Pesquisas em Geociências

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias>

Sedimentologia da Aloformação Paranavaí, Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná (SP, PR E MS)

Alethéa Ernandes Martins Sallun, Kenitiro Suguio, José Maria Azevedo Sobrinho

Pesquisas em Geociências, 35 (1): 85-107, maio/ago., 2008.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/17897>

Publicado por

Instituto de Geociências

Portal de Periódicos
UFRGS

UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br

Políticas: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy>

Submissão: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions>

Diretrizes: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines>

Data de publicação - maio/ago., 2008.

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

Sedimentologia da Aloformação Paranavaí, Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná (SP, PR E MS)

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
CEP 04301-903, São Paulo, SP, alethea@igeologico.sp.gov.br; zemaria@igeologico.sp.gov.br

2. Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências,
Universidade de São Paulo, CEP 05508-080, São Paulo, SP

3. Centro de Pós-Graduação, Pesquisa e Extensão, Universidade Guarulhos, CEP 07023-070, Guarulhos, SP

(Recebido em 05/07. Aceito para publicação em 07/08)

Abstract - The Paranavaí Alloformation is composed of Quaternary colluvial deposits, that are irregularly distributed throughout the Upper Paraná River Hydrographic Basin. This unit overlies of the Cretaceous superimposed to the sedimentary rocks Bauru Supersequence and basalts of the Serra Geral Formation. This work aims to provide a better definition of the Paranavaí Alloformation through sedimentological characterization and provenance studies of its sediments, through textural and mineralogical analyses. The Paranavaí Alloformation is constituted by colluvial deposits, mainly composed by unconsolidated reddish colour sands. The contacts between these deposits and the underlying rocks are unconformable and marked by ferricrete and/or stonelines. The ferricretes constitute irregularly aggregated, millimetric to centimetric nodules, which exhibit reddish brown roughly concentric structures, with high SiO₂ contents. Fine to coarse, quartzose sands exhibit corrosion features (microfissures), filled by goethite (ferric hydroxide). These sediments present 17 textural classes, with dominance of sand and clayey sand. The heavy mineral content of the Paranavaí Alloformation can reach 21,4% in weight, when overlying the Serra Geral Formation. Superabundant minerals zircon, tourmaline, staurolite, rutile, kyanite in fine to very fine sands include pyroxene, hornblende, garnet, epidote, anatase and fluorite, with scarce spinel, apatite, sillimanite, monazite, brookite and andaluzite. The Paranavaí Alloformation presents, in general, homogeneous textural characteristics, and are very similar to the substrate rocks, suggesting the Bauru Supersequence and the Serra Geral Formation as source rocks.

Keywords - quaternary, sedimentological characterization, heavy minerals

INTRODUÇÃO

Depósitos arenosos de origem coluvial do Quaternário ocorrem em diversas localidades da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná, nos estados de São Paulo, Paraná e Mato Grosso do Sul.

Esses depósitos, que se constituem de

corpos descontínuos de formas irregulares, estão associados a distintos contextos geológicos e estratigráficos, ocorrendo como corpos descontínuos e irregulares de forma discordante sobre as rochas sedimentares e ígneas da Bacia do Paraná (Milani & Ramos, 1998). Poucos trabalhos descreveram esses depósitos quaternários e os raros mapeamentos

realizados não possibilitaram correlações estratigráficas entre suas diversas áreas de ocorrências. Diferentes denominações informais foram propostas para estes depósitos, destacando-se Formação Paranavaí (SP, PR e MS), Formação Piquerobi (SP), Formação Cachoeirinha (MS), depósitos colúvio-eluviais (Sallun & Suguio, 2006) ou, simplesmente, solos ou formações superficiais. Sallun *et al.* (2007a) formalizaram o termo Aloformação Paranavaí para se referenciar a esses depósitos coluviais quaternários.

Este trabalho objetiva a caracterização sedimentológica da Aloformação Paranavaí, aflorante na região da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná (Fig. 1) visando determinar a proveniências dos sedimentos. Nessa área de estudo, onde ocorrem as maiores espessuras dessa unidade, sua distribuição é alogada na direção NW-SE, sendo disposta perpendicularmente ao eixo do Alto Rio Paraná, onde perfaz cerca de aproximadamente 200.000 km².

