

RODOILTON STEVANATO

# **MODELO EXPLORATÓRIO PARA DEPÓSITOS DE CHUMBO E ZINCO NA FAIXA ITAIACOCA - PR/SP**

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre. Curso de Pós-Graduação em Geologia, Área de Concentração Geologia Exploratória, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador Principal:

Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira

Co-orientadores:

Prof. Dr. Paulo César Soares

Prof. Dr. Augustinho Rigoti

CURITIBA

1998

# TERMO DE APROVAÇÃO

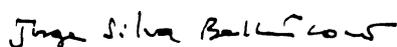
**RODOILTON STEVANATO**

**Modelo exploratório para depósitos de Pb e Zn  
na Faixa Itaiacoca – PR/SP**

**Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial  
para obtenção do grau de Mestre no Curso de Pós-Graduação  
em Geologia, com área de concentração em Geologia  
Exploratória, da Universidade Federal do Paraná, pela  
comissão formada pelos professores:**



**Presidente: Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira**



**Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt**



**Prof. Dr. Elias Carneiro Daitx**

**Curitiba, novembro de 1998**

*Dedico ao Sr. **João Soares da Silveira** (in memoriam), meu primeiro empregador e incentivador da Exploração Mineral.*

*Igualmente à minha esposa **Mara**, pelo seu companheirismo e compreensão durante a realização deste trabalho.*

## AGRADECIMENTOS

Inegavelmente muitas pessoas contribuíram e se tornaram cúmplices na árdua tarefa que levou à conclusão deste trabalho. Durante os vários anos de atuação profissional e acadêmica na pós-graduação, tenho a imensa gratidão por aqueles que me acompanharam e dignificaram com seu espírito de companheirismo e muitos pelo seu conhecimento infinitamente superior.

Sem dúvida, o colega e professor Dr. Paulo César Soares merece todo meu respeito e gratidão, pois foi o responsável pela minha inserção no mercado de trabalho e na pós-graduação, além dos conhecimentos que adquiri ao longo de muitos anos de convivência e orientação. Ao mesmo tempo, peço-lhe desculpas pela sua decepção na demora pela entrega deste trabalho.

Também, ao companheiro e professor Dr. Francisco José Fonseca Ferreira, meu orientador, devo uma menção honrosa. O prezado *Chico* sempre me incentivou, e não devo agradecê-lo somente pelos ensinamentos da geofísica e sua interação com a geologia, mas também pela sua grande lição de vida através do convívio nas discussões de cunho político, cultural e social, além de sua visão no trabalho de equipe. Sou muito grato pela orientação e por ter acreditado neste trabalho.

Durante a vida profissional atuando como geólogo exploracionista devo agradecer aos engenheiros José Tarcísio Soares e Darcio Soares Arantes diretores da Mineração J.S. Ltda e Novamina Empreendimentos Ltda, respectivamente. Também agradeço ao colega geól. Carlos Roberto de Camargo, companheiro de discussões das estratégias de exploração e condução nos trabalhos de campo, da mesma maneira, os trabalhos dedicados dos técnicos de mineração Ney e Félix, os advogados, os sondadores, os auxiliares de campo e os braços. O convívio com estas pessoas durante este período foi um importante exercício de aprendizagem da profissão de geólogo exploracionista.

O retorno às atividades didáticas me propiciou compartilhar amizade com pessoas magníficas em conhecimento e companheirismo. Entre estas, destacam-se os colegas da pós-graduação: Gernot Schiker, Elaine Bonacim, Alexandre Bartosievicz, Ernesto Figueira, Jocelyn Lopes e Leila Perdoncini. Um agradecimento especial aos colegas Nestor Vaz Chavez, Otávio Boni Licht e Paulo Artur pelas inúmeras

discussões. Vários outros colegas e professores merecem meu agradecimento, como Renata Moro pela confecção do *abstract*, Eduardo Salamuni, Eleonora Vasconcellos, Elvo Fassbinder, Alberto Fiori, José Manoel, Rubens Nadalin, Emerson Camargo, Omar Ferreira Lopes, Donaldo Cordeiro, Elimar Trein, Nelson Chodur. Da mesma forma ao colega Sidnei Rostirolla pela troca de informações.

Também não devo esquecer dos professores pesquisadores da UNESP de Rio Claro. Ao prof. Dr. Sebastião Carvalho pela ajuda na descrição das seções polidas, ao prof. Dr. Antenor Zanardo pelo seus aprofundados conhecimentos em petrografia, ao prof. Dr. Elias Daitx pelo incentivo e grande conhecedor das mineralizações plumbo-zincíferas do Vale do Ribeira e ao geól. Nilton Franke pelas discussões.

Outra pessoa que me ajudou com respeito aos seus amplos conhecimentos em geofísica aplicada, pela revisão do *abstract* e faz parte de minha comissão de orientação é o prof. Dr. Augustinho Rigoti. Devo a este colega, grande parte dos conhecimentos adquiridos. Outra pessoa que não deveria ser esquecida é o geól. José Roberto de Góis que disponibilizou a infra-estrutura de sua empresa, a Geoplanejamento Ltda, em muitas tarefas desenvolvidas neste trabalho, além das palavras de incentivo e amizade. Também sou grato ao colega geól. Giuliano De Mio e ao grande pesquisador Henrique Cíquel (*in memoriam*). Da mesma maneira, agradeço aos geólogos Vicente Pinheiro Jr. e Leandro Menezes pelos socorros prestados na elaboração de figuras e discussões sobre a geologia. Também expresseo agradecimentos à bibliotecária Eliane Struparo pela correção criteriosa das referências bibliográficas e a Milena da Silva Martins pela ajuda na busca de bibliografias.

Agradeço aos colegas geól. Maximilian Forlin, ao físico Francisco Valdyr da Silva, ao geógrafo Juarez Ballão Tonetti e ao desenhista Oto Laurentino pela ajuda constante da informática, Além dos colegas Neimar de Souza, Adilson Dalagassa, Rosalda Fátima Xavier e o secretário da pós-graduação Edson da Silva Lima Júnior pelas cobranças.

Finalmente, todas estas pessoas merecem meu respeito e admiração pelo que fizeram para me ajudar. Também incluo aqui aqueles que por questões de esquecimento não foram citados, que certamente compreenderão.

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO.....</b>	<b>01</b>
1.1 CONSIDERAÇÕES SOBRE O OBJETO E O PROBLEMA.....	01
1.2 O ESTADO DA ARTE NA EXPLORAÇÃO.....	02
1.3 MÉTODO APLICADO.....	08
<b>2 GEOLOGIA E AVALIAÇÃO DO POTENCIAL MINERAL.....</b>	<b>13</b>
2.1 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	13
2.2 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL.....	18
2.2.1 Unidade de xistos quartzo-feldspáticos com biotita.....	18
2.2.2 Unidade metassedimentar pelito-carbonática.....	24
2.2.3 Unidade de metarenitos feldspáticos e metavulcânicas.....	33
2.2.4 Unidade granítica (Granito São Domingos).....	36
2.2.5 Aspectos estruturais.....	40
2.2.5.1 Evento de transposição dúctil.....	40
2.2.5.2 Evento compressional com deformação subhorizontal.....	41
2.2.5.3 Evento compressional com deformação subvertical.....	43
2.2.5.4 Evento distensional.....	46
2.2.6 Aspectos estratigráficos.....	47
2.2.7 Evolução geológica.....	51
2.2.8 Potencial mineral.....	52
<b>3 PROSPECÇÃO DE SEMI-DETALHE.....</b>	<b>53</b>
3.1 GEOQUÍMICA.....	53
3.1.1 Tratamento estatístico.....	57
3.1.2 Tratamento geoestatístico.....	61
3.1.3 Resultados obtidos.....	65
3.2 AEROGEOFÍSICA.....	72
3.2.1 Espectrometria de raios gama.....	72
3.2.1.1 Considerações sobre a base de dados.....	73
3.2.1.2 Tratamento estatístico e geoestatístico.....	77
3.2.1.3 Avaliação dos dados obtidos.....	80
3.2.1.4 Resultados obtidos em mapas.....	91

3.2.1.5 Domínios geológico-geofísicos.....	93
<b>4 PROSPECÇÃO DE DETALHE E DESCOBERTA DO DEPÓSITO.....</b>	<b>111</b>
4.1 MÉTODOS EMPREGADOS.....	111
4.2 GEOQUÍMICA.....	114
4.3 GEOFÍSICA TERRESTRE.....	123
4.3.1 Magnetometria.....	124
4.3.2 Gamaespectrometria.....	129
4.3.3 Polarização induzida e eletrorresistividade.....	137
4.3.3.1 Arranjo gradiente.....	137
4.3.3.2 Arranjo dipolo-dipolo.....	145
4.4 DESCOBERTA DO DEPÓSITO.....	154
<b>5 DESCRIÇÃO, GÊNESE E MODELO EXPLORATÓRIO.....</b>	<b>162</b>
5.1 GEOLOGIA DO DEPÓSITO.....	162
5.1.1 Petrografia.....	162
5.1.2 Metalografia.....	167
5.1.3 Geometria e controle estrutural.....	174
5.2 MODELO CONCEITUAL.....	180
5.3 MODELO EXPLORATÓRIO.....	184
<b>6 CONCLUSÕES.....</b>	<b>191</b>
<b>7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>195</b>

## LISTA DE FIGURAS

01	Mapa de localização da área trabalhada.....	03
02	Fluxograma do método desenvolvido na área trabalhada.....	09
03	Distribuição das unidades litoestratigráficas das porções sul do estado de São Paulo e leste do estado do Paraná, indicando a área estudada..	17
04	Mapa geológico da região de Palmeirinha (Sengés,PR).....	19
05	Imagens micrográficas da unidade de xistos quartzo-feldspáticos representados por metagrauvacas.....	23
06	Imagens de metacalcários magnesianos com intensificação da foliação tectônica (A); e preservação de estruturas sedimentares formadas por estromatólitos hemiesferoidais (B).....	25
07	Imagens micrográficas dos níveis pelíticos da unidade metassedimentar pelito-carbonática.....	27
08	Imagem micrográfica de metacalcário dolomítico exibindo uma foliação com domínios de granulometria mais fina compostos por cristais de dolomita e veios de granulação mais grossa paralelos ao bandamento que é constituído por calcita e subordinadamente quartzo. O clasto de tonalidade mais escura é composto basicamente por dolomita finamente recristalizada. 40x, N+.....	29
09	Imagens mostrando metacalcários dolomíticos silicosos com planos tectônicos cerrados e freqüentes dobras-falhas.....	32
10	Imagem micrográfica de um porfiroblasto de quartzo bipiramidal imerso em uma matriz constituída basicamente por sericita mais ou menos orientada de metaquartzo pórfiro ou metariolito. 40x, N+.....	33
11	Imagens de metaquartzoarenitos e metarenitos feldspáticos subordinados (A) e metavulcânicas representadas por clorita filitos amigdaloidais (B) que ocorrem na Serra dos Cochos.....	35
12	Imagens micrográficas de alguns fácies do Granito São Domingos.....	39
13	Diagrama de elementos estruturais planares.....	44
14	Mapa geológico-estrutural da região de Palmeirinha/Sengés-PR.....	48

<b>15</b>	Empilhamento litoestratigráfico da área trabalhada.....	50
<b>16</b>	Principais tipos e estruturas de <i>gossans</i> limoníticos associados com minerais de minério primário A, B e C (galena); C e D (esfalerita); F (calcopirita); G e H (bornita); I e J (tetraedrita).....	56
<b>17</b>	Imagem dos <i>gossans</i> limoníticos da área trabalhada, mostrando níveis de óxidos de ferro e quartzo intercalados em metacalcarenitos alterados para a cor amarelo-ocre.....	56
<b>18</b>	Comparação estatística entre a população de dados de geoquímica de solos com e sem opção logarítmica ( $N=369$ para Cu, Pb e Zn).....	59
<b>19</b>	Semi-variogramas direcionais para Cu, Pb e Zn.....	64
<b>20</b>	Mapa geoquímico do cobre (Cu) em unidades de desvio padrão ( $\ln Zt$ ), indicando os principais contatos litológicos da unidade metapelito-carbonática, as ocorrências minerais, as linhas de amostragem de solos, o contorno das anomalias de 3ª ordem e a área de detalhe onde foram realizados trabalhos de <i>follow-up</i> . No detalhe aparece o mapa de erros associados com a krigagem, também em unidades de desvio padrão ( $\ln eZt$ ).....	67
<b>21</b>	Mapa geoquímico do chumbo (Pb) em unidades de desvio padrão ( $\ln Zt$ ), indicando os principais contatos litológicos da unidade metapelito-carbonática, as ocorrências minerais, as linhas de amostragem de solos, o contorno das anomalias de 3ª ordem e a área de detalhe onde foram realizados trabalhos de <i>follow-up</i> . No detalhe aparece o mapa de erros associados com a krigagem, também em unidades de desvio padrão ( $\ln eZt$ ).....	68
<b>22</b>	Mapa geoquímico do zinco (Zn) em unidades de desvio padrão ( $\ln Zt$ ), indicando os principais contatos litológicos da unidade metapelito-carbonática, as ocorrências minerais, as linhas de amostragem de solos, o contorno das anomalias de 3ª ordem e a área de detalhe onde foram realizados trabalhos de <i>follow-up</i> . No detalhe aparece o mapa de erros associados com a krigagem, também em unidades de desvio padrão ( $\ln eZt$ ).....	69

<b>23</b>	Mapa geoquímico integrado de cobre, chumbo e zinco, indicando as áreas de superposição das anomalias de terceira ordem, associadas com as ocorrências minerais e as linhas de amostragem de solos.....	70
<b>24</b>	Mapa da composição RGB dos dados de geoquímica de solos.....	71
<b>25</b>	Limites da área do Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul e da área trabalhada (Palmeirinha/Sengés-PR).....	76
<b>26</b>	Histogramas de distribuição de frequências dos dados gamaespectrométricos aéreos (CT, Th, U e K) no domínio real (cps), os valores máximos e mínimos, da média e do desvio padrão.....	78
<b>27</b>	Semi-variogramas direcionais para CT, Th, U e K.....	81
<b>28</b>	Mapa de erros de krigagem dos dados gamaespectrométricos aéreos....	82
<b>29</b>	Mapa geológico simplificado das principais unidades com a superposição das linhas de vôo do Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul na região de Palmeirinha.....	84
<b>30</b>	Perfis radiométricos 01, 02, 03 e 04 empilhados com a topografia e as litologias esquemáticas.....	88
<b>31</b>	Perfis radiométricos 05, 06, 07 e 08 empilhados com a topografia e as litologias esquemáticas.....	89
<b>32</b>	Perfis gamaespectrométricos e razões empilhados com o perfil geológico A-A'.....	90
<b>33</b>	Mapa gamaespectrométrico da contagem total (CT) em unidades de desvio padrão (Zt).....	94
<b>34</b>	Mapa gamaespectrométrico do tório (Th) em unidades de desvio padrão (Zt).....	95
<b>35</b>	Mapa gamaespectrométrico do urânio (U) em unidades de desvio padrão (Zt).....	96
<b>36</b>	Mapa gamaespectrométrico do potássio (K) em unidades de desvio padrão.....	97
<b>37</b>	Mapa de razão Th/K.....	98
<b>38</b>	Mapa de razão U/K.....	99

<b>39</b>	Mapa de razão U/Th.....	100
<b>40</b>	Mapa da composição RGB dos canais gamaespectrométricos de K, Th e U.....	101
<b>41A</b>	Gráficos de comparação dos valores máximos e mínimos, em unidades de desvio padrão, dos canais gamaespectrométricos nas cinco unidades mapeadas.....	105
<b>41B</b>	Gráficos de comparação dos percentis estatísticas, em unidades de contagem por segundo (cps), dos canais gamaespectrométricos nas cinco unidades mapeadas.....	105
<b>42</b>	Mapas de domínios gamaespectrométricos nos canais de contagem total (CT), tório (Th), urânio (U) e potássio (K) da unidade Granito São Domingos (I).....	106
<b>43</b>	Mapas de domínios gamaespectrométricos nos canais de contagem total (CT), tório (Th), urânio (U) e potássio (K) da unidade de xistos (II).....	107
<b>44</b>	Mapas de domínios gamaespectrométricos nos canais de contagem total (CT), tório (Th), urânio (U) e potássio (K) da unidade com predomínio de metapelitos (III).....	108
<b>45</b>	Mapas de domínios gamaespectrométricos nos canais de contagem total (CT), tório (Th), urânio (U) e potássio (K) da unidade com predomínio de carbonatos (IV).....	109
<b>46</b>	Mapas de domínios gamaespectrométricos nos canais de contagem total (CT), tório (Th), urânio (U) e potássio (K) da Unidade com predomínio de quartzitos (V).....	110
<b>47</b>	Mapa de localização dos trabalhos realizados e ocorrências minerais no alvo selecionado (geologia, geoquímica, geofísica e sondagem).....	113
<b>48</b>	Ilustrações dos trabalhos de campo realizados.....	114
<b>49</b>	Mapa geoquímico do cobre (Cu) em unidades de desvio padrão ( <i>lnZt</i> ), indicando as linhas e os pontos de amostragem de solos e as litologias.	116
<b>50</b>	Mapa geoquímico do chumbo (Pb) em unidades de desvio padrão ( <i>lnZt</i> ), indicando as linhas e os pontos de amostragem de solos e as	

	litologias.....	117
<b>51</b>	Mapa geoquímico do zinco (Zn) em unidades de desvio padrão ( <i>lnZt</i> ), indicando as linhas e os pontos de amostragem de solos e as litologias.	118
<b>52</b>	Mapa da composição RGB dos dados de geoquímica de solos para Cu, Pb e Zn da área de detalhe.....	119
<b>53</b>	Mapeamento das trincheiras indicando as amostras de canal dos saprolitos e rochas que foram analisadas geoquimicamente.....	121
<b>54</b>	Gráficos dos resultados analíticos para Cu, Pb e Zn (ppm) das amostras de canal indicadas na figura 53 (A-TR09; B-TR05; C-TR-11; D-TR12; E-TR13 e TR06; F-PO7; G-P05 E H-P06).....	122
<b>55</b>	Mapa de perfis magnéticos rebatidos e anomalia modelada (An.01).....	126
<b>56</b>	Mapa de contorno do campo magnético residual.....	127
<b>57</b>	Modelagem da anomalia magnética An.01 (Linha 50N).....	128
<b>58</b>	Mapa de interpretação de estruturas e domínios magnéticos.....	130
<b>59</b>	Mapa de contorno da contagem total em unidades de desvio padrão.....	132
<b>60</b>	Mapa de contorno do canal de tório em unidades de desvio padrão.....	133
<b>61</b>	Mapa de contorno do canal de urânio em unidades de desvio padrão.....	134
<b>62</b>	Mapa de contorno do canal de potássio em unidades de desvio padrão.	135
<b>62A</b>	Mapa de interpretação gamaespectrométrica.....	136
<b>63</b>	Configuração do arranjo gradiente aplicado na área de estudo.....	138
<b>64</b>	Mapa de contorno da resistividade aparente.....	140
<b>65</b>	Mapa de interpretação de domínios e zonas resistivimétricas.....	141
<b>66</b>	Mapa de contorno da cargabilidade (Polarização Induzida).....	143
<b>67</b>	Mapa de interpretação de domínios e zonas de cargabilidade (IP).....	144
<b>68</b>	Pseudo-seção IP/resis. L150S (AB e MN= 20 metros).....	148
<b>69</b>	Pseudo-seção IP/resis. L50S (AB e MN= 20 metros).....	149
<b>70</b>	Pseudo-seção IP/resis. L150N (AB e MN= 10 metros).....	150
<b>71</b>	Pseudo-seção IP/resis. L150N (AB e MN= 20 metros).....	151
<b>72</b>	Pseudo-seção IP/resis. L150N (AB e MN= 40 metros).....	152

73	Pseudo-seção IP/resis. L400N (AB e MN= 20 metros).....	153
74	Integração de dados geofísicos, geoquímicos e geológicos da zona mineralizada.....	156
75	Composição litológica dos perfis de sondagem rotativa.....	157
76	Imagens micrográficas dos testemunhos de sondagem da seção carbonática na área mineralizada.....	165
77	Imagens micrográficas de seções polidas da mineralização cortada pelo Furo SR-06.....	171
78	Perfil perpendicular à mineralização (furos SR-01, SR-05 e SR-06).....	176
79	Perfil perpendicular à mineralização (furos SR-04, SR-07 e SR-08).....	177
80	Correlação litológica ao longo do eixo mineralizado confeccionado através dos furos SR-02, SR-06 e SR-08.....	178
81	Painel com seções e perfis na zona mineralizada: controles litoestruturais, anomalias, sondagens e teores em saprolitos e testemunhos.....	179
82	Modelo genético para os depósitos do tipo <i>Mississippi Valley</i> definido a partir do macroambiente e circulação ascendente de fluidos hidrotermais. No detalhe aparece o sistema formador de minério mostrando as entradas, formação do depósito e as saídas.....	185
83	Atuação do sistema formador e deformador no depósito de Palmeirinha	186

#### LISTA DE TABELAS

01	Comparação estatística dos valores medidos (v.m.) seus logaritimos (ln) e anamorfose (anti-logaritimos - antln) dos elementos Cu, Pb e Zn...	60
02	Rumo, inclinação, profundidade e presença ou ausência de mineralização nos furos de sondagem executados na área de detalhe...	158
03	Resultados analíticos do furo SR-04.....	159
04	Resultados analíticos do furo SR-05.....	159
05	Resultados analíticos do furo SR-06.....	159

<b>06</b>	Resultados analíticos do furo SR-08.....	160
<b>07</b>	Valores de profundidade na vertical, espessura real e teor médio para Chumbo e Zinco da zona mineralizada nos furos SR-04, SR-05, SR-06 e SR-08.....	160
<b>08</b>	Quadro tectônico comparativo dos eventos deformacionais e a mineralização na área de Palmeirinha/Sengés-PR.....	173
<b>09</b>	Ordem de abundância dos principais sulfetos do furo SR-06 apoiados por seções polidas da zona mineralizada.....	174

## RESUMO

Neste estudo procurou-se aplicar e interrelacionar três grandes áreas do conhecimento: a geologia, a geoquímica e a geofísica voltadas para a elaboração de um modelo exploratório para depósitos de chumbo e zinco do tipo *Mississippi Valley* ou Irlandês, em ambiente modificado por processos tectono-metamórficos de idade meso/neoproterozóica, na Faixa Itaiacoca, inserida no escudo leste paranaense. Inicialmente discorre-se um breve histórico do estado da arte na exploração mineral, cujo desenvolvimento é apoiado pela prospecção e na sua condução à elaboração de programas exploratórios. Tais programas devem estar direcionados ao objeto, ou seja, o depósito mineral. Geologicamente, os estudos foram centrados na área de Palmeirinha, município de Sengés-PR, junto à divisa dos estados do Paraná e São Paulo, dentro da Faixa Itaiacoca, situada a NNE do Complexo Batolítico de Cunhaporanga e na borda leste da Bacia do Paraná. As várias unidades mapeadas foram agrupadas de acordo com seu conteúdo litológico, características primárias, metamorfismo e deformações associadas. Individualizaram-se três complexos tectono-metamórficos e uma unidade granítica denominada Granito São Domingos. A unidade portadora e potencialmente favorável ao depósito de chumbo e zinco aqui estudado é representada por espessa seção de metapelitos e metacalcários intensamente deformados ao longo da direção NS, incorporando feições dúcteis e rúpteis, em sistemas de cavalgamentos, empurrões, falhamentos e dobramentos, com metamorfismo na fácies xisto verde inferior. A mineralização descoberta ocorre na porção basal da unidade metapelito-carbonática, em zona de falha transcorrente com direção N10E, subvertical e com rejeito lateral, causando cataclase e brechação nas encaixantes e nos metais-base. A mineralização hospeda-se em metadolarenitos intercalados por cálcio filonitos carbonosos e xistos quartzo-feldspáticos adjacentes. O minério compreende disseminações de galena e esfalerita com pirita e raros cristais de calcopirita, marcassita e covelita, os quais distribuem-se em fraturas e na matriz de brechas com remobilização e recristalização. As técnicas empregadas para a descoberta do depósito, incluem perfis de solos perpendiculares à direção das camadas e foram locados em função do conhecimento geológico prévio, ocorrências minerais, presença de *gossans*, estruturas e interface metapelitos/metacalcários; os alvos definidos foram escavados por trincheiras e perfurados, os quais resultaram na descoberta do depósito com teor de 7,0% de Pb e 3,0% de Zn com espessura de 1,30 metros. A geofísica, particularmente os métodos magnético e gamaespectrométrico (aéreos e terrestres), auxiliaram o mapeamento geológico-estrutural, enquanto os métodos IP/resistividade detectaram as continuidades vertical e lateral da mineralização, as quais foram confirmadas por novos furos exploratórios. A principal contribuição do presente estudo é a proposta de um modelo exploratório para depósitos de chumbo e zinco em metadolarenitos, enfocando desde a escala do contexto geotectônico até à microscopia da mineralização, além da prospecção e pesquisa na busca de novos depósitos de metais-base na Faixa Itaiacoca.

## ABSTRACT

Integrated geologic, geochemical and geophysical information are used to develop an exploration model for Mississippi Valley-type or Irish type lead-zinc deposits in the Itaiacoca belt (Middle-Upper Proterozoic, Paraná Shield), which has undergone tectonic and metamorphic deformation processes. The study area is located in the region of Palmeirinha, near the border of Paraná and São Paulo states, NNE of the Cunhaporanga Batholith Complex, and East of the Paraná Basin border. The defined units were mapped and grouped according to their lithologies, primary characteristics, metamorphism and associate deformation. Three tectonic and metamorphic complexes and a granitic unit named São Domingos Granite were defined. The most favorable unit, hosting the deposit been studied, consists of a thick sequence of metapelites and metadolomites, which were intensively deformed along a NS trend, exhibiting ductile to brittle features including thrusts, faults and folds, and low greenschist facies metamorphism. The mineralization occurs in a N10E subvertical lateral-slip transcurrent fault zone at the basal part of the metapelites and metacarbonates unit. This transcurrent fault generated breccia and cataclasis in the metadolomites host rock and in the base metals. The deposit occurs in metadolomite covered by graphitic phyllonites and overlaid by quartz-feldspathic schists, placed side by side as a consequence of an allochthonous process along an unconformity between the Middle and Upper Proterozoic units. The ore consists of disseminated galena, sphalerite, pyrite, chalcopyrite, marcasite and covellite, concentrated along the fractures and veinlets with remobilization and recrystallization. The exploration strategy employed to discover the deposit includes soil sample analysis, mapping of mineral occurrences, gossans, structures and metapelites to metadolomites transition. Selected targets were then drilled and the result was the discovery of a 1.30 m thick ore deposit with 7.0 % Pb and 3.0 % Zn. Geophysics, particularly magnetic and radiometric methods (ground and airborne), helped the geological and structural mapping whereas IP-resistivity mapped the continuity of the ore body, which was confirmed by new drill holes. The main new contribution of the present study is the proposal of an exploration strategy for the deposits in the Itaiacoca belt.

