $\pm$ 21	41	54	43 $\pm$ 5	56,7 $\pm$ 6,5	43 $\pm$ 5	-
28	761 $\pm$ 16	18	26	23,7 $\pm$ 4,7	34,2 $\pm$ 3,9	18,4 $\pm$ 2,1	-
30 (topo)	458 $\pm$ 8	42	85	91,7 $\pm$ 10,5	185,6 $\pm$ 21,2	78,6 $\pm$ 9	-
75	631 $\pm$ 12	26	40	41,2 $\pm$ 4,7	63,4 $\pm$ 7,2	39,6 $\pm$ 4,6	-
82	811 $\pm$ 17	119	152	146,7 $\pm$ 16,9	187,4 $\pm$ 21,4	46,9 $\pm$ 5,4	77,5
87	472 $\pm$ 8	186	366	394,1 $\pm$ 45,3	775,4 $\pm$ 88,4	173,7 $\pm$ 20	155,1
92	475 $\pm$ 9	10	22	21,1 $\pm$ 2,4	46,3 $\pm$ 5,3	23,2 $\pm$ 2,7	-
102	1.188 $\pm$ 32	33,2	44,8	27 $\pm$ 3,4	37,7 $\pm$ 4,7	17 $\pm$ 2	4,6
104 (topo)	616 $\pm$ 17	43,9	75,7	71 $\pm$ 9	120 $\pm$ 15	61 $\pm$ 7,5	-
107	591 $\pm$ 11	21,8	31,2	36,3 $\pm$ 4,3	52 $\pm$ 6,2	22,3 $\pm$ 2,5	7,2
113	716 $\pm$ 13	39	51,6	54,2 $\pm$ 6,4	71,8 $\pm$ 8,5	39,2 $\pm$ 4,5	4,1
119	630 $\pm$ 13	24,64	33,5	50 $\pm$ 6	53 $\pm$ 6,5	39 $\pm$ 4,5	0,5
123	885 $\pm$ 17	247	370	279,1 $\pm$ 32,1	418,1 $\pm$ 47,7	136,7 $\pm$ 15,7	120,3
124	766 $\pm$ 13	162	371	211,5 $\pm$ 24,3	484,3 $\pm$ 55,2	104,4 $\pm$ 12	70,8
126	812 $\pm$ 15	251	351	309,1 $\pm$ 35,6	432,3 $\pm$ 49,3	21,9 $\pm$ 2,5	249,1

Tabela 4.4 - Idades mínima e máxima em $\times 10^3$ anos A.P. obtidas por LOE em amostras da Aloformação Paranavai da área de estudo (P = paleodose e Da = dose anual) que não tiveram o sinal de luminescência “zerado” durante sua deposição, além da diferença mínima entre as idades por LOE e TL.

4.6.2 Aloformação Paraná

Os sinais de luminescência, da maioria das amostras analisadas, apresentaram “curvas de crescimento” lineares de TL e LOE e, portanto, as idades foram consideradas confiáveis (Tabela 4.5).

Amostra	Da ($\mu\text{Gy/yr}$)	P-TL (Gy)	P-LOE (Gy)	Idade TL	Idade LOE
9	446 $\pm$ 7	16,2	14,5	36 $\pm$ 4,1	32 $\pm$ 3,7
15	933 $\pm$ 20	18,6	24,00	20 $\pm$ 2,4	25 $\pm$ 3
24 (base)	558 $\pm$ 9	46	49	82,4 $\pm$ 9,5	87,8 $\pm$ 10,1
24 (topo)	397 $\pm$ 6	15,3	13,5	38,5 $\pm$ 4,4	34 $\pm$ 3,9
27	649 $\pm$ 12	14	31	21,6 $\pm$ 2,5	47,8 $\pm$ 5,5
96	859 $\pm$ 18	88,64	88,43	103 $\pm$ 12,5	102 $\pm$ 12,5
99	424 $\pm$ 8	49,65	71,40	155 $\pm$ 18	168 $\pm$ 20
103	556 $\pm$ 10	48,50	50,40	87 $\pm$ 10	90,5 $\pm$ 10
108	352 $\pm$ 5	9,59	9,11	27,2 $\pm$ 3,1	25,8 $\pm$ 3
117	386 $\pm$ 5	18,78	19,34	48,5 $\pm$ 5	50 $\pm$ 5,7

Tabela 4.5 - Idades obtidas ($\times 10^3$ anos A.P.) das datações por TL e LOE de amostras da Aloformação Paraná da área de estudo (P = paleodose).

Algumas amostras apresentaram discrepâncias entre os métodos TL e LOE, com idades TL menores do que as obtidas por LOE, e nessas amostras foram identificados os seguintes problemas ligados ao método LOE:

a) Desvio padrão muito alto nos dados de luminescência natural com LOE: Foi constatado nas amostras dos pontos 24 (base) e 99. A dispersão dos sinais de luminescência sugere que o sedimento não teria sido exposto à luz solar por tempo suficientemente longo, isto é, provavelmente ocorreu deposição muito rápida, como foi sugerida por SRIVASTAVA *et al.* (2006) em Namíbia,

ou alta concentração de finos, em suspensão na água teria causado turbidez e conseqüente obliteração dos raios solares, conforme GEMMELL (1994) e RHODES & POWNALL (1994).

Para diminuir o desvio padrão, as medidas adicionais de luminescência natural, foram repetidas 19 vezes, embora em geral 5 medidas sejam consideradas suficientes. Após este procedimento as idades por LOE e TL, das amostras provenientes dos pontos 24 (base) e 99, indicaram valores semelhantes e houve diminuição do desvio padrão. Essas amostras não apresentam nenhuma anomalia em teores de urânio, tório ou potássio, quando comparados aos de outras amostras da área de estudo.

b) Desvio padrão normal nos dados de luminescência natural com LOE: Foi verificado na amostra do ponto 27. A LOE dos grãos de quartzo parece ter decaído muito lentamente com a exposição à luz solar, provavelmente em função de alguma anomalia cristalográfica, que não foi identificada neste estudo.

4.7 CONCLUSÕES

Os depósitos quaternários do Alogrupo Alto Rio Paraná são paleossolos alojados em diversos compartimentos geomorfológicos da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná e testemunham importante hiato deposicional desde o fim da Era Mesozóica, seguido de evento intempérico e relativa quietude tectônica. Datações absolutas pelos métodos da TL e LOE em sedimentos do Alogrupo Alto Rio Paraná, superpostos às rochas mesozóicas da Bacia do Paraná, indicaram idades quaternárias.

Amostras de diferentes profundidades, em depósitos coluviais da Aloformação Paranaíba sugerem acreção vertical de camadas sucessivas, pois as idades aumentam da superfície para a base dos perfis. Desse modo, as idades obtidas podem ser agrupadas para reconhecimento de diferentes gerações de colúvios. As distribuições espaciais desses depósitos com idades semelhantes sugerem forte vinculação com os seus níveis topográficos de ocorrência. Por outro lado, os valores de isótopos radioativos naturais sugerem, que existiriam dois grupos de sedimentos de proveniências distintas.

As amostras coletadas na Aloformação Paraná de terraços mais altos, na margem esquerda do Alto Rio Paraná, forneceram idades mais antigas que as amostras coletadas de terraços baixos, na margem direita e registrariam histórias deposicionais diversas, talvez ligados a comportamentos neotectônicos diferentes.

As idades obtidas neste trabalho, juntamente com as já divulgadas por SALLUN & SUGUIO (2006) e TATUMI et al. (2006), mostram que as atividades do Alto Rio Paraná iniciaram-se, no

mínimo, há 1 Ma e possivelmente as fases mais importantes de colúviação estejam relacionadas a importantes mudanças paleoclimáticas globais do Pleistoceno.

4.8 REFERÊNCIAS

- AITKEN, M. J. 1985. Thermoluminescence dating. Academic press, London, 359 p.
- AITKEN, M.J. 1998. An introduction to optical dating. Oxford University Press, London, 230 p.
- ANJOS, R.M.; VEIGA, R.; MACÁRIO, K.; CARVALHO, C.; SANCHES, N.; BASTOS, J.; GOMES, P.R.S. 2006. Radiometric analysis of Quaternary deposits from the southeastern Brazilian coast. *Amsterdam: Marine Geology*, 229: 29-43.
- BATEZELLI A. 1998. Redefinição litoestratigráfica da unidade Araçatuba e da sua extensão regional na Bacia Bauru no Estado de São Paulo. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Dissertação de Mestrado 110 p.
- BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; BAARS, F. J.; DELGADO, I. M.O; ABRAM, M. B.; LEÃO NETO, R.; MUNIZ DE MATOS, G. M.; SCHNEIDER SANTOS, J. O. 2001. Mapas de Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG. Brasília: CPRM, 4 CD-Rom (Escala 1:2 500 000).
- CARLOS, U.D.; RIBEIRO, F.B.; SAAD, A.R.; NICOLAI, S.H. de A. 2004. Radioactivity distribution in some Permian sediments from the Irati and Corumbataí Formations of the Paraná Basin, Southeastern Brazil. *Amsterdam: Applied Radiation and Isotopes*, 60: 63-77.
- DEL'ARCO, J.O.; SILVA, R.H.; TARAPANOFF, I.; FREIRE, F.A.; PEREIRA, L.G.DA M.; SOUZA, S.L. DE; LUZ, D.S.DA; PALMEIRA, R.C.DE B.; TASSINARI, C.C.G. 1982. Geologia. In: BRASIL/Ministério das Minas e Energia. Secretaria-Geral, Projeto RADAMBRASIL: Folha SE.21 Corumbá e parte da Folha SE.20. Rio de Janeiro, p. 25-160.
- DULLER, G.A.T. 2004. Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances. *Chichester: Journal of Quaternary Science*, 19:183-192.
- FERNANDES, L.A. 1998. Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 232 p.
- FERNANDES, L.A. & COIMBRA, A.M. 1996. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). Rio de Janeiro: Anais da Academia Brasileira de Ciências, 68: 195-205.
- GEMMELL, A.M.D. 1994. Environmental controls on the TL age of modern zero-age proglacial outwash sediments. *Amsterdam: Quaternary Geochronology*, 13: 485-489.
- LI, S-H. & WINTLE, A.G. 1992. Luminescence sensitivity change due to bleaching of sediments. *Oxford: Nuclear Tracks Radiation Measurement*, 20(4):567-57.
- LIAN, O.B. & ROBERTS, R.G. 2006. Dating the Quaternary: progress in luminescence dating of sediments. *Amsterdam: Quaternary Science Review*, in press (doi:10.1016/j.quascirev.2005.11.013).
- MEJDAHL, V. 1979. Thermoluminescence dating: beta-dose attenuation in quartz grains. *Oxford: Archaeometry*, 21: 61-72.
- MINEROPAR – MINERAIS DO PARANÁ S.A. 2001. Mapa Geológico do Paraná. Curitiba: Secretaria de Indústria, Comércio e do Turismo do Estado do Paraná. (Escala:1:1.000.000).
- PRESCOTT, J.R. & ROBERTSON, G. B. 1997. Sediment dating by luminescence: a review. *Oxford: Radiation Measurements*, 27(5/6): 893-922.
- RHODES, E.J. & POWNALL, L. 1994. Zeroing of the OSL signal in quartz from young glaciofluvial sediments. *Oxford: Radiation Measurements*, 23:581-586.
- RIBEIRO, F.B. & ROQUE, A. 2001. Vertical distributions of uranium, thorium and potassium and of volumetric heat production rates in the sediments of the São Francisco basin, Central Brazil. *Oxford: Applied Radiation and Isotopes*, 55: 393-405.

- ROQUE, A. & RIBEIRO, F.B. 1997. Radioactivity and radiogenic heat production in the sediments of the São Francisco sedimentary basin, Central Brazil. Oxford: Applied Radiation and Isotopes, 48: 413-422.
- SALLUN, A.E.M & SUGUIO, K. 2006. Depósitos quaternários da região entre Marília e Presidente Prudente (SP). São Paulo: Revista Brasileira de Geologia, 36(3): no prelo.
- SALLUN, A.E.M.; SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; YEE, M. 2006. Dosimetria da radiação cósmica por espectroscopia-gama e datação de depósitos cenozóicos da porção central da Bacia Hidrográfica do Rio Paraná (MS, PR e SP). In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43, Aracaju, Resumos Expandidos, CD-ROM (no prelo).
- SALLUN, A.E.M.; SUGUIO, K.; STEVAUX, J.C. 2007a. Proposição formal do Alogrupa Alto Rio Paraná (SP, PR e MS). São Paulo: Geologia USP – Série Científica, submetido.
- SALLUN, A.E.M.; SUGUIO, K.; SALLUN FILHO, W. 2007b. Geoprocessamento para caracterização da Aloformação Paranavaí. Rio de Janeiro: Revista Brasileira de Cartografia, submetido.
- SRIVASTAVA, P.; BROOK, G.A.; MARAIS, E.; MORTHEKAI, P.; SINGHVI, A.K. 2006. Depositional environment and OSL chronology of the Homeb silt deposits, Kuiseb River, Namíbia. San Diego: Quaternary Research, 65: 478-491.
- STEVAUX, J.C. 1993. O Rio Paraná: geomorfogênese, sedimentação e evolução quaternária de seu curso superior (região de Porto Rico, PR). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 242 p.
- TATUMI, S. H.; GOZZI, G.; YEE, M.; OLIVEIRA, V. I.; SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K. 2006. Luminescence dating of Quaternary deposits in geology in Brazil. Ashford: Radiation Protection Dosimetry, 119 (1-4): 462-469.

5. GEOPROCESSAMENTO PARA CARTOGRAFIA DO ALOGRUPO ALTO RIO PARANÁ (SP, PR e MS)

Artigo submetido à Revista Brasileira de Cartografia

ALETHÉA ERNANDES MARTINS SALLUN^{1,2}, KENITIRO SUGUIO^{2,3}, WILLIAM SALLUN FILHO¹

¹ Instituto Geológico, Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, Avenida Miguel Stéfano, 3900 - 04301-903, São Paulo, SP, alethea@igeologico.sp.gov.br, wsallun@igeologico.sp.gov.br

² Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562 - 05508-080, São Paulo, SP

³ Centro de Pós-Graduação, Pesquisa e Extensão (CEPPE), Universidade Guarulhos (UnG), Rua Dr. Nilo Peçanha, 81 (Prédio U – 6º andar) - 07023-070, Guarulhos, SP, kenitirosuguiou@hotmail.com

5.1 RESUMO

Técnicas de geoprocessamento foram utilizadas para mapear a distribuição de depósitos quaternários que compõem o Alogruppo Alto Rio Paraná, na Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná (SP, PR e MS). Através do cruzamento de dados obtidos em levantamento de campo, produtos de sensoriamento remoto e de cartas temáticas, utilizando Sistema de Informação Geográfica (SIG), foram identificadas as características morfoestratigráficas desta unidade aloestratigráfica e suas relações com superfícies erosivas. As áreas de ocorrência do Alogruppo Alto Rio Paraná puderam ser, pela primeira vez, cartografadas em âmbito regional. As ocorrências de estruturas tectônicas regionais de diferentes unidades litoestratigráficas da Bacia do Paraná e de espessas coberturas coluviais da Aloformação Paranavaí e aluviais da Aloformação Paraná são responsáveis pela compartimentação do relevo. A maior parte da região é composta de colinas amplas condicionadas pelas maiores espessuras de depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí, resultando em regiões de menor declividade e rugosidade com vertentes mais extensas em área. Os dados obtidos poderão fornecer subsídios para decisões futuras sobre a ocupação antrópica, uma vez que os depósitos sedimentares quaternários da região do Alto Rio Paraná tem alta suscetibilidade à erosão e à contaminações antrópicas de solo e água subterrânea.

Palavras-chaves: geoprocessamento, cartografia, Alogruppo Alto Rio Paraná, Quaternário

5.2 INTRODUÇÃO

Para melhor compreender a distribuição e a ocorrência de depósitos quaternários, existentes na Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná (Fig. 5.1), foram empregadas técnicas de geoprocessamento.

Os depósitos sedimentares quaternários desta bacia hidrográfica testemunham importantes

eventos geológicos, mas as descrições e interpretações disponíveis são muito vagas e/ou desconstruídas e precisavam ser aperfeiçoadas com base em dados quantitativos, para elucidar a história geológica da área de estudo. Os dados aqui apresentados resultam na primeira cartografia, em escala regional, destes depósitos sedimentares quaternários, imprescindível para enfrentamento de questões ligadas às suscetibilidades à erosão acelerada e à contaminação antrópica.

A porção denominada “Alto Rio Paraná”, da Bacia Hidrográfica do Rio Paraná (Fig. 5.1), compreende o trecho de Guaíra à confluência dos rios Grande e Paranaíba, com 619 km de extensão em território brasileiro. Os principais limites geográficos da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná são: ao norte as bacias do Rio Grande e Paranaíba e Serra de Caiapó, a leste o Maciço Litorâneo Brasileiro (Serra do Mar), ao sul a bacia do Rio Iguaçu, afluente do Médio Paraná, e a oeste a bacia do Rio Paraguai e a Serra de Maracaju.

Fig. 5.1 - Situação geográfica da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná.

5.2.1 Contexto Geológico

Em consequência ao soerguimento do Planalto Atlântico (Serra do Mar), no interior da Bacia Hidrográfica do Rio Paraná instalou-se intenso processo erosivo durante o Neógeno, formando diversas unidades de depósitos mapeáveis (ALMEIDA, 1983), associados a ciclos de erosão com formação de superfícies de aplainamento, como os pediplanos Pd₁, Pd₂ e Pd₃ (BIGARELLA & ANDRADE, 1965) e Pd₀ (JUSTUS, 1985) ou “Superfície Sul-Americana”, Ciclo Velhas e Paraguaçu (KING, 1956) ou superfícies dos “Altos Interflúvios”, “Médios Interflúvios” e “Terraço

Superior” (SOARES & LANDIM, 1976), além da “Superfície de Guaíra” (BARTHELNESS, 1960).

Na Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná (SP, PR e MS) as unidades estratigráficas quaternárias foram denominadas por SALLUN *et al.* (2007) de Alogrupo Alto Rio Paraná.

O Alogrupo Alto Rio Paraná é constituído pelos depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí e depósitos aluviais da Aloformação Paraná. Esta unidade aloestratigráfica ocorre superposta às unidades litoestratigráficas cretáceas da Superseqüência Bauru e da Formação Serra Geral da Superseqüência Gondwana III (MILANI & RAMOS, 1998).

A Aloformação Paranavaí é composta por depósitos coluviais arenáceos e rudáceos, com estrutura maciça e espessura exposta de até 17 m. Essa unidade é muito homogênea em toda área de ocorrência, e os materiais constituintes foram originados *in situ* ou com transporte restrito, a partir de unidades litoestratigráficas cretáceas intemperizadas, principalmente da Superseqüência Bauru.

A Aloformação Paraná é composta de terraços de origem fluvial associados à paleodrenagem do Alto Rio Paraná, além do seu curso atual e afluentes, embutidos na Aloformação Paranavaí. Os terraços são compostos de depósitos argiláceos, arenáceos e rudáceos maciços. As primeiras idéias sobre unidades geomorfológicas e depósitos sedimentares no Alto Paraná foram sumariadas por SUGUIO *et al.* (1984) e mais tarde por NOGUEIRA JÚNIOR (1988) na proposta pioneira de um modelo de sedimentação. STEVAUX (1993) identificou diversas fácies sedimentares, características de diversos subambientes deposicionais, nos depósitos aluviais da Aloformação Paraná.

5.3 MATERIAIS E MÉTODOS

Foi realizada uma análise geomorfológica de âmbito regional que buscou a caracterização morfoestratigráfica e identificação dos depósitos coluviais, correlacionando-os a níveis geomorfológicos. A classificação dos terrenos se baseou na definição e identificação de áreas homogêneas.

Os trabalhos de campo realizados consistiram em levantamento de perfis geológicos em detalhe distribuídos por toda a área de estudo, considerando-se a geomorfologia e estratigrafia dos afloramentos. A análise estratigráfica adotada objetivou o reconhecimento de unidades morfoestratigráficas (FRYE & WILLMAN, 1962) em superfícies deposicionais. A caracterização morfoestrutural foi fundamentalmente baseada nos comportamentos da rede de drenagem e nos aspectos texturais, tendo como base a interpolação de dados obtidos em trabalhos de campo, cartas temáticas geradas à partir do SRTM (2006; em inglês Shuttle Radar Topographic Mission) e imagens de satélite LANDSAT.

Foram empregadas técnicas de geoprocessamento, utilizando produtos de sensoriamento remoto (imagens de satélite e radar) e geradas cartas temáticas através do Sistema de Informação Geográfica (SIG), além dos levantamentos de campo e dados obtidos por SALLUN (2003).

Os documentos cartográficos existentes foram compilados e digitalizados. Para a obtenção dos dados de sensoriamento remoto, foram utilizados recortes georreferenciados de mosaicos do sensor ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus) do satélite LANDSAT-7 e do SRTM (2006).

As imagens de mosaico LANDSAT foram adquiridas no servidor de imagens ESDI (2006) da Universidade de Maryland (EUA) do projeto Landsat Geocover Mosaics da NASA Stennis Space Center. A fusão das diferentes imagens que compõem o mosaico foi realizada pela Earth Satellite Company (atual MDA, 2004), resultando em uma combinação 7,4,2/RGB em composição colorida a falsa cor, com georreferenciamento em projeção UTM, datum WGS84 e resolução de 14,25 m. Para a área de estudo foram utilizados 4 mosaicos de imagens obtidas em diferentes datas: S-21-15 (08/04/2000 a 07/09/2001), S-21-20 (26/01/2000 a 25/05/2002), S-22-15 (08/04/2000 a 06/09/2001) e S-22-20 (26/09/1999 a 11/10/2002).