O reconhecimento de áreas fontes dos sedimentos e caracterização textural da Aloformação Paranavaí pode permitir sistematizar as fases evolutivas geológico-geomorfológicas cenozóicas do Alto Rio Paraná, ainda tão pouco conhecidas. O registro dessa sedimentação da Aloformação Paranavaí pode indicar importantes mudanças paleoclimáticas e/ou eventos neotectônicos, que modificaram os níveis de base e reafeçoaram o relevo, desde a ativação do Alto Rio Paraná, no mínimo desde 1 Ma passados até os dias atuais (Sallun *et al.*, 2007a). Além disso, é importante enfatizar os sedimentos da Aloformação Paranavaí constituem substratos de áreas urbanas e de atividades agrícola e pecuária, muito suscetíveis à erosão, desenvolvendo 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 1 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com distribuição temporal das diversas unidades de seu registro estratigráfico (Milani & Ramos, 1998) e principais alinhamentos estruturais da Bacia do Paraná na área de estudos (Riccomini, 1997; Fulfaro e Perinotto, 1994a). A – Rio Paranapanema; B– Rio Tietê; C– Ibitinga-Botucatu; D– Rio Moji-Guaçu; E– Ribeirão Preto-Campinas; F- Rifaina-São João da Boa Vista; G- São Carlos-Leme; H– Barra Bonita-Itu; I– Guapiara; J- Cabo Frio; K- São Jerônimo-Curiúva; L- Paranapanema; M- Sutura crustal de Três Lagoas; N- Serra de Maracaju; O- Sutura crustal de Coxim; P- Rio Alonzo; Q- Amambaí- Ribeirão do Veadó; R- Rio Piquiri.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Na área de estudo, os depósitos quaternários do Alogruppo Alto Rio Paraná superpõem-se às rochas cretácicas da Bacia do Paraná (Fig. 1). Esta é uma bacia intracratônica com cerca de 1,4 milhões de km² que abriga registros geológicos entre o Neorordoviciano e o Neocretáceo (Milani & Ramos, 1998; Zalán *et al.*, 1990). Desde o fim da Era Mesozóica ao início do Período Quaternário ocorreu um importante hiato deposicional, com intenso intemperismo, que marcou profundamente a paisagem atual. Com a instalação da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná (Fig. 2), iniciou-se a deposição dos sedimentos gerados por este intemperismo que deu origem ao Alogruppo Alto Rio Paraná (Sallun *et al.*, 2007a).

O Alogruppo Alto Rio Paraná 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 cretácicas das superseqüências Bauru e Gondwana III (Formação Serra Geral), da Bacia do Paraná (Fig. 3). Os depósitos são homogêneos e maciços e exibem espessuras de 0,50

a 17 m. As areias são muito finas a grossas e inconsolidadas, formadas predominantemente por grãos monocristalinos de quartzo, de coloração avermelhada devido à presença de película e cimento de óxidos e hidróxidos de ferro (Sallun *et al.*, 2007a).

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 linhas-de-pedra, formando camadas onduladas e às vezes interrompidas, de 2 a 40 cm de espessura, compostas de grânulos e seixos arredondados de quartzo, quartzito, arenito, ágata, calcedônia e ferricrete com até 5 cm de eixo maior (Fig. 4).

As linhas-de-pedra podem ser formadas com maioria de fragmentos de seixos e blocos de ferricretes, com raros arredondados de quartzo e quartzito. Os ferricretes podem ocorrer também como fragmentos retrabalhados em meio aos depósitos coluviais, constituindo blocos agregados de concreções (concêntricas) e nódulos (não-concêntricos), milimétricos a centimétricos, de formas irregulares, subarredondados e esféricos de cor avermelhada (Sallun *et al.*, 2007a).

Figura 2 - Situação geográfica da área de estudo na Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná.

Figura 3 - Mapa geológico da área de ocorrência do Alogruppo 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).