## 1 INTRODUÇÃO

### 1.1 CONSIDERAÇÕES SOBRE O OBJETO E O PROBLEMA

A aplicação de conceitos da ciência geológica voltada para a exploração mineral deve ser direcionada para o desenvolvimento de modelos de depósitos. Esses modelos são construídos a partir de várias fontes de dados, cujo tratamento é realizado por meio de técnicas modernas. Os resultados conjugados dos conceitos envolvidos, dos dados coletados e da prospecção conduzem à elaboração de modelos exploratórios direcionados para a descoberta de novos depósitos minerais.

A prospecção adotada para uma área da Faixa Itaiacoca culminou com a descoberta de um depósito mineral de chumbo e zinco em metadolomitos. A área em questão localiza-se na região de Palmeirinha, município de Sengés, no estado do Paraná, junto à divisa com o estado de São Paulo, a sul da cidade de Itararé-SP e leste da cidade de Sengés-PR. (figura 01).

Os trabalhos se iniciaram com a avaliação da Faixa Itaiacoca objetivando a seleção de áreas que apresentassem características permissivas para o tipo de depósito buscado: chumbo e zinco em metadolomitos, onde selecionou-se a área de Palmeirinha/Sengés por esta apresentar um ambiente geológico favorável e ocorrências minerais, além de ter sido investigada por outras empresas (Unigeo, Docegeo e Mineropar). Após a seleção do ambiente, empregou-se uma prospecção seqüencial que envolveu mapeamento geológico e programa de amostragem de solo em perfis perpendiculares à direção geológica, cujos resultados permitiram que se delimitassem alvos onde intensificaram-se trabalhos de detalhamento que subsidiaram a implantação de furos de sondagem. Estes furos resultaram na descoberta da mineralização (Stevanato *et al.* 1991).

No entanto, uma das proposições deste trabalho consiste na avaliação da prospecção empregada, permitindo identificar se a estratégia adotada foi suficientemente completa, ou se a aplicação de outras teria melhorado o desempenho da exploração. Desta maneira, se procurou incluir dados que não foram contemplados, tais como os aerogeofísicos disponíveis através do Projeto Serra do Mar Sul (Geofoto, 1978). Com o tratamento destes, geraram-se

informações novas com o processamento e interpretação dos canais de gamaespectrometria (Contagem Total, Tório, Urânio e Potássio), tentando sistematizá-las e integrá-las às demais técnicas de apoio ao mapeamento geológico e o estudo de avaliação regional.

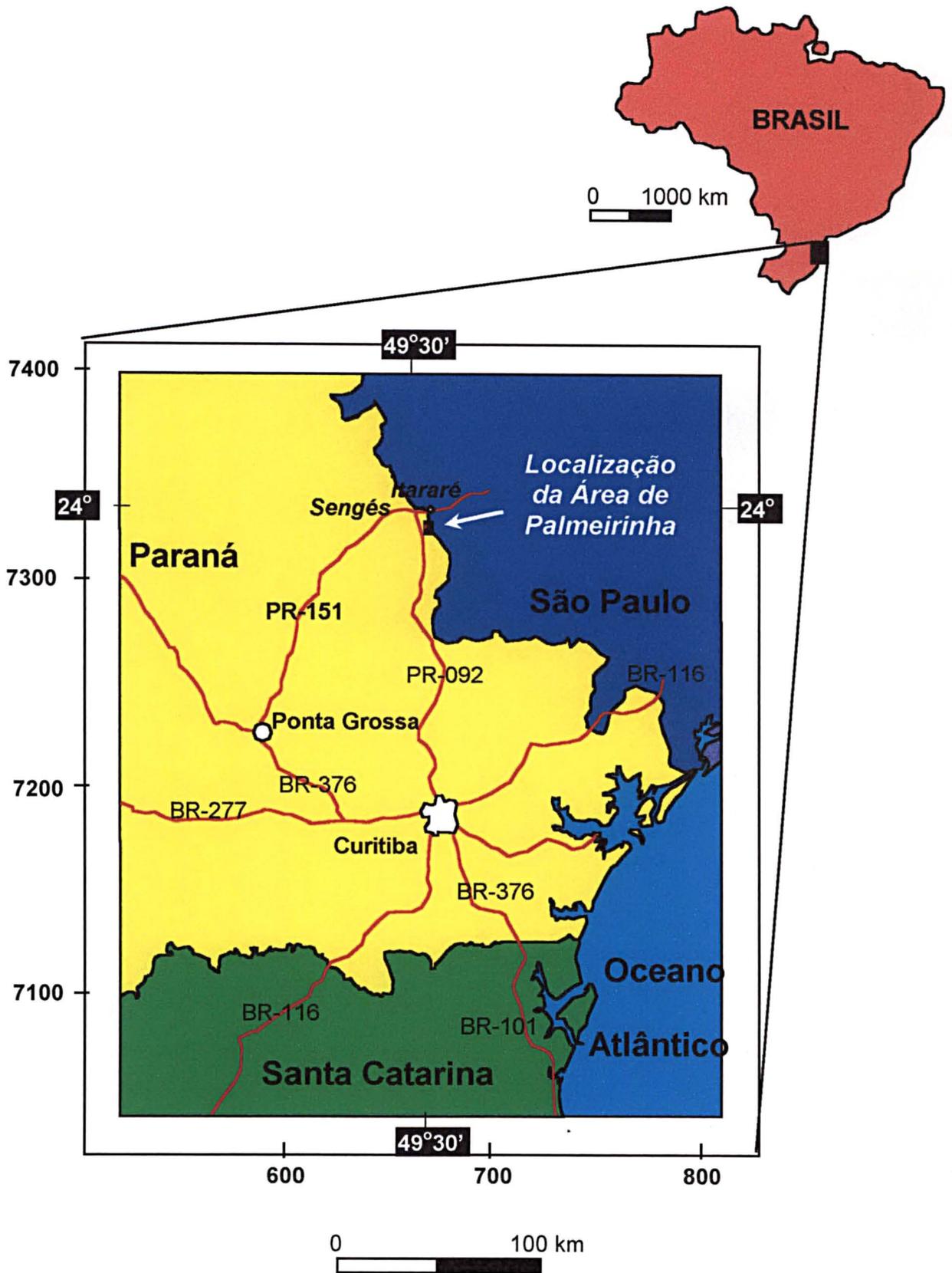
Outra proposição de trabalho será incorporar informações a partir da descrição do depósito, associando-se dados da literatura que possam subsidiar a discussão do modelo conceitual. Embora exista uma lacuna do conhecimento sobre a gênese da mineralização, a qual é conhecida com poucos furos de sondagem, alguns ensaios preliminares podem ser feitos para solucionar esta problemática, mesmo não sendo este o objetivo final do trabalho. Caracteriza-se de importância a identificação de guias ou metalotectos que possam ser utilizados na confecção do modelo exploratório, o qual representa um esquema conceitual, o planejamento e o dimensionamento dos passos a serem seguidos para o estabelecimento de um programa de exploração para chumbo e zinco na Faixa Itaiacoca.

Partindo-se do pressuposto que a fase de avaliação do ambiente geológico revelou-se favorável para conter depósitos de chumbo e zinco em metadolomitos da Faixa Itaiacoca, e que a prospecção seqüencial levou à confirmação de tal potencial, a sistematização e organização seqüencial dos dados são contemplados na elaboração do modelo exploratório, que deverá conter a seleção dos métodos de exploração, os procedimentos a serem seguidos no programa e a avaliação final do modelo proposto, para que então, possa ser aplicado em outras regiões de ambiente geológico similar.

## **1.2 O ESTADO DA ARTE NA EXPLORAÇÃO**

A literatura geológica mundial trata muito pouco sobre a sistematização para a descoberta de depósitos minerais. A maioria das publicações refere-se muito mais ao estudo das jazidas descobertas, ou sobre a gênese dos depósitos, do que a descrição do planejamento, dimensionamento e implementação dos processos utilizados para a descoberta e avaliação de depósitos minerais econômicos (Maranhão, 1982).

Figura 01 - Mapa de localização da área trabalhada



A busca de depósitos minerais teve seu grande progresso no decorrer deste século, onde procurou-se, ao longo de muitos anos, fornecer suporte técnico-científico às mais variadas ferramentas de prospecção, com cada uma delas tendo maior ou menor importância em diferentes períodos, os quais podem ser resumidos em: a fase dos mapeamentos geológicos; da geoquímica; da geofísica e do sensoriamento remoto. Estas técnicas foram tratadas separadamente, porém com objetivos comuns. No entanto, a partir da década de setenta iniciou-se a preocupação com a integração de dados multifonte, gerados nos programas exploratórios, com o intuito de racionalizar o uso da informação e o custo da exploração.

A prospecção é uma parte aplicada da ciência geológica e é resultante do estudo de depósitos minerais comerciais e os métodos efetivos para descobri-los. O desenvolvimento da prospecção teve início com os trabalhos de Smirnov, da escola russa, a partir dos anos trinta, e citado nas obras de Kreiter (1968), Beus & Grigorian (1977), Kuzvart & Böhmer (1978), entre outros, que foram os precursores da prospecção geoquímica, tal como a conhecemos hoje. No início dos anos quarenta e na década de cinquenta, o uso deste tipo de prospecção foi amplamente empregado no mundo ocidental, baseado em técnicas originalmente desenvolvidas na Rússia, mas modificadas e adaptadas às condições locais, como as encontradas em regiões tropicais e subtropicais.

A descoberta, estudo e exploração de um depósito mineral é um processo de longa duração que inicia-se com o estabelecimento dos critérios prospectivos, onde indicam-se condições gerais dos estágios preliminares até a exaustão do depósito. Para Kuzvart & Böhmer (1978), um depósito mineral só terá chance de ser totalmente conhecido após o mesmo ter sido exaurido. Porém, a quantidade de informações necessárias para uma nova descoberta é muito menor do que o montante dos conhecimentos adquiridos através do estudo desses depósitos.

A sociedade industrial moderna, cada vez mais intensiva em conhecimento científico e tecnológico, não pode mais depender somente da sorte para o descobrimento de novos depósitos, pois os mesmos estão cada vez mais difíceis de serem encontrados, já que um grande número daqueles aflorantes foram

descobertos, necessitando de evolução constante do conhecimento para a busca dos não aflorantes (*depósitos cegos*). Em contrapartida, o resultado de esforços para a busca de novas descobertas ao longo deste século confirmaram que a prospecção seqüencial e sistemática com bases científicas (Coope e Davidson, 1979), aliadas ao fator sorte e ao conhecimento empírico forneceu resultados satisfatórios e incluem várias descobertas: Fe (Kursk e Kustanai - Rússia e Carajás - Brasil), Ti (Malawi), Mn (Zâmbia), Cr (Grécia), Cu (Chuquicamata - Chile e Copper Belt - USA), Pb e Zn (Nigéria e Brasil), Sn (Sibéria e Brasil), Au (África do Sul e Brasil), diamante (Yakutia e Lesotho - Rússia), entre muitas outras.

Os métodos de prospecção possuem importância prática se a busca estiver baseada em conhecimentos sólidos da teoria de modelos de depósitos minerais, atualmente em pleno desenvolvimento por diversos pesquisadores dos serviços geológicos dos Estados Unidos, do Canadá e da Austrália, além da contribuição efetiva de universidades, empresas e consultores autônomos. A partir da década de oitenta (Admans, 1985 e 1986; Cox & Singer, 1986; Mosier & Bliss, 1992 e Henley & Berger, 1995), implantou-se uma nova filosofia de exploração mineral, ou seja, não mais fundamentada na ferramenta prospectiva, ou na técnica (prospecção geoquímica, geofísica, etc), cujos resultados são alimentadores da informação geológica, precursora das descobertas minerais (Coope e Davidson, 1979). Isto implica que os dados obtidos na busca de novos depósitos devem ser inseridos como parte exequível de um programa exploratório, pois a partir da confecção dos modelos será avaliado o tipo de prospecção que melhor se adapte ao objetivo proposto.

Segundo Neuerburg (1985), o conhecimento científico deve ser a alavanca da moderna prospecção, onde o objeto de interesse deve ser tratado separadamente, porém de forma ordenada e hierárquica, cujas propriedades serão amostradas, devendo representar a maior parte de fenômeno, mostrar relações funcionais e selecionar as melhores propriedades que serão avaliadas para que se possa passar para um nível mais elevado. Portanto, este tipo de pesquisa é um processo dedutivo no qual o nível mais elevado da teoria é indispensável para o

crescimento e refinamento do conhecimento científico e conseqüentemente na prospecção.

A filosofia de modelos de depósitos não se contrapõe àquela desenvolvida pela escola russa (por exemplo, Kreiter 1968), pelo contrário, se complementam na medida que a aplicação das técnicas de prospecção (geofísica, geoquímica, etc) e o desenvolvimento destas tecnologias nos dias atuais geram um conjunto de dados, que corretamente coletados, tratados e integrados fornecem novas informações. Essas, por sua vez, interagindo com o conhecimento geológico, alimentam os modelos exploratórios, sendo possível a partir daí o uso de outras técnicas para predizer a condição de existência ou não de um depósito mineral.

A estrutura de um modelo de depósito mineral encontra respaldo na decisão de que tipo de depósito pode ser esperado em determinado ambiente geológico, isto é, esta decisão é dependente da experiência do geólogo em tratar a informação oriunda dos dados geológicos, geoquímicos e geofísicos. Conseqüentemente, a abordagem multidisciplinar é imprescindível para a elaboração e maturidade de um modelo de depósito (Cox & Singer, 1986).

O modelo exploratório representa todo o planejamento de um programa de busca de depósitos minerais. Este modelo incorpora a prospecção que é o conjunto de normas e seleção das ferramentas adequadas, porque envolve regras de decisão, onde as etapas desenvolvidas são sucessivas e dependentes dos resultados precedentes. Como já foi mencionado, as técnicas de prospecção devem ser moldadas de acordo com os critérios que foram utilizados para estabelecer os modelos (Cox & Singer, 1986).

Toda informação disponível, seja ela geológica, geoquímica, geofísica, etc., deve ser quantificada, integrada e interpretada visando a busca de indicadores de que os processos formadores dos depósitos tenham atuado. Neste sentido, a abordagem sistêmica ou orgânica é um processo interrelacional e interdependente entre todas as variáveis e parâmetros que atuam no Sistema Formador de Minério (SFM). Este é caracterizado pelo seu macroambiente, disponibilidade de matéria, quantidade de energia, entradas e saídas capazes de promover a concentração de um depósito mineral. Quando o objetivo é a prospecção mineral, o macroambiente

deve ser analisado paralelamente à avaliação do SFM, pois esta análise auxilia a delimitação de áreas potenciais para as mineralizações indicadas através dos critérios diagnósticos no domínio do SFM (Rostirolla *et al.*, 1996 e Rostirolla, 1997).

A disponibilidade de tecnologias modernas permite o tratamento mais rápido e confiável do imenso banco de dados que se disponibiliza em um programa de exploração, onde toda informação deve ser tratada e integrada, de preferência em Sistemas de Informações Geográficas (SIG) e *software* de sistemas especialistas, como por exemplo PROSPECTOR (Hart *et al.* 1978). O uso de computadores para simular processos geológicos não é uma idéia nova, iniciou-se com Harbauch & Bonham-Carter (1970 *apud*: Wadge *et al.* 1992). No entanto, a partir do desenvolvimento tecnológico dos computadores pessoais, cada vez mais velozes e potentes, permitiu uma disseminação rápida no uso de sistemas especialistas aplicados a exploração mineral (Agterberg, 1989).

A aplicação conjunta de técnicas de processamento de imagens e sistemas especialistas foi utilizada por Wadge *et al.* (1992) na produção de mapa de prospectividade para mineralizações de Pb-Zn-F-Ba associados a rochas carbonáticas da região de Midlands na Inglaterra, baseando-se na simulação de seis passos: 1. definição da bacia, 2. fertilidade da bacia, 3. migração dos fluidos, 4. canalização através de falhas, 5. deposição e 6. cruzamento das informações → *mapas de prospectividade*. De outra forma, Rostirolla (1996) e Rostirolla *et al.* (1998) propuseram uma metodologia para a quantificação de favorabilidade na exploração mineral baseada em Sistema de Informações Georreferenciadas de dados primitivos como, geológicos, sensoriamento remoto, geoquímicos, geofísicos, ocorrências minerais e depósitos conhecidos, cujo tratamento, por intermédio de critérios e evidências diagnosticas, produz informações selecionadas, onde são aplicadas operações de correlação espacial com ponderadores capazes de fornecer escores de favorabilidade através de operações de associações, resultando em um produto final onde são cartografadas as áreas mais favoráveis para conter mineralizações.

A partir da definição de áreas favoráveis ou ambientes propícios para conter mineralizações, é preciso colocar em prática as técnicas prospectivas para se

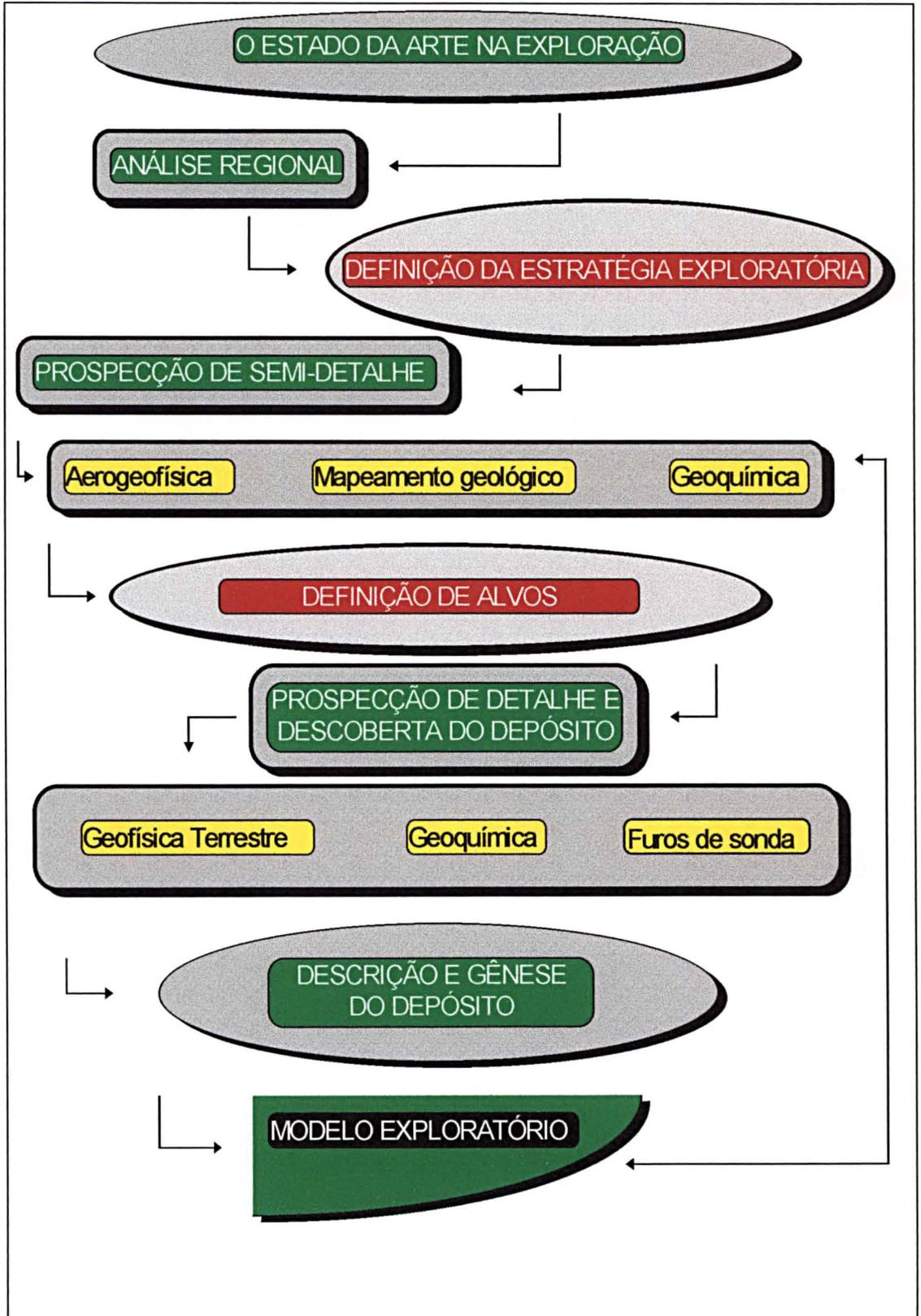
confirmar ou não a presença dos depósitos. No caso de metais-base associados a ambientes geológicos com predomínio de carbonatos, deve-se priorizar a prospecção geoquímica regional, orientada pelo conhecimento geológico prévio, aliados ao tratamento digital de imagens aerogeofísicas e de sensoriamento remoto. Após a identificação de alvos anômalos geoquimicamente, ou pela aplicação da aerogeofísica de alta resolução e fotointerpretação definem-se estruturas geológico/geofísico/geomorfológicas que são seguidos por trabalhos de investigação de subsuperfície por intermédio de métodos indiretos, como os geofísicos de polarização induzida e eletrorresistividade. Se confirmados, os mesmos devem ser perfurados e avaliados em termos de volume, espessura, profundidade e teor, sempre aliados a estudos de mercado. Se os trabalhos conduzirem ao sucesso de uma descoberta, então, a próxima etapa será a cubagem e ensaios tecnológicos de minério, afim de elaborar o método final para a exploração e beneficiamento.

Atualmente, os impactos ambientais e os aspectos sócio-culturais de um empreendimento mineiro devem ser levados em consideração desde a seleção do ambiente geológico até a lavra da mina (Kiyotani, 1998). A sociedade moderna não aceitará mais atividades predatórias, portanto o geólogo exploracionista deve incorporar esta realidade à sua atividade, pois a sociedade estará disposta a arcar com o ônus derivado da proteção ambiental, já que os insumos minerais são essenciais para ela.

### **1.3 MÉTODO APLICADO**

O método aplicado no desenvolvimento deste trabalho considerou a avaliação dos passos obtidos através da prospecção sistemática e seqüencial que culminou com a descoberta do depósito de chumbo e zinco nos metadolomitos da Faixa Itaiacoca, na região de Palmeirinha/Sengés-PR. A principal contribuição do presente trabalho consiste na elaboração do modelo exploratório alimentado através dos dados de prospecção nas etapas de semi-detulhe e detalhe. Para tanto, utilizou-se o método que é apresentado sob a forma de fluxograma da figura 02. O entendimento deste fluxograma requer alguns comentários descritos a seguir:

Figura 02 - Fluxograma do método desenvolvido na área trabalhada.



- **Análise Regional:** consistiu em definir, a partir de dados bibliográficos, qual o nível atual do conhecimento e do desenvolvimento dos programas em exploração mineral para chumbo e zinco em rochas carbonáticas e quais e como as técnicas prospectivas foram empregadas no que tange às faixas móveis proterozóicas. O escuro leste paranaense é formado quase que exclusivamente por faixas Meso e Neoproterozóicas, englobando litologias que podem ser agrupadas em dois grandes complexos litoestratigráficos, como o de Água Clara-Perau-Setuva, portador de mineralizações de chumbo e zinco do tipo *SEDEX* (Perau, Canoas), e o Complexo Capiru-Votuverava-Itaiacoca que incorpora depósitos de metais-base do tipo epigenético (Painel, Rocha, etc.). As jazidas do Perau e Canoas foram amplamente estudadas por Daitx (1996) no Vale do Ribeira (PR/SP). A análise regional levou em consideração os condicionantes geológicos e os sítios geotectônicos favoráveis para depósitos de metais-base, procurando identificar associações litológicas e a escolha de modelos compatíveis com as mineralizações. Também foram importantes as definições das fácies sedimentares e metamórficas, o estilo deformacional, a interpretação estratigráfica, a presença, ou não, de ocorrências e/ou depósitos minerais, como também a seleção de métodos de prospecção.
- **Definição da estratégia exploratória:** de posse dos dados sobre a análise regional, definiram-se atividades que conduziram o programa prospectivo, orientado de maneira eficiente para que não ocorressem investimentos desnecessários. Também foram consideradas técnicas mais simples que favoreceram o sucesso da exploração. Neste sentido, a prospecção e a pesquisa foi realizada em duas grandes fases: a primeira envolveu a prospecção de semi-detalhe em escala 1:25.000, onde selecionou-se alvos, e a segunda consistiu no detalhamento dos mesmos (prospecção de detalhe em escala 1:2.000). Na área objeto deste trabalho, procurou-se adaptar uma estratégia exploratória, definida em função dos baixos recursos disponíveis, realidade da maioria das empresas de pequeno porte que atuam no setor, onde os custos devem ser moldados à capacidade de investimentos dessas empresas, nem por isto subutilizando a tecnologia disponível.