As imagens de radar, com resolução de aproximadamente 90 m, foram obtidas pelo projeto SRTM (2006), realizado pelas agências americanas NIMA (National Imagery and Mapping Agency), NASA (National Aeronautics and Space Administration), DOD (Departamento de Defesa) dos Estados Unidos e das agências espaciais da Alemanha e da Itália, disponíveis no sítio <http://srtm.usgs.gov>.

Para o geoprocessamento das imagens foi utilizado o datum e o elipsóide de referência SAD69, com dados de altitude em metros inteiros, e nenhuma edição foi aplicada sobre os dados.

Foram gerados os seguintes mapas:

1) Modelo digital de terreno (MDT): foi gerado a partir do tratamento dos dados brutos obtidos do SRTM (2006). Para a confecção do modelo foi utilizado o método TIN (triangular irregular network) segundo PEUKER *et al.* (1978) utilizando todos os pontos obtidos, que segundo BURROUGH & McDONNELL (2000) apresenta melhores resultados do que a utilização de grades regulares para a confecção de MDT. O MDT foi utilizado para o cálculo de hipsometria, declividade e direção da declividade de vertentes.

2) Mapa hipsométrico: foi confeccionado com base no MDT em classes altimétricas, segundo o método de “intervalos iguais” (em inglês “equal interval”) onde a distribuição do conjunto de classes teve o mesmo valor de intervalo de 50 m. O mapa hipsométrico destaca a distribuição e a organização espacial das principais unidades de relevo, e representa a altura da área de estudo em relação ao nível do mar.

3) Mapa de declividade de vertentes: o grau de declividade representa em geral blocos de igual intensidade de dissecação fluvial, e reflete a taxa de variação na elevação. O mapa foi confeccionado a partir do MDT com os valores de declividade em graus. Como na área de estudo as declividades são baixas, para melhor visualização em mapa, foi utilizado um intervalo entre as classes de acordo com a distribuição da ocorrência de declividades, a partir do método de aproximação denominado “quantidades equivalentes ou quantis” (em inglês “quantile regression”). Este método ajusta os limites das classes para maximizar a variação perceptiva no mapa, dividindo a distribuição de classes contendo igual número de membros no conjunto.

4) Mapa de orientação de vertentes: indica a direção dos declives das vertentes, gerado a partir do MDT, com os valores de orientação em azimuth.

5) Mapa de rugosidade do relevo: foi confeccionado com base no MDT. Foi estabelecida uma malha quadrática com células de 90 x 90 m, de acordo com a resolução original da imagem de radar obtida, e em cada célula foi calculada a razão entre a área real e a área plana (HOBSON, 1972), com a extensão “Surface Areas and Ratios from Elevation Grid v. 1.2” (JENNESS, 2002) do software ARCVIEW 3.2. Como na área de estudo a rugosidade do relevo exibe valores baixos na maior parte das regiões foi utilizado um intervalo entre as classes de acordo com a distribuição da ocorrência de declividades, à partir do método de aproximação denominado “rupturas naturais” (em inglês “natural breaks”). Este método ajusta os limites das classes de acordo com a distribuição dos dados, identificando pontos de quebra entre as classes utilizando a fórmula estatística que se baseia na variabilidade dos dados (otimização de Jenk), que minimiza a soma da variância dentro de cada uma das classes. Este método encontra agrupamentos e padrões inerentes aos dados, diferenciando áreas entre si.

5.4 RESULTADOS

Foi possível reconhecer as características morfoestruturais da Aloformação Paranaíba e Aloformação Paraná, e seus limites cartográficos. Na primeira etapa do estudo foi delimitada a área de ocorrência dos depósitos do Alogrupo Alto Rio Paraná (Fig. 5.2). A partir da delimitação da área de ocorrência, foram geradas as cartas temáticas.

Fig. 5.2 – Imagem SRTM de porção sul, sudeste e centro-oeste do Brasil, com a delimitação da área de ocorrência do Alogrupo Alto Rio Paraná e perfis topográficos com a identificação de superfícies propostas por KING (1956), BIGARELLA & ANDRADE (1965) e JUSTUS (1985).

5.4.1 Hipsometria e Superfícies

Dados obtidos a partir do mapa hipsométrico (Fig. 5.2 e 5.3), em conjunto com os dados de campo, mostraram-se adequados ao estudo proposto e demonstraram o controle efetivo das unidades geológicas e das estruturas tectônicas presentes na configuração do relevo.

As superfícies são delimitadas por zonas de maior declividade, correspondentes a alinhamentos de elementos e unidades geomorfológicas, que se manifestam como escarpas de cristas proeminentes e vales retilíneos.

Na maior parte da área de ocorrência da Aloformação Paranavaí as superfícies são relativamente baixas, com maior predominância entre 350 e 450 m de altitude. Ocorre abrupto crescimento de ocorrências de classes baixas até aproximadamente 400 m (Fig. 5.4).

A classe altimétrica mais baixa (<260 m) é relativamente extensa e representa a superfície dos depósitos aluviais atuais, de preenchimento dos vales do Alto Rio Paraná e de seus afluentes, que correspondem a Aloformação Paraná, que forma o Pediplano Pd₀ de JUSTUS (1985). O Alto Rio Paraná exibe um traçado retilíneo encaixado em uma estrutura tectônica, que também teria controlado a dissecação da bacia.

Em âmbito regional verifica-se uma compartimentação do relevo em superfícies distintas, que formam patamares escalonados de SE para NW, como foi previamente reconhecido por BIGARELLA & ANDRADE (1965), seguidos por JUSTUS (1985) e, mais tarde, por SALLUN (2003) na região situada entre Marília e Presidente Prudente (SP).

Adjacentes aos planaltos ocorrem amplas colinas (Fig. 5.5) que delimitam áreas de formas alongadas, de topos aplainados e texturas lisas, que passam gradualmente para classes altimétricas mais baixas ou mais altas, quando se constata a ocorrência de rochas sedimentares da Superseqüência Bauru. Nesta superfície, situada entre 260 e 450 m, e correspondente ao Pediplano Pd₁ de BIGARELLA & ANDRADE (1965), ocorrem espessos depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí, que foram dissecados pelos principais rios da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná.

Colinas amplas situadas entre 450 e 540 m constituem as porções mais baixas da superfície correspondente ao Pediplano Pd₂ de BIGARELLA & ANDRADE (1965), onde também ocorrem espessos depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí. Esta superfície exibe transição suave de classes altimétricas mais altas para mais baixas. As curvas de nível apresentam-se menos espaçadas nos limites com o Pediplano Pd₃ de BIGARELLA & ANDRADE (1965). A textura desta superfície de aplainamento, nas áreas de ocorrência de morrotes e colinas médias, destaca-se quando comparada às outras unidades geomorfológicas. Neste setor são encontrados os morros residuais de topos aplainados, como os morros do Diabo (SP) (Fig. 5.6) e dos Três Irmãos (PR).

Fig. 5.3 – Mapas gerados a partir dos dados de imagens de radar (SRTM, 2006), na área de ocorrência do Alogrupo Alto Rio Paraná, com detalhes de áreas que apresentam a diferença entre terrenos com depósitos espessos da Aloformação Paranavaí e arenitos da Superseqüência Bauru (A – Modelo Digital de Terreno – MDT, com luminosidade a 20% e altitude e azimute a 45°, exagero vertical de 15x; B – Declividade de vertentes; C – Orientação de vertentes; D – Rugosidade do relevo).

Fig. 5.4 – Histograma da distribuição da altitude na área de ocorrência do Alogrupo Alto Rio Paraná.

Fig. 5.5 – Colinas amplas que ocorrem no Estado de Mato Grosso do Sul, na estrada entre Bataguassu e Campo Grande, que apresentam espessas coberturas coluviais da Aloformação Paranaíba.

Fig. 5.6 – Morro testemunho de topo aplainado com até 600 m de altitude, que representa o Pediplano Pd₁ de BIGARELLA & ANDRADE (1965) (Morro do Diabo em Teodoro Sampaio, SP).

A classe altimétrica com cotas entre 540 a 700 m, que é correlacionável ao Planalto de Maracaju, Planalto de Marília e ao reverso da escarpa Serra Geral, ocorre em área relativamente restrita, pois acha-se dissecada pela ação destrutiva da drenagem. O Planalto de Maracaju se eleva a partir dos vales do Alto Rio Paraná (a leste) e do Rio Paraguai (a oeste), com limites retilíneos a oeste e recortados a leste. O Planalto de Marília constitui morro-testemunho preservado da erosão em função da intensa cimentação carbonática (SUGUIO, 1973). Nos topos destes planaltos ocorre a superfície, que representa as porções mais altas do Pediplano Pd₂ de BIGARELLA & ANDRADE (1965), com características semelhantes às porções mais baixas, isto é, com textura lisa associada a amplas colinas, em altitudes bem maiores do que no restante da área, associadas a espessos depósitos coluviais da Aloformação Paranaíba (Fig. 5.7).

Fig. 5.7 - Superfície correspondente ao Pediplano Pd₂ de BIGARELLA & ANDRADE (1965), no bairro Carandá Bosque, em Campo Grande (MS), dissecada por enorme voçoroca, que recentemente foi transformada em um parque.

Ocupando área muito restrita, a classe altimétrica mais alta (>700 m) é correlacionável ao Planalto Basáltico a leste de Maringá (PR), que representa a borda da Bacia do Alto Paraná na margem esquerda. Esta altitude está presente a sudeste da área de ocorrência do Alogruppo Alto Rio Paraná. No topo deste planalto ocorre a superfície correspondente ao Pediplano Pd₃ de BIGARELLA & ANDRADE (1965), que representaria uma superfície remanescente da “Superfície Sul-Americana” de KING (1956).

Em detalhe da Fig. 5.3A, na região do Pontal do Paranapanema (SP), observa-se a diferença entre áreas com classes altimétricas que exibem maior extensão entre as classes altimétricas, associadas às espessas coberturas coluviais da Aloformação Paranavaí, e áreas de menor extensão entre classes altimétricas, associadas a menores coberturas coluviais da Aloformação Paranavaí e exposição de arenitos da Superseqüência Bauru.

5.4.2 Declividade de vertentes

No mapa de declividade (Fig. 5.3B) verificou-se que as maiores declividades (>6,92°) ocorrem nas bordas da escarpa Serra Geral e Planalto de Marília, associadas a morrotes alongados e espigões, escarpas festonadas e colinas médias escarpadas.

As principais drenagens parecem ter controle estrutural, pois apresentam vales retilíneos de direção W-E e N-S para canais de 1°, 2° e 3° ordem e NW-SE para canais de 4° ordem ou mais.

Na maior parte da área de ocorrência da Aloformação Paranavaí as classes de declividade são baixas (até 3°), principalmente no Estado do Mato Grosso do Sul. Ocorre um decrescimento suave e homogêneo de declividade até 6,92°, sendo muito raras (Fig. 5.8).

Fig. 5.8 – Histograma de distribuição de declividades de vertentes na área de ocorrência do Alogrupo Alto Rio Paraná.

A declividade é muito menos acentuada nas bordas do Planalto de Maracaju, cujas porções mais altas correspondem ao Pediplano Pd₂ de BIGARELLA & ANDRADE (1965) no Estado do Mato Grosso do Sul, do que nas bordas do Planalto de Marília (SP) e da Serra Geral (SP e PR). As maiores declividades foram observadas junto à escarpa Serra Geral (>30°), e os vales geralmente entulhados por colúvios formam rampas nas vertentes das escarpas.

Quando as declividades exibem valores intermediários, em áreas de morrotes alongados, espigões e colinas médias, as espessuras de depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí são menores. Regiões com declividades menores que 5° ocupam a maior parte da área e correspondem ao Pediplano Pd₁ de BIGARELLA & ANDRADE (1965), recoberto por depósitos coluviais mais espessos da Aloformação Paranavaí. Em detalhe da Fig. 5.3B, da região do Pontal do Paranapanema (SP), podem ser observadas diferenças entre áreas de maior declividade recobertas por espessas coberturas coluviais e com delgadas coberturas coluviais da Aloformação Paranavaí, com exposição de arenitos da Superseqüência Bauru.

As regiões com menores declividades (até 1°) representam o Pediplano Pd₀ de JUSTUS (1985) com cobertura de depósitos aluviais da Aloformação Paraná, exceto na região entre Taquarussu e Maracaju (MS) com cobertura de depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí. Esta região também apresenta baixas declividades, mas está associada ao Pediplano Pd₁ de BIGARELLA & ANDRADE (1965), com ocorrência de um vale fluvial dissecado situado em altas altitudes.

5.4.3 Orientação de vertentes

As orientações das vertentes, na área de ocorrência do Alogrupo Alto Rio Paraná, são muito homogêneas, e parece inexistir qualquer direção preferencial (Fig. 5.9).

Fig. 5.9 – Histograma da distribuição de orientações das vertentes na área ocupada pelo Alogruppo Alto Rio Paraná.

No mapa de orientação das vertentes (Fig. 5.3C) podem ser reconhecidos dois morfotipos com características diferentes:

a) Vertentes mais extensas com diferentes direções e menores declividades. São colinas amplas correspondentes ao Pediplano Pd₁ de BIGARELLA & ANDRADE (1965). Na área da Formação Serra Geral, no Estado do Mato Grosso do Sul, as vertentes são mais extensas e a homogeneidade exibida poderia ser devida à presença de espessos depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí.

b) Vertentes menos extensas e dispostas em diversas direções, que são correlacionáveis à superfície representativa do Pediplano Pd₂ de BIGARELLA & ANDRADE (1965), com declividades maiores, recobertas por depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí, superposta à Supersequência Bauru.

Em detalhe da Fig. 5.3C, observam-se na região do Pontal do Paranapanema (SP) diferenças entre vertentes mais extensas com espessas coberturas coluviais e vertentes menos extensas com coberturas coluviais mais delgadas da Aloformação Paranavaí, além de arenitos aflorantes da Supersequência Bauru.

5.4.4 Rugosidade do relevo

Na maior parte da área de estudo a rugosidade pode ser considerada muito baixa (1,00 a 1,018) (Fig. 5.10), principalmente no Estado do Mato Grosso do Sul (Fig. 5.3D).

As porções com maior rugosidade são encontradas na borda da superfície do Pediplano Pd₂ de BIGARELLA & ANDRADE (1965) e do Planalto de Marília (1,005 a 1,018).

Em geral a superfície do Pediplano Pd₁ exibe menor rugosidade (até 1,005) do que a superfície do Pediplano Pd₂ (até 1,011) de BIGARELLA & ANDRADE (1965). Rugosidade baixa em área de colinas extensas é a morfologia característica da presença de depósitos coluviais bem desenvolvidos

da Aloformação Paranavaí. As áreas com menor rugosidade sempre correspondem à baixa densidade de drenagem (Fig. 5.3D).

Fig. 5.10 – Histograma de distribuição da rugosidade na área ocupada pelo Alogrupo Alto Rio Paraná.

Em detalhe da Fig. 5.3D, na região do Pontal do Paranapanema (SP), observam-se as diferenças entre áreas de menor rugosidade, com espessas coberturas coluviais e áreas de maior rugosidade com coberturas coluviais mais delgadas da Aloformação Paranavaí, além da exposição de arenitos da Superseqüência Bauru em morrotes alongados e espigões.

5.5 CONCLUSÕES

A análise da área de ocorrência do Alogrupo Alto Rio Paraná permite identificar áreas mapeáveis, caracterizadas por espessos depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí e aluviais da Aloformação Paraná. As feições geomorfológicas refletem as intensidades de escoamento superficial, que seguem diferenças litológicas e direções preferenciais de lineamentos. As ocorrências de estruturas tectônicas regionais em diferentes unidades litoestratigráficas da Superseqüência Bauru, além da Formação Serra Geral e de espessas coberturas coluviais da Aloformação Paranavaí e aluviais da Aloformação Paraná, são responsáveis pela compartimentação do relevo em escala regional.

Toda a área é coberta por rede de drenagem comumente de padrão dendrítico com controle estrutural relacionado a juntas tectônicas e litologias mais resistentes ao intemperismo e à erosão. Alguns canais principais estão estabelecidos em lineamentos estruturais, quando exibem vales retilíneos. O Alto Rio Paraná e seus afluentes adotam padrão meandrante, em vale delimitado por estruturas tectônicas sugeridas por FÚLFARO & PERINOTTO (1994) e RICCOMINI (1997). Quando a cobertura cenozóica porosa e permeável é mais espessa, a densidade da drenagem é mais baixa, pois predominariam processos de infiltração de águas pluviais em detrimento do escoamento superficial.

As análises geomorfológicas regionais dos depósitos quaternários permitem concluir que:

- a) As colinas amplas, que ocupam a maior parte da área de estudo, estão condicionadas pelas maiores espessuras de depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí, resultando em regiões com menor declividade e rugosidade e com vertentes mais extensas.
- b) Quando os depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí são mais delgados, a expressão morfológica é resultante das características dos sedimentos da Superseqüência Bauru, da Formação Serra Geral e das eventuais estruturas tectônicas presentes.
- c) Os depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí apresentam ocorrência mais conspícua e melhor mapeabilidade na margem direita do que na margem esquerda do Alto Rio Paraná.
- d) A Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná está condicionada a controles tectônicos, que originam os terraços fluviais da Aloformação Paraná, mais altos na margem esquerda do que na margem direita.
- e) A região situada entre as cidades de Taquarussu e Maracaju (MS) é marcada pela expressão geomorfológica de sub-bacia hidrográfica dos rios Vacaria, Brilhante, Dourados e Ivinhema, provavelmente originada por atividade neotectônica. Esta feição ocorre entre os lineamentos do Paranapanema e Rio Alonzo (FÚLFARO & PERINOTTO, 1994) e também foi identificada atividade neotectônica no Rio Ivinhema por FORTES *et al.* (2005).

Foi possível correlacionar as superfícies aqui mapeadas com os Pediplanos Pd₃, Pd₂ e Pd₁ propostos por BIGARELLA & ANDRADE (1965) e Pd₀ por JUSTUS (1985), preservadas como divisores de águas e recobertas por várias gerações de colúvios da Aloformação Paranavaí e alúvios da Aloformação Paraná.

A caracterização morfoestrutural da Alogrupo Alto Rio Paraná possibilitou o mapeamento desta unidade aloestratigráfica na Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná (Fig. 5.11).

Fig. 5.11 – Mapa de ocorrência do Alogrupo Alto Rio Paraná e suas unidades aloestratigráficas mapeáveis, sendo a ocorrência das supersequências Bauru e Gondwana III baseada em BATEZELLI (1998), FERNANDES (1998), FERNANDES & COIMBRA (1996), BIZZI *et al.* (2001), MINEROPAR (2001) e DEL'ARCO *et al.* (1982).

5.6 REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M. de. Aspectos gerais da geologia da Bacia do Alto Paraná. In: **Simpósio sobre a Geotecnia da Bacia do Alto Paraná**, São Paulo, 1983. Anais, p. 9-16, 1983. ABMS/ABGE/CBMR.
- BARTHELNESS, H. Comentário geomorfológico sobre o vale do Rio Ivaí. **Boletim Paranaense de Geografia**, vol. 1, num. 1, p. 8-17, 1960.
- BATEZELLI, A. **Redefinição litoestratigráfica da unidade Araçatuba e da sua extensão regional na Bacia Bauru no Estado de São Paulo**. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 110p., 1998.

- BIGARELLA J.J. & ANDRADE G. O. Contribution to the study of the Brazilian quaternary. In: WRIGHT Jr. H.E. & FREY D.G. International studies on the Quaternary. **Geological Society of America**, vol. 84: p. 443-451 (special paper), 1965.
- BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; BAARS, F. J.; DELGADO, I. M. O.; ABRAM, M. B.; LEÃO NETO, R.; MUNIZ DE MATOS, G. M.; SCHNEIDER SANTOS, J. O. **Mapas de Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG**. Brasília: CPRM, 4 CD-Rom (Escala 1:2 500 000), 2001.
- BURROUGH, P. A. & McDONNELL, R. A. **Principles of geographical information systems**. New York, Oxford University, 2000. 333p.
- DEL'ARCO, J. O.; SILVA, R. H.; TARAPANOFF, I.; FREIRE, F. A.; PEREIRA, L. G. da M.; SOUZA, S. L. de; LUZ, D. S. da; PALMEIRA, R. C. de B.; TASSINARI, C. C. G. Geologia. In: BRASIL/MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA. **Projeto RADAMBRASIL: Folha SE.21 Corumbá e parte da Folha SE.20**. Rio de Janeiro, p. 25-160, 1982.
- ESDI - EARTH SCIENCE DATA INTERFACE. **Global Land Cover Facility**. Disponível em: <<http://glcf.umiacs.umd.edu/data/>> Acesso: 17 dezembro 2006.
- FERNANDES, L. A. & COIMBRA, A. M. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, vol. 68, p. 195-205, 1996.
- FERNANDES, L. A. **Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)**. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 232p., 1998.
- FORTES, E.; STEVAUX, J. C.; VOLKMER, S. Neotectonics and channel evolution of the Lower Ivinhema River: A right-bank tributary of the upper Paraná River, Brazil. **Geomorphology**, vol. 70, p. 325-338, 2005.
- FRYE, J. C. & WILLMAN, H. B. Morphostratigraphic units and Pleistocene stratigraphy. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, vol. 60, p. 777-786, 1962.
- FULFARO, V. J. & PERINOTTO, J. A. J. Geomorfologia do Estado do Mato Grosso do Sul e o Arcabouço Estrutural. In: XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, 1994. **Boletim de Resumos Expandidos**, p. 197-198, 1994.
- HOBSON, R. D. Surface roughness in topography: quantitative approach. In: CHORLEY, R. J. **Spatial analysis in geomorphology**. New York, Harper & Row, p. 222-245, 1972.
- JENNESS, J. **Surface Areas and Ratios from Elevation Grid (surfgrids.avx) extension for ArcView 3.x v. 1.2**. Disponível em: <http://www.jennessent.com/arcview/surface_areas.htm> Acesso: 08 junho 2006, 2002.
- JUSTUS, J. **Subsídios para interpretação morfogenética através da utilização de imagens de radar**. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal da Bahia, 204p., 1985.
- KING, L.C. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, vol. 2, p. 3-48, 1956.
- MDA FEDERAL. **Landsat GeoCover ETM+ 2000 Edition Mosaics Tile S-21-15, S-21-20, S-22-15, S-22-20.ETM-EarthSat-MrSID**, 1.0, Sioux Falls, USGS, 2004.
- MILANI, E. J. & RAMOS, V. A. Orogenias paleozóicas do domínio sul-oriental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, vol. 28, n. 4, p. 473-484, 1998.
- MINEROPAR – MINERAIS DO PARANÁ S.A. **Mapa Geológico do Paraná (Escala:1:1000000)**. Curitiba, Secretaria de Indústria, Comércio e do Turismo do Estado do Paraná., CD-ROM, 2001.
- NOGUEIRA JÚNIOR, J. **Possibilidades de colmatção química dos filtros e drenos da barragem de Porto Primavera (SP) por compostos de ferro**. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 225 p., 1988.
- PEUKER, T. K.; FOWLER, R. J.; LITTLE, J. J.; MARK, D. M. The triangulated irregular network. In: American Congress on Survey and Mapping. In: V DTM Symposium, St. Louis, 1978. **Proceedings**, p. 24-31, 1978.