Figura 4 - Detalhe do contato da Aloformação Paranavaí (II) e arenitos da Superseqüência Bauru (I) marcado por superfície de descontinuidade contendo seixos de quartzo e fragmentos de ferricrete na região de Ponta Porã (MS), (ponto 5) com idade TL de 48.800 ± 6.000 anos A.P. (A), e na região de Glória de Dourados (MS) (Ponto 13) com idade TL de 97.500 ± 11.500 anos A.P. (B).

MATERIAIS E MÉTODOS

Os trabalhos de campo consistiram em descrições e amostragens de afloramentos para análises sedimentológicas (Fig. 5). Quando a Aloformação Paranavaí ocorria sobre rochas da Supersequência Bauru (Formações Adamantina, Santo Anastácio e Caiuá) 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 Paranavaí e 8 amostras de unidades sotopostas. Cada amostra foi referenciada por dois números, para se referir ao número do ponto, seguido pelos números 1 ou 2 (Exemplos: 77-1 e 77-2) se referente a Supersequência Bauru e Formação Serra Geral, ou à Aloformação Paranavaí, respectivamente.

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). Minerais pesados foram separados dos leves em frações areia fina (0,250-0,125 mm) e areia muito fina (0,125-0,062 mm) de 47 amostras utilizando-se diferença de densidade (Rittenhouse, 1943; 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%) quente sobre placa de alumínio, para eliminação de películas ferruginosas nos grãos.

Os minerais leves das frações separadas foram montados em lâminas, e analisados quanto às suas características morfológicas e tipológicas. A análise da textura superficial foi feita por microscopia eletrônica de varredura da marca LEO, modelo 440i, do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do 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, do Laboratório de Raios X do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGC - USP ,

utilizando radiação $\text{CuK}\alpha$.

Antes da contagem dos minerais pesados, as frações 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, 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 zircão, turmalina e rutilo.

Neste trabalho, são desenvolvidos estudos da similaridade entre as unidades quaternárias e cretácicas por meio de comparação das características granulométricas.

Os parâmetros estatísticos dos dados de distribuições granulométricas foram obtidos pelos métodos gráficos de Folk & Ward (1957) e dos momentos de Pearson & Hartley (1958). Os resultados obtidos pelos dois métodos são semelhantes, mas dependendo do tipo de amostra um dos métodos pode ser mais adequado (McManus, 1988).

As distribuições, total e areia, foram analisadas separadamente, porque as frações pelíticas podem representar o resultado de iluviação ocorrida durante a pedogênese. Foram obtidos os seguintes parâmetros estatísticos: diâmetro médio, grau de seleção, grau de assimetria e curtose. Nos cálculos para a fração areia, foi calculada a frequência granulométrica para 100%, desprezando-se as frações siltico-argilosas.

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 à comparação com sedimentos sotopostos, para diagnosticar as características granulométricas herdadas dos ambientes deposicionais das rochas matrizes. Neste

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). Foram confeccionados mapas de distribuição percentual para representar em planta a distribuição granulométrica, segundo método de interpolação dos

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. Análise química dos elementos maiores, menores e traços por fluorescência de raios X, no Laboratório de Fluorescência de Raios-X do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGC-USP, a partir de amostras pulverizadas em < 0.74 mm em moinho de bolas.

RESULTADOS

Para melhor diferenciação da Aloformação Paranavaí e posterior interpretação da proveniência de seus sedimentos, procedeu-se a caracterização granulométrica e mineralógica de unidades de diferentes idades. Considerando-se a extensa área de ocorrência da Aloformação Paranavaí, foram obtidos relativamente poucos dados das unidades cenozóicas e mesozóicas sotopostas devido a escassez de contatos expostos.

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 (Figs. 6 e 7), com destaques especiais para frações areia e areia argilosa (Tab. 1).

No noroeste do Paraná, a SE da área de estudo, a Aloformação Paranavaí é caracterizada pela predominância de frações pelíticas (silte-argila) e de areia média (Fig. 8), 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, assim como observado por Sallun *et al.* (2007b).

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.

As diferenças entre os parâmetros estatísticos calculados pelos métodos de Folk & Ward (1957) e de Pearson & Hartley (1958) foram desprezíveis (Tab. 1).