- **Prospecção de semi-detulhe:** consistiu de mapeamento geológico sistemático na escala 1:25.000, onde procurou-se identificar associações litológicas potenciais para conter mineralizações, buscando-se indícios de ocorrências de sulfetos e crostas sílico-ferruginosas (*gossans*), que orientaram a prospecção geoquímica de solos. Coletados os dados, os mesmos foram tratados, integrados e interpretados, gerando informações consideradas suficientes para a delimitação de alvos que foram investigados na prospecção de detalhe. Neste item, incluiu-se o processamento e a interpretação dos dados aerogeofísicos de gamaespectrometria disponíveis, os quais revelaram produtos muito importantes para a análise regional e como técnica de auxílio para a prospecção, quando devidamente integrados aos dados geológicos e geoquímicos.
- **Definição de Alvos:** A seleção de alvos constituiu em uma das etapas mais importantes de avaliação do prospecto Palmeirinha/Sengés. A decisão pela seleção de alvos implica que as etapas precedentes tiveram êxito quanto aos resultados esperados, demonstrando que a densidade, relevância e credibilidade dos dados geológicos, geoquímicos e geofísicos foi de importância fundamental para uma tomada de decisão. A importância desta definição deve estar inserida na estratégia da corporação para alcançar o objetivo mineiro proposto, pois quanto mais se avança no conhecimento, mais alto fica o investimento, apesar do risco diminuir na mesma proporção.
- **Prospecção de detalhe:** empregou-se em um dos alvos selecionados, onde se concentraram as atividades de geoquímica de solos e escavações. Com base nos critérios adotados, ou seja, que tipo de tecnologia seria empregada para se confirmar as anomalias geoquímicas, foram locados furos exploratórios que culminaram com a descoberta do depósito. Posteriormente realizou-se geofísica terrestre, através de pseudo-seções de polarização induzida (IP) e eletrorresistividade que mapearam a continuidade lateral do corpo, possibilitando a implantação de novos furos que confirmaram a extensão da mineralização;
- **Modelo Exploratório:** envolveu a fase final do trabalho, constituindo o objetivo principal desta proposta. Foi construído a partir de dados levantados em todas as etapas até a descoberta do depósito. O modelo descritivo englobou uma

caracterização concisa da litologia hospedeira, minerais de minério, textura/estrutura, mineralogia associada, alterações supergênicas e os controles do depósito. Quanto ao modelo conceitual, enfocou-se as associações litológicas, o ambiente geotectônico, a tectônica formadora e deformadora, a idade, a fonte ou estoque metálico, o mecanismo de transporte/concentração e as condições de preservação da mineralização, além das restrições para a prospecção. Após concluída a descrição do depósito e o modelo conceitual adotado por comparação a outros similares, foi definido os critérios para estabelecer o modelo exploratório para a área pesquisada, baseado na reavaliação de todo trabalho realizado, permitindo identificar se houveram falhas ou omissões no desempenho da prospecção e pesquisa da área de Palmeirinha/Sengés. Esta filosofia de exploração mineral foi testada para depósitos do tipo Palmeirinha ou similares, não impedindo que possa ser aplicada para qualquer outro bem mineral com as devidas adaptações.

## 2 GEOLOGIA E AVALIAÇÃO DO POTENCIAL MINERAL

### 2.1 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

As unidades geológicas do Cinturão Ribeira no estado do Paraná e parte do estado de São Paulo, tem sido objeto de estudos desde o início do século por vários pesquisadores. Na concepção original, coube a Bigarella e Salamuni (1956, 1958a e 1958b) a designação das formações Setuva, Capiru e Votuverava. A primeira foi individualizada através de uma associação litológica composta por orto e paragneisses, muscovita quartzitos, quartzo-muscovita xistos e xistos básicos aflorantes no Anticlinal do Setuva. A segunda, sobreposta à primeira por discordância angular, foi designada para representar um pacote litológico constituído por metadolomitos com estruturas organógenas e subordinadamente por lentes de quartzitos e filitos. A Formação Votuverava foi caracterizada pela presença de um espesso pacote de metassedimentos pelíticos, contendo intercalações de metacalcários calcíticos, quartzitos e metaconglomerados subordinados, em contato tectônico com os metadolomitos Capiru.

A definição da Formação Itaiacoca por Almeida (1957), reuniu basicamente metadolomitos cinza claros com abundantes estruturas estromatolíticas identificadas anteriormente pelo mesmo autor (Almeida, 1944), contendo subsidiariamente metacalcários calcíticos com intercalações de metapelitos, ocupando posição logo acima de quartzitos que seriam basais. Esses metassedimentos perfazem uma faixa com cerca de 180 km de extensão ininterrupta, desde a Serra de Itaiacoca-PR até o vale do Rio Taquari-Mirim-SP, possuindo direção geral NE-SW. Recentemente foi proposto por Souza (1990) e Reis Neto (1994), a elevação da Formação Itaiacoca ao *status* de grupo, onde estes pesquisadores englobaram todos os litotipos aflorantes entre os batólitos de Três Córregos e Cunhaporanga em quatro formações distintas: Bairro da Estiva, que corresponde a Seqüência Abapã de Trein *et al.* (1985), Água Nova, Serra do Macaco e Bairro dos Campos.

Na continuidade dos trabalhos importantes estudos foram sintetizados em Bigarella *et al.* (1967), abordando pela primeira vez o embasamento gnáissico-migmatítico, a elevação ao *status* de Grupo Açungui com empilhamento

estratigráfico da base para o topo nas formações Setuva, Capiçu e Votuverava. Também contribuíram com significativo conhecimento sobre estruturas sedimentares, caracterização das rochas calcárias, recursos minerais, rochas graníticas, formações Camarinha/Guaratubinha, Grupo Castro, intrusivas básicas e alcalinas do Primeiro Planalto Paranaense. A Formação Itaiacoca, para esses autores, seria correlata à Formação Capiçu, tendo em vista a identidade do conteúdo litológico, além de estruturas organógenas, apesar da não continuidade física entre ambas.

Soares (1987) e Soares (1988) englobou todas as formações e grupos do Cinturão Ribeira em complexos e seqüências litoestratigráficas. Os complexos são formados por associações metamórficas que incluem rochas sedimentares, intrusivas e vulcânicas, deformadas por uma tectônica de cavalgamento (Água Clara-Perau-Setuva e Capiçu-Votuverava-Itaiacoca). De outra maneira, as seqüências são constituídas por pacotes sedimentares ou vulcano-sedimentares não metamórficos, separados por discordância e afetados por estruturas da fase distensional rúptil, porém com preservação do empilhamento estratigráfico original (Camarinha-Antinha e Castro-Guaratubinha).

Os complexos metamórficos supracrustais Meso e Neoproterozóicos heterogeneamente deformados, a intensa granitização do final do Proterozóico a início do Paleozóico, a presença de bacias tardi-orogênicas do final do Proterozóico, bem como restos preservados de bacias sedimentares pós-orogênicas Cambro-Ordovicianas, constituem registros de um megaciclo tectônico completo de geração e destruição de margem continental ou de oceano (Soares, 1987 e 1988).

A colisão do Bloco Paraná com vários blocos adjacentes, e o reajuste em torno deles, gerou o sistema transcorrente compressivo. Existe registro de que a colisão continental teve início por volta de 1350 Ma, seguida de outras colisões há 1000, 750-800 e 600 Ma, responsáveis pelo fechamento dos oceanos, que no decorrer do processo atuaram como fases de subsidência litosférica que foram sustentadas por estiramento e separação continental (Formação Perau), colisão arco-continente (Formação Água Clara), estiramento retro-arco (Grupo Açungui),

sobrecarga litosférica (formações Camarinha/Antinha) e relaxamento extensional pós-colisional (grupos Castro e Guaratubinha) (Soares, 1988).

A partir do início do Mesoproterozóico (1900-2000 Ma), um processo de estiramento litosférico ocasionou um rifteamento na margem continental e subsidência com preenchimento da bacia. No decorrer do processo a subsidência atingiu o clímax em um estágio de máxima convergência extensional, levando a margem oceânica a um rifteamento marginal com afluxo de soluções mineralizantes ricas em Ba-Pb-Zn (Cu, Ag, Au) com idades isotópicas Pb-Pb nas galenas em torno de 1400 Ma (JICA, 1983 e 1984). Entre 1200 e 1500 Ma toda a "Seqüência" Perau (Piekarz, 1984) e a Formação Água Clara sofreram deformação com transposição dúctil, promovendo uma zona de deslocamento no embasamento transposto, dobramentos e metamorfismo que atingiu no máximo a fácies anfibolito, zona da estauroлита (6 a 7 kb , 500°C), acompanhados de subducção da litosfera oceânica, formação de arcos vulcânicos, geração de depósitos do tipo SEDEX (Perau/Canoas) (Silva *et al.*, 1982 e Daitx, 1996), associações ferro-manganesíferas e depósitos de barita com magnetita. Esses dados levam a crer que o Grupo Setuva (Perau + Água Clara) foi uma bacia de *back-arc* durante todo o Mesoproterozóico e início do Neoproterozóico, caracterizando um ciclo completo de geração, deformação e fossilização das associações litológicas.

Após a instalação da Bacia Setuva, teve início um soerguimento com discordância erosiva por volta de 1200 Ma. Logo em seguida ocorreu um evento geodinâmico de convergência compressional e colisão arco-continente, causando um estiramento do *back-arc* (Grupo Setuva), proporcionando uma outra tectônica de rifteamento marginal, seguida de subsidência com o início da sedimentação do Grupo Açungui. Associam-se os primeiros registros da glaciação do Neoproterozóico com idades em torno de 900 Ma (Soares, 1988 e Perdoncini & Soares, 1992), geração de magma básico e intrusões na forma de *sills* datados em 1080-1100 Ma (Reis Neto, 1994). Da mesma maneira, começaram a ocorrer a mobilização de fluidos hidrotermais migrando através de pacotes porosos e formando mineralizações de Pb, Zn (Ag), sinsedimentares e epigenéticas em carbonatos basais, cujas datações isotópicas forneceram idades de 850-1050 Ma

(JICA, 1984). O processo de colisão do Bloco Continental Paraná com o arco, ocasionou a elevação das isotermas e o polidiapirismo dos batólitos Três Córregos e Cunhaporanga em torno de 700 Ma, porém gerados em um nível estrutural inferior ao dos cavalgamentos. Estes, por sua vez, estão associados com uma intensa fase rúptil-dúctil com transporte para leste. Este fenômeno causou forte deformação nas rochas do Grupo Açungui, preferencialmente nas zonas de cavalgamento com imbricação tectônica acentuada, metamorfismo fácies xisto verde, zona da clorita, até no máximo da zona da biotita (4 kb, 450°C). Toda essa deformação imposta ao Grupo Açungui levou ao desenvolvimento de foliação filítica e retrometamorfismo superimpostos aos xistos do Grupo Setuva (Reis Neto & Soares, 1987). Devido a outro processo de soerguimento, as seqüências vulcânicas dos arcos magmáticos foram erodidas durante o evento de colisão, sendo responsáveis também pela exposição dos núcleos granodioríticos dos complexos batolíticos Três Córregos e Cunhaporanga, que estavam alojados dentro da infra-estrutura e que hoje correspondem a raízes dos arcos magmáticos.

Os principais elementos geotectônicos do Cinturão Ribeira no Paraná, sul de São Paulo e norte de Santa Catarina são visualizados na Figura 03. Os terrenos alóctones das faixas Apiaí e Itaiacoca, juntamente com os complexos batolíticos alongados de Três Córregos, Cunhaporanga e Agudos Grandes são limitados por zonas de cisalhamento dúcteis com sucessão escalonada e que isolaram a Faixa Itaiacoca (Soares *et al.* 1998). Para Reis Neto (1994), o grupo ou faixa Itaiacoca representa uma colagem de dois blocos continentais, pois os complexos graníticos Três Córregos e Cunhaporanga representam origem a partir de dois mantos subcontinentais distintos, que constituíam diferentes placas continentais e dois arcos magmáticos com histórias evolutivas diferentes. A primeira orogênese registra a colisão dos blocos Curitiba e Paraná, responsáveis pela geração do arco magmático Cunhaporanga. Com a continuidade dos esforços compressoriais ocorre um rompimento do Bloco Curitiba e conseqüente subducção com geração do arco magmático Três Córregos. Neste caso a Faixa Itaiacoca seria uma bacia de intra-arco. Outros modelos geotectônicos para o Cinturão Ribeira foram propostos por Chiodi Filho (1984), Hasui (1986), Campanha *et al.* (1987) e Fassbinder (1996).

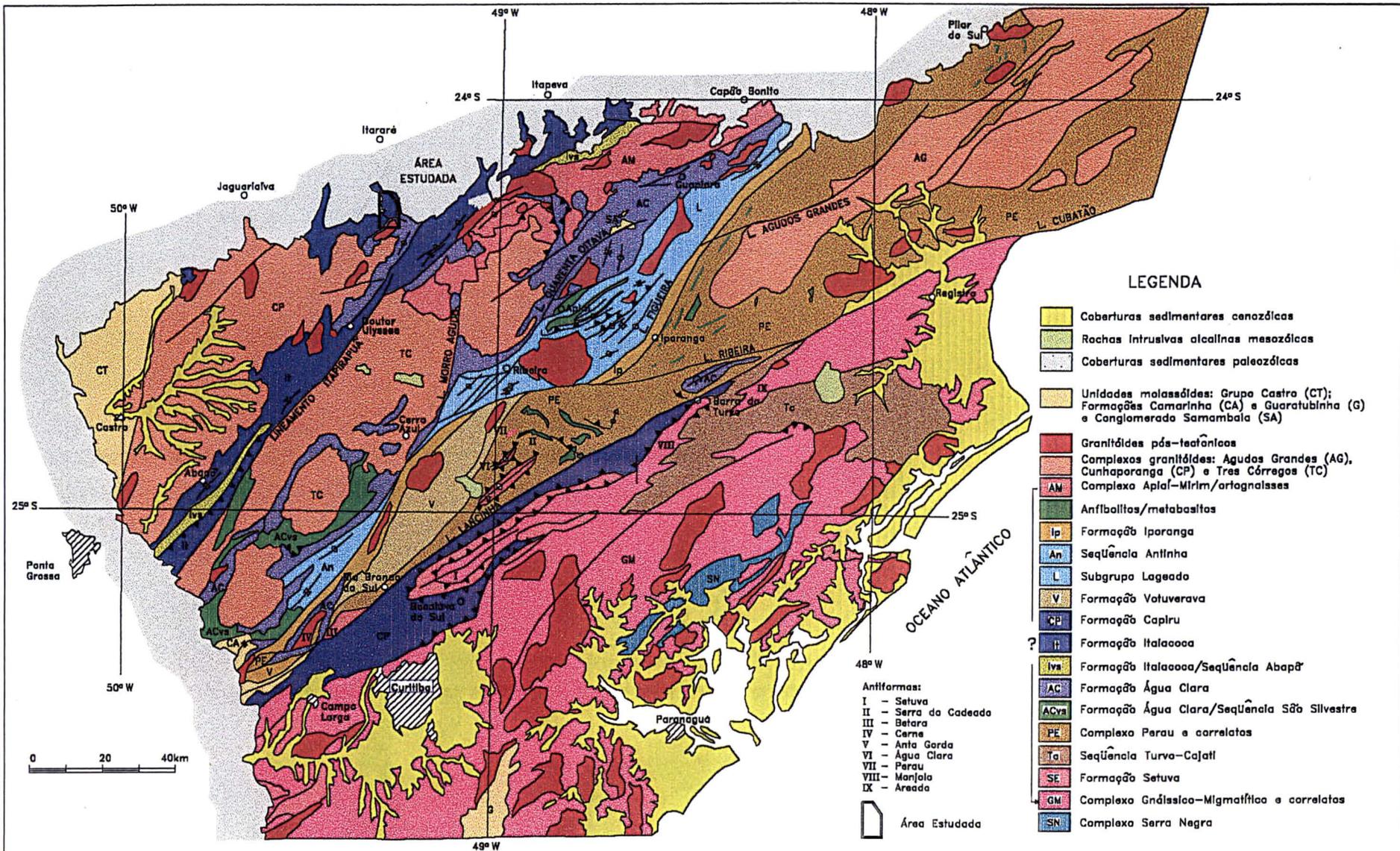


Figura 3 - Distribuição das unidades litoestratigráficas das porções sul do estado de São Paulo e leste do estado do Paraná, indicando a área estudada (modificado de Daix, 1996, com base em Campanha, 1991; Biondi et al. 1989 e Chiodi Filho, 1984).

## 2.2 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

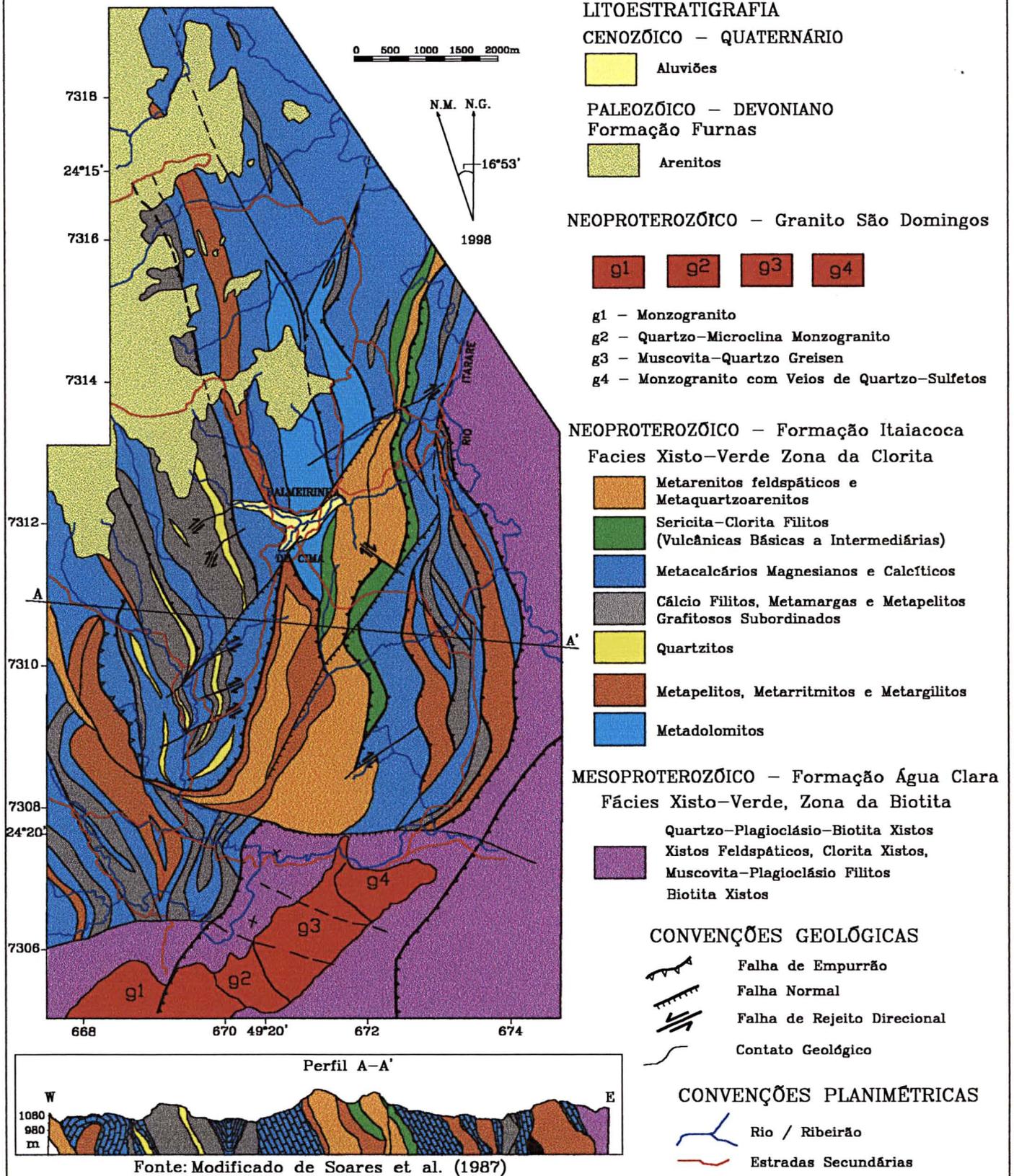
As várias unidades litoestruturais da Faixa Itaiacoca na região de Palmeirinha/Sengés-PR situam-se a norte do Complexo Granítico Cunhaporanga, a oeste da Falha de Itapirapuã e na borda leste da Bacia Sedimentar do Paraná (figura 04). Estas unidades foram mapeadas por Soares *et al.* (1987) e agrupadas de acordo com seu conteúdo litológico, características primárias, metamorfismo e deformações associadas. Neste sentido, foi possível caracterizar três unidades fortemente deformadas e metamorfasadas na fácies xisto verde, desde a zona da clorita até a zona da biotita, cujas deformações incorporam feições dúcteis até rúpteis em sistemas de cavalgamentos, empurrões, transcorrências e falhamentos normais, sempre com dobramentos associados. Todo este conjunto representa idades que variam do Meso ao Neoproterozóico, com intensa granitogênese associada aos estágios finais de evolução do escudo leste paranaense. Um destes corpos graníticos, denominado São Domingos, aflora na área de estudo e representa a quarta unidade mapeada. Superposta discordantemente aos metassedimentos proterozóicos e ocupando a porção NW da área, ocorre a Formação Furnas da Bacia do Paraná, representada predominantemente por arenitos, e que não foi objeto de estudos no presente trabalho.

As três unidades litoestratigráficas englobam litologias formadas por xistos a quartzo, plagioclásio e biotita, metassedimentos pelito-carbonáticos e aquela representada por metaquartzoarenitos, metarenitos feldspáticos e intercalações subordinadas de filitos vulcanogênicos, similares aos descritos em Trein *et al.* (1985) na parte sul da Faixa Itaiacoca. O Granito São Domingos apresenta composição monzogranítica predominante, sendo constituído por quatro fácies bem definidas. Todas estas unidades são vistas na figura 04.

### 2.2.1 Unidade de xistos quartzo-feldspáticos com biotita

As litologias da unidade de xistos quartzo-feldspáticos constituem corpos espessos de sericita-biotita-feldspato-quartzo xistos, intercaladas por zonas com pouco quartzo até clorita xistos magnéticos e muscovita-plagioclásio filitos. Estas litologias afloram nas partes leste e sul da área mapeada (figura 04), conformando

FIGURA 04 - MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE PALMEIRINHA (SENGÊS, PR)



pacotes muito homogêneos, passíveis de serem confundidos com metarcósios devido a sua composição eminentemente quartzo-feldspática a nível de afloramentos naturais. Porém, onde estes pacotes foram amostrados por testemunhos de sondagens em profundidades superiores a 50 metros, percebe-se uma diferença marcante com relação aos correspondentes em superfície. Quando intemperizados, tais litotipos mostram colorações castanha, cinza clara, creme e esbranquiçada, onde se observam quartzo e feldspatos caolinizados, aspecto maciço e pulverulento. Nas partes mais frescas, a coloração é geralmente cinza escura e esverdeada com preservação da xistosidade principal dada pela isorientação de filossilicatos com biotita e feldspato/quartzo estirados.

Petrograficamente, as rochas desta unidade exibem texturas granolepidoblástica, lepidoblástica inequigranular e granoblástica cataclástica. A textura granolepidoblástica mostra cordões e lentes delgadas lepidoblásticas que envolvem de maneira anastomosada cristais sigmoidais ou agregados de feldspato e quartzo, onde localmente este *fabric* é cortado por fraturas e micro-falhas quase transversais, na maioria das vezes preenchidas por quartzo. A granulometria é geralmente fina a média, onde os cristais maiores raramente ultrapassam 1 mm de comprimento. A mineralogia predominante é formada por quartzo, plagioclásio (oligoclásio), biotita-clorita e muscovita-sericita. Como acessórios identificou-se microclínio, epidoto, opacos e os traços são representados por apatita, zircão, titanita, turmalina e carbonato.

O plagioclásio (oligoclásio sódico e albita) encontra-se intensamente saussuritizado e algumas vezes pintalgado por sericita, apresentando localmente lamelas de geminação encurvadas, com sinais de dissolução e recristalização, além de constituírem cristais oclares a sigmoidais poiquilíticos a límpidos em alguns casos. Em raras situações apresentam geminações nítidas, sendo observado intercrescimento com quartzo (mimerquita) e algumas vezes com feldspato potássico. O microclínio mostra-se sericitizado e com formas alongadas e orientadas com geminação em grade, não muito nítida, e com vários cristais pertíticos associados em extinção ondulante. Já o quartzo ocorre sob a forma de cristais arredondados ou pequenos agrupamentos de cristais poligonais envolvidos

por filossilicatos, às vezes exibindo extinção ondulante fraca a forte, acompanhada ou não de nova “fase” de recuperação e recristalização (figura 05A).

Em muitas seções delgadas a biotita mostra-se cloritizada e ocorre sob a forma de pequenos cristais tabulares a irregulares, disposta de maneira anastomosada em trilhas e/ou filetes difusos através dos clastos de quartzo e plagioclásio. O epidoto forma pequenos cristais dispersos, com formas tabulares a irregulares, enquanto o zircão está representado por cristais bem arredondados e a titanita ligeiramente leucogenizada, ao passo que a turmalina exibe cristais com cor castanho esverdeado, em um caso com núcleo azulado (figura 05B). Os opacos estão oxidados e dispostos como cordões associados aos leitos de filossilicatos em trilhas bem orientadas. A apatita apresenta cristais fragmentados ou não, mostrando-se arredondada em alguns locais. Os carbonatos, quando presentes, aparecem em agregados lenticulares concordantes, cristais intersticiais de dimensões diminutas, isolados ou concentrados em fraturas, onde exibem tamanhos maiores (figura 5B).

O grau metamórfico é caracterizado pela neocrystalização em regime progressivo na zona de estabilidade da biotita, contemporaneamente ao desenvolvimento da xistosidade principal. Em uma segunda fase, houve metamorfismo retrógrado na zona da clorita, associado à segunda foliação. A muscovita fina e a sericita aparentam corroer o plagioclásio e substituir a biotita, sendo que desta restam apenas algumas palhetas parcialmente ou não cloritizadas, sugerindo que as condições metamórficas atingiram graus mais elevados do que o representado pela atual paragênese.

As características deformacionais e metamórficas indicam o registro de dois ciclos tectono-termiais de grande intensidade na sua evolução: um primeiro com pressões e temperaturas superiores a 5kb e 400°C (metamorfismo progressivo) e um segundo com 3kb e 300°C (retrometamorfismo). Ocorreu ainda um terceiro evento associado com dobras irregulares, não harmônicas, nem holomórficas, associadas a falhas que dispersam os polos das duas foliações.