- RICCOMINI, C. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, vol. 27, n. 2, p. 153-162, 1997.
- SALLUN, A. E. M. **Depósitos cenozóicos da região entre Marília e Presidente Prudente (SP)**. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 171p., 2003.
- SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K.; STEVAUX, J. C. Proposição formal do Alogruppo Alto Rio Paraná (SP, PR e MS). **Geologia USP - Série Científica**, submetido, 2007.
- SOARES, P. C. & LANDIM P. M. B. Depósitos cenozóicos na região Centro-Sul do Brasil. **Notas Geomorfológicas**, vol. 16, n. 31, p. 17-39, 1976.
- STEVAUX, J. C. **O Rio Paraná: geomorfogênese, sedimentação e evolução quaternária de seu curso superior (região de Porto Rico, PR)**. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 242p., 1993.
- SRTM. **Shuttle Radar Topographic Mission**. Disponível em <<http://strm.usgs.gov>>. Acesso: 10 outubro 2006.
- SUGUIO, K. **Formação Bauru: calcários e sedimentos detríticos associados**. Tese (Livre-Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2 v., 1973.
- SUGUIO, K.; NOGUEIRA JR., J.; TANIGUCHI, H.; VASCONCELLOS, M.L. Quaternário no Rio Paraná em Pontal do Paranapanema: proposta de um modelo de sedimentação. In: XXXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1984, Rio de Janeiro. **Anais**, 1, p. 10-18, 1984.

6. PROPOSIÇÃO FORMAL DO ALOGRUPO ALTO RIO PARANÁ (SP, PR e MS)

Artigo submetido à revista Geologia USP – Série Científica

ALETHÉA ERNANDES MARTINS SALLUN^{1,2}, KENITIRO SUGUIO^{2,3}, JOSÉ CÂNDIDO STEVAUX^{3,4}

¹ Instituto Geológico, Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, Avenida Miguel Stéfano, 3900 - 04301-903, São Paulo, SP, alethea@igeologico.sp.gov.br, wsallun@igeologico.sp.gov.br

² Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562 - 05508-080, São Paulo, SP

³ Centro de Pós-Graduação, Pesquisa e Extensão (CEPPE), Universidade Guarulhos (UnG), Rua Dr. Nilo Peçanha, 81 (Prédio U – 6º andar) - 07023-070, Guarulhos, SP, kenitirosugui@gmail.com

⁴ Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Avenida Colombo, 5790 – Bloco J-12, 87020-900, Maringá, PR, jcstevaux@uem.br

6.1 RESUMO

A partir da abordagem aloestratigráfica é possível individualizar as unidades estratigráficas que representam a história geológica quaternária da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná. Esses depósitos sedimentares, que ocorrem superpostos às unidades litoestratigráficas cretáceas da Bacia do Paraná, foram reunidos como Alogrupo Alto Rio Paraná constituído pelos depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí e depósitos aluviais da Aloformação Paraná. A Aloformação Paranavaí é composta por depósitos coluviais homogêneos, arenáceos e rudáceos, originados *in situ* ou com transporte restrito, a partir de unidades litoestratigráficas cretáceas intemperizadas, principalmente da Supersequência Bauru. A Aloformação Paraná é formada de terraços de origem fluvial associados à paleodrenagem do Alto Rio Paraná, embutidos na Aloformação Paranavaí. Os registros da sedimentação do Alto Rio Paraná, desde no mínimo 1 Ma passados até os dias atuais, testemunhariam importantes mudanças paleoclimáticas e/ou eventos neotectônicos, que permitem sistematizar as fases evolutivas geológico-geomorfológicas cenozóicas da área de estudo. Novas pesquisas detalhadas devem ser realizadas futuramente para se conhecer completamente a história geológica e as peculiaridades dessas aloformações.

Palavras-chaves: Quaternário, Aloestratigrafia, Alogrupo Alto Rio Paraná, Aloformação Paranavaí, Aloformação Paraná

6.2 INTRODUÇÃO

Neste trabalho é proposta a formalização das unidades estratigráficas quaternárias que ocorrem sobre rochas mesozóicas da Bacia do Paraná, na Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná (SP, PR e MS). Essas unidades testemunham a derradeira história geológica nas regiões centro-oeste, sul e sudeste do Brasil, estabelecidas de acordo com as definições para unidades aloestratigráficas do Código Estratigráfico Norte-Americano da Comissão de Nomenclatura Estratigráfica Norte Americana (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature - N.A.C.S.N., 2005).

A aloestratigrafia como ferramenta de classificação estratigráfica foi introduzida pela N.A.C.S.N. em 1983, com revisão em 2005 que incorporou descrições adicionais às unidades aloestratigráficas. O Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica e o Guia de Nomenclatura Estratigráfica (Petri et al., 1986a e b) não incluem uma categoria específica para unidades aloestratigráficas. Entretanto, o caráter liberal deste documento reflete-se no seu artigo A-3, onde é estabelecido que “Outras classes de unidades podem ser usadas, informalmente, de acordo com as conveniências do pesquisador”. Os princípios e os procedimentos adotados para a proposição de unidades aloestratigráficas são os mesmos utilizados para unidades litoestratigráficas (N.A.C.S.N., 2005), e nesta proposta são seguidas as regras gerais do Guia de Nomenclatura Estratigráfica vigente no Brasil (Petri et al., 1986a e b), assim como foi aplicado por Moura e Mello (1991).

A Bacia Hidrográfica do Rio Paraná, em conjunto com os rios Paraguai, La Plata, Pilcomayo e Uruguai, formam a Bacia Hidrográfica da Prata (Figura 6.1). De acordo com as diferentes características, o Rio Paraná pode ser dividido em cinco trechos. A porção denominada “Alto Rio Paraná” compreende o trecho de Guaíra à confluência dos rios Grande e Paranaíba, com 619 km de extensão em território brasileiro. Os principais limites geográficos da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná são: ao norte as bacias do Rio Grande e Paranaíba e Serra de Caiapó, a leste o maciço Litorâneo Brasileiro (Serra do Mar), ao sul a bacia do Rio Iguaçu, afluente do Médio Paraná, e a oeste a bacia do Rio Paraguai e a Serra de Maracaju.

A drenagem do Alto Rio Paraná tem padrão centrípeto subparalelo (IBGE, 1997). Todos os afluentes são rios conseqüentes ou resseqüentes, pois correm no sentido do mergulho das camadas litológicas e ocupam estruturas geológicas que compartimentam blocos estruturais (Fúlfaro et al., 1982). Comparando-se as margens direita e esquerda do rio, nota-se que o homoclinal oeste é mais estreito, porque a taxa de ascensão das serras de Maracaju e Caiapó é menor que a da Serra do Mar. Conseqüentemente, os principais rios da margem esquerda são mais longos, com comprimento entre 400 e 600 km e possuem nascentes em rochas cristalinas aflorantes na Serra do Mar, em comparação aos maiores afluentes da margem direita, que não chegam a 400 km de extensão e nascem na bacia sedimentar do Paraná, nas serras de Maracaju e Caiapó (Stevaux, 2000).

Figura 6.1 - Situação geográfica da Bacia Hidrográfica da Prata, com a localização dos setores Alto, Médio, Baixo e Delta do Rio Paraná na América do Sul (modificado de Tucci e Clarke, 1998).

6.3 ALOESTRATIGRAFIA

A aloestratigrafia é destinada especialmente à análise estratigráfica de depósitos sedimentares cenozóicos, principalmente quaternários. As abordagens tradicionais usadas em depósitos sedimentares mais antigos apresentam sérias limitações, quando aplicadas na análise estratigráfica de depósitos quaternários. Essas restrições são devidas ao nível de detalhamento exigido, às naturezas descontínua e pouco espessa (freqüentemente de alguns metros), às freqüentes similaridades e recorrências (ou repetições) de fácies, ao registro paleontológico inadequado às análises estratigráficas (freqüentemente composto de restos animais vivos) e à reduzida disponibilidade de dados geocronológicos mais precisos.

Segundo N.A.C.S.N. (1983 e 2005) uma unidade aloestratigráfica é representada por um corpo sedimentar estratiforme, delineado por discontinuidades limitantes como, por exemplo, discordâncias erosivas regionais e não diastemas, pois estes são de caráter local. Permite discernir depósitos de litologias semelhantes superpostos, contíguos ou geograficamente separados, limitados por discontinuidades; ou ainda, considerar como pertencente a uma única unidade, depósitos caracterizados por heterogeneidades litológicas ou que ocorram em níveis topográficos diferentes e exibam idades distintas (Figura 6.2). As modificações introduzidas em N.A.C.S.N. (2005) deixam claro que o estabelecimento de uma unidade aloestratigráfica não deve ser feita em função da litologia.

Figura 6.2 - Exemplo de classificação aloestratigráfica de depósitos fluviais e lacustres em um gráben (modificado de N.A.C.S.N., 1983, 2005). Este esquema mostra uma possível relação entre as classificações alo e litoestratigráficas, onde quatro unidades aloestratigráficas encontram-se superpostas e delimitadas por discontinuidades lateralmente traçáveis (discordâncias e solos inumados), que abrangem três litologias principais classificáveis em uma ou duas unidades litoestratigráficas.

Como as discontinuidades representam planos de tempo (isócronas), as unidades aloestratigráficas definidas cortam aqueles planos e, portanto, são essencialmente diacrônicas. Deste modo, constituem também uma importante base para classificação cronoestratigráfica. Por outro lado, as unidades aloestratigráficas podem exibir grandes variações faciológicas temporais e espaciais constituindo, à luz do conceito de sistemas deposicionais, instrumento mais apropriado às análises paleoambientais que as formações, que são essencialmente unidades litoestratigráficas. Entretanto, analogamente às unidades litoestratigráficas, a unidade fundamental é a aloformação que, por sua vez, pode ser subdividida em alomembros ou, juntamente com outra(s) aloformação(ões), constituir um alogrupo.

Segundo Walker (1990) a aloestratigrafia integra as “novas estratigrafias” que, juntamente com a sismoestratigrafia (Vail e Mitchum Junior, 1977), a estratigrafia de seqüências (Van Wagoner et al., 1988) e a seqüência estratigráfica genética (Galloway, 1989), são aplicáveis a quaisquer seqüências sedimentares, independentemente das idades ou dos contextos geológicos. No Brasil, a relevância da abordagem aloestratigráfica na identificação e classificação de depósitos quaternários tem sido enfatizada em trabalhos de Moura e Meis (1986), Moura e Mello (1991) e Etchebehere (2002).

6.4 CONTEXTO GEOLÓGICO

Na Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná ocorrem rochas da Bacia do Paraná recobertas por depósitos cenozóicos. A Bacia do Paraná (Figura 6.3), *sensu stricto*, é uma vasta bacia intracratônica sul-americana, que abrange uma área de cerca de 1.400.000 km² estendendo-se pelo Brasil, Paraguai, Uruguai e Argentina (Zalán et al., 1990). Desenvolvida completamente sobre crosta continental e preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas, abriga um registro estratigráfico temporalmente posicionado entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo (Zalán et al., 1990; Milani e Ramos, 1998). São reconhecidas seis unidades aloestratigráficas de segunda ordem ou superseqüências: Rio Ivaí (Caradociano – Landoveriano), Paraná (Lockoviano-Frasniano), Gondwana I (Westfaliano-Scythiano), Gondwana II (Anisiano-Noriano), Gondwana III (Neojurássico-Berriasiano) e Bauru (Aptiano-Maestrichtiano) (Milani, 1997).

No Neojurássico, desertos arenosos cobriram completamente a Bacia do Paraná e regiões vizinhas, hoje representadas pela Formação Botucatu, que foram seguidos por derrames de lavas eocretáceas da Formação Serra Geral. Subsidência e acumulação sedimentar na Bacia do Paraná, terminaram no Neocretáceo com a acomodação da Superseqüência Bauru, um delgado pacote de sedimentos continentais areno-conglomeráticos (Milani e Ramos, 1998).

A Formação Serra Geral é recoberta em discordância angular e erosiva pelas formações que compõem a Superseqüência Bauru e depósitos cenozóicos. Cessados os derrames de lavas, excetuando-se na área da Superseqüência Bauru, observou-se tendência geral ao soerguimento epirogênico em toda a Plataforma Sul-Americana. A porção norte da Bacia do Paraná comportou-se como área negativa relativamente aos soerguimentos marginais e à zona central da bacia, marcando o início de embaciamentos localizados. A subsidência que possibilitou a deposição da Superseqüência Bauru pode ser atribuída à causa litoisostática, em função do peso das lavas sotopostas da Formação Serra Geral (Milani e Ramos, 1998).

A Superseqüência Bauru (Freitas, 1955; Arid, 1970; Suguio, 1973; Fúlfaro et al., 1982; Fernandes, 1992; Coimbra e Fernandes, 1994; Fernandes e Coimbra, 1996; Fernandes, 1998; Fernandes e Coimbra, 2000) instalou-se sobre os derrames da Formação Serra Geral, com depocentro associado à maior espessura de rocha vulcânica com disposição alongada de embaciamento segundo direção NE-SW.

Segundo Fernandes (1998) a sedimentação da Superseqüência Bauru ocorreu em duas fases principais, a primeira em condições essencialmente desérticas e a seguinte com mais umidade, porém em clima semi-árido. Dessa forma, o autor propõe a “Bacia Bauru”, que seria constituída por dois grupos parcialmente cronocorrelatos: Grupo Caiuá (formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio) e Grupo Bauru (formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio

Coniaciano-Maastrichtiano (Cretáceo Superior) para a deposição dos sedimentos a partir dos fósseis e idade dos analcimitos.

Dias Brito et al. (2001) propuseram um novo quadro evolutivo para a Superseqüência Bauru a partir da combinação de informações de afloramentos e de sub-superfície, incluindo dados micropaleontológicos, estudos de fácies, estratigrafia de seqüência e análises isotópicas de oxigênio. Foram reconhecidos da base para o topo, 4 ciclos deposicionais ao longo Superseqüência Bauru no oeste paulista: ciclos 1 e 2 (Formação Caiuá), ciclo 3 (Formação Santo Anastácio e parte inferior da Formação Adamantina) e ciclo 4 (parte superior da Formação Adamantina). Uma discordância erosiva separa as formações Caiuá e Santo Anastácio (entre os ciclos 2 e 3) e a Formação Marília distribui-se em áreas descontínuas, como uma unidade distinta do conjunto subjacente.

À partir de perfis geofísicos de poços profundos perfurados para captação de água subterrânea, Paula e Silva, Chang e Caetano-Chang (2005) estabeleceram o arcabouço estratigráfico de subsuperfície da Superseqüência Bauru. Segundo os autores a concepção clássica proposta por Soares et al. (1980), que reunia as formações Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina e Marília e incluía a Formação Araçatuba, introduzida por Barcelos e Suguio (1987) e redefinida por Batezelli et al. (1999), é a que melhor se ajusta às características litológicas observadas em subsuperfície e aos padrões geofísicos registrados pelos perfis. Os autores ainda reconheceram duas unidades, caracterizáveis através das curvas de raios gama e de resistividade das diagrfias, bem como pela descrição de amostras de calha, de ocorrência exclusiva em subsuperfície, denominadas de formações Pirapozinho e Birigui. Segundo os autores a evolução sedimentar da Superseqüência Bauru, processou-se em três fases principais de acumulação, separadas por eventos erosivos e não-deposicionais de caráter regional.

A região sul do estado do Mato Grosso do Sul, após a deposição do Grupo São Bento (formações Botucatu, Pirambóia e Serra Geral), foi submetida às intrusões alcalinas de Cerro Sarambi, Chiriguelo e Cerro Gauzu do Cretáceo Inferior no Paraguai, nas proximidades de Ponta Porã. Essas intrusões levantaram o embasamento cristalino do pré-cambriano até a superfície e deram origem a leques aluviais dirigidos de S-SW para N-NE, gerando espesso pacote de conglomerados (Almeida e Lima, 1959; Souza Júnior e Tarapanoff, 1986) depositados sobre os basaltos da Formação Serra Geral (Fúlfaro e Perinotto, 1994b). Esses conglomerados foram denominados formalmente como Formação Ponta Porã (Fúlfaro e Perinotto, 1994b), provavelmente cronocorrelatos à Formação Itaqueri, com idade entre o Neocretáceo e o Paleógeno. Segundo Fúlfaro e Perinotto (1994b) os depósitos da Formação Ponta Porã foram falhados conjuntamente com depósito coluvial sotoposto, na época do levantamento da Serra de Maracaju, no Terciário Superior, penecontemporaneamente à

formação da Bacia do Pantanal e à implantação das bacias hidrográficas dos rios Paraná e Paraguai, sugerindo atividade neotectônica.

Riccomini (1995) teria reconhecido evidências diretas de neotectonismo no Platô de Marília (SP), representadas por linhas-de-pedra superpostas à Formação Adamantina, que estariam seccionadas por falhas normais com rejeito decimétrico e sugeririam extensão na direção WNW. Na Bacia do Rio do Peixe (SP), tributário do Alto Rio Paraná, Etchebehere (2000) sugeriu a existência na região de tectônica transcorrente, com vetor de máxima compressão na direção NW-SE, com três áreas de soerguimento tectônico mais acentuado provavelmente correspondentes: (1) à sutura crustal de Ribeirão Preto, que teria propiciado o entalhe acelerado do Planalto Marília – Echaporã, (2) à extensão do lineamento crustal de Guapiara, representado por escassos depósitos de terraço compostos por cascalheiras, e (3) à sutura crustal de Presidente Prudente, reconhecida também pela presença de cascalheiras.

Riccomini (1995, 1997) sugere a atuação de esforços tectônicos, no Estado de São Paulo, relacionados a um binário dextral de orientação geral E-W, vigentes desde a fase tardia (Neocretáceo) do vulcanismo Serra Geral. Na região oeste do estado, o campo de tensões regional teria sido sobrepujado pela subsidência devida ao grande peso de rochas basálticas, com instalação da Superseqüência Bauru (Santoniano-Maastrichtiano). Posteriormente teria ocorrido intensificação do tectonismo de caráter rúptil na bacia, sugerido pelo incremento no aporte de sedimentos rudáceos (Formação Marília) e pelo vulcanismo alcalino extrusivo, relacionados à atividade de alinhamentos tectônicos que delimitam a sua borda leste atual que, no Estado de São Paulo, é formada pelos alinhamentos estruturais do Rio Paranapanema, de Ibitinga-Botucatu, de São Carlos-Leme e do Rio Moji-Guaçu (Figura 6.3).

O tectonismo deformador seria subsequente à deposição da Superseqüência Bauru, com falhas e juntas resultantes de dois regimes transcorrentes, com movimentações de componentes sinistral e dextral ao longo dos alinhamentos de direção NNW e WNW, mas com movimentações opostas (Riccomini, 1997): σ_1 E-W/horizontal, σ_2 vertical e σ_3 N-S/horizontal e, σ_1 N-S/horizontal, σ_2 vertical e σ_3 E-W/horizontal. Os dois regimes transcorrentes teriam atuado na megaestruturação geológica do Estado de São Paulo, e provavelmente o último corresponderia à neotectônica regional (Riccomini, 1997).

Segundo Fúlfaro e Perinotto (1994a), o arcabouço geológico do Estado de Mato Grosso do Sul seria representado por compartimentos estruturais delimitados por megalineamentos estruturais que formam um mosaico sugestivo da evolução tectono-sedimentar da margem oeste da Bacia Sedimentar do Paraná, desde o Ordoviciano-Siluriano até o Paleógeno. Os autores destacam que o Planalto Oriental no Mato Grosso do Sul, com a sua sucessão de blocos falhados e escalonados,

teria sido totalmente fatiado por vários alinhamentos NW, que constituem os interflúvios dos rios subseqüentes da margem direita do Alto Rio Paraná. O curso fluvial estaria condicionado à reativação da Sutura Crustal de Três Lagoas, com deslocamentos provocados pelos alinhamentos NW. Pela primeira vez os autores estendem os alinhamentos NW-SE e E-W, reconhecidos em São Paulo por diversos autores (Paulipetro, 1982; Hasui, Haralyi e Sena Costa, 1993), que cruzaria o Alto Rio Paraná e influiria na geologia e geomorfologia do Mato Grosso do Sul (Figura 6.3).

6.5 EVOLUÇÃO CENOZÓICA DO RELEVO

As principais superfícies de erosão pós-paleozóicas, da região sudeste e centro-oeste do Brasil, forneceram argumentos para diversos autores interpretarem a origem e evolução geomorfológica da Bacia Hidrográfica do Rio Paraná. Mas a maioria correlacionou, de forma muito vaga, os eventos deposicionais e as superfícies erosivas possivelmente associadas, com atribuição de idades arbitrárias, baseadas em hipóteses não-comprovadas por falta de dados cronológicos.