As comparações entre sedimentos da Aloformação Paranavaí, superpostos à Supersequência Bauru e à Formação Serra Geral, mostraram que os comportamentos granulométricos são semelhantes nas unidades estudadas, sem distinção clara entre si. Os parâmetros obtidos indicaram características granulométricas entre ambientes fluvial e praiar (Fig. 9), 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.

Figura 6 - Curvas acumulativas de distribuições granulométricas para distribuição total dos sedimentos da Aloformação Paranavaí.

Figura 7 - Representação triangular da distribuição total dos sedimentos da Aloformação Paranavaí (1- argila, 2-argila arenosa, 3- argila siltica, 4- argila areno-siltica, 5- areia argilosa, 6- areia siltico-argilosa, 7- silte areno-argiloso, 8- silte argiloso, 9- areia, 10- areia siltica, 11- silte arenoso e 12- silte).

Tabela 1 - Resumo dos dados granulométricos obtidos em amostras da 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, MPL- muito platicúrtica, MP- muito positiva, MN- muito negativa).

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_1	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_1	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_1	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/MPL	1,28	L	1,99/0,56	ML/MPL	0,97	M
SK_1	0,85/-0,8	MP/MN	0,57	MP	0,50/-0,51	MP/MN	0,06	ASi

Figura 8 - Mapas das fácies das frações finas (A= lama, B= silte, C= argila) e areia (D= areia muito fina, E= areia fina, F= areia média) dos depósitos da Aloformação Paranavai.

Figura 9 - Gráficos propostos por Friedman (1961, 1967), mostrando as relações entre os dados obtidos para a Aloformação Paranavaí, quando ocorre sobreposta à Formação Adamantina (SFA), à Formação Santo Anastácio (SFSA), à Formação Caiuá (SFC) e à Formação Serra Geral (SFSG).

Características mineralógicas

A frequência de minerais pesados transparentes nas amostras da Aloformação Paranavaí é mais alta nas areias muito finas (4,38% a 21,4%) que nas areias finas (0,04 a 0,38%) (Tab. 2). Da mesma forma, a frequência de minerais pesados magnéticos é mais alta nas areias muito finas (49,10 a 99,9%) que nas areias finas (13,32 a 99,9%).

Para identificação da proveniência dos sedimentos da Aloformação Paranavaí, suas características mineralógicas foram comparadas com as das unidades sotopostas (pontos 5, 12, 13, 20, 23,

44, 55 e 63). Adicionalmente, os teores em peso 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) (Tab. 3). Os teores de minerais pesados, em peso, da Aloformação Paranavaí são maiores quando esta é sobreposta à Formação Serra Geral, o que indica que a composição desses minerais tem relação direta com o tipo de substrato. Os teores de minerais pesados magnéticos não apresentam tendência definida entre a Aloformação Paranavaí e a Superseqüência Bauru.

Tabela 2 - Teores máximos/mínimos do total (%) de minerais leves (ml), pesados (mp) e pesados magnéticos (mpm), para areias fina e muito fina na Aloformação Paranavaí, sobrejacentes às formações Serra Geral (SSG), Santo Anastácio (SSA), Adamantina (SA) e Caiuá (SFC).

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 - Teores da massa total (%) de minerais leves (ml), pesados (mp) e pesados magnéticos (mpm), para areias fina e muito fina na (B) Aloformação Paranavaí e (A) rochas sedimentares alteradas da Superseqüência Bauru ou Formação Serra Geral (*), que ocorrem na mesma localidade.

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

Minerais leves

Os minerais leves das areias da Aloformação Paranavaí são constituídos predominantemente de grãos de quartzo (73,4 a 100%), e de grãos de feldspato (até 26,6%) em nove localidades estudadas (pontos 5, 11, 12, 13, 23, 44, 63, 73 e 80). Nos arenitos sotopostos da Superseqüência 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) (Tab. 4).

Considerando-se a maior susceptibilidade do feldspato ao intemperismo, esperava-se que seu teor diminuísse na Aloformação Paranavaí. Porém, isso não ocorre sendo que em várias localidades os teores são mais elevados na Aloformação Paranavaí do que nas unidades sotopostas (Tab. 4). Talvez o feldspato presente na Superseqüência Bauru esteja presente

em fração mais grossa do que as estudadas (areia fina e muito fina), ou estar presente em sedimentos sotopostos não aflorantes. Ressalta-se que somente em oito localidades em toda a área de estudos foram encontrados afloramentos com as unidades estudadas. 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, ou lenta a partir de fontes muito próximas de 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 areias fina como muito fina (Fig. 10).