As feições estruturais mais destacadas são formadas por foliações e lineações. A foliação mais evidente é dada por uma xistosidade com o

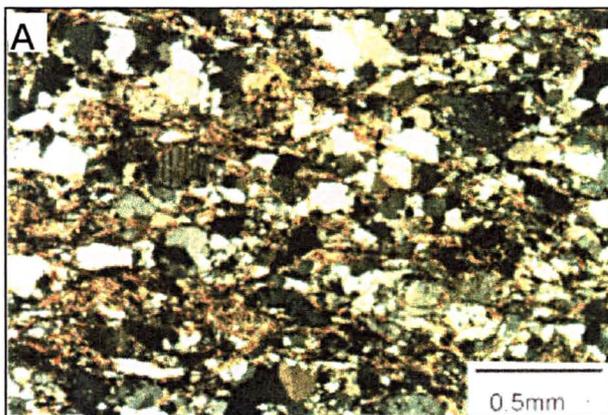
desenvolvimento de filmes de sericita, clorita, quartzo, biotita e feldspatos cataclasados, formando zonas com intensa foliação recobertas por escamas de sericita. A lineação que ocorre nesta xistosidade é formada pelo elemento linear “b”, indicando tratar-se de interseção de duas foliações, embora o alongamento dos minerais aparente uma lineação de estiramento mineral.

Em níveis delgados da segunda foliação, a qual é bem marcada pela presença de cordões de opacos, clorita e sericita, as deformações indicam transporte associado com foliação de cisalhamento, obliterando em algumas partes a foliação precedente, especialmente no contato entre os xistos e os metassedimentos pelito-carbonáticos, dado pela falha do Rio Itararé (Soares *et al.* 1987), com acentuada característica cataclástica. Neste local foi possível identificar o transporte da unidade para leste.

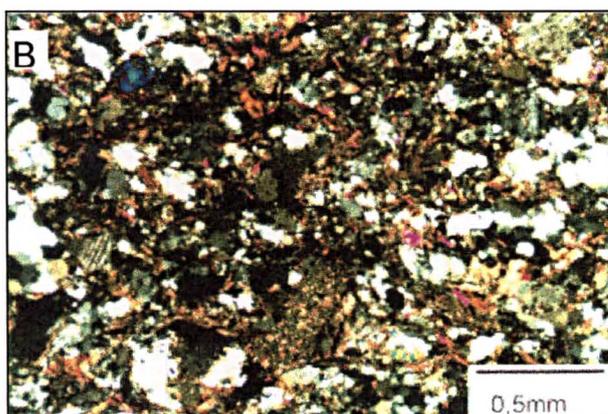
Em um dos furos de sondagem (SR-02/147,53m), o testemunho representa as rochas xistosas com forte foliação marcada pela isorientação de filossilicatos em cordões descontínuos e trilhas que se dispõem de maneira a envolver grãos ligeiramente elípticos a fusiformes ou lenticulares de feldspatos e agregados de quartzo. Também contribui com esta estruturação os opacos que se dispõem em agregados pulverulentos ou de pequenos cristais, de forma lenticular ou em trilhas. Estas formas são normalmente assimétricas, sugerindo forte atuação de deformação não coaxial em condições de metamorfismo na fácies xisto verde. Outro aspecto marcante é a disposição do quartzo nas zonas de sombra de pressão dos feldspatos (figura 05C).

Os dados coletados na área trabalhada, não permitiram a classificação genética da referida unidade ou da rocha pretérita, já que as informações, tanto em afloramentos como em seções delgadas sugerem uma interpretação dúbia. Muitos aspectos mineralógicos aliados às feições micro-texturais e estruturais não apontam categoricamente para a origem sedimentar ou vulcano-clástica, uma vez que uma rocha ortoderivada de composição granodiorítica a tonalítica ou mesmo litologias tectonizadas do embasamento granito-gnáissico, forneceria um *fabric* e mineralogia idênticos ao descrito anteriormente. Porém, uma inspeção de afloramentos e perfis de campo em direção à leste, e em porções fora da área de

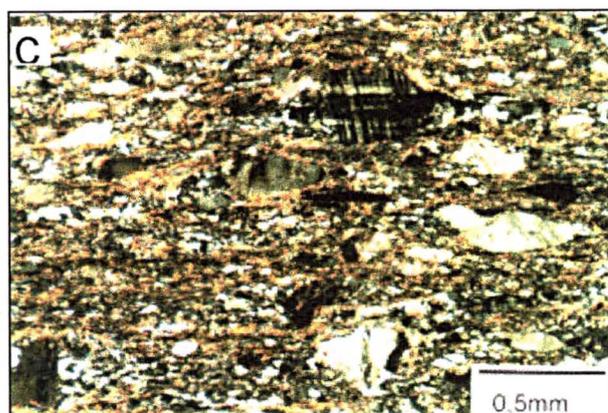
**Figura 05** Imagens micrográficas da unidade de xistos quartzo-feldspáticos representados por metagrauvacas.



A - Muscovita-oligoclásio-quartzo xisto de metagrauvaca exibindo cristais de quartzo levemente arredondados ou pequenos agrupamentos de cristais poligonais envolvidos por micas. O plagioclásio é representado por oligoclásio e albita. 40x, N+.



B - Metagrauvaca constituída por muscovita, microclínio, biotita, quartzo e plagioclásio (albita). 40x, N+.



C - Xisto quartzo-feldspático mostrando uma matriz fina isorientada por filossilicatos (muscovita fina, sericita e clorita) que envolvem cristais de quartzo e microclínio. Furo SR-02 - 147,53m, 40x, N+.

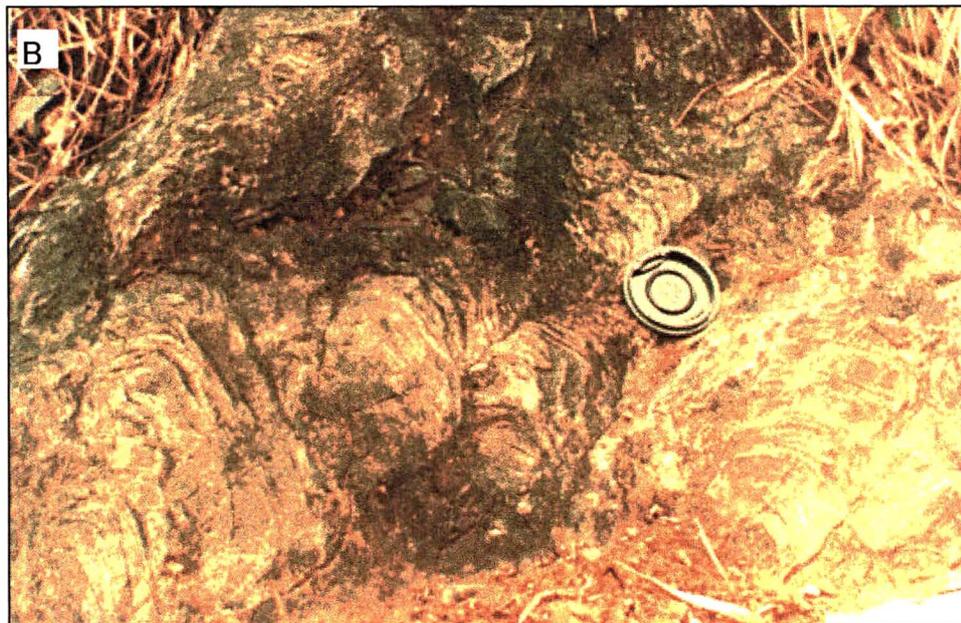
estudo, permitiu identificar que as implicações genéticas desta unidade parecem ser compatíveis com a composição indicadora de protolitos formados por grauvacas, ou arenitos imaturos em sistemas de leques submarinos em suas partes intermediárias, onde ocorrem arenitos maciços e gradacionais para pelitos pouco carbonosos com empilhamento retrogradacional. Todo este conjunto parece ser representativo de seqüência terrígena turbidítica. Neste local há repetição cíclica de corpos métricos de xistos quartzo-feldspáticos esbranquiçados gradando para camadas de biotita-clorita xistos avermelhados e sericita xistos cinzentos em contato abrupto, às vezes oblíquo, paralelo a subparalelo à foliação principal, com o pacote lateral. Os mergulhos são para leste, verificando-se a posição normal da seqüência estratigráfica e dos pacotes maciços predominando no sentido da base; isto é, nos xistos quartzo-feldspáticos aflorantes na parte leste da área mapeada.

### **2.2.2 Unidade metassedimentar pelito-carbonática**

O contexto litológico desta unidade é representado, no sentido amplo, predominantemente, por espessa seção metapelito-carbonática. As variações dos metapelitos incorporam litotipos como metassiltitos, metarenitos finos, metaquartzoarenitos, metapelitos grafitosos, metargilitos e metarritmitos. Os pacotes formados pelos carbonatos incluem metadolomitos, metacalcários magnesianos a calcíticos, metalamitos carbonáticos, metacalcários micríticos, metadolarenitos, metamargas carbonosas e rochas cálciossilicatadas. Todo este conjunto aflora continuamente na área mapeada e compreende corpos imbricados, lenticularizados e alongados na direção preferencial N-S, na porção leste, e N-NW na parte oeste. Nos contatos e próximo deles, ocorrem zonas com intenso desenvolvimento da foliação e também metamorfismo dinâmico mais pronunciado (figura 06A), enquanto internamente há pouca deformação e metamorfismo muito fraco a incipiente, permitindo a identificação de estruturas primárias como estromatólitos hemiesferoidais (figura 06B).

Os estudos petrográficos dos níveis pelíticos mostraram texturas blasto-psamo-pelíticas ou granolepidoblásticas e lepidoblásticas, algumas vezes mal desenvolvidas ou com domínios lenticulares e granulares. A granulometria

**Figura 06** Imagens de metacalcários magnesianos com intensificação da foliação tectônica (A); e preservação de estruturas sedimentares formadas por estromatólitos hemiesferoidais (B).



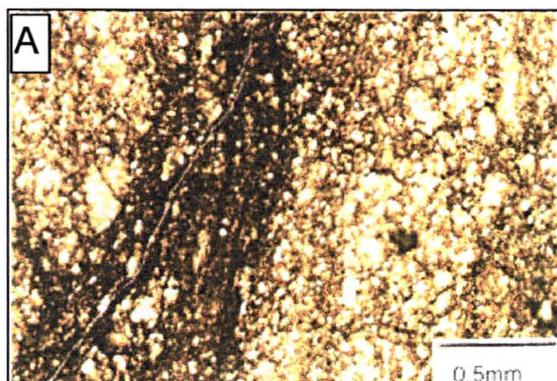
geralmente é fina a finíssima, porém com clastos que dificilmente ultrapassam 0,7 milímetros de comprimento. Os minerais predominantes são quartzo e sericita, como acessórios aparecem minerais opacos, albita e clorita, além de traços de zircão, turmalina, biotita e, em alguns casos, carbonatos e pseudomorfos de feldspatos.

Na maioria dos casos o par quartzo + sericita chega a compor mais de 85% da rocha, constituindo leitões submilimétricos mais ricos, ora em quartzo, ora em sericita, os quais se alternam em laminação rítmica (figura 07A). Em outros casos este bandamento não é visível, ressaltando-se apenas uma clivagem ardosiana regularmente distribuída e desenhada pela orientação da sericita. Também aparecem minúsculas lentes de quartzo bem alongadas e orientadas, onde são observadas evidências de dissolução e recristalização, gerando domínios granulares policristalinos muito finos, e por outra maneira, dispersos entre os filossilicatos. Em muitas lâminas delgadas ocorre sericita dispersa por todos os quadrantes, porém exibindo leve orientação, sendo que nos domínios granulares é ligeiramente mais grosseira, dispendo-se intersticialmente sem exibir nítida orientação, com cristais irregularmente distribuídos (figura 07B). Já em outras lâminas a sericita é muito bem orientada em bandamento rítmico (figura 07C).

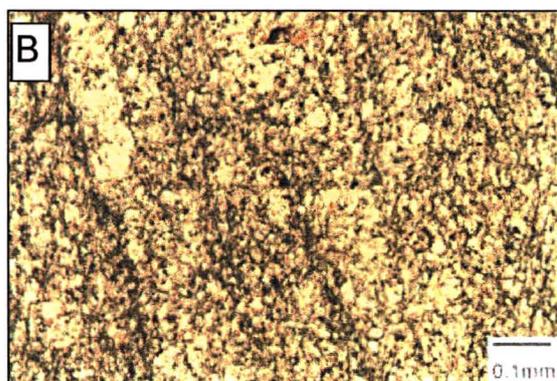
A albita chega atingir 15% em algumas lâminas, raramente exibindo geminação e aparenta ser detrítica ou neoformada durante o metamorfismo regional. O feldspato (microclínio) mostra ou não geminação em grade e provavelmente seja detrítico. Os minerais opacos estão representados principalmente por leucoxênio e hidróxidos na forma de cordões ou filetes delgados em superfícies contínuas e descontínuas (figura 07D). Também aparecem goethita e hematita como minúsculos cristais. A clorita ocorre raramente e algumas vezes concentra-se em fraturas, onde pequenos cristais com tendência a formar porfiroblastos poiquilíticos parcialmente oxidados, sugerem que a mesma tenha sido formada a partir da biotita.

A turmalina ocorre em minúsculos prismas de origem metamórfica, enquanto o zircão forma pequenos cristais bem arredondados e eventualmente cobertos por película de hidróxidos. A biotita aparece como palhetas dispersas, com tendência a formar porfiroblastos poiquiloblásticos, estando raras vezes intercrescida com a

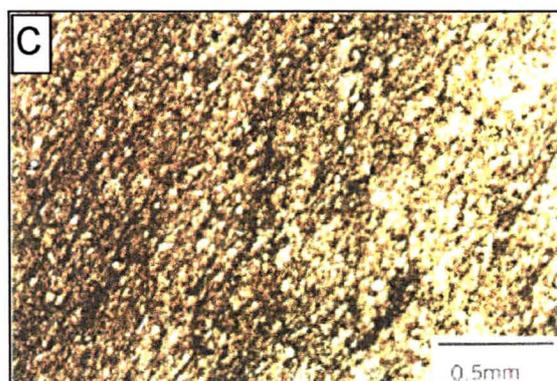
**Figura 07** Imagens micrográficas dos níveis pelíticos da unidade metassedimentar pelito-carbonática.



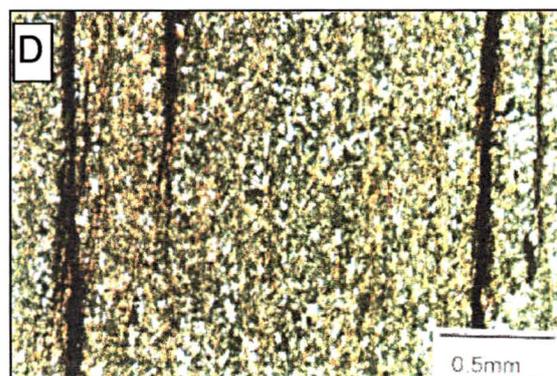
A - metargilite siltoso finamente laminado com intercalação de leitos mais ricos em quartzo (tons claros) e outros mais ricos em sericita e opacos (tons escuros) com tênue foliação paralela ao bandamento. 40x, N//.



B - metargilite siltoso constituído predominantemente por quartzo, sericita fina e cordões de opacos distribuídos em bandamento difuso e uma clivagem ardosiana mal definida. 100x, N//.



C - Metalamito ou metasiltito argiloso mostrando uma clivagem ardosiana mais pronunciada. 40x, N//.



D - Metalamito argiloso exibindo clivagem ardosiana com domínios lenticulares e trilhas contínuas e descontínuas de opacos paralelos à clivagem. 40x, N+.

sericita ou formando bandas muito finas em contraste com o restante da rocha, a qual é formada quase que exclusivamente por sericita, com passagem gradacional entre os dois domínios. Os carbonatos existentes em algumas lâminas formam pequenos cristais alongados e arranjados em trilhas e lentes orientadas.

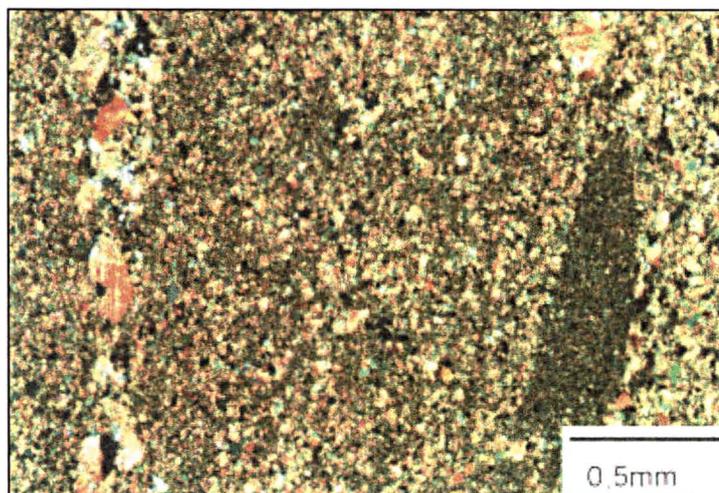
A petrografia dos metadolomitos revelou textura granoblástica denteada inequigranular, granoblástica sacaroidal orientada e cataclástica. A granulação é geralmente fina a média, eventualmente com clastos de até 6,0mm nos termos brechados. Dependendo da composição, a rocha pode apresentar maior ou menor quantidade de quartzo que varia de 5 a 70%. Como acessórios e traços ocorrem opacos, albita e apatita.

Os carbonatos predominam na maioria das rochas, sendo muitas vezes compostos por calcita e dolomita. Os domínios constituídos por dolomita apresentam relevo maior e granulação mais fina, formando bandas intercaladas por calcita. Esses domínios são lenticulares ou difusos, normalmente orientados, originando uma certa foliação na rocha, cujas dimensões são milimétricas. A calcita exibe granulação maior e concentra-se em veios que podem ser concordantes ou não com a orientação mencionada. Normalmente ocorre recristalização, geminação encurvada e extinção ondulante, e muitas vezes os carbonatos ocorrem sob a forma de cristais minúsculos ou remobilizados, dispostos em domínios discordantes e mais raramente concordantes. Os carbonatos maiores localmente englobam carbonatos romboédricos, sugerindo a presença de calcita remobilizada e dolomita mais antiga (figura 08).

Em algumas lâminas delgadas o quartzo ocorre sob a forma de agregados policristalinos poligonais com ou sem intercrescimento de carbonatos, depositados em zonas de tração associados a veios e alguns grãos irregulares isolados que podem ser detríticos. O quartzo também ocorre como material fino recristalizado, remobilizado com granulação mais grosseira e como clastos. Estes clastos, muitas vezes, possuem formas mais ou menos equidimensionais com contornos corroídos e exibindo extinção ondulante com grau variável de recuperação e recristalização, principalmente nas bordas. Outro aspecto marcante é a presença de vários grãos

de quartzo com faces retas ou ligeiramente curvas, ou irregulares com terminações em ângulos que sugerem preservação de formas euédricas.

**Figura 08** Imagem micrográfica de metacalcário dolomítico exibindo uma foliação com domínios de granulometria mais fina compostos por cristais de dolomita e veios de granulação mais grossa paralelos ao bandamento que é constituído por calcita e subordinadamente quartzo. O clasto de tonalidade mais escura é composto basicamente por dolomita finamente recristalizada. 40x, N+.



A albita foi notada apenas em uma lâmina e ocorre como alguns cristais dispersos pela rocha, entre os carbonatos. Da mesma forma que a albita, a apatita foi encontrada em uma rocha metacalcária com infiltração de material quartzo-feldspático, onde alguns cristais pequenos estão dispostos na borda de um remobilizado quartzoso e feldspático. Nas lâminas estudadas os opacos são muito freqüentes, onde são representados por sulfetos, leucoxênio e hidróxidos, que aparecem dispersos ou concentrados em filetes concordantes e discordantes. Alguns cristais maiores englobam outros minerais romboédricos de carbonatos. Em algumas zonas de tração, os opacos chegam a constituir cristais milimétricos intercrescidos com lamelas de carbonatos e arranjados de modo a desenhar romboedros que englobam quartzo euédrico, sugerindo substituir cristais de dolomita. Freqüentemente, os opacos estão alongados segundo a direção geral da

rocha. Outras características destes minerais serão discutidas no capítulo 5 (Descrição do Depósito).

O metamorfismo regional dinamotermal nesta unidade é compatível com a fácies xisto verde, zona da clorita, podendo em alguns casos atingir a zona da biotita. Um fato marcante nesta unidade, foi a não detecção de retrometamorfismo, o qual é visível somente na unidade de xistos a plagioclásio e biotita.

As estruturas tectono-metamórficas são mais nítidas nos níveis pelíticos, sempre observando-se foliação metamórfica com transporte associado, subparalelo a laminação sedimentar. Em algumas zonas com intenso desenvolvimento da foliação filonítica, as características originais da rocha desaparecem e, em outras, é quase imperceptível a existência de transporte com metamorfismo associado. Nestes planos da foliação de cisalhamento concentram-se sericita fina e opacos achatados. Nos micrólitos, além deste minerais, aparecem albita, apatita, quartzo e opacos granulares, com progressivo achatamento nas bordas dos micrólitos, refletindo as observações de campo.

No interior dos pacotes litológicos, onde a atuação da foliação de cisalhamento é menos intensa, notou-se o desenvolvimento de uma foliação dada pela isorientação de filossilicatos sempre paralela a subparalela a um bandamento composicional ou laminação sedimentar. Nesta foliação sempre observou-se indicações de transporte tectônico, representadas por suave obliquidade nos contatos gradacionais (So//Ss) e abruptos (Sc). Nos pacotes mais arenosos intercalados por metassiltitos, aparecem texturas laminadas a maciças, onde na laminação tectônica os planos são anastomosados com neocrystalização de sericita. Em alguns pontos observa-se a segunda foliação, muito tênue e representada por uma clivagem ardosiana, mais visível nos pelitos, onde os planos são sedosos devido a presença de sericita fina, normalmente oblíqua, em ângulos variáveis, com a foliação principal.

Os metacalcários exibem laminação tectônica e sedimentar, a primeira interrompe obliquamente a segunda, indicando transporte tectônico em seus planos. Os bancos mais espessos de carbonatos foram mais preservados da deformação, especialmente na parte oeste, onde estão mais foliados tectonicamente somente

próximos às intercalações filíticas. Na faixa leste e sul-sudoeste, os planos tectônicos são mais cerrados com freqüentes dobras-falhas (figura 09). Estas estruturas ocorrem em metacalcários dolomíticos a silicosos, são fechadas e assimétricas, mostrando foliação plano axial. As medidas indicaram transporte horário em torno de um eixo com mergulho entre 10 e 15° para norte, ou cavalgamento para leste.

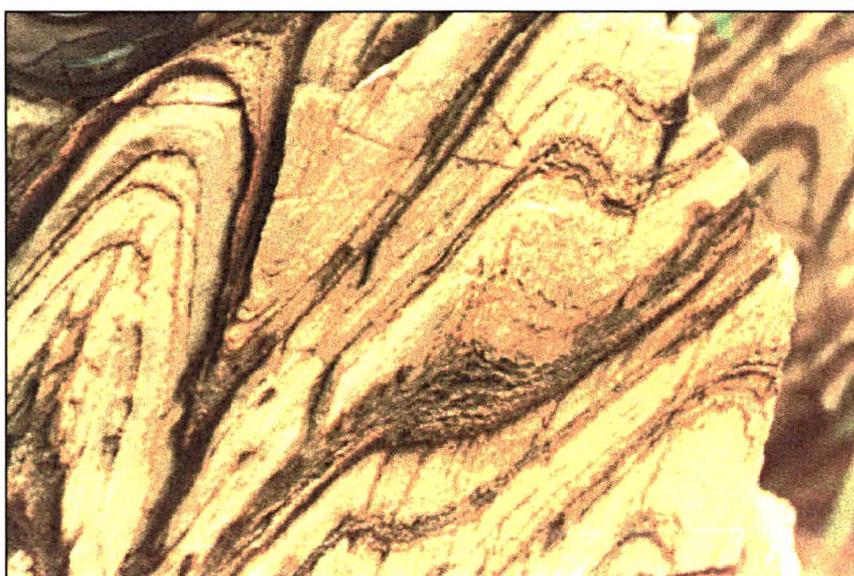
Os corpos carbonáticos ocorrem praticamente toda a área mapeada. Os metadolomitos concentram-se mais na parte centro-norte e são representados por corpos lenticulares, orientados a N-NW e intercalados nos metacalcários magnesianos, são cinza claros a esbranquiçados, foliação espaçada, granulação fina a muito fina e bastante silicosos com veios de quartzo dispersos. Os metacalcários calcíticos a magnesianos são cinza escuros, micríticos e laminados com intercalações de metapelitos grafitosos da mesma cor. Estes metacalcários ocorrem mais na parte leste, sul, sudoeste e oeste da área, associando-se também metassiltitos, metarenitos finos, metamargas, metacalcarenitos e metadolomitos róseos subordinados.

O conjunto carbonático que aflora na porção centro-oeste da área estudada aparentemente foi menos afetado pela deformação, pois se observa a presença de espessos bancos de metadolomitos com estromatólitos entre planos tectônicos espaçados, são formados por hemiesferóides com lâminas contínuas empilhadas em colunas com cerca de 20 cm de diâmetro maior, mostrando seção elíptica devido à deformação. Na porção leste, estas estruturas estromatolíticas não foram observadas, talvez devido ao incremento da deformação.

Estes bancos de metacalcários com estromatólitos transicionam no sentido do topo para um intercamamento métrico ou ligeiramente menor de metassiltitos, metadolofilitos a metadolomitos. No sentido da base, gradam para metacalcarenitos ou metadolarenitos até metaquartzoarenitos finos. Esta sucessão revela origem por sedimentação litorânea dominada por ondas, passando para plataforma carbonática e calciolítica, correspondendo a uma seqüência transgressiva completa.