Segundo Freitas (1951) o relevo brasileiro teria sido originado por alternância de fases de epirogênese e peneplanação, que resultaram em dois níveis distintos de superfícies (peneplanos) de erosão: nível A (inferior - Terciário) e nível B (superior – Cretáceo). O nível B corresponderia à “Superfície das Cristas Médias” (Martonne, 1943) ou “Superfície Japi” (Almeida, 1958) ou “Superfície Purunã” (Ab’Saber e Bigarella, 1961). Datações recentes indicam que a atuação dos processos erosivos de desenvolvimento da “Superfície Japi” ocorreu no Neocretáceo (Riccomini, Sant’Anna e Ferrari, 2004).

Em consequência ao soerguimento do Planalto Atlântico (Serra do Mar), no interior da Bacia Hidrográfica do Rio Paraná instalou-se intenso processo erosivo, formando diversos depósitos de unidades mapeáveis (Almeida, 1983) e embutimento dos vales na superfície primitiva, ensejando a captura em favor dos três rios principais: Paranapanema, Tiete e Grande (Almeida, 1964; Fúlfaro e Bjornberg, 1994). Segundo Almeida e Lima (1959), em oposição ao caráter ascensional do escudo cristalino, a bacia sedimentar do Paraná vem demonstrando desde o Devoniano inferior uma subsidência mais ou menos acentuada, e esse caráter tectônico negativo da bacia, vem se conservando no Cenozóico, mantendo o traçado geral da rede hidrográfica, em busca de um coletor axial da Bacia Hidrográfica do Rio Paraná.

No Paleoceno teria se iniciado a formação de uma vasta superfície de denudação denominada “Superfície Sul-Americana” (King, 1956) ou “Pediaplano Pd₃” (Bigarella e Andrade, 1965). Ao ciclo erosivo da “Superfície Sul-Americana” sucederam-se novas fases de erosão marcadas por dissecação de vales que atuaram durante o Neógeno, após o soerguimento epirogênico no Paleógeno (King, 1956). Esses ciclos de erosão, denominados “Velhas” (Mioceno - Plioceno) ou

“Pediaplano Pd₂” (Oligoceno – Mioceno) e “Paraguaçu” (Pleistoceno) ou “Pediaplano Pd₁” (Plioceno – Pleistoceno) (King, 1956; Bigarella e Andrade, 1965), destruíram a maior parte da “Superfície Sul-Americana” ou “Pediaplano Pd₃”. Embutidos à superfície “Pediaplano Pd₁” ocorrem dois níveis de pedimentos (P₂ e P₁) (Figura 6.4).

Figura 6.4 – Esquema de relações espaciais existentes entre as diversas superfícies degradacionais e agradacionais (Pd – pediplano, P – pedimento, Tpd e Tp – terraços correspondentes respectivamente a pediplano e a pedimento, Rc – rampas colúvio-aluviais, Tc – baixo terraço de cascalho, Tv – terraço de várzea, To – planície de inundação atual) (Bigarella e Mazuchowski, 1985).

Com o soerguimento no Neógeno das serras de Maracaju (MS) e Caiapó (GO), teriam sido implantadas as bacias hidrográficas do Rio Paraná e Rio Paraguai sobre a “Superfície Sul-Americana” (King, 1956). No compartimento do Rio Paraná teria ocorrido novo estágio de aplainamento formando a “Superfície de Guaíra” ou “Pediaplano Pd₂”, com posterior instalação do Rio Paraná (Barthelness, 1960; Ab’Saber, 1969; Soares e Landim, 1976) ou “Pediaplano Pd₁” (Bigarella e Andrade, 1965).

A Serra de Maracaju (MS) foi soerguida ao longo da Sutura Crustal de Coxim (Figura 6.3), e sua escarpa representaria blocos falhados escalonados a partir da margem do Pantanal Matogrossense. A reativação de falhas no interior do continente ocorreu em compensação à subsidência generalizada ligada ao preenchimento das bacias da margem continental brasileira (Ponte e Asmus, 1976). Os alinhamentos W-NW e NW foram importantes condicionantes na evolução da Bacia do Paraná e marcam de modo significativo a deposição fluvial do Alto Rio Paraná, que comprova atividade cenozóica destas estruturas (Guidicini e Fernandes da Silva, 1972; Fúlfaro, Angeli e Barcelos, 1983; Jabur, 1992; Souza Filho, 1993). O paralelismo da drenagem da Bacia Hidrográfica

do Alto Rio Paraná sugere que seus rios estabeleceram-se sobre superfície essencialmente plana e inclinada para o eixo do rio principal (Almeida, 1964; Pires Neto, Bartorelli e Vargas, 1994).

A “Superfície dos Altos Interflúvios” (Soares e Landim, 1976; Justus, 1985) ou “Pediaplano Pd₂” (Bigarella e Andrade, 1965) corresponde aos principais divisores de águas dos afluentes mais importantes da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná, e acha-se inclinada rumo à calha principal, descendo de 700 m até cerca de 300 m nas proximidades do vale principal. Na parte mais baixa ocorrem morros-testemunho, como o do Diabo (SP), ou morros-testemunho rebaixados, como o dos Três Irmãos (PR). Segundo Maack (1968), essa paisagem foi modelada em colinas suavemente arredondadas durante o Neógeno.

A “Superfície dos Médios Interflúvios” (Soares e Landim, 1976) ou “Pediaplano Pd₁” de Bigarella e Andrade (1965) correspondem à mais extensa superfície, que constitui o divisor de águas dos principais rios. O reverso da Serra Geral é o divisor dos pequenos afluentes de tributários mais importantes do Alto Rio Paraná. Seus depósitos têm ampla ocorrência, são incoerentes e sustentam a maior parte das nascentes da bacia, como é o caso da “Formação Paranavaí” (PR) de Popp e Bigarella (1975).

O “Pediaplano Pd₀” (Justus, 1985) é correlacionado ao “Terraço Superior” (Soares e Landim, 1976; Pires Neto, Bartorelli e Vargas, 1994) ou “Terraço Alto” (Souza Filho, 1993) ou “Unidade Nova Andradina” (Souza Filho e Stevaux, 1997).

6.6 ALOGRUPPO ALTO RIO PARANÁ

Os depósitos quaternários superpostos às rochas mesozóicas na Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná representam a sedimentação em diversos compartimentos geomorfológicos desta bacia, e testemunham importante hiato deposicional desde o fim da Era Mesozóica, acompanhado de intenso intemperismo subsequente na história geológica das regiões centro-oeste, sul e sudeste do Brasil. Esses depósitos são ainda relativamente pouco conhecidos, e genericamente agrupados como coluviais e aluviais. Porém, esses depósitos sedimentares são correlativos de importantes fases de evolução geológica cenozóica que marcou profundamente a paisagem atual, e que apresentam características para serem reunidos como unidades aloestratigráficas.

Neste estudo propõe-se a formalização do Alogrupo Alto Rio Paraná, que reúne os depósitos quaternários associados à sedimentação na Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná, constituído pelos depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí e depósitos aluviais da Aloformação Paraná. Para constituir um padrão representativo do Alogrupo Alto Rio Paraná, como as unidades aloestratigráficas possuem espessura considerável e ocorrem em área de topografia suave, é

proposto um estratótipo-de-unidade composto, ou seja, formado por várias seções de referência, representativas da total variabilidade da Aloformação Paranavaí e Aloformação Paraná.

6.6.1 Aloformação Paranavaí

6.6.1.1 Fundamentação histórica

Depósitos cenozóicos arenosos de origem coluvial podem ser encontrados em diversas localidades das regiões sul, sudeste e centro-oeste do Brasil. Esses depósitos estão associados a distintos contextos geológicos, e têm recebido diferentes denominações como Formação Paranavaí (SP, PR e MS), Formação Piquerobi (SP) e Formação Cachoeirinha (MS e MT). Estratigraficamente esses depósitos coluviais situam-se principalmente sobre as rochas da Supersequência Bauru e da Formação Serra Geral da Supersequência Gondwana III, sob forma discordante, como corpos descontínuos e de formas irregulares com idade quaternária. Poucos trabalhos versaram sobre estes depósitos e os mapeamentos realizados não conduziram ao reconhecimento das correlações estratigráficas entre essas ocorrências. Receberam diferentes denominações e interpretações informais, e foram referidos como solos ou como formações superficiais em algumas regiões e, portanto, necessitam ser agrupados em uma única unidade estratigráfica, uma vez que têm um papel importante pela extrema suscetibilidade à erosão acelerada e como área de intensas atividades agrícola e pecuária.

Popp e Bigarella (1975) denominaram de Formação Paranavaí, em forma preliminar, a cobertura quaternária arenosa de origem colúvio-aluvial, que apresenta “estruturas de dissipação”, atualmente descritas como “bandas onduladas” (Sugio e Coimbra, 1976) ou “lamelas ou bandas de iluviação” (Paisani, 2001), que se estende pelo noroeste paranaense, oeste paulista e sudoeste do Mato Grosso do Sul. Esta “formação”, mencionada anteriormente por Kavaleridze (1963), encontra-se superposta a arenitos da Formação Caiuá e basaltos da Formação Serra Geral, exibindo em algumas localidades do Mato Grosso do Sul depósitos rudáceos (seixos de quartzo e basalto) de 60 cm de espessura.

Santos (1997) critica o uso do termo Formação Paranavaí como unidade litoestratigráfica, uma vez que segundo o autor esses depósitos adquirem um caráter eluvial em algumas porções, não constituindo uma unidade litoestratigráfica, mas sim pedoestratigráfica. Justus (1985) incluiu na Formação Paranavaí as carapaças e couraças ferruginosas pedogenéticas encontradas principalmente no divisor das bacias dos rios Ivaí e Piquiri (PR). Gasparetto (1999) descreveu informalmente como “formações superficiais” depósitos de textura arenosa encontrados na região noroeste do Paraná, que seriam originados dos arenitos da Formação Caiuá por alteração in situ. Estas formações estariam, segundo este autor, relacionadas a superfície Pd₁ de erosão definida por

Bigarella e Andrade (1965), a qual, desde o final do período Terciário, vem sendo remodelada sob condições climáticas que, durante o Quaternário, se alternaram entre períodos mais secos e mais úmidos que o clima atual.

Corrêa et al. (1976) descrevem no Planalto de Maracaju (MS) sedimentos arenosos com horizontes lateríticos, que ocorreria sobre diversas unidades litoestratigráficas da Bacia do Paraná, correlacionando-os à “Formação Cachoeirinha”. A designação “Formação Cachoeirinha” teria sido atribuída por Gonçalves e Schneider (1970) na Chapada dos Guimarães (MT) para os depósitos anteriormente denominados como “Formação Superior” (Oliveira, 1964) e Unidade C (Oliveira e Muhlmann, 1967), em levantamentos realizados pela PETROBRÁS. Esses depósitos teriam seção-tipo, em Cachoeirinha (MT), onde seriam representados por areias argilosas avermelhadas, quase sempre laterizadas, com presença de corpos nodulares ou concrecionários e irregulares de canga e localmente cascalhos, apresentando 80 m de espessura e idade supostamente terciária. Esses mesmos depósitos foram correlacionados a “Unidade Terciário-Quaternária Detrítico-Laterítica” caracterizada informalmente por Olivatti e Ribeiro Filho (1976) na Chapada dos Parecis (MT). Oliva et al. (1979) e Schobbenhaus Filho e Oliva (1979) mapearam sedimentos arenosos e lateritos encontrados nos topos dos planaltos da borda noroeste da Bacia Sedimentar do Paraná como “Cobertura Detrítico-Laterítica e/ou Arenosa”. Esses sedimentos inconsolidados, castanho-avermelhados, com leitos de seixos basais, parcialmente laterizados e preservados em superfície de aplainamento sobre o planalto, estariam ligados à “Formação Cachoeirinha”. Del’Arco et al. (1982) constataram, que nos depósitos de cobertura dos planaltos de Chapadas dos Guimarães (MT) e Maracaju (MS) ocorrem elúvios e colúvios sustentados por níveis lateríticos, que poderiam ou não estar relacionados com a “Formação Cachoeirinha”. Essa unidade segundo os autores é pedoestratigráfica, apresenta distribuição descontínua, devido à atuação de processos erosivos, e mostram textura lisa associada com cobertura vegetal de cerrado em imagens de radar. Apresenta espessura de 10 a 40 m e foi atribuída hipotética idade “terciária-quaternária”. Nos interflúvios sua presença é indicada por concreções limoníticas associadas a solo argilo-arenoso vermelho. As concreções limoníticas apresentam formas arredondadas e diâmetros médios em torno de 0,5 a 1 cm e constituem-se de agregados nodulares, formando pequenos blocos.

No extremo oeste de São Paulo, Suarez (1976, 1991) descreveu depósitos cenozóicos areno-argilosos e avermelhados, levemente compactados, com “bandas onduladas” e freqüentes linhas-de-pedra (stonelines), que foram interpretados como de provável origem fluvial, e concreções ferruginosas de natureza limonítica na base, como “Formação Piquerobi”. Segundo o autor, possuiria espessura média de 8 m e extensão em torno de 4.000 km² no Estado de São Paulo, ocorreria superposta em discordância erosiva sobre a Superseqüência Bauru, e seria distinta dos depósitos de encostas. Ocorreria entre as cotas de 410 a 500 m, principalmente nos municípios de

Marabá Paulista, Presidente Venceslau, Presidente Epitácio, Teodoro Sampaio e Piquerobi, onde estaria a seção-tipo. Suarez (1991) ainda associou a “Formação Piquerobi” a restos da superfície neogênica definida por Ab’Saber (1969), de hipotética idade do Terciário superior. Entretanto, a “Formação Piquerobi” nunca foi datada ou proposta formalmente como uma unidade litoestratigráfica. Sallun (2003) descreveu depósitos cenozóicos que ocorrem extensivamente entre Marília e Presidente Prudente (SP), superpostos em discordância (com concentrações basais de ferricretes e/ou linhas-de-pedra) sobre rochas cretácicas da Supersequência Bauru. Eles se distribuem irregularmente na área e foram agrupados em depósitos colúvio-eluviais e aluviais segundo critérios sedimentológicos, morfológicos e genéticos.

6.6.1.2 Seleção de nome

Optou-se por adotar o nome “Paranavaí”, sugerido informalmente para uma unidade litoestratigráfica por Popp e Bigarella (1975), ao referir-se aos depósitos colúvio-aluviais do noroeste do Paraná principalmente nas cercanias da cidade de Paranavaí. Para designar os sedimentos arenosos avermelhados, suscetíveis à erosão e assim denominados no meio geológico, na Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná, é proposta formalmente a Aloformação Paranavaí como unidade aloestratigráfica.

6.6.1.3 Descrição da unidade

A Aloformação Paranavaí é composta por depósitos arenáceos e rudáceos superpostos às unidades litoestratigráficas mesozóicas da Supersequência Bauru e da Formação Serra Geral da Supersequência Gondwana III, na Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná. Os depósitos são principalmente arenáceos e homogêneos, com estrutura maciça e espessura exposta de 0,50 a 17 m. São constituídas por areias muito finas a grossas inconsolidadas, em sua maioria formada por grãos monocristalinos de quartzo, que exibem coloração avermelhada devida à presença de óxidos e hidróxidos de ferro, que ocorrem impregnados nos grãos e como cimento.

O limite superior da unidade é o horizonte formado por pedogênese atual. O limite inferior da unidade é representado pelo contato com as rochas mesozóicas da Bacia do Paraná, onde podem ocorrer camadas centimétricas (2 – 30 cm) de concentrações de ferricretes e de linhas-de-pedra, compostas de grânulos e seixos arredondados de quartzo, quartzito, arenito, ágata, calcedônia e ferricrete com até 5 cm de eixo maior. Em muitas localidades exibem estruturas de origem pedogenética denominadas de “bandas onduladas” (Suguio e Coimbra, 1976) ou “lamelas ou

bandas de iluviação” (Paisani, 2001), atribuíveis a processos de eluviação e iluviação, formadas por leitos sinuosos e subhorizontais, que sobressaem em perfis de solos.

Os ferricretes formam camadas onduladas, às vezes interrompidas, de 2 a 40 cm de espessura, e contém raros seixos arredondados e centimétricos de quartzo e quartzito. Esses níveis sempre ocorrem nos contatos entre os depósitos coluviais e as rochas da Bacia do Paraná, ou como fragmentos retrabalhados em meio aos depósitos coluviais. Constituem blocos de agregados contendo concreções (concêntricas) e nódulos (não-concêntricos), milimétricos a centimétricos, de formas irregulares, subarredondadas e esféricas de cor avermelhada. Os ferricretes são representados por areias fina a grossa, essencialmente quartzosas, com cimentação ferruginosa, classificadas como sedimentos clásticos ferricretizados pisolíticos e nodulares (Sallun, Suguio e Azevedo Sobrinho, 2007).

Texturalmente os depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí mostram distribuição granulométrica homogênea com frequência muito maior de sedimentos com distribuições areia e areia argilosa (Sallun, Suguio e Azevedo Sobrinho, 2007). Sobre a Formação Marília ocorrem depósitos coluviais rudáceos, que são representativos de intenso intemperismo provavelmente formados *in situ* através de curto transporte por rastejo. São ortoconglomerados em geral oligomíticos e, sem arranjo interno, que contêm desde grânulos a matações subarredondados a arredondados, características provavelmente herdadas da rocha matriz. Os fragmentos exibem contatos pontuais e localmente côncavo-convexos, cujos diâmetros maiores podem chegar a 15 cm. Os seixos predominantes são de quartzo e quartzito, além de raros seixos de sílex e basalto. A matriz argilosa não ultrapassa 15% e, além disso, surgem intercalações de camadas arenosas com até 15 cm de espessura.

As características da Aloformação Paranavaí permitem considerá-la como unidade muito homogênea em toda área de ocorrência, e os materiais constituintes foram originados *in situ* ou com transporte restrito a partir de unidades litoestratigráficas mesozóicas intemperizadas, principalmente da Superseqüência Bauru.

A Aloformação Paranavaí, segundo idades por luminescência obtidas recentemente (Sallun e Suguio, 2007), foi formada no último milhão de anos, quando na Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná ocorreram pulsos de erosão e sedimentação de depósitos coluviais formados por solos resultantes da pedogênese de rochas da Superseqüência Bauru e Formação Serra Geral. A espessura considerável dos depósitos coluviais sugere que a deposição tenha ocorrido em diversas etapas, sendo reconhecidas diferentes gerações de coluviação, que podem ser correlacionadas com reativações tectônicas recentes e estádios glaciais e interglaciais pleistocênicos expressos nos estágios isotópicos de delta O¹⁸. Esses eventos foram acompanhados de oscilações climáticas do Pleistoceno, que causaram mudanças de níveis de base com conseqüentes transformações do relevo.

O estratótipo-de-unidade composto da Aloformação Paranavaí ocorre na localidade-tipo na cidade de Paranavaí (PR), com seções de referência em Fátima do Sul (MS), Álvares Machado (SP) e Sagres (SP) (Figura 6.5 e 6.6). Na proposta informal da unidade apresentada por Popp e Bigarella (1975) o depósito coluvial que ocorria na voçoroca da Rua Piauí em Paranavaí (PR) recebeu destaque especial e deu origem à denominação “Formação Paranavaí” desses autores. Porém, esta “localidade-tipo” não existe mais, como foi descrita por Popp e Bigarella (1975), pois foi aterrada e urbanizada e apenas a porção superior, de cerca 3 m de espessura, está exposta. Desta maneira, é indicado um neoestratótipo, para substituir o “estratótipo original”, numa voçoroca recuperada no bairro Carandá Bosque em Campo Grande (MS), que foi transformada em parque municipal, onde está presente a Aloformação Paranavaí.

6.6.2 Aloformação Paraná

6.6.2.1 Fundamentação Histórica

As primeiras idéias sobre unidades geomorfológicas e depósitos sedimentares no Alto Rio Paraná foram apresentadas por Suguio et al. (1984) e mais tarde por Nogueira Júnior (1988) na proposta pioneira de um modelo de sedimentação, admitindo uma sequência de eventos para a evolução desta bacia. Suguio et al. (1984) reconheceram cinco unidades geomorfológicas na margem direita do Alto Rio Paraná (MS): Terraço colúvio-aluvial, Terraço aluvial, Planície aluvial do Rio Baía, Planície aluvial – paleo-ilha, Planície aluvial do Alto Rio Paraná.

Segundo Guidicini e Fernandes da Silva (1972) e Fúlfaro (1974) ocorrem três gerações de níveis: níveis conglomeráticos, além de arenitos e conglomerados limonitizados, nos depósitos aluviais do Alto Rio Paraná: “geração quartzítica” (níveis 1 e 2) essencialmente fluvial e provavelmente depositada sob regime torrencial associado a calhas de canais entrelaçados, representando barras de canal (channel bars); e “geração calcedônia” (nível 3) sedimentada em regime fluvial muito semelhante ao atual, como depósitos de barras de meandros. Boggiani, Coimbra e Fairchild (1985) propuseram a mudança da denominação “geração calcedônia” para “geração ágata”, já que seixos com ágata zonada, provenientes de rochas da Formação Serra Geral, são mais abundantes nos leitos que nos terraços dos rios.

Figura 6.5

Stevaux (1993) propôs as seguintes unidades à partir de estudos geomorfológicos e estratigráficos: Porto Rico (depósitos colúvio-eluviais de 280 – 400 m de altitude), Taquaruçu (colúvio-aluviais entre 280 e 245 m), Fazenda Boa Vista (depósitos aluviais 8 a 10 m acima do nível médio atual das águas fluviais), Rio Paraná (planície aluvial atual deste rio) e Rio Paranapanema (planície aluvial atual deste rio). Os depósitos coluviais que compreendem as unidades Porto Rico e Taquaruçu, respectivamente correspondentes ao Pd₀ de Bigarella e Andrade (1965) e ao terraço colúvio-aluvial de Suguio et al. (1984), são aqui incorporados à Aloformação Paranaíba.