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 5). Na comparação entre os grãos da Aloformação Paranavaí e da Supersequência Bauru que ocorrem no mesmo afloramento, nota-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, esperava-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 (areias fina e muito fina), ou não terem sido preservadas durante o transporte. 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.

Tabela 4 - Teores de minerais leves em areias fina e muito fina na (B) Aloformação Paranavaí e (A) rochas sedimentares alteradas da Supersequência Bauru ou Formação Serra Geral (*) que ocorrem na mesma localidade (Qz- quartzo e Fd- feldspato).

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

Minerais Pesados

O estudo microscópico dos minerais pesados transparentes não-micacéos nas areias fina e muito fina da Aloformação Paranavaí, mostrou quatro minerais superabundantes em todas as amostras analisadas, incluindo-se zircão, turmalina, estauroлита e rutilo. Minerais abundantes são representados por piroxênio e hornblenda, os comuns por granada, epídoto, anatásio, e fluorita, e os raros por espinélio, apatita, sillimanita, monazita, brookita e andalusita (Tab. 6).

O zircão e rutilo apresentam frequências mais altas nas areias muito finas, enquanto 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 Supersequência Bauru foram encontrados basicamente os mesmos minerais pesados, apresentando as mesmas características. Os minerais descritos nessas unidades também foram encontrados por Coimbra (1976) na Supersequência 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 frequentes são zircão, turmalina e estauroлита. A fluorita e anatásio só foram identificados na Aloformação Paranavaí, podendo ser minerais de origem autigênica, neoformados durante processos pedogenéticos, ou de sedimentos preexistentes, assim como Coimbra (1976) descreveu anatásio nos sedimentos da Supersequência Bauru.

Na comparação entre grãos da Aloformação Paranavaí e da Supersequência Bauru, que ocorrem na mesma localidade, notou-se semelhança das assembléias mineralógicas, conforme Tabela 7, indicando boa correlação entre as unidades.

Figura 10 - Fotomicrografias de texturas superficiais identificadas em minerais leves, nas distribuições areia fina e muito fina, obtidas por MEV com detector de elétrons secundários (SEI): (B) grãos subarredondados de feldspato e quartzo da distribuição areia muito fina, da Aloformação Paranaíba, no ponto 13; (C) grãos arredondados a subarredondados de quartzo da distribuição areia fina, da Aloformação Paranaíba, no ponto 73; (D) grãos arredondados de quartzo com marcas de dissolução e crescimento autigênico, da distribuição areia muito fina, da Aloformação Paranaíba, no ponto 73; (E) grão de feldspato com marcas de dissolução, da distribuição areia muito fina, da Aloformação Paranaíba, no ponto 13; (G) grão anguloso de quartzo com fraturas que interceptam superfície com edentações, da distribuição areia fina da Supersequência Bauru no ponto 20; (I) grão arredondado de quartzo com marcas de dissolução de formas irregulares, alongadas e triangulares, desenvolvida sobre superfície de fratura, que foi retrabalhada, da distribuição areia muito fina, da Aloformação Paranaíba, no ponto 107 (Qz = quartzo, F = feldspato).

Tabela 5 - Texturas superficiais observadas em grãos de quartzo, nas distribuições areias fina e muito fina da Aloformação Paranavaí (B) e rochas sedimentares da Supersequência Bauru (A) 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- indentações ou microcrateras, 9- crescimento secundário).

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/-

As feições mais características desses minerais pesados nas unidades estudadas foram (Fig. 11):

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 exibe inclusões e são comuns os grãos de cores castanha (ferromagnesiana), verde (schorlita) e amarela (magnesiana), secundariamente de cores azul (indicolita) e rósea, sendo 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 de bordas 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, raramente róseas (somente na Aloformação Paranavaí).

e) Granada - Predominaram formas equidimensionais, bem arredondadas e raramente irregulares. Na Supersequência Bauru ocorreram também grãos incolores, prismáticos com terminações eudrais 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 Supersequência Bauru.

g) Epidoto - 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 epidoto com mesmas características na Supersequência 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, por vezes, apareceram formas equidimensionais e bem arredondadas, subeuedrais e alongadas bem arredondadas, provavelmente devido ao transporte sedimentar a partir de unidades sotopostas.