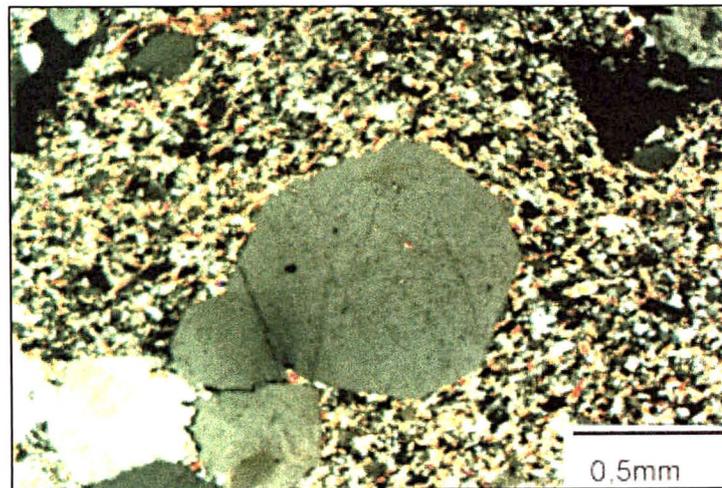
Em vários da unidade carbonática foram encontrados afloramentos sob a forma de blocos erráticos de metasubvulcânicas ácidas submetidas a metamorfismo

**Figura 09** Imagens mostrando metacalcários dolomíticos silicosos com planos tectônicos cerrados e freqüentes dobras-falhas.



na fácies xisto verde, zona da clorita. A textura deste litotipo é blastoporfírica, sendo constituída por cerca de 70% de matriz e 30% de porfiroblastos. Na matriz a granulometria é inferior a 0,1 mm, enquanto os pórfiros atingem cerca de 3,0 mm. Os fenocristais são idiomórficos a irregulares de quartzo, plagioclásio totalmente sericitizado e ortoclásio imersos em matriz composta basicamente por quartzo e sericita com algum feldspato potássico e possivelmente albita. A sericita da matriz apresenta-se bem a mais ou menos orientada, em algumas micro-zonas de cisalhamento e sobre pseudomorfos de plagioclásio. A nível de afloramentos, a rocha apresenta cor bege esverdeada com presença de quartzo bipiramidal que também são visíveis na lâmina delgada (figura 10). Os aspectos mineralógicos e petrográficos permitem que a rocha seja interpretada como um metaquartzo pórfiro ou metariolitos, possivelmente de composição 3b de Streckeisen.

**Figura 10** Imagem micrográfica de um porfiroblasto de quartzo bipiramidal imerso em uma matriz constituída basicamente por sericita mais ou menos orientada de metaquartzo pórfiro ou metariolito. 40x, N+.



### 2.2.3 Unidade de metarenitos feldspáticos e metavulcânicas

Este conjunto litológico aflora continuamente na parte central da área, sustentando o relevo mais elevado, constituindo duas cristas orientadas nas direções N-S e N-NE. Foi denominado informalmente de unidade Serra dos Cochos em Soares *et al.* (1987). As litologias predominantes são formadas por espessos

pacotes de metarenitos com até 20% de feldspatos, os quais são intercalados por lentes de metaquartzarenitos e mais raramente metassiltitos e sericita filitos cinza escuros a esverdeados, de granulometria muito fina. Os afloramentos típicos destas rochas são vistos na figura 11A.

Nas encostas da Serra dos Cochos ocorrem rochas consideradas de origem vulcânica básica a intermediária, estando representadas por clorita filitos e sericita-clorita filitos com alto grau de intemperismo, geralmente esverdeadas e cristalinidade fina (figura 11B). A espessura aparente destes corpos gira em torno de 100 metros. Nestas rochas é muito comum a presença de vesículas e amígdalas preenchidas por quartzo, feldspato, carbonato e material amarelo ocre. Estas cavidades encontram-se intensamente estiradas junto ao plano da foliação principal, dada pela isorientação da clorita e da sericita. Devido a alteração, não foi possível confeccionar lâminas delgadas para estudos petrográficos.

Os metarenitos feldspáticos apresentam granulometria média a grossa. Nas partes basais ocorrem níveis de metaconglomerados oligomíticos com seixos de quartzo. Algumas estruturas sedimentares estão preservadas e constituem-se de estratificações cruzadas de pequeno porte.

A deformação desta unidade é caracterizada por intenso anastomosamento de planos tectônicos (Sc), com leve estiramento do quartzo, causando foliação cataclástica em alguns níveis. Em algumas lentes tectônicas são freqüentes foliação sigmoidal interna (Ss) com lineações de interseção. Nestas estruturas, onde foi possível obter medidas de deslocamento, todas indicaram transporte para leste. Posteriormente, estes planos foram afetados por dobramentos e falhamentos que geraram a foliação heterogênea observada.

A falta de estudos petrográficos não permitiu a definição das relações texturais e mineralógicas para fins de quantificação do metamorfismo. Porém, a mineralogia relativamente simples e a presença de sericita, apontam para um metamorfismo na fácies xisto verde inferior.

Em função dos poucos dados, foi difícil caracterizar os processos e os ambientes de sedimentação. No entanto, a espessura dos corpos e a má seleção dos sedimentos em algumas partes, aliados a ausência de pelitos, especialmente na

**Figura 11** Imagens de metaquartzarenitos e metarenitos feldspáticos subordinados (A) e metavulcânicas representadas por clorita filitos amigdaloidais (B) que ocorrem na Serra dos Cochos.



parte basal, sugerem depósitos por correntes em canais de rios anastomosados. Por outro lado, a gradação para pacotes com intercalações pelíticas e carbonosas indicam atuação de ambiente marinho, onde, provavelmente, associou-se um sistema de leques deltáicos.

As relações estratigráficas entre os três corpos de metarenitos mapeados nesta unidade, também foram prejudicadas pela pequena disponibilidade de bons afloramentos ou pelos contatos encobertos por sedimentos recentes. Porém, onde foi observado, o contato é feito por falha com discordância estrutural que pode ser atribuída a resistência diferencial à deformação. A indicação de discordância estratigráfica com a unidade metapelito-carbonática pode ser explicada pela existência de conglomerado na parte basal da unidade, pelo posicionamento do contato com diferentes litologias e também pela orientação geral dos corpos levemente oblíquos em relação as demais associações litológicas. Entretanto, estas mesmas feições interpretadas como discordância estratigráfica, podem ser atribuídas ao transporte por falhas de cavalgamento.

#### **2.2.4 Unidade granítica (Granito São Domingos)**

O Granito São Domingos ocorre no extremo sul da área mapeada, compreendendo um corpo de forma aproximadamente trapezoidal com eixo maior alongado na direção NE-SW, subconcordante com a estruturação das encaixantes, representadas pela unidade de xistos quartzo-feldspáticos. O maciço granitóide, atinge, em média, dimensões da ordem de 4,0 km de comprimento por 1,0 km de largura e foi primeiramente descrito por Soares *et al.* (1987).

A rocha granítica apresenta composição monzogranítica e é constituída por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita; como traços ocorrem zircão, apatita e opacos. No sentido de SW para NE o corpo mostra uma intensificação gradativa dos processos de alteração hidrotermal, constatados pela ocorrência de zonas cada vez mais greisenizadas. Estas zonas foram separadas em mapa e nomeadas de g1, g2, g3 e g4, as quais correspondem a divisão faciológica do granito.

Macroscopicamente, a fácies g1 é constituída por rocha não alterada hidrotermalmente, hololeucocrática de cor rosa a vermelho carne, estrutura maciça, levemente cataclástica, granulação fina a média e textura granítica porfirítica. A composição mineralógica é quase que exclusivamente representada por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, pouca biotita e epidoto. Em vários locais são observadas dissoluções orientadas segundo planos de fraturas, as quais são preenchidas por quartzo e hidróxidos.

A fácies g2 é caracterizada por processos de alteração hidrotermal em alguns locais, com acentuada potassificação apresentando textura inequigranular e granulação fina, brechada e porfiróides de feldspato potássico com abundantes bolsões centimétricos de quartzo leitoso.

A alteração hidrotermal da fácies g3 é diagnosticada pela presença marcante de muscovita, quartzo e opacos com aparência de *greisen*, enquanto a fácies g4 caracteriza-se por zonas com abundantes veios de quartzo-sulfetos, principalmente pirita.

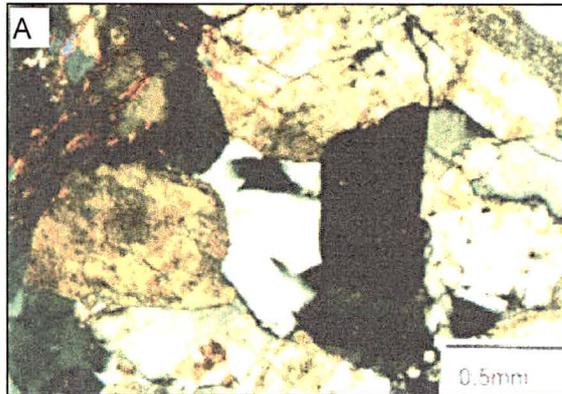
Os estudos microscópicos revelaram texturas porfiróide, fanerítica hipidiomórfica, granular xenomórfica e grano-cataclástica com granulação predominantemente média (em torno de 5,0 mm) e nos casos extremos com fenocristais de até 4,0 cm e matriz ao redor de 1,5 mm.

As características microscópicas do monzogranito sem alteração hidrotermal da fácies g1, apresentam como minerais essenciais o plagioclásio (oligoclásio e albita), microclínio e quartzo, como acessórios ocorrem biotita e muscovita e como traços zircão, apatita e opacos. Os plagioclásios normalmente são subeudrais, mostrando sinais de corrosão por feldspato potássico e estão parcialmente alterados para sericita e carbonato. O microclínio é formado por cristais xenomórficos dispostos intersticialmente e corroem os plagioclásios. Vários cristais são pertíticos e localmente com albita separando os cristais de feldspato potássico. O quartzo é normalmente xenomórfico, apresentando leve extinção ondulante. A biotita também é xenomórfica e a muscovita aparece corroendo a biotita ou sendo gerada a partir do plagioclásio (figura 12A).

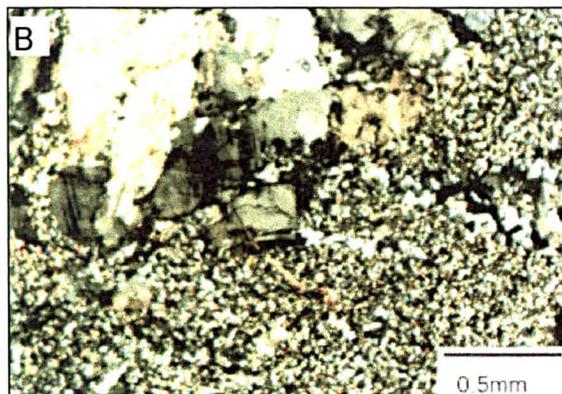
A fácies g2 é representada por monzogranito levemente cataclasado e hidrotermalizado composto predominantemente por quartzo, microclínio e plagioclásio. O plagioclásio mostra grau variável de sericitização, estando bordejado por cordões finamente recristalizados. O microclínio exibe aspectos deformacionais, recristalização e neomineralização idênticas as do plagioclásio, sendo, de maneira geral, menos alterado e aparenta ter corróido o plagioclásio em estágios anteriores ao evento deformacional. O quartzo ocorre em agregados formando lentes e bandas descontínuas, mostrando contatos engrenados entre si e extinção ondulante fraca, indicando ter sido recristalizado após o evento deformacional. A muscovita fina juntamente com a sericita encontram-se orientadas sobre a matriz composta por feldspato finamente granulado ou disposta aleatoriamente sobre os plagioclásios (figura 12B). Os minerais opacos devem ter sido originados, em parte, pela passagem da biotita para muscovita e clorita. Nesta fácies é comum a presença de fraturas preenchidas por fluorita e quartzo, que provavelmente foram gerados pela percolação de fluidos ricos em sílica e flúor na fase de cataclase.

Na fácies g3 o plagioclásio (oligoclásio) aparece sob a forma de cristais tabulares a irregulares; pintalgados por opacos e sericita, exibindo corrosão por feldspato e quartzo. Localmente notam-se cristais de plagioclásio mais sódico (albita), com base nas bordas mais claras e límpidas. O quartzo forma cristais xenomórficos dispostos intersticialmente com contatos predominantemente interlobulados com outros minerais, exibe extinção ondulante em grau variável de recuperação e recristalização. O feldspato potássico aparenta ser ortoclásio microclinizado e pertítico em manchas, onde os cristais aparentam englobar e corroer o plagioclásio. A muscovita é muito fina e aparece crescida sobre o plagioclásio, juntamente com a sericita. A fluorita ocorre intersticialmente e o zircão constitui pequenos prismas dispersos pela rocha, enquanto os minerais opacos salpicam os feldspatos e formam concentrações locais de cristais submilimétricos de sulfetos parcialmente limonitizados. Também aparecem minerais subocapos que podem ser titanita leucóxenizada, cassiterita ou wolframita. Esta fácies é caracterizada por sofrer leve cataclase acompanhada de hidrotermalismo, classificando-se como um muscovita-quartzo *greisen* (figura 12C).

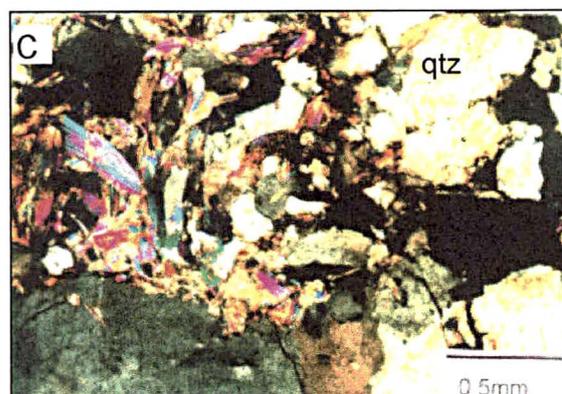
**Figura 12** Imagens micrográficas de alguns fácies do Granito São Domingos. (A) fácies g1, (B) fácies g2 e (C) fácies g3.



A - Monzogranito da fácies g1 constituído essencialmente por quartzo, microclínio e plagioclásio (oligoclásio/albita). 40x, N+.



B - Monzogranito levemente cataclasado e hidrotermalizado da fácies g2. Apresenta cristais de microclínio e quartzo imersos em uma matriz de muscovita fina e sericita. 40x, N+.



C - Muscovita-quartzo *greisen* da fácies g3. 40x, N+.

O aumento da intensidade de hidrotermalismo é marcante na fácies g4. Nesta, a rocha é constituída basicamente por quartzo e filossilicato, cortada por uma rede de fraturas de distribuição e formato irregulares, preenchidas por delgados filetes de óxidos e hidróxidos. O quartzo ocorre como cristais xenomórficos salpicados de inclusões, exibe extinção ondulante de grau variável. Os filossilicatos, principalmente muscovita, aparecem normalmente como agregados policristalinos onde os cristais mostram deformação, sendo envoltos por óxidos e hidróxidos. Em outras amostras aparece microclínio pertítico, como cristais médios, xenomórficos e corroídos por filossilicatos, enquanto o zircão ocorre raramente como cristais esparsos. As características mineralógicas e texturais permitem classificar a rocha como um *greisen* de granito com percolação de fluidos pneumato-hidrotermais.

### **2.2.5 Aspectos estruturais**

A evolução estrutural da área trabalhada é complexa e envolve o registro de quatro grandes eventos deformacionais. O primeiro é caracterizado por intensa deformação com transporte tectônico em planos subhorizontais, responsável pela transposição dúctil que afetou a unidade de xistos quartzo-feldspáticos. O segundo foi causado pela deformação subhorizontal em regime compressional, enquanto o terceiro ocorre como deformação subvertical. O último evento também ocorreu em planos subverticais, só que em regime distensional. Os dois últimos eventos afetaram indistintamente todas as unidades mapeadas.

#### **2.2.5.1 Evento de transposição dúctil**

A transposição dúctil é visualizada através da foliação principal dada pela isorientação de filossilicatos fortemente orientados e estiramento dos grãos de quartzo, feldspatos e plagioclásios, todos com acentuada recristalização. Também é notável o arranjo mineralógico através de cordões descontínuos, filetes e trilhas que se dispõem de maneira anastomosada envolvendo grãos ligeiramente elípticos a lenticulares, principalmente de quartzo e feldspatos. As formas lenticulares são normalmente assimétricas e os filossilicatos freqüentemente exibem duas orientações preferenciais, aparentemente ao longo do plano de achatamento (Ss) e

de cisalhamento (Sc). A evidência mais nítida da transposição é a de ser uma deformação não coaxial, contínua e homogênea. Além disso, outras evidências da transposição também são visíveis a nível de campo, principalmente nas trincheiras e nos testemunhos de sondagens rotativas. Este evento parece ser o mais antigo da área e aparentemente afetou somente a unidade de xistos quartzo-feldspáticos.

#### **2.2.5.2 Evento compressional com deformação subhorizontal**

Este evento é marcado pela lenticularização tectônica dos corpos litológicos, visíveis em toda extensão das unidades cartografadas. Nas zonas de contato entre os diversos corpos mapeados, o desenvolvimento da foliação principal é normalmente filonítica nos níveis pelíticos e cataclástica nas lentes carbonáticas e arenosas. Entretanto, nas porções mais afastadas das zonas de contato esta foliação diminui de intensidade, sendo possível identificar algumas estruturas sedimentares. Conseqüentemente, abre-se a perspectiva da reconstrução estratigráfica de cada pacote metapelito-carbonático e metapsamítico-feldspático, pois a deformação é heterogênea, diferentemente da unidade de xistos quartzo-feldspáticos, que sofreu uma transposição dúctil e homogênea.

Cada entidade litológica responde de maneira diferente às feições estruturais desta deformação. Por outro lado, dependendo do grau de competência das litologias afetadas, o registro da mesma poderá ser mais ou menos visível ao observador. Assim, procurar-se-á identificar como cada litologia responde a este evento.

Nos metapelitos observa-se que a foliação principal foi gerada através do desenvolvimento de sericita e clorita finamente cristalizadas em planos anastomosados, caracterizando uma foliação de cisalhamento. Em alguns casos foi possível resgatar a foliação de achatamento sigmoidal Sc, onde os micrólitos normalmente são cerrados com o espaçamento entre os planos variando de milimétricos a centimétricos. Normalmente, a foliação de cisalhamento c é paralela a subparalela aos contatos litológicos.

Nos metarenitos feldspáticos esta mesma foliação é definida por planos anastomosados, onde ocorre estiramento dos grãos de quartzo e feldspato, sendo

raramente envoltos por sericita e/ou muscovita fina. Os micrólitos são mais espaçados, geralmente métricos, observando-se foliação sigmoidal interna e lineações de interseção do par Sc.

Os metadolomitos registram fatiamento e também lenticularização e anastomosamento, freqüentemente associam-se dobras assimétricas fechadas e rompidas, *mullions* de calcita e quartzo, além de lineações de interseção. Como nos metarenitos, os micrólitos e a foliação sigmoidal são geralmente espaçados nas mesmas proporções.

A feição estrutural marcante nas metavulcânicas é o intenso estiramento e achatamento das amígdalas e vesículas, geralmente contornadas anastomosadamente por filmes de clorita.

No complexo de xistos quartzo-feldspáticos, a característica da foliação associada envolve planos contínuos nos quais se desenvolveu estiramento mineral, cataclase, recristalização de filossilicatos e formação de trilhas de opacos. Geralmente, a lineação mineral é bem evidente, sendo formada por grãos de quartzo e feldspatos esmagados e reorientados com eixo maior paralelo as lineações de interseção. A nível de lupa e lâminas delgadas, a lineação mineral assemelha-se a pequenos *mullions*. A foliação gerada é normalmente filítica a filonítica em alguns níveis e cataclástica em outros. Evidencia-se pela reorientação dos minerais de forma anastomosada e está superimposta àquela da transposição dúctil de maneira heterogênea, afetando a xistosidade preexistente.

Adicionalmente, coletou-se diversas determinações do sentido de transporte em afloramentos das várias unidades mapeadas, baseando-se em feições como dobras-falha e sigmóides. Estes dados indicam um transporte para E-SE, após correção da deformação N-S (figura 13B).

A figura 13A, corresponde ao diagrama polar da unidade de xistos quartzo-feldspáticos. A comparação visual deste diagrama com aqueles das outras unidades (figuras 13B e 13C) reflete diferenças marcantes no estilo estrutural. Ao se retirar os efeitos da dispersão relativa aos eventos posteriores, verifica-se que os polos ficam centrados nos quadrantes N-NW e S-SE com mergulhos em torno de 30°. Esta geometria de dobras fechadas, levemente assimétricas, parece ser a deformação

causada pelo cavalgamento das unidades metapelito-carbonáticas e metarenitos-feldspáticas sobre a infra-estrutura dos xistos. Esta deformação está mais preservada em zonas mais afastadas do plano de transporte principal. Neste caso, pode-se recuperar a atitude original da xistosidade anterior ao cavalgamento da seguinte maneira: considerando-se a direção E-SE para o transporte, as dobras superpostas na infra-estrutura com eixo na direção NE e mergulhos em torno de 20°, obtém-se que o plano da xistosidade é mergulhante para um setor centrado no quadrante leste.

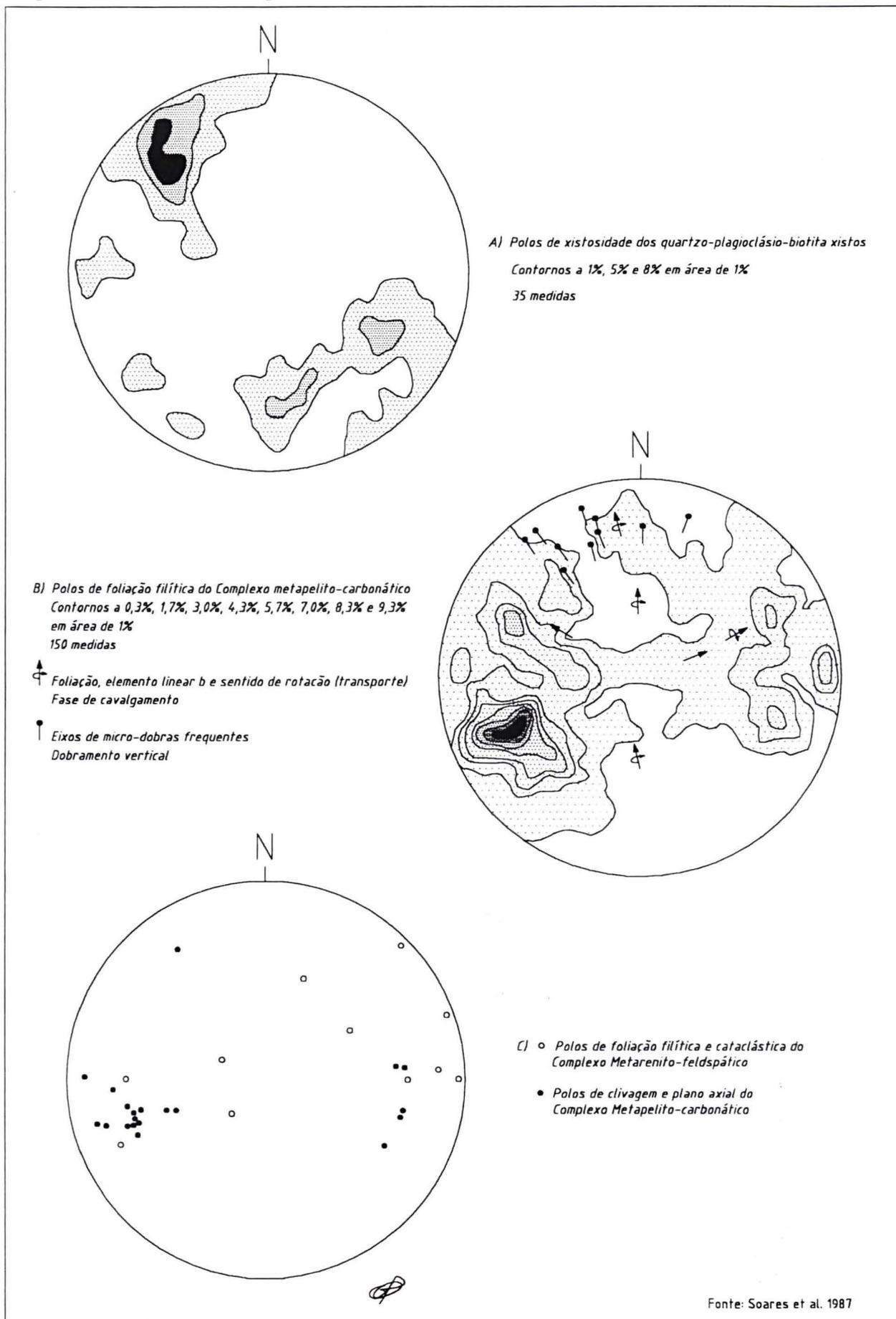
A interpretação dos diagramas polares (figuras 13B e 13C) referente as unidades de metadolomitos, metapelitos, metarenitos feldspáticos e matavulcânicas, aponta às seguintes conclusões: quando se retiram as deformações subseqüentes, ou seja, aquelas do evento compressional subvertical e distensional, é possível reconhecer a atitude original subhorizontal desta foliação e dos corpos lenticularizados, cujas medidas dos eixos de micro-dobras, lineações de interseção e *mullions* desta fase indicam eixo para NE. As atitudes encontradas flutuam em torno da direção N-S e os mergulhos são de baixo ângulo (10 a 35°).

Todas estas características indicam que este evento deformacional é marcado por um intenso sistema de cavalgamentos, contemporâneo com o metamorfismo na fácies xisto verde, zona da clorita a início da biotita. Uma feição marcante deste evento é o intenso subparalelismo de corpos alongados com imbricamentos generalizados. As lentes sigmoidais visíveis nas escalas macro e microscópicas também se refletem no mapa geológico, sendo normalmente limitados por planos tectônicos contínuos, onde as lineações observadas apresentam mergulho para norte. Todo este conjunto, parece ser compatível com o modelo de evolução do tipo *duplex*, cujo transporte foi para leste e é mais destacado nas porções basais da unidade metapelito-carbonática.

### **2.2.5.3 Evento compressional com deformação subvertical**

A superposição deste evento aos anteriores se dá, principalmente, pela reorganização estrutural dos traços de corpos litológicos em torno das direções N-S e N-NW, cujos elementos estruturais estão representados por falhas, dobramentos

Figura 13 – Diagrama de elementos estruturais planares



e foliação. A foliação associada a este evento é do tipo clivagem ardosiana nos metapelitos e de fraturas nos metarenitos, sem recristalização e com incipiente flexão dos filossilicatos, além de dissolução dos grãos de quartzo. Este tipo de foliação é bem restrita na área, do que decorreu poucas medidas estruturais.

As principais estruturas rúpteis associadas a este evento estão representadas por falhas de empurrão, de transferência e de rejeito direcional. As principais falhas de empurrão são as do rios Itararé e São Domingos, apresentando direção geral N-S com bloco alto posicionado no lado leste. A falha de transferência (Falha São Domingos) ocorre na porção sul da área (Bairros São Domingos e Rio Claro), estando associada ao desenvolvimento de foliação cataclástica subvertical com direção geral E-W e rejeitos entre as duas falhas de empurrão principais (Rio Itararé e São Domingos). Pequenas falhas transcorrentes com rejeito lateral direito se acomodaram na direção N30-40E e constituem *tear faults* (figura 14).