Segundo Souza-Filho e Stevaux (1997), os depósitos inconsolidados associados ao Alto Rio Paraná constituiriam dois pacotes principais: Pacote Nova Andradina (conjunto mais antigo de sedimentos associado a estágio anterior ao Rio Paraná) e outro conjunto de depósitos associados à calha atual do Alto Rio Paraná, e sua distribuição estaria controlada por estruturas tectônicas. Apesar de esses depósitos ocorrerem entre as cidades de Três Lagoas e Guaíra, seriam controlados pelas rochas da Superseqüência Bauru e pelo nível de base controlado pelo Salto de Sete Quedas (agora inundada pelo Reservatório de Itaipu), e sua disposição ao longo da calha teria resultado dos movimentos recentes sofridos pelos blocos compartimentados pelos alinhamentos estruturais. Assim, o Alinhamento de Guapiara, que controlaria o Rio Aguapeí, delimitaria um conjunto a norte de Presidente Epitácio, denominado Compartimento Lagoa São Paulo. As falhas que alojariam as calhas do Rio Ivaí e do Rio Amambaí separariam um conjunto central denominado Compartimento Rio Baía, de um outro colocado a sul denominado Compartimento Ilha Grande.

A origem desses depósitos estaria sempre condicionada a níveis de base locais, produzindo depósitos litologicamente muito similares aos das áreas-fonte e planície de inundação do Alto Rio Paraná só se desenvolveria na margem direita (Stevaux, 1994). Dessa forma o clima árido que teria prevalecido durante quase todo o Pleistoceno permitiu o desenvolvimento de espesso colúvio e de grande pacote de areia e cascalho do canal do Alto Rio Paraná.

Etchebehere e Saad (2003) teriam caracterizado, nos depósitos de terraços no vale do Rio do Peixe, cinco alomembros que constituiriam a Aloformação Rio do Peixe, de idade neopleistocênica. Essa aloformação estaria assentada sobre rochas da Superseqüência Bauru e apresentaria até 40 m de espessura, associada com outros depósitos cenozóicos, tais como, leques aluviais tecnogênicos, colúvios holocênicos, aluviões atuais e mantos regolíticos. Os alomembros apresentariam associação de fácies compostas de corpos arenosos e arenoso-conglomeráticos maciços ou com estratificações acanaladas, bancos de cascalho, siltitos e argilitos ricos em macrorrestos vegetais, que teriam fornecido idade radiocarbono de 27.000 – 34.000 anos A.P..

Informações de paleoclima vêm sendo obtidas no Alto Rio Paraná com base em dados geológicos e geomorfológicos e a partir de palinomorfos (Stevaux, 1994; Souza Filho e Stevaux,

1997). Em comparação ao clima atual teriam sido caracterizados quatro eventos importantes de mudanças paleoclimáticas:

1) Evento árido mais antigo - Este evento tem o limite inferior há 40.000 anos A.P e pode ser estendido até cerca de 20.000 anos A.P. O baixo teor de matéria orgânica e a coloração mais avermelhada do sedimento, além do predomínio de pólenes de gramíneas e a alta frequência de grãos arenosos transportados pelo vento (baixa densidade de cobertura vegetal) sugerem que o clima teria sido mais seco que o atual. Durante este evento é provável que, apenas a drenagem principal e os afluentes maiores teriam existido. Dados semelhantes foram obtidos por Silva, Ribeiro e Leipnitz (2003) e Parolin, Volkmer-Ribeiro e Stevaux (2003) em análises de palinomorfos e de espículas de esponjas em algumas lagoas da margem direita do Alto Rio Paraná.

2) Evento úmido mais antigo - O limite superior deste evento situar-se-ia em 3.500 anos A.P. e o limite inferior foi estabelecido em comparação com às regiões adjacentes (Jabur, 1992; Stevaux, 1994; Iriondo e Garcia, 1993) e ter-se-ia iniciado entre 7.500 e 8.000 anos A.P. Este período é marcado por melhoria climática generalizada ("Ótimo Climático" do Holoceno) e Fortes, Stevaux e Volkmer (2005) identificou influência da atividade neotectônica, com desenvolvimento de falhas antitéticas, na mudança da hidrologia do sistema fluvial. Os depósitos sugerem drástica mudança nas características hidrológicas do Alto Rio Paraná e o padrão do canal entrelaçado arenoso teria sido estabelecido, provavelmente com desenvolvimento planícies de inundação no final do evento. Os depósitos dessa idade contém sítios arqueológicos de cultura pré-cerâmica (Kashimoto e Martins, 2004),

3) Evento árido mais recente – Teria durado de 3.500 a 1.500 anos A.P. Esse período de recrudescência da semi-aridez, relativamente curto, estaria bem marcado em depósitos lacustres e fluviais de sedimentos de paleocanal de padrão entrelaçado da "Unidade Rio Paraná". A drenagem intermitente dos ribeirões Baile e Esperança teria levado à construção de leques aluviais sobre a "Unidade Fazenda Boa Vista" com o material arenoso proveniente da "Unidade Taquaraçu". A atuação eólica teria originado campos de dunas localizadas e teria permitido a movimentação por rastejo da parte superior do solo.

4) Evento úmido mais recente – Teria iniciado há 1.500 anos A.P. e continua até hoje. A construção de leques aluviais sobre a "Unidade Fazenda Boa Vista" teria sido interrompida e o Alto Rio Paraná teria iniciado o aprofundamento do seu leito. Os sedimentos desta fase são caracterizados por farta ocorrência de níveis arqueológicos de cultura ceramista (Kashimoto e Martins, 2004).

6.6.2.2 Seleção de Nome

Optou-se por utilizar o nome geográfico “Paraná” para a aloformação aqui definida, devido à relação genética dos depósitos aluviais descritos com a evolução desde o início de formação, da paleodrenagem precursora do atual Alto Rio Paraná.

Embora a caracterização da Aloformação Rio do Peixe seja possível (Etchebehere, 2002), a individualização dos diferentes alomembros desta aloformação deveria vir acompanhada pela identificação de descontinuidades limitantes válidas em escala regional. Dessa forma propõe-se neste trabalho, que a Aloformação Rio do Peixe seja reclassificada como Alomembro Rio do Peixe, pertencente à Aloformação Paraná, uma vez que em os seus limites são coincidentes, em parte, com a planície atual do Alto Rio Paraná.

Pelas características litológicas e genéticas é proposta a designação de alomembro para as unidades de terraços fluviais definidas por Stevaux (1993) no Alto Rio Paraná: Alomembro Fazenda Boa Vista, Alomembro Alto Paraná e Alomembro Paranapanema, além do Alomembro Rio do Peixe de Etchebehere e Saad (2003). O Alomembro Alto Paraná corresponde a “Unidade Rio Paraná” de Stevaux (1993), porém não foi denominada como “Rio Paraná” devido ao uso prévio deste nome por Fernandes (1998) para a “Formação Rio Paraná” da Supersequência Bauru.

6.6.2.3 Descrição da Unidade

Na Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná ocorrem terraços de origem fluvial associados a paleodrenagem, além do seu curso atual e afluentes, embutidos na Aloformação Paranaíba. Os terraços aluviais exibem idades quaternárias, desde 240.000 ± 30.000 anos A.P. (Tatumi et al., 2006) e situam-se em diversos níveis topográficos (altos, médios e baixos) em ambas margens do Alto Rio Paraná. Os terraços são compostos de depósitos arenáceos e rudáceos (areias com níveis cascalhosos e conglomerados limonitizados) maciços de coloração esbranquiçada a cinza escuro, na maioria formada por grãos individuais de quartzo. Os depósitos rudáceos apresentam até 6 m de espessura e são ortoconglomerados polimíticos, sem arranjo interno, que contêm grânulos a seixos, subarredondados a arredondados, propriedades provavelmente herdadas da rocha matriz, de quartzo e quartzito com eixo maior de até 20 cm e mais raramente ágata. O sedimento mostra cores avermelhada a amarelada devidas à presença de películas de óxidos e hidróxidos de ferro, com matriz de areia fina a grossa principalmente quartzosa com pouca contribuição pelítica (cerca de 10% do volume total). Ocorrem camadas maciças de areia fina argilosa preta (rica em matéria orgânica) intercalada em camadas arenosas maciças.

Stevaux (1993) identificou fácies sedimentares, características de diversos subambientes deposicionais, nos depósitos aluviais da Aloformação Paraná. Ocorrem, por exemplo, cascalhos maciços e estratificados com ou sem matriz arenosa, blocos ressedimentados, areias com estratificações cruzadas tabulares, sigmoidais e festonadas, além de areias com marcas onduladas, maciças, e/ou ricas em matéria orgânica, com laminação e estratificação plano-paralela e lama maciça. Esses sedimentos ocorrem como depósitos de canal, de lençol arenoso, de planície de inundação, de dique marginal, de bacia de inundação, de rompimento de dique marginal, de lagoas e barras arenosas de meandros.

Dentre os depósitos aluviais destacam-se algumas unidades, que podem ser reconhecidas como alomembros. O Alomembro Fazenda Boa Vista forma um terraço de depósitos aluviais, embutidos em colúvios da Aloformação Paranaíba, situa-se 8 a 10 m acima do nível médio atual das águas fluviais. Este pacote tem na área de Porto Rico idades de 41.580 ± 1.700 e 31.140 ± 760 anos A.P. obtidas por radiocarbono na base sobre o conglomerado (Stevaux, 2000). Os alomembros Alto Paraná, Paranapanema e Rio do Peixe integram as planícies aluviais mais novas desses rios. Entre outras peculiaridades, o Alomembro Fazenda Boa Vista acha-se parcialmente recoberto por pequenos leques aluviais inativos, provavelmente contemporâneos ao Alomembro Alto Paraná. Os demais depósitos aluviais exibem distribuição mais restrita, e são considerados como pertencentes à Aloformação Paraná, mas não constituem alomembros.

Os depósitos lacustres estão relacionados às lagoas alojadas na Aloformação Paranaíba e, à Aloformação Paraná. Na cidade de Álvares Machado (SP) ocorrem depósitos aluviais de siltitos cinza-esverdeados, incipientemente estratificados com 3,5 m de espessura (Cunha e Suarez, 1981; Suarez, 1991), que produziram fósseis articulados de *Lestodon*, *Glyptodon* e *Toxodon* (Vieira de Carvalho, 1952; Couto, 1973; Cunha e Suarez, 1981; Henriques, 1992), que pertencem a mamíferos extintos de idade pleistocênica. Stevau et al. (2004) também estudaram os depósitos lacustres, tanto pela maior potencialidade em informações paleoambientais, como pela continuidade que os depósitos fluviais. Esses autores teriam reconhecido as seguintes quatro fácies sedimentares da base ao topo, que foram datadas pelo método da termoluminescência (TL) em Mato Grosso do Sul:

- Fácies de lama arenosa maciça (40.000 a 20.000 anos A.P.) – É composta de lama cinza clara a cinza oliva, com mais de 20% de areia fina com partículas arredondadas, dispersa em matriz pelítica. O sedimento é mosqueado pela presença de tubos preenchidos de argila devidos a invertebrados bentônicos perfuradores, com 0,5 a 2 mm de diâmetro. Os grãos de areia tornam-se mais escassos e a coloração passa a cinza escura rumo ao topo. Esta fácies é interpretada como representativa de ambiente lacustre, onde os grãos arenosos dispersos poderiam evidenciar atividade eólica. O paleoclima da época teria sido mais seco que o atual e corresponderia ao U.M.G. (Último Máximo Glacial) do Hemisfério Norte. O baixo teor de matéria orgânica, a tonalidade

predominantemente avermelhada do sedimento, a preponderância de pólenes de plantas herbáceas e o alto teor de areia (provavelmente eólica) corroboram a idéia de paleoclima mais seco que o atual.

- Fácies de argila orgânica (8.000 a 3.500 anos A.P.) – Esta fácies é caracterizada pela cor cinza muito escura a preta e maciça, com alto conteúdo de restos vegetais, palinomorfos e espículas de esponjas. Os grãos arenosos são muito escassos. Esta fácies representa também um ambiente ainda lacustre, mas com atividade orgânica mais conspícua e ação eólica mais reduzida. O paleoclima poderia ter sido tão úmido quanto o atual e talvez mais quente que hoje, correspondente à Idade Hipsitérmica (ou de Ótimo Climático). O alto conteúdo de matéria orgânica, o baixo teor de areia eólica e o incremento de palinomorfos de plantas arbóreas seriam sugestivos do predomínio de paleoclima úmido.

- Fácies de areia maciça (3.500 a 1.500 anos A.P.) – Composta de areia maciça e quartzosa, fina a muito fina, de cor cinza clara, em lentes de 0,2 a 0,5 m de espessura. A ausência de lama poderia sugerir desaparecimento momentâneo da lagoa, com predomínio da sedimentação eólica com eventuais fluxos torrenciais gravitacionais. Possivelmente o paleoclima teria sido mais seco que o atual e a temperatura semelhante a do U.M.G. A diminuição do conteúdo de matéria orgânica, o predomínio de palinomorfos de elementos florísticos típicos de savana e o incremento da fração areia nos sedimentos sugeriria, o retorno de período de paleoclima mais seco.

- Fácies orgânica atual – Lama negra com abundantes restos vegetais, além de palinomorfos típicos de plantas arbóreas e espículas de esponjas. Esta fácies representaria um paleoclima semelhante ao atual, talvez tão úmido quanto durante a deposição da argila orgânica sotoposta, mas possivelmente menos quente.

Grande parte da Aloformação Paraná atualmente ocorre só em subsuperfície e, portanto, há necessidade de escavação de trincheiras e/ou execução de sondagens para o reconhecimento das unidades. O Alomembro Fazenda Boa Vista está atualmente submerso pelo lago da barragem da Usina Hidrelétrica Engenheiro Sérgio Motta (UHESM), e o Alomembro Alto Paraná está preservado principalmente nas ilhas do Alto Rio Paraná, que tende a alargar o seu canal e melhorar a exposição desta unidade (Souza Filho et al., 2001). Dessa forma, foi escolhido um estratotipo-de-unidade composto para a Aloformação Paraná na localidade-tipo da barragem da Usina Hidrelétrica Engenheiro Sérgio Motta (UHESM) descrita na época das escavações para sua construção, com seção de referência em Taquaruçu (MS) resultante de sondagens de depósitos lacustres. (Figura 6.5 e 6.6).

6.7 CONCLUSÕES

A Bacia Hidrográfica da Prata é a segunda maior bacia hidrográfica do planeta, que é formada por três rios principais: Paraná, Paraguai e Uruguai. A porção denominada “Alto Rio Paraná” representa o segundo maior sistema de drenagem da América do Sul. Com o objetivo de entender a história geológica do Alto Rio Paraná, foram identificados depósitos sedimentares representativos de importante fase de evolução geológica quaternária da área que marcou profundamente a paisagem atual. Os sedimentos são de origem aluvial e coluvial, que ocorrem superpostos às rochas mesozóicas de origem sedimentar e ígnea e apresentam idade pleistocênica por Termoluminescência (TL) e Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). Os depósitos quaternários representam a sedimentação em diversos compartimentos geomorfológicos desta bacia, e registram importante hiato deposicional, desde o fim da Era Mesozóica até hoje, representativo de conspícuo evento intempérico subsequente na região meridional do Brasil. Dessa forma, foi possível individualizar as unidades geológicas que representam essa história geológica pelo uso da aloestratigrafia (Figura 6.7). Neste estudo é proposto formalmente o Alogrupo Alto Rio Paraná, que é constituído de depósitos coluviais da Aloformação Paranaíba e depósitos fluviais da Aloformação Paraná (Figura 6.8 e 6.9).

Eon	Era	Período	Época	Estágio	Idade (Ma)	ALOESTRATIGRAFIA					
Fanerozoico	Cenozoico	Neógeno	Pleistoceno	Superior	Holo- ceno	0,011	Alomembro Alto Paraná	Alomembro Rio do Peixe	Alomembro Paranapanema		
						Alomembro Fazenda Boa Vista	ALOFORMAÇÃO PARANÁ				
				Médio	Quaternário	0,126	ALOFORMAÇÃO PARANAÍ				
						0,781					
				Inferior	1,806						
					Gelasiano	2,588					
				Mesozoico	Cretáceo	Superior	Campaniano	70,6	SUPERSEQUÊNCIA BAURU		
							Santoniano	83,5			
							Coniaciano	85,8			
							Turoniano	89,3			
	Cenomaniano	93,5									
	Albiano	99,6									
	Inferior	Aptiano	112			FORMAÇÃO SERRA GERAL					
		Barreniano	125								
		Hauteriano	130								
		Valanginiano	136,4								
		Valanginiano	140,2								
		Berriasiano	145,5								
		Berriasiano	145,5								

Figura 6.7 - Proposta de classificação aloestratigráfica para os depósitos coluviais e aluviais quaternários da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná reunidos no Alogrupo Alto Rio Paraná.

Figura 6.8 - Bloco-diagrama esquemático, que mostra as prováveis relações laterais entre as unidades do Alogrupo Alto Rio Paraná na margem direita do Alto Rio Paraná (modificado de Stevaux et al., 2004).

O Alto Rio Paraná está ativo, no mínimo desde 1 Ma passados até os dias atuais, no afeiçoamento do relevo de formas construtiva (terraços) e destrutiva (dissecação). Os registros dessa sedimentação testemunhariam importantes mudanças paleoclimáticas e/ou eventos neotectônicos, que modificaram os níveis de base e reafeçoaram o relevo. O reconhecimento e o estabelecimento de unidades geológicas permitem sistematizar as fases evolutivas geológico-geomorfológicas cenozóicas do Alto Rio Paraná, ainda tão pouco conhecidas, bem como fornecer subsídios para o enfrentamento de questões ligadas à suscetibilidade à erosão acelerada, bem como outras questões ambientais. Novos estudos detalhados devem ser realizados futuramente para se conhecer completamente a história geológica e as características das aloformações.

Figura 6.9 – Mapa geológico da área de ocorrência do Alogrupo Alto Rio Paraná com localização da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná - BHARP (modificado de Batezelli, 1998; Bizzi et al., 2001; Del’Arco et al., 1982; Fernandes, 1998; Fernandes e Coimbra, 1996; MINEROPAR, 2001; Sallun, Suguio e Sallun Filho, 2007).

6.8 REFERÊNCIAS

- AB’SABER, A.N. Os baixos chapadões do oeste paulista. *Geomorfologia*, São Paulo, v.17, p. 1–8, 1969.
- AB’SABER, A.N.; BIGARELLA, J. J. Superfícies aplainadas do primeiro planalto do Paraná. *Boletim Paranaense de Geografia*. Curitiba, vol. 4, n. 5, p. 116-125, 1961.
- ALMEIDA, F.F.M.de. O Planalto Paulistano. In: AZEVEDO, A. de. *A cidade de São Paulo*. São Paulo: AGB, 1958. p. 113-167.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Geologia do Estado de São Paulo. *Revista do Instituto Geográfico e Geológico*. São Paulo, vol. 41, p. 169–263, 1964.
- ALMEIDA, F.F.M. de; LIMA, M.A. de. 1959. Planalto Centro-Occidental e Pantanal Mato-Grossense. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DE GEOGRAFIA, 18., 1959. Rio de Janeiro. *Guia de excursão*. Rio de Janeiro: CNG, 170 p.

- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, H.; PONÇANO, W.L.; DANTAS A.S.L.; CARNEIRO C.D.R., MELO M.S. de, BISTRICHI C.A. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo (escala 1:500.000)*. São Paulo: IPT, 1981. Publicação 1184, v. I., 126 p.
- ALMEIDA, F. F. M. de. Aspectos gerais da geologia da bacia do alto Paraná. In: SIMPÓSIO SOBRE A GEOTECNIA DA BACIA DO ALTO PARANÁ, 1983. São Paulo. *Anais...* São Paulo: ABMS/ABGE/CBMR, p. 9-16.
- ARID, F.M. A Formação Bauru na região norte-ocidental do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., 1970. Brasília. *Resumos das Conferências e Comunicações*. Brasília: SBG, p. 373-377.
- BARCELOS, J. H.; SUGUIO, K. Correlação e extensão das unidades estratigráficas do Grupo Bauru definidas em território paulista, nos estados de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul e Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6., 1987. Rio Claro. *Atas*. Rio Claro: SBG, p. 313-321.
- BARTHELNESS, H. Comentário geomorfológico sobre o vale do Rio Ivaí. *Boletim Paranaense de Geografia*. Curitiba, vol. 1, n. 1, p. 8-17, 1960.
- BATEZELLI, A. *Redefinição litoestratigráfica da unidade Araçatuba e da sua extensão regional na Bacia Bauru no Estado de São Paulo*. 1998, Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 110p.
- BATEZELLI, A.; PERINOTTO, J.A.J.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; FÚLFARO, V. J., SAAD, A.R. Redefinição litoestratigráfica da unidade Araçatuba e da sua extensão regional na Bacia Bauru, Estado de São Paulo, Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5., SIMPOSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMÉRICA DEL SUR, 2., 1999. Serra Negra. *Boletim*. São Paulo: UNESP, p. 195-200.
- BIGARELLA, J.J.; ANDRADE G.O. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. In: WRIGHT JR., H.E.; FREY, D. *International Studies on the Quaternary*. New York: Geological Society of America, 1965. p. 443-451 (Special Paper no. 84).
- BIGARELLA, J.J.; MAZUCHOWSKI, J.Z. Visão integrada da problemática da erosão. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE CONTROLE DE EROSÃO, 3. Maringá, 1985. *Livro Guia*, Maringá: ABGE, 332 p.
- BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; BAARS, F. J.; DELGADO, I. M. O.; ABRAM, M. B.; LEÃO NETO, R.; MUNIZ DE MATOS, G. M.; SCHNEIDER SANTOS, J. O. *Mapas de Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG*. Brasília: CPRM, 4 CD-Rom (Escala 1:2.500.000), 2001.
- BOGGIANI, P.C.; COIMBRA, A. M.; FAIRCHILD, T.R. Seixos silicosos das cascalheiras dos rios Paraná e Araguaia: nomenclatura e proveniência. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5. São Paulo, 1985. *Boletim de Resumos*, São Paulo: SBG, p 11.
- COIMBRA, A.M.; FERNANDES, L.A. A paleogeografia da Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). In: CONGRESSO ARGENTINO DE PALEONTOLOGIA Y BIOESTRATIGRAFIA, 6. Trelew, 1994. *Actas*, Trelew: Museo Paleontológico Egidio Feruglio, p 85-90.
- CORRÊA, J.A.; PEIXOTO, C.A. de M.; OLIVEIRA, C.C. de; NETO, C.; JARDIM, F.G.; CORREIA FILHO, F. das C.L.; SCISLEWSKI, G.; HOENISCH, J.C. de B.; CAVALCANTI, J.C.C.; FIGUEIREDO, J.A. de; CAVALLON, L.A.; MONTEIRO, M.D.; CERQUEIRA, N.L. de S.; SLOGO, T.T.; NOGUEIRA, V.L. *Projeto Bodoquena*. Goiânia: DNPM/CPRM, 1976. Relatório Final, v.1, 247 p.
- COUTINHO, J.M.V.; COIMBRA, A.M.; BRANDT NETO, M.; ROCHA, G. Lavas alcalinas analcímicas associadas ao Grupo Bauru (Kb) no Estado de São Paulo, Brasil. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 5. Buenos Aires, 1982. *Actas*, Buenos Aires: SGN, v. 2, p. 185-195.
- COUTO, C. de P. Edentados fósseis de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Rio de Janeiro, vol. 45, n. 2, p. 268-271, 1973.