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

j) 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 Supersequência Bauru.

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

k) Anatásio - Frequentemente surgem formas de quadrado eudral, sugestivos de mineral autigênico, mas também estavam presentes formas equidimensionais de bordas bem arredondadas a 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 Supersequência 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 equidimensionais 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 euedrais, sugestivas de mineral autigênico, enquanto que na Supersequência Bauru surgiram formas subeudrais com bordas pouco arredondadas. Como prováveis alterações superficiais apareceram estrias e podem exibir inclusões. A cor é amarela clara.

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 Supersequência Bauru.

p) Fluorita - Exibem formas euedrais de borda corroída e, secundariamente, sub-arredondadas e irregulares, sem inclusões. Apresentam cores arroxeadas, rosadas e amareladas. Este mineral foi identificado somente na Aloformação Paranavaí, em pouca quantidade, 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.

Tabala 6 - Frequências percentuais relativas de minerais pesados transparentes não-micáceos em areias muito finas da Aloformação Paranavai (Tur- turmalina, Zir- zircão, Rut- rutilo, Est- estauroлита, Pir- piroxênio, Ci- cianita, Sill- sillimanita, Fl- fluorita, Ep- epidoto, An- anatásio, Ho- hornblenda, Gr- granada, Bi- biotita, Mu- muscovita, Br- brookita, ZTR- índice ZTR , * sem número mínimo para contagem de 100 grãos).

Amostra	Tur	Zir	Rut	Est	Pir	Ci	Sil	Fl	Ep	An	Ho	Gr	Bi/Mu	Br	ZTR
Areia Fina															
6	62	5	1	17	15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	68
11	23	6	-	69	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	29
14	30	2	1	67	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	33
16	38	3	-	57	-	1	-	-	-	-	-	1	-	-	41
18*	3	-	1	11	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4
19	23	-	-	77	23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	23
21	69	10	2	19	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	81
30	10	15	-	75	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	25
36	23	2	-	46	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	25
48	41	6	1	52	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	48
52	36	4	-	60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	40
56	26	28	2	44	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	56
72	21	5	-	74	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	26
73*	-	1	-	14	-	-	-	-	1	-	1	-	1	-	1
75	35	8	-	35	-	22	-	-	-	-	-	-	-	-	43
76	34	12	1	49	-	1	-	-	-	-	3	-	-	-	47
80	14	6	-	80	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20
87	37	4	-	59	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	41
95	38	6	2	62	-	1	-	-	-	-	-	1	-	-	46
98	41	7	-	51	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	48
100	33	13	-	52	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	45
102	36	11	8	13	-	32	-	-	-	-	-	-	-	-	55
105	33	36	3	27	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	72
107	14	1	-	85	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	15
112*	10	2	-	10	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	12
114*	32	18	2	31	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	52
119	53	2	-	43	-	1	-	-	1	-	-	-	-	-	55
121	47	5	6	21	-	21	-	-	-	-	-	-	-	-	58
123	58	24	9	9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	91
125*	26	1	-	5	-	1	-	-	-	-	5	-	-	-	27
128*	29	57	6	7	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	92
Areia Muito Fina															
6	41	32	-	19	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	73
11	49	34	2	15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	85
14	30	48	5	17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	83
16	45	25	1	29	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	71
18*	14	23	1	8	14	23	-	-	-	-	-	-	-	-	38
19	44	36	1	19	44	36	-	-	-	-	-	-	-	-	81
21	37	55	6	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	98
30	16	32	1	50	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	49
36	8	23	-	68	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	31
48	27	43	2	28	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	72
52	29	25	-	46	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	54
56	19	53	18	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	90
72	22	53	1	21	-	2	-	-	1	-	-	-	-	-	76
73	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
75	84	23	52	9	9	-	6	-	-	1	-	-	-	-	84
76	82	30	48	4	18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	82
80	68	22	45	1	31	-	1	-	-	-	-	-	-	-	68
87	77	15	62	-	22	-	1	-	-	-	-	-	-	-	77
95	26	48	-	25	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	74
98	87	48	36	3	13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	87
100	89	18	64	7	10	-	1	-	-	-	-	-	-	-	89
102	78	29	35	14	10	-	12	-	-	-	-	-	-	-	78
105	22	66	9	1	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	97
107	35	36	8	20	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	79
112	80	34	39	8	20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	81
114	32	18	2	31	-	-	-	-	-	-	1	-	-	1	90
119	33	40	14	11	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	87
121*	11	30	3	9	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	44
123	31	45	18	4	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	94
125	37	41	14	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	92
128*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabela 7 - Frequências percentuais relativas de minerais pesados transparentes não-micáceos em areias muito finas da (B) Aloformação Paranavaí e (A) rochas sedimentares alteradas da Supersequência Bauru ou Formação Serra Geral (*) que ocorrem na mesma localidade (Tur- turmalina, Zir- zircão, Rut- rutilo, Est- estauroлита, Pir- piroxênio, Ci- cianita, Sill- sillimanita, Fl- fluorita, Ep- epidoto, An- anatásio, Ho- hornblenda, Gr- granada, ZTR- índice ZTR, * sem número mínimo para contagem de 100 grãos).