Alguns dobramentos não holomórficos com deformação variável são verificados na área, e estão vinculados a este evento. O principal arranjo de dobramentos apresenta eixos orientados para norte e noroeste, onde tal dobramento é assimétrico com os flancos mergulhando, predominantemente, para o quadrante NE com valores da ordem de 60-70°. Também são identificadas dobras fechadas com ângulo de abertura máximo de 50°, além de dobras parasitas em Z, S e M com eixos variáveis entre N10-25W/0-30°.

A figura 13B confirma a maioria destas estruturas: a foliação deste evento aparece dispersa nos diagramas polares. A foliação tectono-metamórfica das unidades metapelito-carbonáticas foi distribuída em dois grandes conjuntos modais, um na porção leste e outro na parte oeste, estando representados por duas guirlandas superpostas, mal definidas no círculo maior e duas no menor. Todas estas características são devidas ao evento de dispersão subsequente (evento distensional).

A atuação deste evento na unidade de xistos quartzo-feldspáticos é muito tênue. Admite-se que corresponda à dispersão da xistosidade principal devido a redistribuição dos polos no grande círculo N80E/70SE, com atuação do sistema

subseqüente que reorganizou os elementos estruturais ao longo do grande círculo N10E/80SW (figura 13A).

Os diagramas polares permitem comparar os estilos estruturais distintos entre as unidades dos xistos quartzo-fedspáticos e dos metapelito-carbonatos e metarenitos fedspáticos. Neste caso, o dobramento referente a este evento afetou os corpos foliados com disposição subhorizontal do evento anterior. Na unidade de xistos, a xistosidade se encontrava dobrada na direção N30-40E, mergulhos fortes para NW e SE e caimentos para NE, ao passo que as outras unidades foram dobradas e reorganizadas nas direções N-S e N-NW, também com mergulhos para leste e oeste, com caimento dos eixos para norte. Esta situação parece evidenciar a forte discordância estrutural existente entre os dois conjuntos litológicos a época de atuação deste evento compressional subvertical.

A intrusão do Granito São Domingos aparenta estar associado a este evento, pois a colocação deste corpo apresenta direção geral N35E ao longo do eixo maior, provavelmente alojado num antiforme com eixo também nesta direção.

#### **2.2.5.4 Evento distensional**

Este evento representa o ajuste final das estruturas na área investigada. Os registros mais evidentes são falhamentos retilíneos com direção predominantemente N20E, com estilos de rejeito direcional (transtensão), falhas normais e sinformes suaves. As feições mais comuns envolvem o desenvolvimento de brechas em praticamente todas as litologias aflorantes, até mesmo, superpondo cataclasamentos de eventos anteriores.

As falhas retilíneas que cortam os metarenitos feldspáticos na parte central da área podem ser confundidas com falhas transcorrentes. No entanto, se o plano da falha tem mergulho acentuado, maior do que 60° para leste, e os pacotes afetados por ela apresentarem mergulhos semelhantes, este fato causa um deslocamento lateral aparente no sentido do mergulho, indicando tratar-se de falha normal. Uma destas falhas normais mostra terminação em falha transcorrente de movimentação lateral direita que ocorre na porção nordeste da área, a qual, por sua vez, trunca as falhas de cavalgamento e empurrão das fases anteriores. A

disposição destes elementos estruturais indica a atuação de um sistema de tensões com projeção horizontal de no máximo N20-30E e no mínimo N60-70W. Atribui-se a este mesmo sistema a suave ondulação (braqui-siniformes) nos traços dos corpos litológicos e dos elementos tectônicos, com plano axial em torno de W-NW.

As diversas dispersões verificadas nos diagramas polares da figura 13, podem ser interpretadas da seguinte maneira: 1) dispersão dos polos da foliação metamórfica das unidades metassedimentares em torno de quatro modas indicativas de direções N30E e N30W; 2) dispersão no círculo mínimo próximo a um eixo posicionado em E-W e 3) dispersão da distribuição dos polos da clivagem correspondente à segunda foliação. Toda esta deformação é responsável pela própria flexão de todo o conjunto metamórfico da área, configurando um grande nariz antiformal.

As considerações finais sobre a atuação dos quatro eventos deformacionais podem ser resumidas a partir da interpretação conjunta de todos os elementos estruturais discutidos anteriormente e que são mostrados na figura 14.

### **2.2.6 Aspectos estratigráficos**

A análise estratigráfica de unidades proterozóicas amplamente deformadas e alóctones, implica em dificuldades no momento de estabelecer a seqüencialidade de fenômenos geológicos através do tempo. Mesmo assim, o exercício da reconstrução estratigráfica foi tentada, principalmente na área objeto deste estudo, porém buscando-se indícios de associações litológicas semelhantes em outras regiões da Faixa Itaiacoca.

A unidade de xistos quartzo-feldspáticos sofreu a deformação dos quatro eventos atuantes. Seu conjunto litológico aparenta ter sido depositado em ambiente de sedimentação retrogradacional de grau vacas em leques submarinos, provavelmente em águas profundas. Todas as características descritas para esta unidade encontram similaridades com outras descritas para o Grupo Setuva por Fritzens *et al.* (1982); a Formação Água Clara em Pontes (1982); uma seqüência de xistos de derivação vulcano-sedimentar na mesma faixa, porém no Estado de São Paulo (Chiodi Filho, 1984), além da Formação Água Nova de Souza (1992), adotada

por Reis Neto (1994) como Formação Água Clara. Na região de Dr. Ulysses (Fazenda Serena), Stevanato *et al.* (1995) descrevem uma seção de xistos granatíferos que se correlacionam com a unidade aqui referida, na mesma Faixa Itaiacoca, próxima ao Granito Francisco Simas.

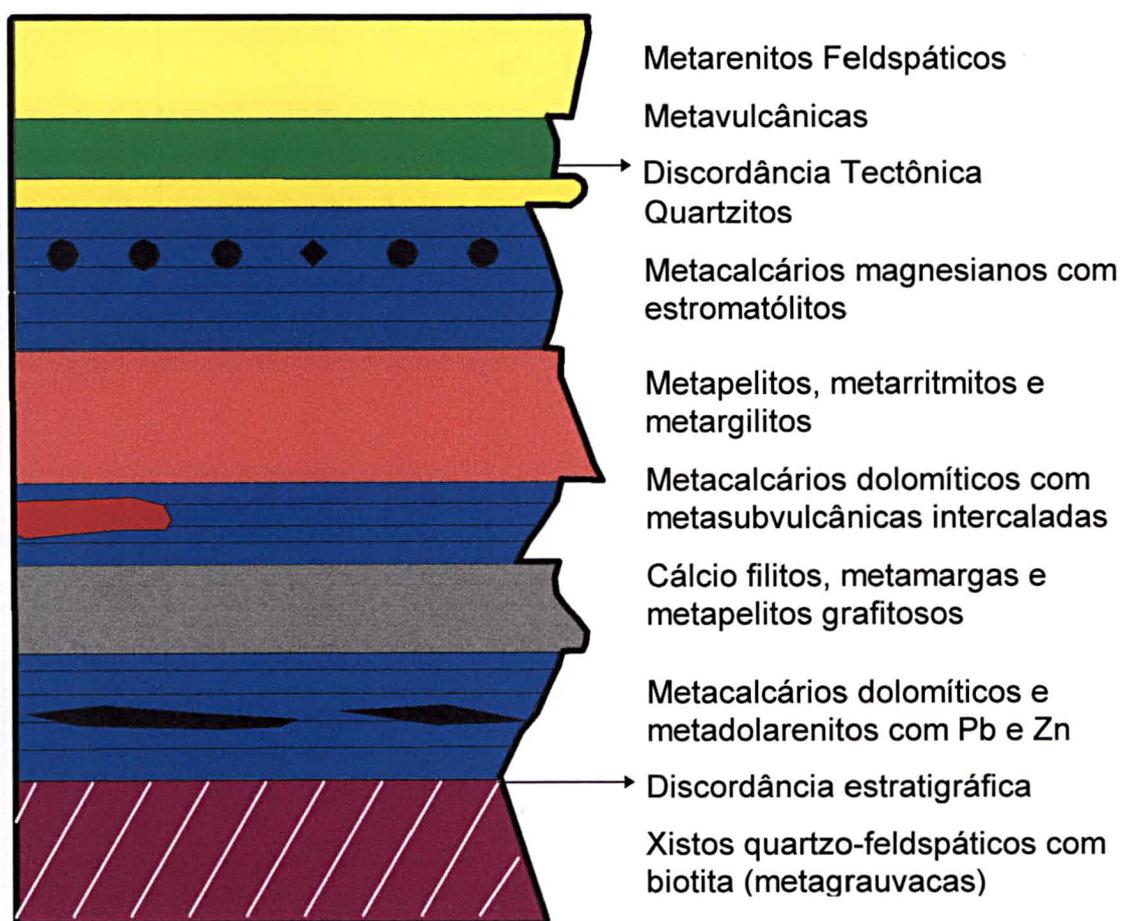
Entre as unidades dos xistos quartzo-feldspáticos e dos metapelito-carbonáticos ficou caracterizada uma descontinuidade estratigráfica que foi definida do ponto de vista estrutural, metamórfico e de fácies genética dos protolitos, como discutido anteriormente. Embora exista uma aloctonia entre as unidades, ambas apresentam comportamentos estruturais diferentes (figura 13), reforçando a hipótese de uma discordância estratigráfica de grande amplitude entre elas.

A unidade de metassedimentos pelito-carbonáticos mostra em sua seção inferior um intercamamento de metassiltitos arenosos, metacalcários e metarritmitos com pequena contribuição de rochas metavulcânicas ácidas (metariolitos), onde os termos pelíticos predominam sobre os carbonáticos (porções leste e sul-sudeste). A seção intermediária é constituída por metacalcários dolomíticos com intercalações de metarritmitos gradacionais arenosos (parte norte). Na parte superior dominam espessos pacotes de calcários dolomíticos a magnesianos com estromátolitos (parte oeste). Todas estas associações litológicas se correlacionam com a Formação Itaiacoca definida por Almeida (1957), dentro do Grupo Açungui. Posteriormente, Souza (1991) eleva a formação mencionada ao *status* de grupo e nomeia esta associação litológica de Formação Bairro dos Campos. Geneticamente, revela-se como uma plataforma carbonática em águas rasas (estromátolitos) e condições levemente redutoras dadas por pequenas lentes de metapelitos grafitosos.

Os metarenitos feldspáticos e as metavulcânicas aflorantes na parte central da área, se assemelham litologicamente a muitos outros distribuídos ao longo da Faixa Itaiacoca. Este conjunto foi afetado pelos mesmos eventos tectônicos e metamórficos do Grupo Açungui e sua posição estratigráfica em relação às demais unidades é controversa. Almeida (1957) a enquadra como inferior à Formação Itaiacoca. Para Trein *et al.* (1985) estas litologias ocupam posição intermediária entre os metapelitos e os metadolomitos, designando-as de Seqüência Abapã. Por

outro lado, Souza (1991) a denominou de Formação Serra dos Macacos e Reis Neto (1994) de Formação Abapã, sendo basal na Faixa Itaiacoca. Para Soares *et al.* (1987) esta unidade ocupa a porção superior da Formação Itaiacoca, baseados na homogeneidade do pacote, dos conglomerados da parte basal e das relações estruturais, responsáveis pela discordância estratigráfica com os metapelitos-carbonáticos adjacentes. Diante desta complexidade, optou-se por situar os metarenitos feldspáticos e as metavulcânicas da área estudada na porção superior da Faixa Itaiacoca (figura 15), admitindo-se para tal uma discordância estratigráfica, porém este posicionamento deve ser melhor estudado.

**Figura 15** Empilhamento litoestratigráfico da Faixa Itaiacoca na área de Palmeirinha/Sengés-PR.



### 2.2.7 Evolução geológica

A história geológica da área trabalhada é difícil de ser reconstruída, devido à falta de datações geocronológicas e fósseis indicativos de idade. Portanto, utilizaram-se todos os dados e argumentos citados até o momento, para poder subsidiar a discussão sobre a distribuição e evolução dos pacotes litológicos ao longo do tempo geológico.

O primeiro registro encerra uma seção espessa de sedimentos detríticos dominados por grauvacas que foram depositados por sistemas de leques submarinos. A área fonte para a geração destas rochas é controversa; provavelmente sejam originárias de rochas ortoderivadas de composição granodiorítica a tonalítica ou mesmo do embasamento granito-gnáissico tectonizado, a julgar pela composição atual dos xistos. Em toda esta unidade desenvolveu-se uma foliação homogênea de transposição que foi afetada por dobramentos e metamorfismo na fácies xisto verde, zona da biotita, provavelmente no final do Mesoproterozóico.

Posteriormente, iniciou-se a sedimentação terrígeno-carbonática plataformal com pequenos pulsos de magmatismo ácido no início (riolitos), e vulcanismo básico (rochas vulcânicas) a intermediário (clorita filitos amigdaloidais) nos estágios finais do preenchimento da bacia. Após a estabilização da sedimentação plataformal, iniciou-se a sedimentação dos arenitos arcossianos depositados por correntes em canais de rios anastomosados ou planícies com leques deltáicos. A área fonte destes arenitos provavelmente seja derivada de um soerguimento rápido de massas graníticas intrusivas, ou de blocos do embasamento granito-gnáissico submetidos a erosão. Todo este pacote foi submetido a um intenso evento deformacional com compressão subhorizontal progressiva e transporte tectônico para leste ou sudeste, sob a forma de falhas de cavalgamento, reempilhando os pacotes por imbricação tectônica do tipo *duplex*. Tal evento foi acompanhado de metamorfismo na fácies xisto verde, zona da clorita, desenvolvido durante o Neoproterozóico, e causou retrometamorfismo e foliação heterogênea nos xistos anteriormente depositados.

Após a estabilização desta fase de cavalgamento, sucedeu-se um intenso evento rúptil de compressão E-W, gerando blocos limitados por falhas de empurrão,

transferências e *tear faults*, onde associou-se dobramentos não holomórficos e semi-fechados. Aí, ocorreu a intrusão do Granito São Domingos, de composição adamelítica, integrando a intensa granitogênese do final do Ciclo Brasileiro. Mais tarde, houve o ajuste final dos blocos tectônicos, através do último evento distensional (NW-SE) e compressão (NE-SW) que ocasionou suaves ondulações (braqui-siniformes) com eixos W-NW e E-SE, falhas normais N30E e pequenas transcorrências N50-60E. Finalmente ocorreu soerguimento, erosão e estabilização, desenvolvendo-se, então, o peneplano do início do Paleozóico, sobre o qual começou a deposição da Bacia do Paraná.

### **2.2.8 Potencial mineral**

De todas as unidades litoestruturais mapeadas na região estudada, aquela que apresenta maior potencial mineral para depósitos de chumbo e zinco é a metassedimentar pelito-carbonática. Os depósitos mencionados devem ser esperados na seqüência carbonática do tipo plataforma de águas rasas, associada com pelitos que ocorrem nas porções basais, e provavelmente nas bordas da bacia e ao longo de discordâncias regionais. Corroboram com este ambiente a ocorrência de galena, de fluorita, de malaquita e de *gossans*, além de dolomitização extensiva e silicificação devida a processos hidrotermais, com exceção dos alteritos supergênicos. Também ocorrem rochas metadolareníticas e metapelitos grafitosos, além de falhas de cavalgamento, de empurrão e de transcorrência, com regime subhorizontal rúptil-dúctil e subvertical rúptil, capazes de gerar porosidade secundária. Estas características regionais aumentam a favorabilidade para depósitos de chumbo e zinco do tipo veio ou filoniano na Faixa Itaiacoca.

### 3 PROSPECÇÃO DE SEMI-DETALHE

#### 3.1 GEOQUÍMICA

A prospecção geoquímica adotada para o levantamento dos elementos Cu, Pb e Zn na região de Palmeirinha/Sengés-PR foi a amostragem de solos. Este tipo de levantamento levou em consideração as informações geológicas da unidade metapelito-carbonática da Formação Itaiacoca nesta região. Durante a fase de mapeamento geológico foram cartografados os principais litotipos potenciais para conter mineralizações, assim como os controles litoestruturais capazes de influenciar a passagem dos fluidos. Neste sentido, a etapa de amostragem tentou, sempre que possível, investigar as interfaces entre os metacalcários dolomíticos e os metapelitos, em lineamentos estruturais N-S. Também foi orientada pelas ocorrências minerais (galena, pirita, calcopirita e malaquita) e presença de *gossans*, que normalmente são indícios de mineralização.

Com base nesta sistemática, a amostragem de solos foi executada através de perfis ou linhas dispostas preferencialmente na direção E-W. O espaçamento entre os pontos amostrais variou de 10 metros a 50 metros, e entre as linhas foi bastante variável (100 metros a 800 metros). Procurou-se identificar e coletar o horizonte do solo que contivesse fragmentos de rocha, preferencialmente *gossans*. As amostras foram parcialmente preparadas ainda na fase de campo, consistindo de homogeneização manual com separação da massa de solo dos eventuais fragmentos de *gossan*, quartzo e outros tipos de minerais e rochas. Esses fragmentos reduzidos a grânulos de tamanhos homogêneos (milimétricos) foram novamente incorporados na massa de solo, sendo em seguida quarteados em duas duplicatas, uma das partes ficando reservada durante a execução do projeto e a outra enviada para análise geoquímica (Camargo *et al.* 1991). Tais amostras foram encaminhadas a laboratório especializado (Geosol/Geolab), que procedeu rotineiramente nova preparação na fração menor que 80 *mesh*, digestão por água régia quente (HCl-HNO<sub>3</sub>) e, por fim, analisadas pelo método de absorção atômica com os seguintes limites de detecção: 5 ppm para o Pb e 2 ppm para o Cu e o Zn.

No total foram tomadas 369 amostras, distribuídas em 38 perfis, abrangendo uma área aproximada de 15 km<sup>2</sup>, o que perfaz um índice de 25 amostras/km<sup>2</sup>, a localização das amostras pode ser verificada nas figuras 20, 21 ou 22. Essa densidade foi considerada satisfatória para se detectar e mapear anomalias associadas à mineralização.

O método geoquímico utilizado para a prospecção de depósitos polimetálicos de cobre, chumbo e zinco associados com unidades carbonáticas da área estudada, considerou as características de migração e concentração dos minerais de minério durante os processos de formação e destruição supergênica de depósitos minerais (Beus & Grigorian, 1977; Kuzvart & Bohmer, 1978; Wilhelm & Kosakevitch, 1979 e Taylor, 1987). Portanto, a escolha da geoquímica de solos para a amostragem se deu porque é nele que ocorre máxima acumulação de elementos indicadores da mineralização, tentando ao mesmo tempo caracterizar halos de dispersão secundária muito comuns em ambientes de clima tropical úmido, o qual acelera o processo de intemperismo supergênico e formação de *gossan*.

A prospecção de minerais polimetálicos, utilizando como guia os *gossans*, encontra vários exemplos citados na bibliografia (Blain & Andrew, 1977; Barbier, 1979; Talapatra, 1979; Taylor & Scott, 1982; Andrew, 1984 e Aye *et al.* 1985). Incluem depósitos como os de Broken Hill e Mount Isa na Austrália (Pb-Zn); Porteaux-moines na França (Pb-Zn). Também são citadas várias províncias minerais: Scuddles VMS na faixa Gossan Hill da Austrália (Cu-Zn), Rajpura-Dariba na Índia (Zn-Pb-Cu), Red Sea Hills no nordeste do Sudão (Cu-Pb-Zn) e muitos outros localizados na África e em algumas partes dos Estados Unidos. No Brasil é citado o exemplo do prospecto para chumbo e zinco em Nova Redenção na Bahia (Moraes Filho & Leal, 1982) e outros do Vale do Ribeira.

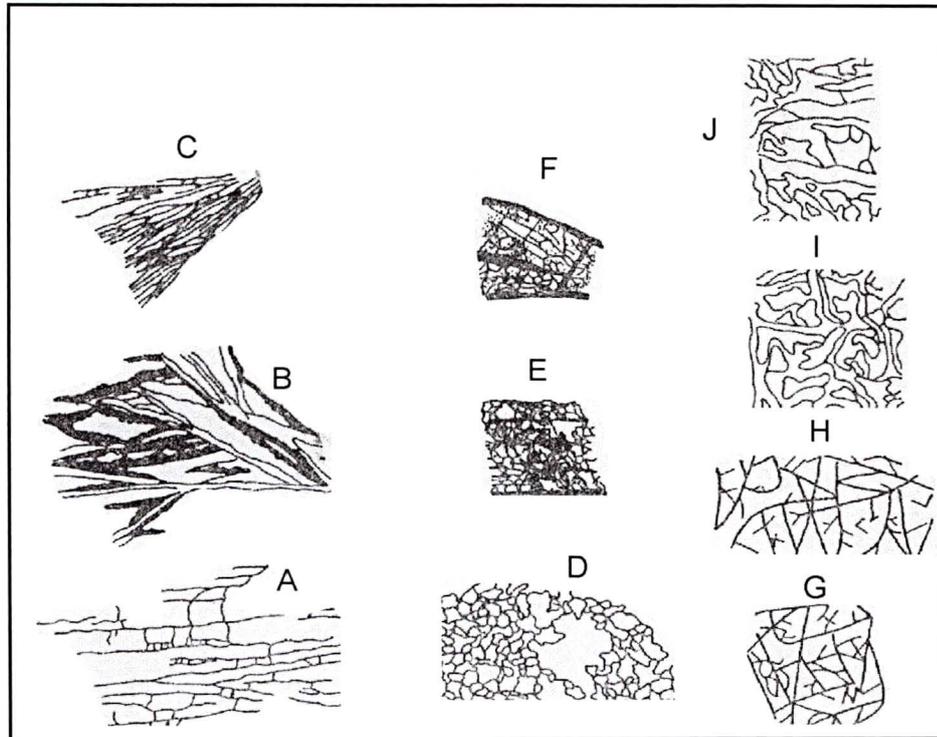
O desenvolvimento de um *gossan* na zona de oxidação não se dá somente sobre a concentração de minerais sulfetados de ferro. Os depósitos polimetálicos associados com pirita gera a formação de um *gossan* enriquecido em metais, cujo processo de formação é controlado pelo quimismo, percolação de águas meteóricas e subterrâneas, condições climáticas (temperatura e umidade) e vegetação. A formação dos *gossans* limoníticos associados com mistura de minerais de cobre,

chumbo e zinco, geralmente são estruturados de forma linear, apresentando textura celular (*boxwork*). A figura 16 mostra os principais tipos de *gossans* limoníticos que ocorrem na zona de oxidação do ambiente supergênico. Neste tipo de ambiente, normalmente ocorrem sulfetos em pequena quantidade (ocorrências), sulfatos insolúveis, sulfatos básicos, fosfatos, arseniatos, vanadatos, hidrossilicatos, carbonatos de Cu, Pb e Zn (malaquita, azurita, cerussita e smithsonita), óxidos, argilas e ferro. Alguns componentes como  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Mn}_2\text{O}_3$ , e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  diante do intemperismo de silicatos, permanecem *in situ* e se combinam com outros na presença de água (malaquita e azurita). As rochas carbonáticas impedem o lixiviamento dos metais, os quais são neutralizados pelas soluções ácidas, favorecendo a precipitação de minerais de minério secundários na zona de oxidação. Alguns minerais, que constituem a ganga dos *gossans* podem ser bons guias para a prospecção. A ganga de quartzo forma cavidades após a alteração dos sulfetos; neste caso, são distinguidos pelo preenchimento de material de cor amarelo ocre.

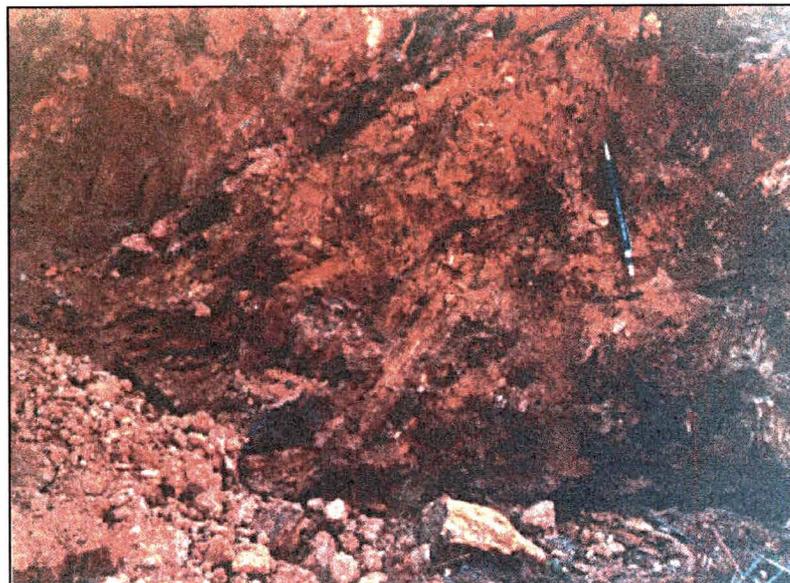
As constatações visuais dos *gossans*, que afloram na área de estudo, apresentam estruturas em *boxwork* muito parecidas com aquelas das letras A e B da figura 16. Normalmente, apresentam filmes de óxido de ferro, manganês e sílica dispostos ao longo do bandamento principal (N-S), sendo cortado por vênulas fusiformes em direções ortogonais. A figura 17 mostra o tipo de afloramento desses *gossans* que ocorrem na zona supergênica da área trabalhada e nas figuras 20, 21, 22 e 23 estão indicados os afloramentos destes *gossans*, geralmente associados com teores anômalos para os elementos Cu, Pb e Zn.

Os fatores que influenciam a migração de elementos químicos na zona supergênica são determinados pelas condições termodinâmicas da superfície. O primeiro condicionante é a acidez, controlada pelos valores de pH e Eh dos sistemas naturais de evolução supergênica. Quando as soluções ácidas são neutralizadas pelos carbonatos, ocorre a formação de óxidos e carbonatos estáveis que bloqueiam a migração de certos elementos, principalmente os cátions Pb e Zn (Wilhelm & Kosakevitch, 1979).

**Figura 16** - Principais tipos e estruturas de *gossans* limoníticos associados com minerais de minério primário. A, B e C (Galena); D e E (Esfalerita); F (Calcopirita); G e H (Bornita); I e J (Tetraedrita). (Blanchard & Boswell, 1934 *in*: Kuzvart & Bohmer, 1978).