- CUNHA, F.L. de S.; SUAREZ, J.M. Observações geológicas e paleontológicas sobre o horizonte fossilífero pleistocênico de Álvares Machado, Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Rio de Janeiro, vol. 53, n. 3, p. 634, 1981.
- DEL'ARCO, J. O.; SILVA, R. H.; TARAPANOFF, I.; FREIRE, F. A.; PEREIRA, L. G. da M.; SOUZA, S. L. de; LUZ, D. S. da; PALMEIRA, R. C. de B.; TASSINARI, C. C. G. Geologia. In: BRASIL/MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA. *Projeto RADAMBRASIL: Folha SE.21 Corumbá e parte da Folha SE.20*. Rio de Janeiro, p. 25-160, 1982.
- DIAS-BRITO, D.; MUSACCHIO, E.A.; CASTRO, J.C. de; MARANHÃO, M.S.A.S.; SUAREZ, J.M.; RODRIGUES, R. Grupo Bauru: uma unidade continental do Cretáceo no Brasil – concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isotópicos e estratigráficos. *Revue de Paléobiologie*. Suíça: v.20, n.1, p.245 - 304, 2001.
- ETCHEBEHERE, M.L. *Terraços neoquaternários no Vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas*. 2000. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 264 p.
- ETCHEBEHERE, M.L.C. Aloestratigrafia – revisão de conceitos e exemplos de aplicação, com ênfase nos depósitos neoquaternários de terraço da Bacia do Rio do Peixe, SP. *Revista da Universidade Guarulhos*. Guarulhos, vol. 7, n. 6, p. 15-34, 2002.
- ETCHEBEHERE, M.L.; SAAD, A.R. Fácies e associações de fácies em depósitos neoquaternários de terraço na Bacia do Rio do Peixe, região ocidental paulista. *Revista Geociências*. Rio Claro, vol. 22, n. 1, p. 5-16, 2003.
- FERNANDES, L.A. A cobertura cretácica suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os Grupos Bauru e Caiuá. São Paulo. 1992. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 129 p.
- FERNANDES, L. A. *Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)*. 1998, Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 232p.
- FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. *A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil)*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, vol. 68, p. 195-205, 1996.
- FERNANDES, L.A.; COIMBRA, A.M. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo, vol. 30, p. 723-734, 2000.
- FORTES, E.; STEVAUX, J.C.; VOLKMER, S. Neotectonics and channel evolution of the Lower Ivinhema River: A right-bank tributary of the upper Paraná River, Brazil. *Geomorphology*. Amsterdam, vol. 70, p. 325–338, 2005.
- FREITAS, R.O. Relevos policíclicos na tectônica do Escudo Brasileiro . *Boletim Paulista de Geografia*. São Paulo, vol. 7, p. 3-19, 1951.
- FREITAS, R.O. Sedimentação, estratigrafia e tectônica da Série Bauru (Estado de São Paulo). *Boletim Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas: Geologia*. São Paulo, vol.194, vol. 14, p. 1-185, 1955.
- FÚLFARO, V.J. *Depósitos de cascalho da bacia hidrográfica do Rio Paraná*. São Paulo: IPT/DMGA, 1974. Relatório Interno, 20 p.
- FÚLFARO, V.J.; SAAD, S.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo, vol. 12, p. 590-611, 1982.
- FÚLFARO, V.J.; ANGELI, N.; BARCELOS J.H. Depósitos de cascalho da bacia hidrográfica do rio Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4. São Paulo, 1983. *Boletim de resumos*, São Paulo: SBG, p. 25.
- FÚLFARO, V.J.; BJORNBERG, A. J. S. Geologia. In: FALCONI, F.F.; A. NIGRO JÚNIOR A. *Solos do litoral de São Paulo*. Santos: Mesa Redonda ABMS/ASSECOB, 1994. p. 1-42.
- FÚLFARO, V.J.; PERINOTTO, J.A.J. Geomorfologia do Estado do Mato Grosso do Sul e o Arcabouço Estrutural. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994a. Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*. Camboriú: SBG, p. 197-198.

- FÚLFARO, V.J.; PERINOTTO, J.A.J. A tectônica fanerozóica no Mato Grosso do Sul: o “Gráben” de Corguinho e a Formação Ponta Porã. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4., 1994b. Brasília. *Anais...* Camboriú: SBG, p. 61-63.
- FÚLFARO, V.J.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; PERINOTTO, J.A.J.; SAAD, A.R. 1999. Santo Anastácio: um geossolo cretácico na Bacia Caiuá. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCIO DO BRASIL, 5., SIMPOSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMÉRICA DEL SUR, 2., 1999. Serra Negra. *Boletim*. São Paulo: UNESP, p. 125-130.
- GALLOWAY, W.E. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis. I. Architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. Tulsa, vol. 73:125-142, 1989.
- GASPARETTO, N. V. L. *As formações superficiais do noroeste do Paraná e sua relação com o Arenito Caiuá*. 1999, Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 172p.
- GONÇALVES A. e SCHNEIDER R. L. *Geologia do centro-leste de Mato Grosso*. Ponta Grossa: PETROBRÁS-DESUL, 1970. Relatório Técnico Interno, n. 394, 43 p.
- GUIDICINI, G.; FERNANDES DA SILVA, R. 1972. Sobre a ocorrência de uma extensa bacia de acumulação de sedimentos rudáceos na região de Três Lagoas, Sudeste de Mato Grosso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972. Belém. *Anais...* Belém: SBG, p. 155-165.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; SENA COSTA, J.B. Megaestruturação precambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Geociências*. Rio Claro, vol. 12, n. 1, p. 7-31, 1993.
- HENRIQUES, D.D.R. *Fósseis de Lestodon gervais, 1855 (edentata, mylodontidae) da coleção de paleovertebrados do Museu Nacional/UFRJ: estudo morfológico e comparativo*. 1992, Dissertação (Mestrado) - Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 181 p.
- IBGE. *Recursos naturais e meio ambiente: uma visão do Brasil*. Rio de Janeiro: IBGE, 1997. 208 p.
- IRIONDO, M.; GARCIA, N. O. Climatic variations in the Argentine plains during the last 18,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Amsterdam, vol.101, p. 209- 220, 1993.
- JABUR, I.C. Análise paleoambiental do Quaternário Superior na Bacia Hidrográfica do Alto Paraná. 1992. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- JUSTUS, J.O. Subsídios para interpretação morfogenética através da utilização de imagens de radar. 1985. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal da Bahia, Salvador, 204 p.
- KASHIMOTO, E. M.; MARTINS, G. R. Archaeology of the Holocene in the Upper Parana River, Mato Grosso do Sul State, Brazil. *Quaternary International*. Amsterdam, vol.114, p. 67-86, 2004.
- KAVALERIDZE, W. C. Erosão na região noroeste do Estado do Paraná e projeto para sua eliminação. In: CONGRESSO NACIONAL DE PRESERVAÇÃO DO SOLO, 2., 1963. Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SVOPEP, 34 p.
- KING, L.C. A geomorfologia do Brasil oriental. *Revista Brasileira de Geografia*. Rio de Janeiro, vol. 2, p. 3-48, 1956.
- MAACK, R. *Geografia física do Estado do Paraná*. Rio de Janeiro: José Olympio, 1968. 349 p.
- MARTONNE, E. de. Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. *Revista Brasileira de Geografia*. Rio de Janeiro, vol. 4, p.523-550. 1943.
- MILANI, E.J. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. 1997. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 255 p.
- MILANI, E.J.; RAMOS, V.A. Orogenias paleozóicas do domínio sul-oriental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo, vol. 28, n. 4, p. 473-484, 1998.

- MINEROPAR – MINERAIS DO PARANÁ S.A. *Mapa Geológico do Paraná (Escala: 1:1.000.000)*. Curitiba, Secretaria de Indústria, Comércio e do Turismo do Estado do Paraná., CD-ROM, 2001.
- MOURA, J.R.S.; MEIS, M.R.M. Contribuição à estratigrafia do Quaternário superior no médio vale do Rio Paraíba do Sul, Bananal (SP). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Rio de Janeiro, vol. **58**, p.89-102, 1986.
- MOURA, J.R.S.; MELLO, C.L. Classificação aloestratigráfica do Quaternário superior da região de Bananal (SP/RJ). *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo, vol. 21, n. 3, p. 236-254, 1991.
- N.A.C.S.N. (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature). North American Stratigraphic Code. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. Tulsa, vol. **67**, p. 841-875, 1983.
- N.A.C.S.N. (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature). North American Stratigraphic Code. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. Tulsa, vol. 89, n. 11, p. 1547-1591, 2005.
- NOGUEIRA JÚNIOR, J. Possibilidades de colmatção química dos filtros e drenos da barragem de Porto Primavera (SP) por compostos de ferro. 1988. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 225 p.
- OLIVA, L.A.; OLIVATTI, O.; RIBEIRO FILHO, W.; SCHOBENHAUS FILHO, C. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo: folha Cuaibá (SD21)*. Brasília: DNPM, 1979. Relatório Técnico, Escala: 1:1.000.000.
- OLIVATTI, O. ; RIBEIRO FILHO, W. *Revisão da geologia do centro-oeste de Mato Grosso*. Goiânia: DNPM/DPRM, 1976. Relatório Técnico, 51 p.
- OLIVEIRA, M.A.M. *Reconhecimento Geológico Expedido na Região do Alto Paraguai*. Ponta Grossa: PETROBRÁS-DESUL, 1964. Relatório Técnico Interno, 47 p.
- OLIVEIRA, M.A.M.; MÜHLMANN, H. *Observations on the geology of Chapada dos Guimarães, Mato Grosso*. Ponta Grossa: PETROBRÁS-DESUL, 1967. Relatório Técnico Interno, 362 p.
- PAULA e SILVA, F.; CHANG, H. K.; CAETANO-CHANG, M. R. Estratigrafia de sub-superfície do Grupo Bauru (K) no Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo, vol. 35, n. 1, p. 77-88, 2005.
- PAISANI, J.C. Estrutura de dissipação: uma revisão conceitual. *Pesquisas em Geociências*. Porto Alegre, vol. 28, n. 2, p.133-140, 2001.
- PAROLIN, M.;VOLKMER-RIBEIRO, C.; STEVAUX, J.C. Caracterização paleoambiental a partir de espículas silicosas de esponjas em sedimentos lagunares na região de Taquaruçu – MS. In: PALEO 2003 - Reunião Regional de Paleontologia, 2003. Porto Alegre. *Paleontologia em Destaque*. Porto Alegre: SBP, v. 44, p. 18.
- PAULIPETRO. *Geologia da Bacia do Paraná: reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos*. São Paulo: CONSÓRCIO CESP/IPT, 1982. Relatório Técnico, 198 p.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; OJEDA, Y.H.; FÚLFARO, V.J.; PONÇANO, W.L. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo, vol. 16, p. 370-376, 1986a.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; PONÇANO, W.L. Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo, vol. 16, p. 376-415, 1986b.
- PIRES NETO, A.G.; BARTORELLI, A.; VARGAS, M.S. A Planície do Rio Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*. Curitiba, vol. 42, p. 217-229, 1994.
- PONTE, F.C.; ASMUS, H.E. The Brazilian marginal basins: current state of knowledge. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Rio de Janeiro, vol. 48, p. 215-239, 1976.
- POPP J.H.; BIGARELLA, J.J. Formações cenozóicas do noroeste do Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Rio de Janeiro, vol. 47, p. 465-472, 1975.
- RICCOMINI, C. *Tectonismo gerador e deformador dos depósitos pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas*. 1995. Tese (Livre-Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 100 p.

- RICCOMINI, C. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da bacia Bauru no estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo, vol. 27, n. 2, p.153-162, 1997.
- RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G.; FERRARI, A.L. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 383-405.
- SALLUN, A.E.M. 2003. *Depósitos cenozóicos da região entre Marília e Presidente Prudente (SP)*. 2003. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 171 p.
- SALLUN, A.E.M.; SUGUIO, K.; AZEVEDO SOBRINHO, J.M. Sedimentologia da Aloformação Paranavaí, Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná (SP, PR e MS). *Pesquisas em Geociências*. Porto Alegre, submetido, 2007.
- SALLUN, A.E.M.; SUGUIO, K. Datação absoluta por luminescência do Alogrupo Alto Rio Paraná (SP, MS e PR). *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, submetido, 2007.
- SALLUN, A.E.M.; SUGUIO, K.; SALLUN FILHO, W. Geoprocessamento para caracterização da Aloformação Paranavaí. *Revista Brasileira de Cartografia*. Rio de Janeiro, submetido, 2007.
- SANTOS, M.L. *Estratigrafia e evolução do sistema siliciclástico do rio Paraná no seu curso superior: ênfase à arquitetura dos depósitos, variações longitudinal das fácies e processos sedimentares*. 1997. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 250 p.
- SCHOBENHAUS FILHO, C.; OLIVA, L.A. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo: Folha Corumbá (SE21)*. Brasília: DNPM, 1979. Relatório Técnico, Escala 1:1.000.000.
- SILVA, J.L.L.; RIBEIRO, C.V.; LEIPNITZ, I.I. 2003. Fauna e flora fósseis do espongilito de Três Lagoas (MS). In: PALEO 2003 - Reunião Regional de Paleontologia, 2003. Porto Alegre. *Paleontologia em Destaque*. Porto Alegre: SBP, v. 44, p. 17-18.
- SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FÚLFARO, V. J.; SOBREIRO NETO, A.F. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Rio de Janeiro, vol. 10, n. 3, p. 177-185, 1980.
- SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B. Depósitos cenozóicos na região Centro-Sul do Brasil. *Notas Geomorfológicas*, Campinas, vol. 16, n. 31, p. 17-39, 1976.
- SOUZA FILHO, E. E. *Aspectos da geologia e estratigrafia dos depósitos sedimentares do Rio Paraná entre Porto Primavera (MS) e Guaíra (PR)*. 1993. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 214 p.
- SOUZA FILHO, E. E.; STEVAUX, J. C. Geologia e geomorfologia do complexo rio Baía, Curutuba, Ivinheima. In: VAZZOLER, A. E. A. M.; AGOSTINHO, A. A.; HAHN, N. S. *A planície de inundação do alto rio Paraná: Aspectos físicos, biológicos e socioeconômicos*. Maringá: EDUEM, 1997, p.3-46.
- SOUZA FILHO, E.E.; ROCHA, P.C.; CORRÊA, G.T.; COMUNELLO, E. 2001. O ajuste fluvial e a erosão das margens do Rio Paraná em Porto Rico (Brasil). In: QUATERNARY CONGRESS OF COUNTRIES OF IBERIAN LANGUAGE, 5., 1986. Lisboa. *Actas...* Lisboa: ICQPLI, vol. 1, p. 37-40.
- SOUZA JÚNIOR, J.J.; TARAPANOFF, I. Evidências preliminares sobre um pavimento rudáceo na região sul do Estado de Mato Grosso do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986. Goiânia. *Resumos e Breves Comunicações*. Goiânia: SBG, p. 61.
- STEVAUX, J.C. *O Rio Paraná: geomorfogênese, sedimentação e evolução quaternária de seu curso superior (região de Porto Rico, PR)*. 1993. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 242 p.
- STEVAUX, J.C. Upper Paraná River (Brazil) Geomorphology and Paleoclimatology. *Quaternary International*. Amsterdam, vol. 21, p.143-161, 1994.

- STEVAUX, J.C. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Paraná River: Correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. *Quaternary International*. Amsterdam, vol. 72, p. 73-85, 2000.
- STEVAUX, J.C.; SOUZA FILHO, E.E.; MEDEANIC, S.; YAMSKIKH, G. The Quaternary history of the Paraná river and its floodplain. In: THOMAS, S.M.; AGOSTINHO, A.A.; HAHN, N.S. *The Upper Paraná River and its Floodplain: physical aspects, ecology and conservation*. Netherlands: Backhuys Publishers, 2004. p. 31-53.
- SUAREZ, J.M. Contribuição à geologia do extremo oeste do estado de São Paulo – parte 2. *Boletim Geográfico*. Rio de Janeiro, vol. 34, n. 248, p. 119-1555, 1976.
- SUAREZ, J.M. A localização das cidades no extremo oeste do Estado de São Paulo (Brasil) e seus problemas. In: ENCUESTRO DE GEOGRAFOS DE AMERICA LATINA, 3., 1991. Toluca. *Memória*. Toluca: UAEM, p. 323-336.
- SUGUIO, K. *Formação Bauru: calcários e sedimentos detríticos associados*. 1973. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 236 p.
- SUGUIO, K.; COIMBRA, A.M. 1976. Estudo sedimentológico das “bandas onduladas” de solos da Formação Bauru na área balizada pelas cidades de Osvaldo Cruz – Rancharia e Tupã, Estado de São Paulo. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*. São Paulo, vol. 7, p. 27-38.
- SUGUIO, K.; NOGUEIRA Jr., J.; TANIGUCHI, H.; VASCONCELLOS, M.L. 1984. Quaternário no rio Paraná em pontal do Paranapanema: proposta de um modelo de sedimentação. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984. Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG, p. 10-18.
- TATUMI, S. H.; GOZZI, G.; YEE, M.; OLIVEIRA, V. I.; SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K. 2006. Luminescence dating of Quaternary deposits in geology in Brazil. *Radiation Protection Dosimetry*. Ashford, vol. 119, n. 1-4, p. 462-469.
- TUCCI, C.E.M.; CLARKE, R.T. Environmental issues in the La Plata Basin. *Water Resources Development*, London, vol. 14, n. 2, p.157-173, 1998.
- VAIL, P.R.; MITCHUM JUNIOR, R.M. Seismic stratigraphy and changes of sea level. Part I: Overview. In: PAYTON C.E. *Seismic stratigraphy: Applications to hydrocarbon exploration*. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. Tulsa, vol. 26, p. 51-52, 1977.
- VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM JUNIOR, R.M.; CAMPION, K.M.; RAHAMANIAN, V.D. 1988. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core sand outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists: Methods in Exploration Series*. Tulsa, vol. 7, 55 pp.
- VIEIRA DE CARVALHO, A.M. Ocorrência de *Lestodon trigonidens* na mamalofauna de Álvares Machado. *Boletim Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas*. São Paulo, vol. 34, n.7, p. 43-54, 1952.
- ZÁLAN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, S.I.; APPI, T.V.; ZANOTO, A.O. Bacia do Paraná. In: GABAGLIA, R.; MILANI, E.J. *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, 1990. p. 135-138, 1990.
- WALKER, R.G. Facies modeling and sequence stratigraphy. *Journal of Sedimentary Research*. Tulsa, vol. 60, p. 777-786, 1990.

7. DISCUSSÃO

Em estratigrafia de seqüências de ambientes sedimentares marinhos a eustasia desempenha o mais importante papel, porém em ambientes deposicionais continentais prevalecem os controles climáticos e /ou tectônicos, em detrimento dos eustáticos (Shanley & McCabe, 1994), conforme Figura 7.1. A própria acumulação e as fases de sedimentação, que dependem de mudanças no nível de base regional, geralmente estão associadas às mudanças climáticas e/ou atividades tectônicas.

Os processos de erosão e sedimentação que prevaleceram na Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná (BHARP) não se restringem aos tempos atuais, mas ocorreram durante grande parte do Quaternário e originaram depósitos coluviais e aluviais em toda a sua bacia de drenagem, que hoje são representados pelo Alogrupo Alto Rio Paraná. Estudos locais desses depósitos são relativamente comuns, porém pesquisas em escala regional são escassas. Os sedimentos coluviais foram aqui investigados, devido à pequena distância de transporte e fácil identificação da sua rocha-matriz e sua aplicação na compreensão das mudanças ambientais regionais. Entretanto, as datações dos colúvios fornecem em geral só idades máximas de colúvios em constante retrabalhamento, dos mais velhos para os mais novos.