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	-	-/-	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		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

Ferricretes

Os ferricretes foram descritos por Sallun *et al.* (2007a) como agregados de concreções e nódulos milimétricos a centimétricos, com formas irregulares ou esferoidais e de cor avermelhada (Fig. 12). Os agregados contêm teores variáveis de areia 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 e Fe_2O_3 , e pobre em Al_2O_3 (Tabela 8), sugerindo ser derivada de arenitos, com grãos de quartzo e

feldspato reliquiais do material original intemperizado (Fig. 12). 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 (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. 12) 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 (Tab. 8).

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 (Fig. 12 B, E, F e G). 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 (Figura 12B). As estruturas sugerem remobilização do ferro através de

dissolução e reprecipitação em cavidades preexistentes ou neoformadas (Fig. 12I). 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. 12 B e G).

Figura 11 - Fotomicrografias de minerais pesados transparentes não-micáceos de areias fina e muito fina, de depósitos da Aloformação Paranavai. (A) Granada incolor de borda arredondada com inclusões e alterações superficiais (ponto 13); (B) Fluorita euedral rosada com bordas corroídas (ponto 19); (C) Apatita incolor eqüidimensional bem arredondada com inclusões (ponto 117); (D) Anatásio euedral com alterações superficiais (ponto 21); (E) Brookita amarelada e subarredondada com inclusões (ponto 21); (F) Epidoto euedral 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 euedrais e inclusões (ponto 75); (M) Zircão incolor prismático com inclusões (ponto 21); (N) Andalusita subeuedral com borda arredondada (ponto 75); (O) Espinélio esférico bem arredondado (ponto 76); (P) Apatita bem arredondada com alteração superficial (ponto 121) (Q) Cianita azulada euedral (ponto 102); (R) Rutilo de coloração avermelhada com geminação em coração e estrias (ponto 128); (S) Estauroilita 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 eqüidimensionais esferoidais bem arredondadas de cores azul (indicolita - ponto 11) e verde-amarelado magnesiana (schorlita - ponto 5).

Tabela 8 - Resultados de análises químicas de amostras de ferricretes em teores de óxidos, em porcentagem (%). (LD- Limite de detecção).

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

Figura 12 - 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 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; H) 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; I) Cimentação ferruginosa capeando grão de quartzo arredondado, formando cavidades com estruturas concêntricas, de amostra do ponto 5.

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 contém altos teores de Fe_2O_3 , hematita e caulinita, enriquecidos em elementos-traço pouco móveis (Sr, V e Zn) (Tabela 9). Todos os ferricretes analisados apresentam alto conteúdo de Fe_2O_3 e SiO_2 . 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 9). Todos os ferricretes analisados apresentam alto conteúdo de SiO_2 . 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 SiO_2 , Al_2O_3 e goethita com enriquecimento em elementos associados à rocha fonte (Cr, Cu, Y e Zn,) (Tab. 9). Todos os ferricretes analisados apresentam alto conteúdo de SiO_2 . 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.