**Figura 17** - Imagem dos *gossans* limoníticos da área trabalhada mostrando níveis de óxidos de ferro e quartzo intercalados em metacalcarenitos alterados para a cor amarelo-ocre.



O comportamento supergênico dos elementos Cu, Pb e Zn na zona de oxidação foi amplamente estudado por Kuzvart & Bohmer (1979). Segundo estes autores, o principal mineral de minério de Pb, representado pela galena, é instável na zona de oxidação e alguns sulfatos, como por exemplo a anglesita, são convertidos em cerussita estável, podendo conter restos de galena. O Cu se associa ou participa da estrutura de sulfatos solúveis, os quais migram a partir da área fonte dos metais sulfetados, promovendo a concentração de malaquita, azurita e cuprita na zona de oxidação (estes minerais são comuns na área do depósito de Palmeirinha). O Zn é intensamente lixiviado na zona de oxidação e o seu principal mineral, esfalerita, altera-se inteiramente para sulfato hidratado (goslarita). O Pb permanece *in situ* próximo ao depósito, enquanto o Zn possui a propriedade de migrar a grandes distâncias, exceto quando encontra um ambiente de rochas carbonáticas, como é o caso da área trabalhada.

### 3.1.1 Tratamento estatístico

Através da análise estatística é possível conhecer o comportamento da distribuição de freqüências das variáveis envolvidas, o que normalmente é mostrado através de histogramas. Na figura 18 a coluna da esquerda representa a função de distribuição das três variáveis aleatórias dos valores medidos de Cu, Pb e Zn da área trabalhada. Note-se que os três elementos mostram comportamento unimodal representado por apenas uma população. No caso particular dos dados de geoquímica de solos da área do presente estudo, observa-se que a função de distribuição ou de densidade de probabilidade dos elementos Cu, Pb e Zn apresenta comportamentos similares entre si (figura 18). Porém, as funções de distribuição obtidas são empíricas e, conseqüentemente, não se conhecem algumas de suas expressões matemáticas nem certas propriedades. Por outro lado, deve-se comparar as distribuições de freqüências obtidas com funções de distribuição teóricas conhecidas (Yamamoto & Bettencourt, 1992).

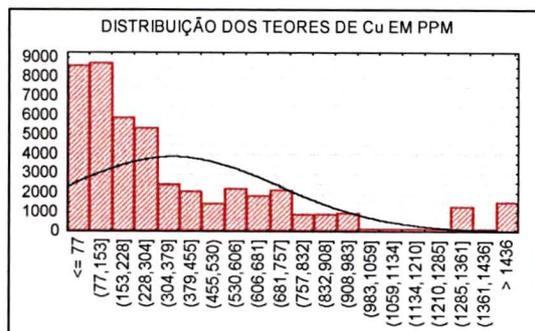
Outra constatação é a distribuição lognormal da população equivalente em ppm (partes por milhão) dos três elementos analisados (valores medidos), pois todos os histogramas (figura 18, coluna da esquerda) exibem curvas com assimetria

positiva, o que é comum na geoquímica *sensu lato*. Uma distribuição assimétrica pode se transformar em simétrica, quando se opera no domínio logarítmico. Com tal transformação, se o resultado obtido se aproximar da distribuição de probabilidade da curva normal, ou de Gauss, diz-se que a população é lognormal. Outro argumento para validar a proposição de que os valores medidos devem ser tratados no domínio logarítmico, é aquele proposto por Finney (1941 *apud* Yamamoto & Bettencourt, 1992). Estes autores sugerem que se avalie o coeficiente de variação ( $CV = s / \bar{x}$ ), freqüentemente utilizado para comparar a dispersão dos valores em torno da média, cujo valor limite situa-se em 1,2. Os coeficientes que estiverem acima deste limite devem ter sua média e desvio padrão calculados pela teoria lognormal. No caso das variáveis Cu, Pb e Zn, o coeficiente de variação dos valores medidos em ppm são 1,37; 1,76 e 1,16, respectivamente. Da mesma forma, outros testes de normalidade foram efetuados através do *software Statistica*, como os de Kolmogorov-Smirnov, Lilliefors e Shapiro-Wilks', onde todos demonstraram que se trata de uma população lognormal, daí a razão pela qual a distribuição da população em valores logarítmicos é apresentada na coluna direita da figura 18.

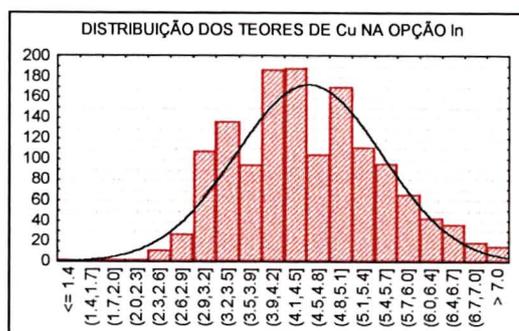
Como os valores medidos não apresentam uma distribuição gaussiana, torna-se inviável a aplicação do conceito de média mais um, dois e três desvios padrão, habitualmente usados para classificar o teor geoquímico de fundo (*background*) e anomalias de terceira, segunda e primeira ordens. Transformando-se os dados para a opção logarítmica, os coeficientes de variação são menores que 1,0 (0,24; 0,23 e 0,20 para Cu, Pb e Zn, respectivamente) e a curva de distribuição aproxima-se muito da de Gauss, tornando-se possível a aplicação do conceito acima referido pois, caso contrário, a média aritmética subestimaria as anomalias (Bon, 1979).

Finalmente, a Tabela 01 mostra as médias ( $\bar{x}$ ) e os desvios padrão ( $s$ ), bem como os índices  $\bar{x}+1s$ ,  $\bar{x}+2s$  e  $\bar{x}+3s$  correspondentes às anomalias de terceira (primeiro limiar), segunda (segundo limiar) e primeira ordem (terceiro limiar), respectivamente. Esta tabela também objetiva comparar os índices citados no âmbito dos valores medidos (v.m.), no domínio dos logaritmos neperianos (ln) e suas anamorfoses (anti-logaritmos). Como no domínio dos logaritmos o somatório

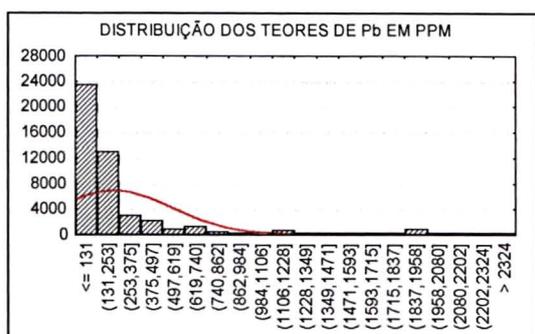
**Figura 18** - Comparação estatística entre a população de dados de geoquímica de solos com e sem opção logarítmica (N=369 para Cu, Pb e Zn).



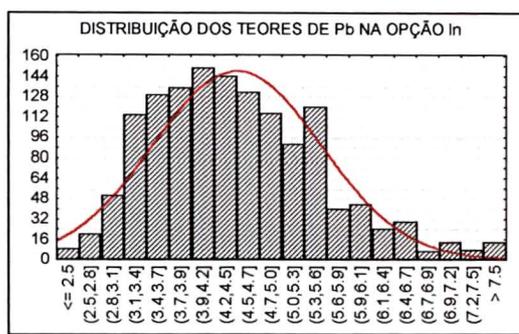
Cobre (ppm)	
Mínimo	2
Máximo	1512
Média	125
Desvio padrão	171



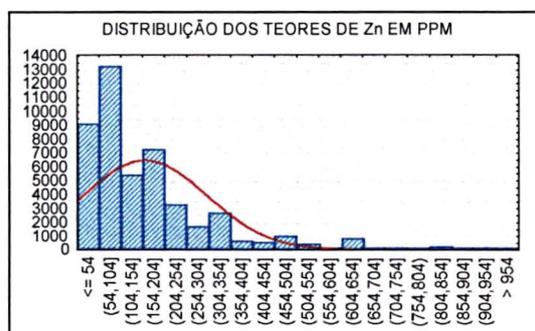
Cobre (ln)	
Mínimo	0,693
Máximo	7,321
Média	4,273
Desvio padrão	1,027



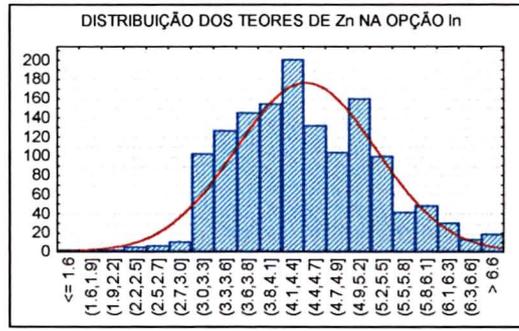
Chumbo (ppm)	
Mínimo	10
Máximo	2446
Média	127
Desvio padrão	224



Chumbo (ln)	
Mínimo	2,303
Máximo	7,802
Média	4,259
Desvio padrão	0,972



Zinco (ppm)	
Mínimo	4
Máximo	1005
Média	106
Desvio padrão	123



Zinco (ln)	
Mínimo	1,386
Máximo	6,913
Média	4,255
Desvio padrão	0,866

da média com o desvio padrão cresce exponencialmente, é de se esperar que as anomalias de primeira ordem ( $\bar{x}+3s$ ) tornem-se maiores do que a média aritmética mais três vezes o desvio padrão no domínio dos valores medidos (v.m.). Conclui-se daí, que as anomalias de primeira ordem, na transformação logarítmica, sejam mais seletivas e mostrem com maior precisão a localização de alvos geoquímicos.

**Tabela 01** - Comparação estatística dos valores medidos (v.m.) seus logaritmos (ln) e anamorfose (Anti-logaritmos - Antiln), dos elementos Cu, Pb e Zn.

	Cu			Pb			Zn		
	v.m.	ln	Antiln	v.m.	ln	Antiln	v.m.	ln	Antiln
$\bar{x}$	125	4,273	72,00	127	4,259	71,00	106	4,255	70,00
s	171	1,027	2,79	224	0,972	2,64	123	0,866	2,38
$\bar{x}+1s$	296	5,3	200,00	351	5,231	187,00	229	5,121	167,00
$\bar{x}+2s$	467	6,327	560,00	575	6,203	494,00	352	5,987	398,00
$\bar{x}+3s$	638	7,354	1562,00	799	7,175	1306,00	475	6,853	947,00

Com o intuito de comparar os resultados dos mapas geoquímicos e dos erros associados à estimativa dos três elementos (mapa de erros das figuras 20, 21 e 22), procedeu-se à normalização em função da média e do desvio padrão, propriedades estatísticas fundamentais para a geoquímica. As estimativas normalizadas por este método são calculadas a partir de conjuntos representativos de dados que podem ser processados por procedimentos estatísticos simples (equação 01). Assim, pode-se estabelecer limites de variação estatística dos conteúdos, com os quais a população pode ser comparada. Outra maneira de enfocar o método é mostrar que, com base neste procedimento, é possível confrontar dados de áreas distintas. Esta técnica foi adaptada de Beus e Grigorian (1977), usada para tratar critérios de comparação entre dados de especialização geoquímica de granitos. A equação de normalização (01) é mostrada a seguir:

$$\ln Z_t = (\ln Z_i - \bar{\ln Z}) / S \ln Z_i \quad (01),$$

onde:

$Z_t$  = variável transformada para unidades de desvio padrão;

$Z_i$  = variável medida;

$\bar{Z}$  = média;

$S$  = desvio padrão;

$\ln$  = domínio logarítmicos

Com base nesta normalização, os valores da variável  $\ln Z_t$  (unidades de desvio padrão no domínio logarítmico), irão apresentar intervalos com valores negativos e positivos. Os negativos representam os teores geoquímicos de fundo, os que oscilam em torno de zero refletem o *background* regional e os valores 1, 2 e 3 correspondem, respectivamente, aos teores anômalos de terceira, segunda e primeira ordens.

O mesmo procedimento para a normalização em função da média e do desvio padrão foi aplicado aos dados dos erros associados com a interpolação pela krigagem. Porém, como o valor da média sempre será igual a zero, a equação 01 fica simplificada e pode ser escrita de acordo com a equação 02, mostrando que os valores serão para mais ou para menos ( $\pm$ ).

$\ln e Z_t (\pm) = \ln e Z_i / S \ln Z_i \quad (02) \quad e = \text{erro}$
--

### 3.1.2 Tratamento geoestatístico

Este tratamento foi utilizado como ferramenta para realizar a interpolação por krigagem dos teores geoquímicos de Cu, Pb e Zn da área estudada. A estimativa por krigagem requer, preferencialmente, uma distribuição normal. Como os dados geoquímicos da área trabalhada apresentaram uma base de dados lognormal, optou-se por realizar a krigagem no domínio logarítmico e os resultados finais mostrados em unidades de desvio padrão. A geoestatística introduziu os termos variável regionalizada, variograma e krigagem (Krige, 1960; David, 1977; Journel & Huijbregts, 1978; Clark, 1979a; Landim, 1985 e Andriotti, 1988).

O primeiro procedimento geoestatístico para a estimação dos teores geoquímicos, foi a construção e o ajuste dos semi-variogramas logarítmicos. Esses semi-variogramas permitem que se avaliem a estrutura e a continuidade das variáveis regionalizadas dos elementos Cu, Pb e Zn no espaço bidimensional, separadas por uma distância ( $h$ ) em dois pontos distintos ( $x$  e  $x+h$ ), medindo a covariância existente entre as amostras separadas pelo vetor ( $h$ ). Normalmente, a diferença de teores entre dois pontos é medida em função da média e da variância. Para efeito de estimação, a distribuição da variância é mais usada do que a da média. A variância também depende da distância ( $h$ ), e mostra a medida de interdependência dos valores amostrais entre dois pontos. Em termos geoestatísticos, se dois pontos são altamente correlacionáveis, então a diferença de distribuição da variância será baixa, e vice-versa. Na verdade, essa propriedade da geoestatística é a medida de influência das amostras em torno de sua vizinhança (Clark, 1979b). Estas relações são facilmente percebidas quando em um gráfico, representam-se no eixo das abcissas a distância ( $h$ ) e no das ordenadas a variância dada pela função semi-variograma  $\gamma(h)$ , figura 19.

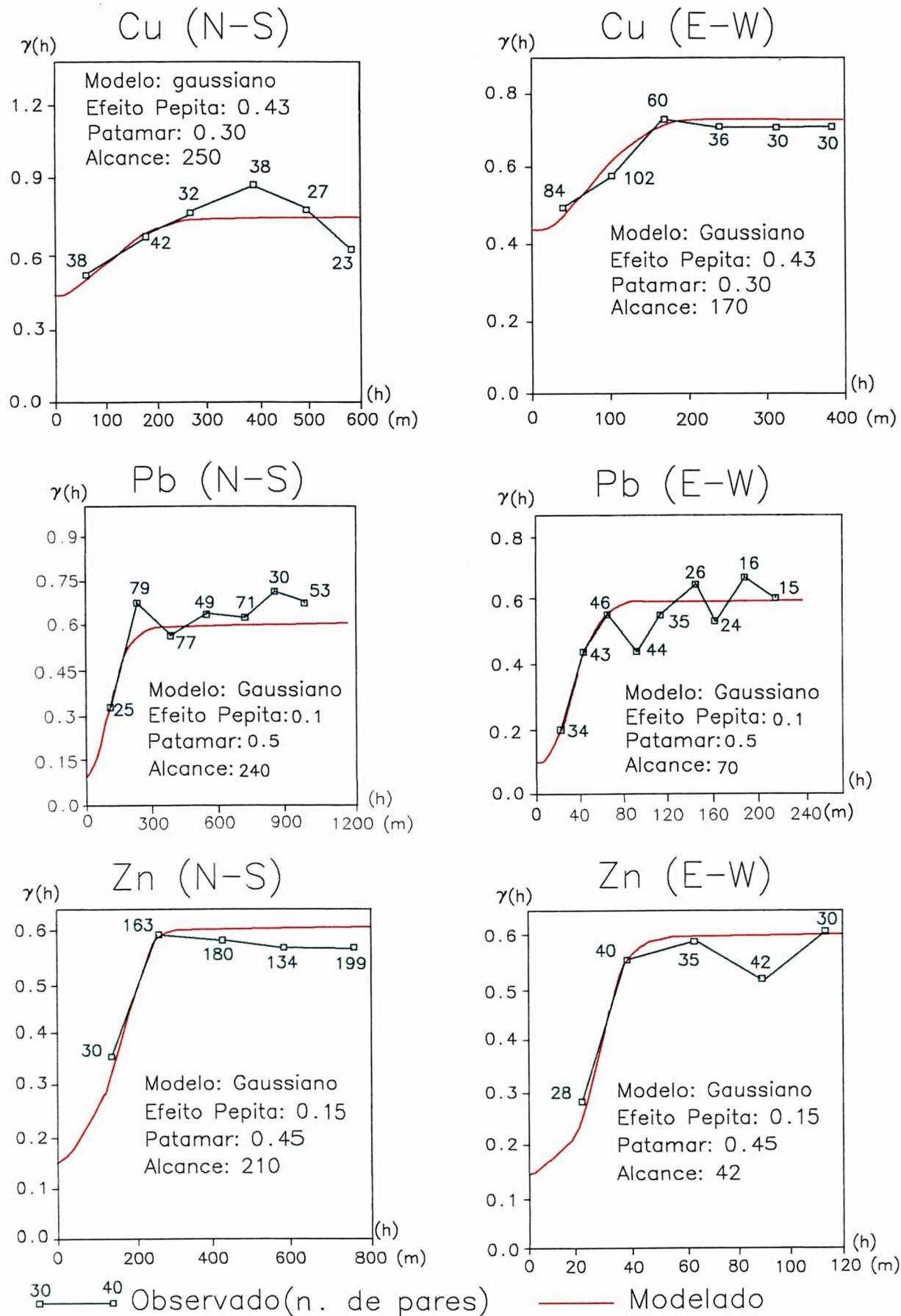
A partir da análise variográfica direcional dos dados observados e o ajuste do modelo teórico, são introduzidos os termos efeito pepita (*nugget effect*), patamar (*sill*) e alcance (*range*), discutidos na maioria dos livros-texto sobre geoestatística. Na área trabalhada, o modelo que melhor se adaptou aos dados observados foi o gaussiano, revelando duas direções preferenciais de continuidade espacial das estruturas. A continuidade do fenômeno na direção N-S é maior do que na direção E-W, mostrando um meio anisotrópico, tal como definido por David (1977) e aplicado por vários autores, entre eles, Magri & Mostert (1985) e Hansen (1993). Porém, as anisotropias são diferentes para os três elementos, como demonstrado pelos valores dos alcances nas duas direções variografadas (figura 19). O Zn possui maior diferença entre os alcances, revelando uma forte anisotropia, enquanto o Pb e o Cu mostram menor variação entre os alcances, portanto menor anisotropia. Essas diferenças anisotrópicas dos três elementos terão implicações na interpretação do condicionamento das anomalias no meio supergênico.

A composição dos mapas de distribuição geoquímica dos elementos Cu, Pb e Zn foi baseada nos dados adquiridos através das análises variográficas. O estimador inerente ao método da krigagem é do tipo *BLUE* (*Best Linear Unbiased Estimator*), significando: é o melhor porque o resultado é um valor médio com variância de estimação mínima; é linear porque obedece a uma combinação linear dos dados; e, por fim, é um estimador não tendencioso, pois o somatório dos pesos é 1 (Clark, 1980). A maior vantagem da interpolação por krigagem em relação aos outros métodos conhecidos, inclui a possibilidade de calcular o erro que se comete ao avaliar uma variável Z através de um estimador  $Z^*$  (Brooker, 1979).

As análises variográficas e a krigagem foram executadas através do pacote *Geo-Eas* (*Geostatistical Environmental Assessment Software* - Englund & Sparks, 1988), que possui apenas duas variedades de krigagem bidimensional, ordinária e simples. Optou-se pela ordinária porque este tipo assume que as médias locais não são as mesmas da média da população, usando somente as amostras da vizinhança para estimar a célula de interpolação. Portanto, a estimativa dos teores se dá somente em função das análises variográficas, das quais extraem-se os alcances para determinar os valores dos raios maior e menor da elipse de busca, cujo eixo maior é orientado ao longo da maior continuidade do fenômeno ou da menor variância (ao longo da direção principal das camadas). Outro procedimento adotado foi a krigagem por pontos, consistindo da estimativa dos valores a partir de um conjunto de amostras inseridas nos raios de abrangência da elipse de busca. Esta consistiu de apenas um setor com no máximo seis amostras e no mínimo três, permitindo gerar um mapa apenas em torno dos pontos amostrados, pois, caso contrário, o erro de estimação poderia ser muito alto, não justificando os valores interpolados a grandes distâncias dos pontos amostrados. Quando na krigagem por pontos ocorre uma coincidência com o ponto amostrado, então o valor estimado será o mesmo da amostra (Englund & Sparks, 1988).

Por último, os mapas elaborados pelo método geoestatístico geraram informações novas e demonstraram que as anomalias de Cu, Pb e Zn possuem diferentes comportamentos espaciais, cujos semi-variogramas (figura 19) indicam o comportamento estrutural dessas variáveis regionalizadas. Cada variável apresenta

Figura 19 Semi-variogramas direcionais para Cu, Pb e Zn.



uma função semi-variograma distinta com relação à independência entre as amostras, tanto ao longo da maior continuidade do fenômeno (N-S), como da menor (E-W), mostrando apropriadamente o melhor ajuste da organização litoestrutural verificada na área. Estes reflexos não estão sustentados somente pela posição  $x$  e  $y$  dos valores medidos, pois eles mostram configurações distintas das anomalias, o que não se verificaria com outro método de interpolação. O Zn está mais condicionado ao arcabouço litoestrutural, refletindo melhor concordância ao longo da direção N-S. Em contrapartida, o Cu não parece guardar muita relação com as estruturas geológicas e se dispersa mais perpendicularmente (E-W). No caso do Pb, verifica-se uma tendência discreta ao longo dos corpos litológicos e se aproxima muito do comportamento anisotrópico do Zn.

### 3.1.3 Resultados obtidos

Os resultados de geoquímica de solos, estão apresentados na forma de mapas georreferenciados ao sistema de coordenadas UTM (figuras 20, 21 e 22 para os elementos Cu, Pb e Zn, respectivamente). Para efeito deste trabalho, as áreas a que se referem estas figuras são chamadas de semi-detalhe (1:25.000), embora os mapas estejam apresentados em escala 1:50.000. Na extremidade norte das referidas figuras é assinalada uma área retangular onde foram efetuados trabalhos de detalhe em escala 1:2.500, também apresentados em escala menor (1:5.000) e que serão objeto de discussão no capítulo 4 (geoquímica de detalhe).

A interpretação das anomalias de Cu, Pb e Zn, levando em consideração o comportamento supergênico, os fatores de migração na zona de oxidação, a presença de *gossans*, as ocorrências minerais (galena, esfalerita, malaquita, etc.) e as rochas carbonáticas, fica bastante facilitada pela observação do mapa integrado das anomalias (figura 23). Este mapa mostra, além da posição espacial, as áreas anômalas de superposição dos três elementos. Outra forma escolhida para mostrar a superposição das anomalias de Cu, Pb e Zn, foi feita através da composição RGB, onde o Cu foi colocado na banda vermelha, o Pb na verde e o Zn na azul e são vistos na figura 24, a qual salienta, em tonalidades claras, os locais mais favoráveis geoquimicamente, que por sua vez, coincide com as áreas de superposição das

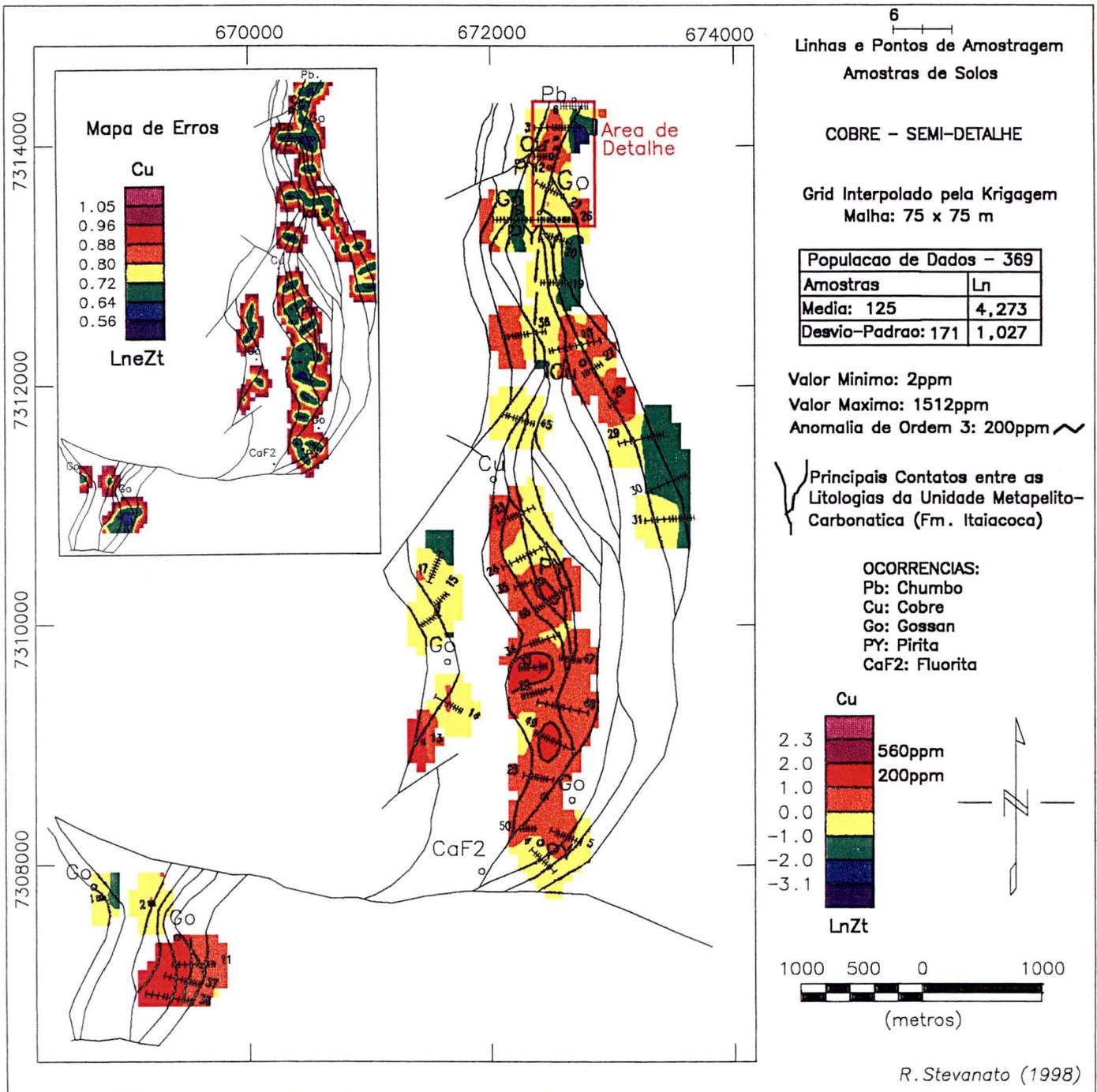
anomalias de ordem três da figura 23. Diante destas constatações pode-se concluir, com base nas discussões anteriores, que a localização das anomalias de terceira ordem ou maior, é indicativa da possibilidade da presença de corpos mineralizados em subsuperfície. Para testar tal hipótese, foi selecionada uma área de detalhe, onde realizou-se todos os estudos orientativos, provou-se a correspondência entre as anomalias geoquímicas e as mineralizações sulfetadas de chumbo e zinco (Stevanato *et al.* 1991).