As rochas sedimentares do substrato são essencialmente arenosas e, portanto, os depósitos coluviais e aluviais resultantes do registro estratigráfico quaternário, são também pouco diversificados. Os depósitos coluviais acham-se amplamente distribuídos em toda área de estudo. Esses depósitos foram datados por luminescência, que alcançou idade máxima de aproximadamente 1 Ma, que corresponde provavelmente à época de sedimentação.

7.1 MUDANÇAS PALEOCLIMÁTICAS

As variações paleoclimáticas registram tanto mudanças cíclicas quanto escalonadas, de intensidades e freqüências diversas através do tempo geológico, pela interação de fenômenos astronômicos, geofísicos e geológicos. Essas variações não são decorrentes de única causa, mas sim resultam da interação de diversas causas, que agem em diferentes escalas temporais e espaciais. Segundo a teoria astronômica de Milankovitch (1920) a insolação, ou radiação solar efetiva incidente sobre a superfície terrestre, depende dos seguintes parâmetros planetários (Suguio 1999):

a) Excentricidade da órbita terrestre (0 a 0,067) - Varia em ciclos de 92.000 a 100.000 anos e quanto maior for o seu valor, aumentam as diferenças de duração e da intensidade da insolação entre o verão e o inverno.

b) Obliquidade da eclíptica (21,5 a 24,5°) - Corresponde ao grau de adernamento do eixo em relação ao plano da órbita terrestre e varia com ciclos de 40.000 a 41.000 anos. Quando este valor

for pequeno as diferenças sazonais tornam-se mais confusas, mas as zonas climáticas ficam bem definidas.

c) Precessão dos equinócios (das estações) - Corresponde à nutação, isto é, oscilação do eixo da Terra em torno da posição média de sua órbita, afastando-se ou aproximando-se do plano da eclíptica. Este movimento processa-se com periodicidade de 19.000 a 23.000 anos. Atualmente, o inverno no hemisfério norte ocorre no periélio (ponto de órbita em que a distância do Sol é a mínima possível), enquanto o verão se verifica no afélio (ponto mais longínquo). Em cerca de 10.500 anos a situação estará invertida e, em aproximadamente 21.000 anos, o ciclo estará completo.

Figura 7.1 - Importâncias relativas dos principais agentes de controle (clima, tectônica e eustasia), que comandam os fenômenos de erosão e/ou sedimentação (Shanley & McCabe 1994).

Broecker (1965) recalculou e retificou a curva de Milankovitch (1920) que, em traços gerais, manteve-se similar à anterior mostrando boa correlação com outros fatores paleoclimáticos obtidos posteriormente. Embora a teoria astronômica ofereça explicação coerente para a seqüência das principais funções paleoclimáticas, inclusive para as glaciações do Quaternário, não há dúvida de que outros fatores também influíram nas mudanças globais do clima neste período. Usando $\delta^{18}\text{O}$ (‰) de testemunhos submarinos de águas profundas foram reconhecidas fases frias e quentes no Quaternário (Emiliani 1955), como reflexo de mudanças paleoclimáticas globais representadas por estádios glaciais (número par) e interglaciais (número ímpar), estendidas até o Plioceno Superior por Shackleton & Opdyke (1976). Na curva de variações de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) a passagem de glacial para interglacial é mais abrupta do que de interglacial para glacial, devido ao fato das geleiras expandirem-se mais lentamente, mas desaparecerem mais rapidamente. Broecker & Van Donk (1970) denominaram a mudança brusca de glacial para interglacial como “terminação glacial”, subdividindo a curva em ciclos de estádios glacial-interglacial.

7.2 COLUVIAÇÃO X PALEOCLIMA

As idades obtidas através de datações por luminescência foram utilizadas para situar cronologicamente os pulsos de agradação com sedimentação coluvial e estabelecer sua possível correlação com mudanças climáticas globais, que teriam ocorrido no Quaternário. Para melhor compreensão do quadro evolutivo de toda BHARP, foram também datados depósitos aluviais. Durante o início de clima árido que começaria em épocas glaciais, teria havido diminuição na cobertura vegetal, que deixaria o solo mais exposto e mais vulnerável à erosão, que rapidamente retrabalharia o sedimento das vertentes durante a transição climática (Wells *et al.* 1987, Bull 1991). Knox (1972) desenvolveu um modelo para explicar os pulsos mais frequentes e de maior magnitude dos sedimentos de vertentes gerados durante o Holoceno em Wisconsin (EUA), onde aumento de precipitação teria causado nivelamento rápido do sedimento das vertentes, e a maior densidade vegetal em vertentes estáveis teria diminuído a quantidade de sedimentos disponíveis. Os modelos sempre sugerem erosão menos acentuada sob condições climáticas estáveis e sedimentação mais abundante durante transições climáticas. Entretanto, poucos estudos referem-se ao incremento de sedimentação coluvial durante transições climáticas, através da datação direta de sedimentos coluviais. Neste estudo é sugerido tentativamente um possível sincronismo entre os pulsos de deposição coluvial na BHARP e o aporte de sedimentos gerados durante as transições climáticas em ciclos milenares.

A comparação de idades obtidas por luminescência (com respectivos erros) em depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí e as curvas de variações globais de $\delta^{18}\text{O}$ (‰), com intensidades de insolação, de precessão, de obliquidade, de excentricidade e de polaridade geomagnética é mostrada na Figura 7.2. A maior concentração de idades ocorre entre 6.000 a 220.000 anos A.P., que abrange desde a glaciação Illinoiana, passando pela interglaciação Sangamoniana, até o término da glaciação Wisconsiniana. Entre 675.000 e 850.000 anos A.P. há ausência de registro. As idades de colúvios aqui estudados, até 120.000 anos A.P., foram também comparadas com dados de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) obtidos em espeleotemas da Gruta Botuverá do sul do Brasil estudados por Cruz Jr. *et al.* (2005). O registro ao longo do tempo, não permitiu identificar qualquer correlação com as variações de $\delta^{13}\text{C}$ (‰), indicadores de variações de paleotemperaturas medidas pelos autores (Figura 7.3).

Comparação entre as idades obtidas por luminescência (com respectivos erros) dos depósitos aluviais da Aloformação Paraná e curvas de variações globais de isótopos $\delta^{18}\text{O}$ (‰), de intensidades de insolação, de precessão, de obliquidade, de excentricidade e de polaridade geomagnética pode ser vista na Figura 7.4. Foi verificada maior concentração de idades entre 15.000 a 50.000 anos A.P., que corresponde ao Peniglacial médio a superior da Glaciação

Wiaconsiana (última glaciação da América do Norte). As mesmas idades até 120.000 anos A.P. da Aloformação Paraná, foram também comparadas com dados de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) obtidos em de espeleotemas da Gruta Botuverá do sul do Brasil estudados por Cruz Jr. *et al.* (2005). O registro ao longo do tempo, não permitiu identificar qualquer correlação com as variações de $\delta^{13}\text{C}$ (‰), indicadores de variações de paleotemperaturas medidas pelos autores (Figura 7.5).

Somente as idades dos sedimentos, sem conhecimento dos volumes depositados em cada período, são consideradas. Deste modo, as idades podem representar episódios principais ou até subordinadas de colúviação, que são tratadas igualmente, porque os afloramentos representam espessuras mínimas, sem exposição das rochas cretáceas sotopostas. Lang & Hönscheidt (1999) e Heimsath *et al.* (2002) mostraram que o retrabalhamento é um fator importante de colúviação.

O traçado de dados cronológicos em curva de frequência cumulativa constitui a primeira etapa para análise regional, que fornece um quadro mais completo que a análise local. Entretanto, os dados disponíveis em escala regional são limitados, e nem todos os eventos ocorridos estão representados em colúvios. Além disso, a quantidade de sedimentação por intervalo de tempo dificilmente pode ser estimada. Em depósitos colúviais do sul da Alemanha (Lang 2003) e em Wyoming (E.U.A.) (Hanson *et al.* 2004) foram identificados padrões regionais a partir da distribuição de dados de datações por luminescência.

A análise regional dos dados cronológicos existentes foi feita por método gráfico. Para isso, as idades obtidas nos sedimentos colúviais por luminescência foram consideradas segundo as frequências de distribuição de idades em distribuições segundo a curva de Gauss. Entre os resultados disponíveis, somente os de alto nível da confiança, baseado nas propriedades de luminescência, foram considerados. As datações por LOE que forneceram idades máxima ou mínima estimadas devido a insuficiente “zeramento” ou sugestivas de quartzo com possíveis anomalias ópticas foram rejeitadas, quando somente as idades TL foram consideradas válidas. As idades TL de 105 localidades foram usadas nesta análise, que foram obtidas para esta tese e por Tatum *et al.* (2006). Foram calculadas as probabilidades de ocorrência a cada 5.000 anos e geradas curvas gaussianas, além de curvas de idades com erro e sem erro analítico, com superposição de três curvas representativas de valores máximos e mínimos de idades por luminescência. As curvas foram espaçadas igualmente em intervalos de 50.000 anos, e o desvio padrão para cada curva foi ajustado para 10%.

Figura 7.2 - Comparação entre as idades obtidas por TL/LOE ($\times 10^3$ anos A.P.) e os respectivos erros analíticos em depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí e diversos registros paleoclimáticos representativos: (a) curva de variações de $\delta^{18}\text{O}$ ‰ à partir da composição dos dados obtidos em testemunhos submarinos profundos do Oceano Pacífico Oriental (Petit *et al.* 1999) – sondagens V19-30 (3S/83W) (Shackleton & Pisias 1985), ODP-677 (1°12'N/83°44'W) (Shackleton *et al.* 1990) e ODP-846 (3°05'42"S/90°49'06"W) (Shackleton *et al.* 1995) com indicação em números aos estádios glaciais (abaixo) e interglaciais (acima) baseado em Bassinot *et al.* (1994); (b) Oscilações na insolação sobre a Terra na latitude 15°S durante o mês de janeiro em W/m^2 (Berger & Loutre 1991); (c) Precessão de equinócios durante o periélio, quando a Terra está mais próxima do Sol (Berger 1992); (d) Obliquidade da eclíptica (Berger 1992); (e) Excentricidade da órbita terrestre (Berger 1992); Escala do tempo geológico para o Quaternário segundo Suguio *et al.* (2005), e calibração da polaridade geomagnética em escala de tempo foi extraída de dados oceanográficos e processados por S.J. Crowhurst (Delphi Project 2002 - <http://www.esc.cam.ac.uk/delphi/>) e modificada de Funnel (1996). Idade em $\times 10^3$ A.P. com origem 0 no ano 1950 D.C.

Figura 7.3 - Comparação entre as idades obtidas por TL/LOE ($\times 10^3$ anos A.P.) e os respectivos erros analíticos em depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí e registros de isótopos $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (‰) indicadores de variações de paleotemperaturas e idades por $^{230}\text{U}/^{238}\text{Th}$, obtidos em espeleotemas da Gruta Botuverá ($27^\circ 13' 24''\text{S}/49^\circ 09' 20''\text{W}$ - SC) por Cruz Jr. *et al.* (2005).

As idades obtidas são mostradas em curvas de probabilidade cumulativa, representadas por distribuições gaussianas geradas a partir das idades e erros analíticos dos depósitos coluviais, que indicam claramente fases de colúviação mais intensa, associadas a mudanças climáticas ocorridas entre os estágios isotópicos marinhos (Figura 7.6). As curvas de estágios isotópicos $\delta^{18}\text{O}$ (‰) mostram correlações entre eventos inferidos de agradação coluvial representados pelas idades dos picos de probabilidades. O gráfico mostra eventos agradacionais, com a maioria das idades por luminescência sobre dois picos de probabilidade, situados entre cerca de 13.000 a 64.000 anos e 125.000 a 135.000 anos A.P. Nota-se que desde 1.1 Ma até 135.000 anos os registros de idades são pouco numerosos, sugerindo erroneamente, que tenha ocorrido menor frequência de processos coluviais. A espessura considerável de depósitos mais antigos sugere que, na verdade, possa ter ocorrido retrabalhamento de sedimentos coluviais mais antigos para ciclos mais novos, de idades menores que cerca de 135.000 anos A.P. Há predominância de depósitos coluviais com idades entre 13.000 e 64.000 anos A.P., talvez porque o “zeramento” durante as remobilizações posteriores tenha sido insuficiente. A ausência de depósitos, com idades entre aproximadamente 675.000 e 850.000 anos A.P., poderia indicar um período de estabilidades climática e tectônica, ou de intenso retrabalhamento posterior, que teria removido os registros de colúviação desta época.

Figura 7.4 - Comparação entre as idades obtidas por TL/LOE ($\times 10^3$ anos A.P.) e os respectivos erros analíticos em depósitos aluviais da Aloformação Paraná e diversos registros paleoclimáticos representativos: (a) curva de variação do nível do mar abaixo do atual (Labeyrie *et al.* 2002) com indicação em números aos estádios glaciais (abaixo) e interglaciais (acima) baseado em Bassinot *et al.* (1994); (b) Oscilações na insolação sobre a Terra na latitude 15°S durante o mês de janeiro em W/m^2 (Berger & Loutre 1991); (c) Precessão de equinócios durante o periélio, quando a Terra está mais próxima do Sol (Berger 1992); (d) Obliquidade da eclíptica (Berger 1992); (e) Excentricidade da órbita terrestre (Berger 1992); Escala do tempo geológico para o Quaternário segundo Suguio *et al.* (2005), e calibração da polaridade geomagnética em escala de tempo foi extraída de dados oceanográficos e processados por S.J. Crowhurst (Delphi Project 2002 - <http://www.esc.cam.ac.uk/delphi/>) e modificada de Funnel (1996). Idade em $\times 10^3$ A.P. com origem 0 no ano 1950 D.C.

Figura 7.5 - Comparação entre as idades obtidas por TL/LOE ($\times 10^3$ anos A.P.) e os respectivos erros analíticos em depósitos aluviais da Aloformação Paraná e registros de isótopos $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (‰) indicadores de variações de paleotemperaturas e idades por $^{230}\text{U}/^{238}\text{Th}$, obtidos em espeleotemas da Gruta Botuverá ($27^\circ 13' 24''\text{S}/49^\circ 09' 20''\text{W}$ - SC) por Cruz Jr. *et al.* (2005).

As idades por luminescência dos depósitos coluviais da Aloformação Paranaíba indicam episódios múltiplos de agradação em transições glacial-interglacial. Não teria ocorrido aporte de sedimentos em pulso único na transição glacial-interglacial, mas uma série de episódios de agradação em escala milenar, representados por vários depósitos aproximadamente correlacionáveis aos eventos climáticos identificados por estágios isotópicos. Foram reconhecidos pelo menos dois episódios mais importantes de agradação coluvial, aproximadamente nas transições entre os estágios de isótopos do oxigênio 2-3-4 e 5-6.

Os episódios de agradação coluvial teriam ocorrido durante transições climáticas rápidas, desvinculadas de estágio mais frios e secos, mas provavelmente episódios de colúviação ligados à “terminação glacial”. Uma causa possível de erosão acelerada de vertentes, durante os períodos da mudança climática, seria a redução da cobertura vegetal por rápido aquecimento, como em modelos sugeridos por Wells *et al.* (1987) e Bull (1991), mas melhor aplicado em escala milenar do que em escala glacial-interglacial.

Figura 7.6 - (a) Gráfico de probabilidade cumulativa comparativa das idades obtidas por TL/LOE ($\times 10^3$ anos A.P.) em depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí, e (b) curva de variações de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) a partir da composição dos dados obtidos em testemunhos submarinos profundos do Oceano Pacífico Oriental (Petit *et al.* 1999) – sondagens V19-30 (3S/83W) (Shackleton & Pisias 1985), ODP-677 (1°12'N/83°44'W) (Shackleton *et al.* 1990) e ODP-846 (3°05'42"S/90°49'06"W) (Shackleton *et al.* 1995) com indicação em números aos estádios glaciais (abaixo) e interglaciais (acima) baseado em Bassinot *et al.* (1994). As barras verticais em cinza enfatizam épocas de intensificação de processos de coluviação.

7.3 COLUVIAÇÃO NA BACIA HIDROGRÁFICA DO ALTO RIO PARANÁ

Os estudos realizados anteriormente já sugeriam que as mudanças climáticas representariam um fator importante, para a extensa e intensa coluviação ocorrida na BHARP, porém de maneira muito vaga, pois não havia nenhum dado geocronológico. Neste estudo, os depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí foram interpretados como registro de agradação de episódios de coluviação,

cujas idades foram determinadas por luminescência. As idades obtidas sugerem que os episódios de colúviação tenham sido mais freqüentes nas transições climáticas, correlacionáveis com mudanças climáticas de escala milenar mundialmente reconhecidas. Embora reduções de temperatura e densidade de cobertura vegetal possam ser usadas para justificar a ocorrência de diversos eventos de colúviação, é provável que também tenham ocorrido breves períodos de maior precipitação, durante transições climáticas, que explicariam mais convincentemente a extensa ocorrência de colúvios na BHARP. Além disso, o registro intermitente de colúviação em toda a BHARP sugere aporte constante provavelmente durante todo o Quaternário, além de provável atividade neotectônica. Esses eventos paleoclimáticos e neotectônicos (soerguimento e/ou subsidência) teriam causado mudanças nos níveis de base, com conseqüente reafeiçoamento do relevo.

Esses dados são corroborados pela análise geomorfológica da BHARP, onde a forma de distribuição dos depósitos colúviais da Aloformação Paranaíba sugere que esses pedimentos estejam instalados sobre superfícies peneplanizadas e afeioadas durante o Pleistoceno, reconhecidas previamente por Bigarella & Andrade (1965) e Justus (1985) como Pd₃, Pd₂, Pd₁ e Pd₀. A análise das formas de relevo e de ocorrência dos depósitos sedimentares do Alogrupo Alto Rio Paraná, além da distribuição das idades, permitiu o reconhecimento de provável seqüência de formação de superfícies degradacionais e agradacionais, na seguinte ordem: Pediplano Pd₃ no Neocretáceo (Riccomini *et al.* 2004), Pediplano Pd₂ entre 1 Ma e 120 ka, Pediplano Pd₁ entre 120 e 10 ka e Pediplano Pd₀ entre 10 ka ao Recente (Figura 7.7).

7.4 REFERÊNCIAS

- Barthelness H. 1960. Comentário geomorfológico sobre o vale do Rio Ivaí. *Boletim Paranaense de Geografia*, **1(1)**: 8-17.
- Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y. 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes–Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters*, **126**: 91-108.
- Berger A. 1992. Orbital Variations and Insolation Database. IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series # 92-007. NOAA/NGDC. Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- Berger A. & Loutre M.F. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Sciences Review*, **10(4)**: 297-317.
- Bigarella J.J. & Andrade G.O. 1965. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. In: H.E. Wright Jr. H.E. & D. Frey (eds.) *International Studies on the Quaternary*. Geological Society of America, **84**: 443-451.
- Bigarella J.J. & Mazuchowski J.Z. 1985. Visão integrada da problemática da erosão. In: Simpósio Nacional Controle da Erosão, 2, *Livro guia*, 332 p.
- Broecker W.S. 1965. Isotope geochemistry and Pleistocene climatic record. In: H. E. Wright Jr. & D.G. Frey (eds.) *The Quaternary of the United States*, pp.: 737-753.
- Broecker W.S. & Van Donk J. 1970. Insolation changes, ice volumes and the $\delta^{18}\text{O}$ record of deep-sea cores. *Review of Geophysics and Space Physics*, **8**: 169-197.

Figura 7.7 - Esquema adaptado de Bigarella & Mazuchowski (1985) das relações espaciais existentes na BHARP entre as diversas superfícies degradacionais e agradacionais identificadas por King (1956), Barthelness (1960), Bigarella & Andrade (1965), Soares & Landim (1976) e Justus (1985), com indicação das idades obtidas neste estudo e por Riccomini *et al.* (2004) (ka= $\times 10^3$ anos A.P., Pd- pediplano, P- pedimento, Tpd e Tp- terraços correspondentes respectivamente a pediplano e a pedimento, Rc- rampas colúvio-aluviais, Tc- baixo terraço de cascalho, Tv- terraço de várzea, To- planície de inundação atual).

- Bull W.B. 1991. *Geomorphic Responses to Climatic Change*. Oxford Press, New York, 326 pp.
- Cruz Jr. F.W., Burns S.J., Karmann I., Sharp W.D., Vuille M., Cardoso A.O., Ferrari J.A., Silva Dias, P.L., Viana Jr. O. 2005. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature*, **434**: 63-66.
- Emiliani C. 1955. Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, **63**:538-578.
- Funnell B. 1996. Global sea-level and the (pen-)insularity of late Cenozoic Britain. In: Preece, R.C. (ed.) *Island Britain: a Quaternary perspective*, Special Publication of the Geological Society, **96**: 3-13.
- Hanson P.R., Mason J.A., Goble R.J. 2004. Episodic Late Quaternary slopewash deposition as recorded in colluvial aprons, Southeastern Wyoming. *Quaternary Science Reviews*, **23**:1835-1846.
- Heimsath, A.M.; Chappell, J.; Spooner, N.A.; Questiaux, D.G. 2002. Creeping soil. *Geology*, **30**(2):111-114.
- Justus J.O. 1985. *Subsídios para interpretação morfogenética através da utilização de imagens de radar*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, 204 p.
- King L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira Geografia*, **2**:3-48.
- Knox, J.C., 1972. Valley alluviation in southwestern Wisconsin. *Annals of the Association of American Geographers*, **62**:401-410.
- Labeyrie L., Cole J., Alverson K., Stocker T., 2002. The history of climate dynamics in the Late Quaternary. In: R. B. K. Alverson & T. Pedersen. *Paleoclimates, Global Change and the Future*. Springer, Berlin. pp. 33-62.