Tabela 9 - Resultados de análises químicas de amostras de ferricretes em concentração de elemento-traço, em partes por milhão (ppm). (LD- Limite de detecção).

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

Como os ferricretes ocorrem como fragmentos retrabalhados nos depósitos coluviais da Aloformação Paranavaí e, portanto, não ocorrem *in situ*. As diferenças entre os elementos-traço apresentados acima, quando relacionada a posicionamentos morfológicos distintos, não identifica claramente uma origem única, apesar das semelhanças texturais (granulometria) e

composicionais (química e mineralógica). As idades obtidas em amostras da Aloformação Paranavaí (Tab. 10), superpostas às camadas ricas em fragmentos de ferricretes, sugerem que houve uma única fase de formação de crostas ferríferas, com posterior retrabalhamento coluvial de diversas gerações ou uma única geração com idade mínima de 275.600±31.700 anos A.P.

Tabela 10 - Idades obtidas ($\times 10^3$ anos A.P.) a partir de datações por Termoluminescência (TL) e Luminescência Opticamente Estimada (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).

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±6	45±5,5
13	663±12	64,70	62,0	97,5±11,5	93,4±11
20	508±9	140	343	275,6±31,7	675,2±77,7
23	745±15	28	39	37,6±4,3	52,4±6*
123	885±17	58	247	136,7±15,7	279,1±32,1

CONCLUSÕES

Os sedimentos da Aloformação Paranavaí apresentam características texturais e mineralógicas, em geral homogêneas e semelhantes às rochas do substrato, predominantemente constituído por rochas sedimentares cretáceas da Supersequência Bauru e basálticas da Formação Serra Geral (Supersequência 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 Supersequência Bauru. A maioria das amostras é composta de quartzo e, secundariamente, feldspato. 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 estauroлита de origem metamórfica, estão ausentes nas rochas do substrato nas mesmas localidades. Essa diferença mineralógica pode ser atribuída à eventual contribuição de sedimentos da Supersequência Bauru de outras localidades ou estar presente em outras distribuições granulométricas, que não foram estudadas.

Os fragmentos de ferricretes que são encontrados na Aloformação Paranavaí deviam formar originalmente crostas de ferro com extensão lateral formadas. Estas crostas de ferro seriam o resultado da remobilização e concentração de hidróxidos de ferro por oscilações de antigos níveis de água subterrânea. Com o desmantelamento destas crostas de ferro, a hematita teria se transformado em goethita, e os fragmentos teriam sido transportados a

curtas distâncias e atualmente acham-se incorporados aos colúvios, como nas observações de Roquim (1990) em Mali.

Agradecimentos - À FAPESP, pela concessão de Bolsa de Doutorado (Processo 03/01737-5) a Alethéa Ernandes Martins Sallun e Auxílio à Pesquisa (Processo 03/09681-9). Ao CNPq, pela concessão de Bolsa de Produtividade a Kenitiro Suguio (Processo 304718/2003-3). Agradecimento especial ao Prof. Emérito José Moacyr Vianna Coutinho, pela identificação de minerais pesados.

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. & Mezzalana, 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.; Mazaltan, 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.
- 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): 385-395.
- Sallun, A.E.M. & Suguio, K. 2007. Datação absoluta por luminescência do Alogruppo Alto Rio Paraná (SP, MS e PR). **Revista do Instituto Geológico**, 26(1/2): no prelo.
- Sallun, A.E.M.; Suguio, K.; Stevaux, J.C. 2007a. Proposição formal do Alogruppo Alto Rio Paraná (SP, MS e PR). **Geologia USP - Série Científica**, 7: 49-70.
- Sallun, A.E.M.; Suguio, K.; Sallun Filho, W. 2007b. Geoprocessamento para cartografia do Alogruppo Alto Rio Paraná (SP, PR e MS). **Revista Brasileira de Cartografia**, 59(3): 289-299.

- 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.

Editor responsável pelo artigo: Ana Maria P. Mizusaki