- Lang A. & Hönscheidt S. 1999. Age and source of soil erosion-derived colluvial sediments at Vaihingen-Enz, Germany. *Catena*, **38**:89-107.
- Lang A. 2003. Phases of soil erosion-derived colluviation in the loess hills of South Germany. *Catena*, **51**:209-221.
- Milankovitch M. 1920. Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. *Académie Yougoslave des Sciences et Arts*, 339 pp.
- Petit J.R., J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.-M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delayque, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, M. Legrand, V.Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzman, M. Stievenard. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399:429-436.
- Riccomini C., Sant'anna L.G., Ferrari A.L. 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds.) *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, pp.: 383-405.
- Shackleton N.J., Berger A., Peltier W.R. 1990. *An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677*. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, **81**: 251-261
- Shackleton N.J., Hall M. A., Pate D. 1995 Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846 In: Pisias N.G., Janacek L. A., Palmer-Julson A., Van Andel T.H. (eds.) Proceedings of the Ocean Drilling Program, *Scientific Results*, **138**: 337-355
- Shackleton N.J. & Opdyke N.D. 1976. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-239, Late Pliocene to Latest Pleistocene. *Geological Society of America Memoir*, **145**:499-464.
- Shackleton N.J. & Pisias N.G. 1985. Atmospheric carbon dioxide, orbital forcing, and climate. In: E.T Sundquist & W.S. Broecker (eds.) The carbon cycle and atmospheric CO₂: natural variations Archean to present. *Geophysical Monograph*, **32**:412-417
- Shanley K.W. & McCabe P.J. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **78**: 544-568.
- Soares, P.C. & Landim P.M.B. 1976. Depósitos cenozóicos na região Centro-Sul do Brasil. *Notas Geomorfológicas*, **16**(31):17-39.
- Suguio, K. 1999. Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais (Passado + Presente = Futuro?). Paulo's Editora, 366 pp.
- Suguio K., Sallun A.E.M.; Soares E.A.A. 2005. Quaternary: "Quo Vadis"? *Episodes*, **28**(3): 197-200.
- Tatumi S. H., Gozzi G., Yee M., Oliveira V. I., Sallun A. E. M., Suguio K. 2006. Luminescence dating of Quaternary deposits in geology in Brazil. *Radiation Protection Dosimetry*, **119** (1-4):462-469.
- Wells S.G., McFadden L.D., Dohrenwend J.C. 1987. Influence of late Quaternary climatic changes on geomorphic and pedogenic processes on a desert piedmont, eastern Mojave Desert, California. *Quaternary Research*, **27**:130-146.

8. CONCLUSÕES

As principais conclusões obtidas nesta tese são listadas à seguir:

- ❖ Os depósitos quaternários aqui estudados apresentam grande potencial para aplicação do método de datação por luminescência, principalmente quando acompanhada de medição de radiação cósmica local para melhorar a precisão nas idades obtidas.
- ❖ Foram identificados depósitos sedimentares coluviais e aluviais representativos de importantes fases de evolução geológica quaternária da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná.
- ❖ Os depósitos quaternários representam a sedimentação em diversos compartimentos geomorfológicos desta bacia, que registram os derradeiros eventos agradacionais subseqüentes a importante hiato deposicional, desde o fim da Era Mesozóica até hoje, representativo de conspícuo evento intempérico na região meridional do Brasil.
- ❖ Foi possível individualizar as unidades aloestratigráficas representativas da história geológica, que conduziu à proposição formal do Alogrupo Alto Rio Paraná, que é formado por depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí e depósitos fluviais da Aloformação Paraná.
- ❖ Os depósitos do Alogrupo Alto Rio Paraná forneceram idade pleistocênica por Termoluminescência (TL) e Luminescência Opticamente Estimada (LOE).
- ❖ Os sedimentos da Aloformação Paranavaí forneceram características texturais e mineralógicas, homogêneas e muito semelhantes às rochas do substrato, predominantemente constituído por rochas sedimentares cretáceas da Superseqüência Bauru e basálticas da Formação Serra Geral.
- ❖ As ocorrências de estruturas tectônicas regionais, que afetam diferentes unidades da Superseqüência Bauru, Formação Serra Geral e as coberturas coluviais da Aloformação Paranavaí e aluviais da Aloformação Paraná são responsáveis pela compartimentação do relevo em escala regional.
- ❖ O Alogrupo Alto Rio Paraná, na Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná, foi cartografado a partir da caracterização morfoestratigráfica. Os depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí apresentam maior extensão e mapeabilidade na margem direita do Alto Rio Paraná do que na sua margem esquerda.
- ❖ A Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná está condicionada por estruturas tectônicas e exhibe terraços, que compõem a Aloformação Paraná, mais altos na margem esquerda do que na margem direita.

- ❖ Os depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí foram interpretados como registros de aggradação (episódios de coluviação) mais freqüentes em transições climáticas de “terminação glacial” e correlacionáveis às mudanças climáticas de escala milenar mundialmente reconhecidas.
- ❖ Foram reconhecidos pelo menos dois episódios mais importantes de aggradação coluvial, aproximadamente nas transições entre os estágios de isótopos do oxigênio 2-3-4 e 5-6. A maior concentração de idades de episódios de coluviação ocorre entre 6.000 a 220.000 anos A.P., que abrange desde a glaciação Illinoiana, passando pela interglaciação Sangamoniana, até o término da glaciação Wisconsiniana.
- ❖ Foi verificada maior concentração de idades de aluviação entre 15.000 a 50.000 anos A.P., que corresponde ao Peniglacial médio a superior da Glaciação Wiaconsiana (última glaciação da América do Norte).
- ❖ Os depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí estão instalados sobre superfícies peneplanizadas e afeioadas durante o Pleistoceno, reconhecidas previamente por outros autores, preservadas como divisores de águas e recobertas por várias gerações de colúvios da Aloformação Paranavaí e alúvios da Aloformação Paraná. Apresentam provável seqüência de formação de superfícies degradacionais e aggradacionais, na seguinte ordem: Pediplano Pd₃ no Neocretáceo, Pediplano Pd₂ entre 1 Ma e 120 ka, Pediplano Pd₁ entre 120 e 10 ka e Pediplano Pd₀ entre 10 ka ao Recente.
- ❖ O Alto Rio Paraná encontra-se em atividade, no mínimo desde 1 Ma passados até os dias atuais, no afeioamento do relevo através de formas construtiva (terraços) e destrutiva (dissecação). Os registros dessa sedimentação testemunhariam importantes mudanças paleoclimáticas e/ou eventos neotectônicos, que modificaram os níveis de base e reafeioaram o relevo. O reconhecimento e o estabelecimento de unidades aloestratigráficas permitiram sistematizar as fases evolutivas geológico-geomorfológicas quaternárias do Alto Rio Paraná, ainda tão pouco conhecidas, bem como fornecer subsídios para o enfrentamento de questões ligadas à suscetibilidade à erosão acelerada e à contaminações antrópicas de solo e água subterrânea, em área muito importante para a agricultura e pecuária nos três estados envolvidos.

ANEXOS

ANEXO 1: Mapa de pontos.

ANEXO 2: Quadro de resumo dos afloramentos descritos em trabalhos de campo.

Ponto	Coordenadas Longitude/Latitude	Idade TL (x10 ³ anos A.P.)	Idade LOE (x10 ³ anos A.P.)	Litologia	Análise Granulométrica	Análise Química
01	696069 E/7676884 N	48,8±6	45±5,5	Form. Serra Geral	-	-
02	619803 E/7623571 N	24,5±2,8	31,7±3,7	Form. Serra Geral	-	-
03	650996 E/7564915 N	-	-	Aloformação Paranavai	-	-
04	641363 E/7543268 N	-	-	Grupo Bauru	-	-
05	655422 E/7504702 N	-	-	Grupo Bauru	-	-
06	689261 E/7530754 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	X
07	770431 E/7516899 N	-	-	Form. Serra Geral	X	-
08	773496 E/7515510 N	-	-	Form. Serra Geral	-	-
09	786232 E/7517937 N	36±4,1	32±3,7	Aloformação Paranavai	X	-
10	784241 E/7516906 N	130±16 64,7±7,9	122±15 55,8±6,8	Aloformação Paraná	-	-
11	795605 E/7532238 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
12	201730 E/7518974 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	X
13	806150 E/7503786 N	97,5±11,5	93,4±11	Grupo Bauru	X	-
14	787693 E/7444169 N	30,5±3,5 (topo) 158±65,4±8,3 (meio) 18,5 (base)	34±4 (topo) 67±8,5 (meio) 164±19 (base)	Aloformação Paranavai	X	-
15	208089 E/7418705 N	20±2,4	25±3	Aloformação Paraná	X	-
16	223995 E/7413919 N	28,6±3,3	33,4±3,9	Aloformação Paranavai	X	-
17	321342 E/7410345 N	-	-	Grupo Bauru	-	-
18	327983 E/7417615 N	44,6±5,1	96,2±11,1	Aloformação Paranavai	X	-
19	327163 E/7459979 N	115±13,2	69±7,9	Form. Serra Geral	X	-
20	341695 E/7511820 N	275,6±31,7	675,2±77,7	Aloformação Paranavai	X	X
21	398417 E/7542873 N	109,4±12,6	130,4±15	Grupo Bauru	X	-
22	407322 E/7561770 N	-	-	Grupo Bauru	-	-
23	409907 E/7568645 N	37,6±4,3	52,4±6 a 81,9±9,3	Aloformação Paranavai	X	X
24	381183 E/7591780 N	38,5±4,4 (topo) 82,4±9,5 (base)	34±3,9 (topo) 87,8±10,1 (base) 43±5 a 56,7±6,5	Grupo Bauru	X	-
25	339763 E/7586858 N	43±5	-	Aloformação Paraná	X	-
26	264651 E/7586528 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-

27	237773 E/7522776 N	21,6±2,5	47,8± 5,5	Aloformação Paraná	X	-
		-	-	Grupo Bauru	X	-
28	769569 E/7519879 N	18,4±2,1	23,7±2,7 a 34,2±3,9	Aloformação Paranavai	X	-
		-	-	Form. Serra Geral	-	-
29	747340 E/7593673 N	-	-	Form. Serra Geral	X	-
30	753135 E/7739104 N	78,6±9 (topo) 316,9±36,4 (base)	91,7±10,5 a 185,6±21,2 (topo)	Aloformação Paranavai	X	-
31	762841 E/7757375 N	-	-	Grupo Bauru	-	-
32	748531 E/7739928 N	-	-	Form. Serra Geral	-	-
33	736735 E/7734745 N	-	-	Form. Serra Geral	-	-
34	736515 E/7740281 N	-	-	Form. Serra Geral	-	-
35	746867 E/7732843 N	-	-	Form. Serra Geral	-	-
36	754426 E/7742396 N	44,4±5,1 (topo) 336,3±38,7 (base)	36,4±4,2 (topo) 433,4±49,8 (base)	Aloformação Paranavai	X	-
37	376166 E/7397536 N	-	-	Form. Serra Geral	-	-
38	354634 E/7388028 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
		-	-	Form. Serra Geral	-	-
39	345070 E/7383573 N	-	-	Form. Serra Geral	-	-
40	336666 E/7380447 N	10,9±1,2 (topo) 120± 14 (base)	9±1 (topo) 114±13,5 (base)	Aloformação Paranavai	X	-
41	339229 E/7397983 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
42	336036 E/7402137 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
		-	-	Form. Serra Geral	-	-
43	379641 E/7430815 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
44	349779 E/7447527 N	26,7±2,9	21,8±2,4	Aloformação Paranavai	X	-
45	328787 E/7445300 N	23,5±2,5	21,2±2,3	Aloformação Paranavai	X	-
46	317858 E/7444425 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
47	289868 E/7453275 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
48	286003 E/7431092 N	30±3,5	33,7±4	Aloformação Paranavai	X	-
49	287477 E/7389178 N	-	-	Grupo Bauru	X	-
50	293022 E/7374706 N	-	-	Grupo Bauru	-	-
51	308958 E/7373695 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
		-	-	Grupo Bauru	X	-
52	339191 E/7381567 N	33±3,7	37,7±4,2	Aloformação Paranavai	X	-
53	344134 E/7378686 N	-	-	Form. Serra Geral	-	-
54	366546 E/7369149 N	-	-	Form. Serra Geral	-	-
55	386091 E/7381229 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
		-	-	Form. Serra Geral	X	-
56	412256 E/7432070 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
57	416879 E/7444106 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
58	415146 E/7451514 N	53,7±6,4	59,8±7	Aloformação Paranavai	X	-
		-	-	Grupo Bauru	-	-
59	417839 E/7467164 N	-	-	Grupo Bauru	-	-

60	421035 E/7480612 N	-	-	Grupo Bauru	-	-
61	420210 E/7488762 N	28,2±3,2	26±2,9	Aloformação Paranavai	X	-
62	443414 E/7530406 N	30,2±3,6	33±4	Aloformação Paranavai	X	-
63	439036 E/7536063 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	X
64	391798 E/7534188 N	-	-	Grupo Bauru	-	-
65	388090 E/7510197 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
66	400840 E/7496465 N	-	-	Grupo Bauru	-	-
67	401373 E/7477937 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
68	381791 E/7459784 N	18,5±2	17,5±2	Aloformação Paranavai	X	-
69	378054 E/7438126 N	55,4±6,5	50±6	Aloformação Paranavai	X	-
70	356784 E/7446503 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
71	361039 E/7466115 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
72	360154 E/7486176 N	39,9±4,6	30,2±3,5	Aloformação Paranavai	X	-
73	332451 E/7488675 N	18,2±2,1 (topo) 173,6±20 (base)	20±2,3 (topo) 250,7±28,8 (base)	Aloformação Paranavai	X	-
74	299771 E/7508933 N	69,7±8	125,3±14,4	Grupo Bauru	-	-
75	295781 E/7523362 N	39,6±4,6	41,2±4,7 a 63,4±7,2	Aloformação Paranavai	X	-
76	297169 E/7483582 N	35±4	25,5±2,9	Aloformação Paranavai	X	-
77	276435 E/7485916 N	-	-	Grupo Bauru	-	-
78	283841 E/7481934 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
79	274688 E/7468019 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
80	266795 E/7477585 N	113,1±13	109,5±12,6	Aloformação Paranavai	X	-
81	264398 E/7469883 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
82	247620 E/7444370 N	46,9±5,4	146,7±16,9 a 187,4±21,4	Aloformação Paranavai	X	-
83	252637 E/7449502 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
84	264365 E/7456545 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
85	276645 E/7456670 N	55,4±6,4	29±3,3	Aloformação Paranavai	X	-
86	347872 E/7452725 N	-	-	Grupo Bauru	-	-
87	395412 E/7413408 N	173,7±20	394,1±45,3 a 775,4±88,4	Aloformação Paranavai	X	-
88	388852 E/7436490 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
89	400923 E/7446226 N	40,3±4,6	36±4,1	Aloformação Paranavai	X	-
90	403052 E/7450016 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
91	381908 E/7469965 N	56,8±6,5	97,7±11,2	Aloformação Paranavai	X	-
92	383102 E/7482554 N	23,2±2,7	21,1±2,4 a 46,3±5,3	Aloformação Paranavai	X	-
93	395607 E/7498576 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
94	409630 E/7480665 N	-	-	Grupo Bauru	-	-
95	402887 E/7475848 N	64±7,4	53±6,1	Aloformação Paranavai	X	-
96	391858 E/7598040 N	103±12,5	102±12,5	Aloformação Paranavai	-	-
97	392008 E/7597751 N	-	-	Aloformação Paranavai	-	-
98	396747 E/7602717 N	23±2,9	20,5±2,5	Aloformação Paranavai	X	-
99	412771 E/7645495 N	155±18	168±20	Aloformação Paranavai	X	-

100	398908 E/7649045 N	27±3	29±3,5	Aloformação Paranavai	X	-
101	388464 E/7643645 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
102	375540 E/7624283 N	17±2	27±3,4 a 37,7±4,7	Aloformação Paranavai	X	-
103	372956 E/7617906 N	87±10	90,5±10	Aloformação Paraná	X	-
104	354658 E/7603702 N	61±7,5 (topo) 196±22 (base)	71±9 a 120±15 (topo) 203±24 (base)	Aloformação Paranavai	X	-
105	274132 E/7589564 N	76,8±9,5	73,6±9	Aloformação Paranavai	X	-
106	386168 E/7593894 N	-	-	Aloformação Paraná	-	-
107	766576 E/7641050 N	22,3±2,5	36,3±4,3 a 52±6,2	Aloformação Paranavai	X	-
108	752607 E/7718678 N	27,2±3,1	25,8±3	Aloformação Paraná	X	-
109	757517 E/7700897 N	-	-	Form. Serra Geral	-	-
110	751273 E/7724765 N	-	-	Aloformação Paraná	-	-
111	777824 E/7732808 N	6,2±0,75	7,6±0,9	Aloformação Paranavai	X	-
112	795006 E/7732052 N	46,9±5,6	46,9±5,6	Aloformação Paranavai	X	-
113	201756 E/7739780 N	39,2±4,5	54,2±6,4 a 71,8±8,5	Aloformação Paranavai	X	-
114	238181 E/7735145 N	24,7±2,8	25±3	Aloformação Paranavai	X	-
115	259624 E/7737420 N	77,5±9,5	78,5±9,5	Aloformação Paranavai	X	-
116	293474 E/7736060 N	-	-	Aloformação Paranavai	X	-
117	305266 E/7738063 N	48,5±5	50±5,7	Aloformação Paraná	-	-
118	336583 E/7728221 N	16,3±2	19,5±2,3	Aloformação Paranavai	X	-
119	363328 E/7716530 N	39±4,5	50±6 a 53±6,5	Aloformação Paranavai	X	-
120	388965 E/7705146 N	27,5±3,3	33,5±4	Aloformação Paranavai	X	-
121	419603 E/7697874 N	29,5±3,4	30,8±3,5	Aloformação Paranavai	X	-
122	447043 E/7696750 N	-	-	Grupo Bauru	-	-
123	450132 E/7695291 N	136,7±15,7	279,1±32,1 a 418,1±47,7	Aloformação Paranavai	X	X
124	462650 E/7689093 N	-	-	Grupo Bauru	-	-
125	450223 E/7658625 N	104,4±12	211,5±24,3 a 484,3±55,2	Aloformação Paranavai	X	-
126	439238 E/7635563 N	21,9±2,5	21,9±2,5	Aloformação Paranavai	X	-
127	426214 E/7608494 N	126,9±14,6	309,1±35,6 a 432,3±49,3	Aloformação Paranavai	X	-
128	418069 E/7587728 N	598,6±68,8	548,2±63	Aloformação Paranavai	X	-
		61,4±7,1	200,8±23,1	Aloformação Paranavai	X	-

ANEXO 3: Submissão dos artigos

De: RBC_Submissão de Artigos
Para: aletheasallun@uol.com.br
Data: 25/04/2007 23:26
Assunto: Esta é uma resposta automática...[Re: submissão de artigo]

Mensagem

O seu artigo foi recebido na caixa postal da Revista Brasileira de Cartografia.
Será enviado um recibo pessoal logo que o artigo for submetido à primeira
análise: abertura, formatação, etc.

Atenciosamente

Corpo de Editores da RBC

--

Revista Brasileira de Cartografia - Brazilian Journal of Cartography
RBC
Conselho Executivo
Av Pres Wilson 7o andar
Centro - Rio de Janeiro - RJ
20030-021

Anexos

SECRETARIA DO MEIO AMBIENTE
INSTITUTO GEOLÓGICO

São Paulo, 26 de abril de 2007

Ilma Sra
Alethea Ernandes Martins Sallun
Instituto Geológico - SMA
São Paulo

Artigo: *Datação absoluta por luminescência do Alogruppo Alto Rio Paraná (SP, PR e MS)*

Prezada Senhora,

Acusamos o recebimento do trabalho acima, submetido para publicação na Revista do Instituto Geológico. Após apreciação dos consultores, notificaremos V. Sa. sobre o parecer e a programação editorial.

Atenciosamente,

May Christine Modenesi
Editor – Chefe
Revista do IG

aletheamartins@hotmail.com

Impresso: sexta-feira, 4 de maio de 2007 12:23:22

De: Seção de Publicações <publigc@usp.br>
Responder para: Seção de Publicações <publigc@usp.br>
Enviado: sexta-feira, 4 de maio de 2007 12:14:08
Para: <aletheamartins@hotmail.com>
Assunto: Declaração

DECLARAÇÃO

Declaramos para os devidos fins que o artigo “Proposição Formal do Alogrupo Alto Rio Paraná (SP, PR e MS)”, de autoria de Alethéa Ernandes Martins Sallun, Kenitiro Suguio e José Cândido Stevaux, encontra-se em fase de análise pelo Conselho Editorial do Instituto de Geociências da USP, para publicação na revista Geologia USP – Série Científica.

Atenciosamente,

NANCI IURICO ASSAKURA
Publicações - IGc/USP
Tel: (11) 3091-3973
Fax: (11) 3091-4278
publigc@usp.br

Curitiba, 02 de maio de 2007.

DO: Editor da RBG

PARA: Alethéa Ernandes Martins Sallun

Rua Renato de Castro, 93 - casa 03 - Vila Antônio

CEP 05376-180 - São Paulo - SP

Referente Trabalho:

Alethéa Ernandes Martins Sallun	DATAÇÃO ABSOLUTA DE DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS BRASILEIROS POR LUMINESCÊNCIA
---------------------------------	--

Prezada Autora,

Informamos que o artigo supra mencionado foi recebido pelos editores da Revista Brasileira de Geociências no dia 27/04/2007, o qual será encaminhado para 2 consultores *ad doc* para análise e parecer.

Favor confirmar por e-mail o endereço de correspondência para que possamos enviar as sugestões dos consultores assim que forem concluídas.

Aproveitamos a oportunidade para agradecer ao(s) autor(es) supra citado(s) pela escolha Revista Brasileira de Geociências para submeter e publicar o trabalho em epígrafe.

Atenciosamente,

Alberto Pio Fiori

Editor Chefe da RBG

ANEXO 4: Resultados das datações por Termoluminescência (TL) e Luminescência Opticamente Estimada (LOE)