As anomalias identificadas na figura 23 revelam duas subáreas com superposição dos elementos Cu, Pb e Zn em torno das linhas 38 e 49; duas com Pb e Zn nas linhas 03 e 18; e uma com Pb e Cu nas linhas 35 e 46, além de outras duas onde aparecem anomalias para só um elemento: a primeira foi verificada para Pb nas linhas 20, 26 e 27 e a segunda para Cu na linha 33. Do ponto de vista geoquímico, estas subáreas anômalas representam alvos altamente favoráveis e devem ser priorizados em futuros trabalhos de detalhamento, como será demonstrado na área de detalhe. A integração das informações geológico-geoquímicas são fundamentais para definir as direções a serem investigadas em torno desses alvos e serão melhor comentados em capítulos posteriores, quando da definição e refinamento do modelo exploratório.

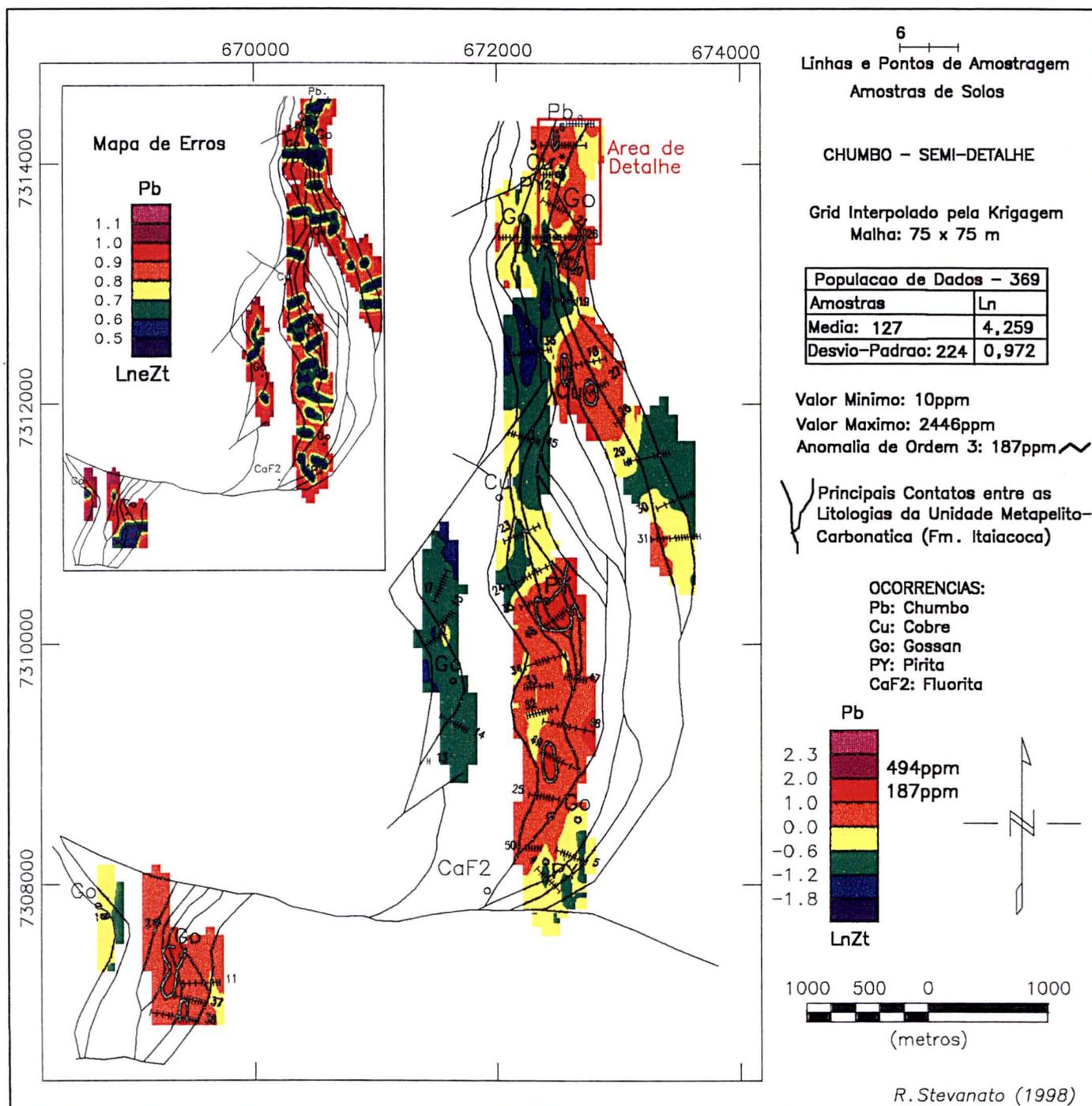
Outra constatação dos resultados geoquímicos decorre da amplitude dos valores anômalos. Assim, os elementos Pb e Zn deveriam alcançar a primeira ordem, já que o valor máximo encontrado nas análises ultrapassou o limite desta ordem. Para o primeiro (Pb), o valor máximo é de 2446 ppm e a anomalia de ordem "um" situa-se no limite de 1306 ppm. Para o Zn, o valor máximo é 1005 ppm e o limite é de 947 ppm. No caso do Cu, o limite de 1562 ppm não foi alcançado pelo valor máximo (1512 ppm). Estes resultados refletem as malhas finais, as quais representam dados suavizados pelo método de interpolação utilizado.

De acordo com a estratégia da Mineração J.S. Ltda, detentora dos alvarás na época do levantamento, os alvos geoquímicos identificados a sul da área de detalhe (figura 23), foram adiados em termos de investimento, já que os recursos disponíveis foram canalizados para outras áreas requeridas pela empresa no ano de 1991.

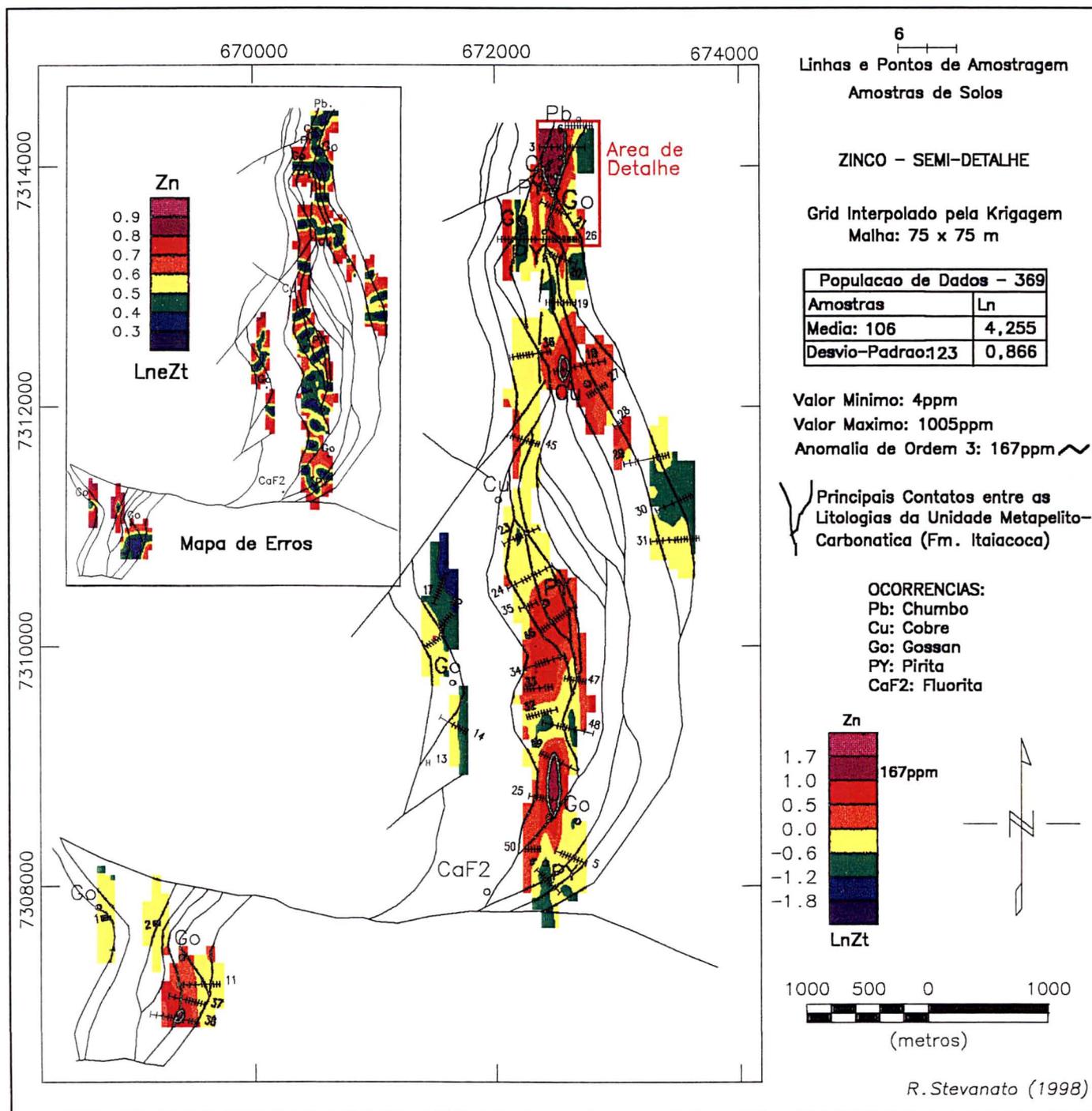
**Figura 20** Mapa geoquímico do Cobre (Cu) em unidades de desvio padrão ( $\ln Zt$ ), mostrando os principais contatos litológicos da unidade metapelito-carbonática, as ocorrências minerais, as linhas de amostragem de solos, o contorno das anomalias de 3º ordem e a área de detalhe onde foram realizados trabalhos de *follow-up*. No detalhe aparece o mapa de erros associado com a krigagem, também em unidades de desvio padrão ( $\ln Zt$ ).



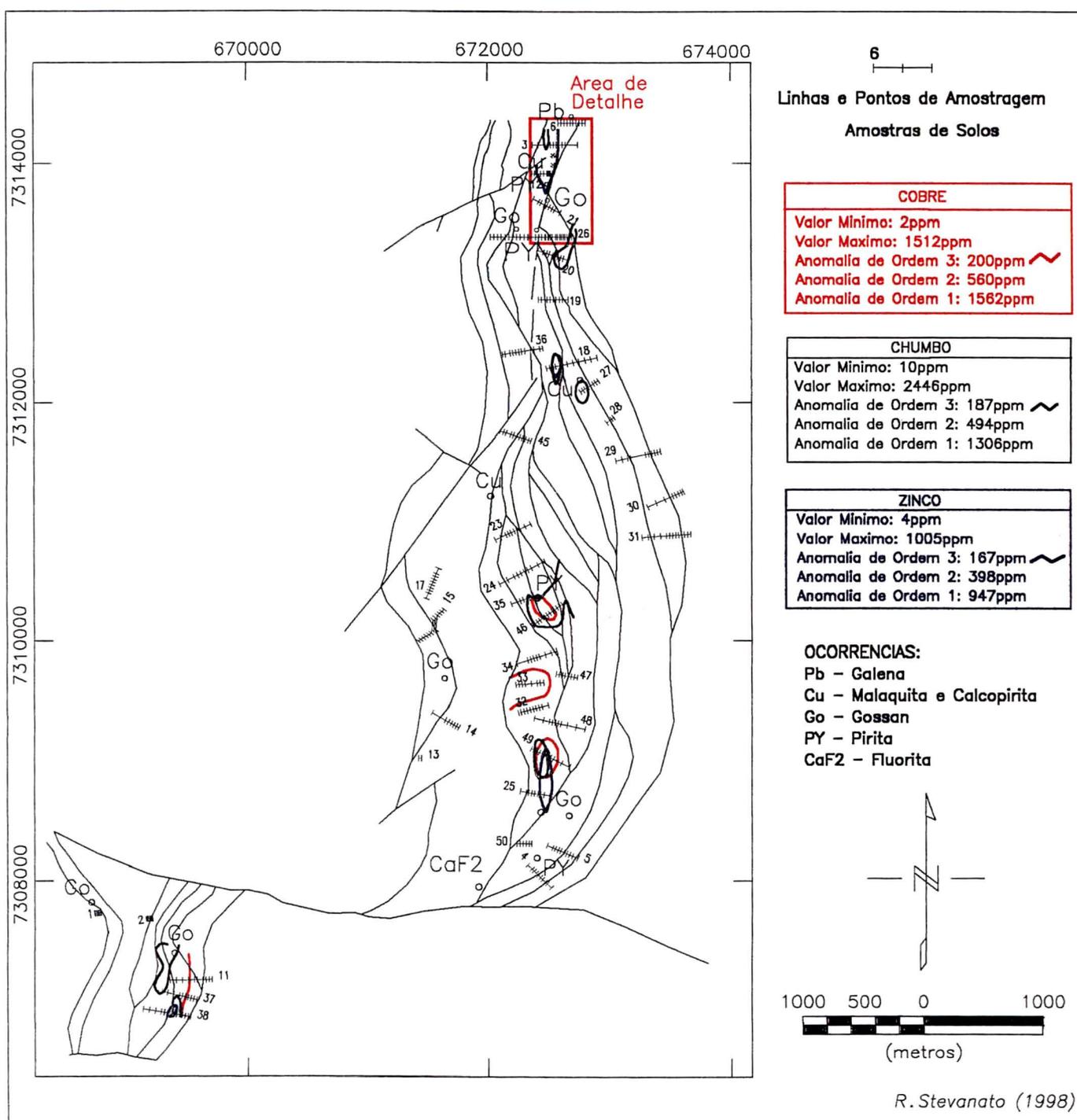
**Figura 21** Mapa geoquímico do Chumbo (Pb) em unidades de desvio padrão ( $\ln Zt$ ), mostrando os principais contatos litológicos da unidade metapelito-carbonática, as ocorrências minerais, as linhas de amostragem de solos, o contorno das anomalias de 3<sup>o</sup> ordem e a área de detalhe onde foram realizados trabalhos de *follow-up*. No detalhe aparece o mapa de erros associado com a krigagem, também em unidades de desvio padrão ( $\ln Zt$ ).



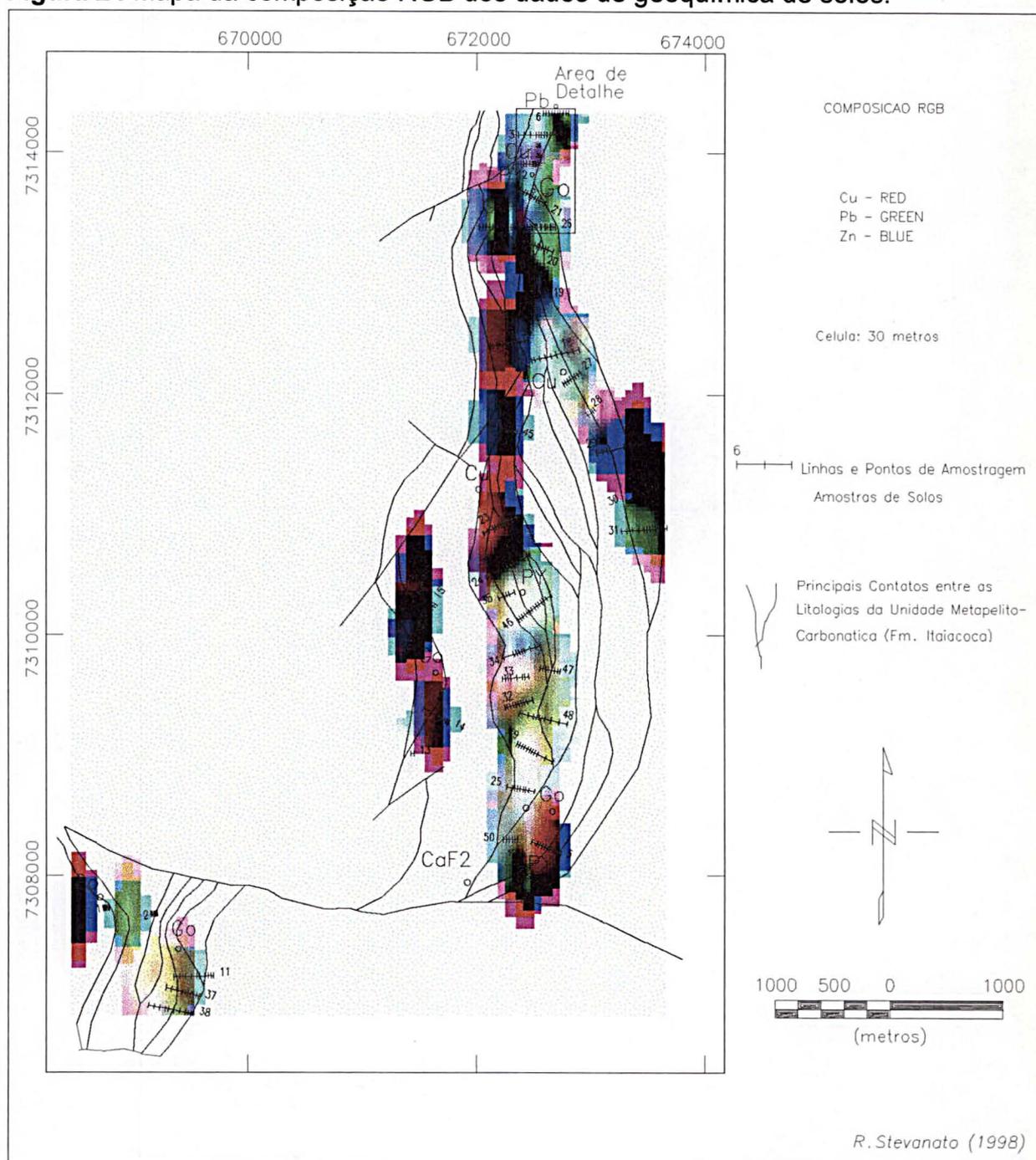
**Figura 22** Mapa geoquímico do Zinco (Zn) em unidades de desvio padrão ( $\ln Zt$ ), mostrando os principais contatos litológicos da unidade metapelito-carbonática, as ocorrências minerais, as linhas de amostragem de solos, o contorno das anomalias de 3º ordem e a área de detalhe onde foram realizados trabalhos de *follow-up*. No detalhe aparece o mapa de erros associado com a krigagem, também em unidades de desvio padrão ( $\ln eZt$ ).



**Figura 23** Mapa geoquímico integrado de cobre, chumbo e zinco, indicando as áreas de superposição das anomalias de terceira ordem, associadas com as ocorrências minerais e as linhas de amostragem de solo e os principais contatos litológicos.



**Figura 24** Mapa da composição RGB dos dados de geoquímica de solos.



## 3.2 AEROGEOFÍSICA

Apesar da aerogeofísica utilizada ser enfocada pela aplicação regional, aqui ela está incluída na prospecção de semi-detralhe porque a escala de trabalho permitiu que assim fosse designada, ou seja, extraiu-se do arquivo regional, apenas a janela que envolveu a área de Palmeirinha, objeto da explanação deste item. Foram utilizados os canais de gamaespectrometria e de magnetometria do Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul. Os dados magnéticos foram processados e os resultados não foram satisfatórios ao objetivo do presente estudo, razão pela qual não são aqui apresentados.

### 3.2.1 Espectrometria de raios gama

Os raios gama constituem uma forma de radiação eletromagnética com alta energia e curto comprimento de onda, não possuem massa ou carga eletrônica e são emitidos a partir de diferentes níveis energéticos que correspondem ao decaimento radioativo de alguns isótopos. A espectrometria de raios gama mede a abundância do potássio (K), do tório (Th) e do urânio (U). O potássio medido corresponde diretamente ao decaimento do  $^{40}\text{K}$ , enquanto as concentrações de tório e urânio são mais complexas, uma vez que as séries do  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  e do  $^{232}\text{Th}$  decaem através de vários nuclídeos-filho até alcançarem isótopos estáveis de Pb, conforme Wilford *et al.* (1997) e Minty (1997).

A gamaespectrometria teve sua principal aplicação dirigida pelos interesses da indústria mineral, principalmente como apoio na localização de depósitos de urânio e mapeamento litológico (Graham e Bonham-Carter, 1993). Como resultado deste desenvolvimento, as respostas dos raios gama para as rochas são muito bem entendidas e disseminadas. Entretanto, a distribuição dos radioelementos em materiais intemperizados, tais como saprolitos e solos é bem menos conhecida. Mais recentemente, aumentou o interesse pela aplicação deste tipo de dado para auxiliar o mapeamento de solos, formações superficiais e estudos geomorfológicos (Cook *et al.* 1996), apesar da idéia já ter sido aventada por Schwarzer *et al.* (1972). Os resultados das pesquisas gamaespectrométricas em mantos de intemperismo é de grande valia para os países de clima tropical e subtropical, onde o

desenvolvimento de solos é bastante acentuado, já que as respostas gamaespectrométricas refletem profundidades não superiores a 40 centímetros.

Como mencionado, a aplicação da gamaespectrometria pode auxiliar diretamente à prospecção de depósitos de urânio. Por outro lado, a utilização desta ferramenta para colaborar na identificação direta de outros tipos de depósitos deve ser vista com ressalvas, principalmente para o tipo de mineralização de chumbo e zinco em metadolomitos da área de Palmeirinha/Sengés, porque esta tipologia de depósito geralmente não contém minerais radioativos. Com base nesta constatação, utilizou-se os dados gamaespectrométricos como apoio ao mapeamento geológico, procurando reconhecer as assinaturas de cada domínio litológico verificado na área de estudo, para daí tentar definir como a gamaespectrometria poderia auxiliar indiretamente na prospecção de metais-base da área de interesse. Para tanto, devem ser analisadas todas as variáveis que interferem nos dados gamaespectrométricos. Esta complexidade inerente ao próprio método pode dificultar, mas não inviabilizar a utilização dos dados aerogeofísicos.

Não cabe no presente estudo uma análise aprofundada da radiometria gama, porém alguns aspectos necessitam ser entendidos para que se possa usufruir dos dados aerogeofísicos, principalmente com relação à paisagem geográfica e aos produtos intempéricos. Neste sentido, procurou-se verificar a correspondência entre a resposta do canal de contagem total dos dados medidos e a superfície topográfica, juntamente com as litologias aflorantes e os saprolitos derivados dessas litologias.

### **3.2.1.1 Considerações sobre a base de dados**

Os dados aerogeofísicos digitais utilizados foram extraídos do Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul (Geofoto, 1978), o qual recobre as faixas proterozóicas e as bordas da Bacia Sedimentar do Paraná nos estados de Santa Catarina, Paraná e parte de São Paulo, abrangendo uma área total de 48.600 km<sup>2</sup> (figura 25). As linhas de vôo (ou perfis) totalizaram cerca de 53.924 km e foram projetadas na direção preferencial N30W, cortando perpendicularmente a direção geológica regional das unidades proterozóicas (N40-60E) e paralelas a

subparalelas ao enxame de diques básicos do Mesozóico (N30-50W), os quais alojam-se, principalmente, no estado do Paraná. A amostragem ao longo das linhas de vôo foram calibradas com o tempo de integração de um segundo. Como a velocidade média da aeronave foi da ordem de 208 km/h, registrou-se uma coleta a cada 58 metros. O Projeto contou com dois tipos de método: a magnetometria e a gamaespectrometria, esta com discriminação dos canais de Contagem Total (CT), Tório (Th), Urânio (U) e Potássio (K), todos medidos em cps (contagens por segundo).

Uma característica da região levantada pela aerogeofísica é a presença de ambientes geomorfológicos distintos, com grandes variações de relevo entre as regiões costeiras, a Serra do Mar, os planaltos e a escarpa da Bacia do Paraná, causando grandes desajustes na altura de vôo. Além disso, outros fatores interferem nos valores de contagem como as grandes diferenças na temperatura, pressão e umidade do ambiente que acentuam o espalhamento Compton e a atenuação da radiação na atmosfera e no solo.

Alguns problemas metodológicos e operacionais com relação à aquisição dos dados são descritos na literatura (Geofoto, 1978; CPRM, 1982; Cordeiro da Silva, 1994 e Cordeiro da Silva & Mantovani, 1994) e são resumidos a seguir:

- o espaçamento entre as linhas de vôo está compreendido entre 750 a 1.250 m, localmente ocorrem sobreposições e afastamentos superiores a 2000 metros;
- altura de vôo nominal de 150 m com média de 158 m, variando entre 80 a mais de 300 m;
- as janelas de energia utilizadas diferem dos padrões recomendados pela IAEA (International Atomic Energy Agency 1989, *apud* Cordeiro da Silva, 1994);
- o posicionamento geográfico das linhas de vôo são incompatíveis com as bases cartográficas oficiais (IBGE e DSG), cujas distorções variam regionalmente, da ordem de vários metros até valores superiores a quatro quilômetros;
- foram encontrados valores negativos para as contagens dos radioelementos.

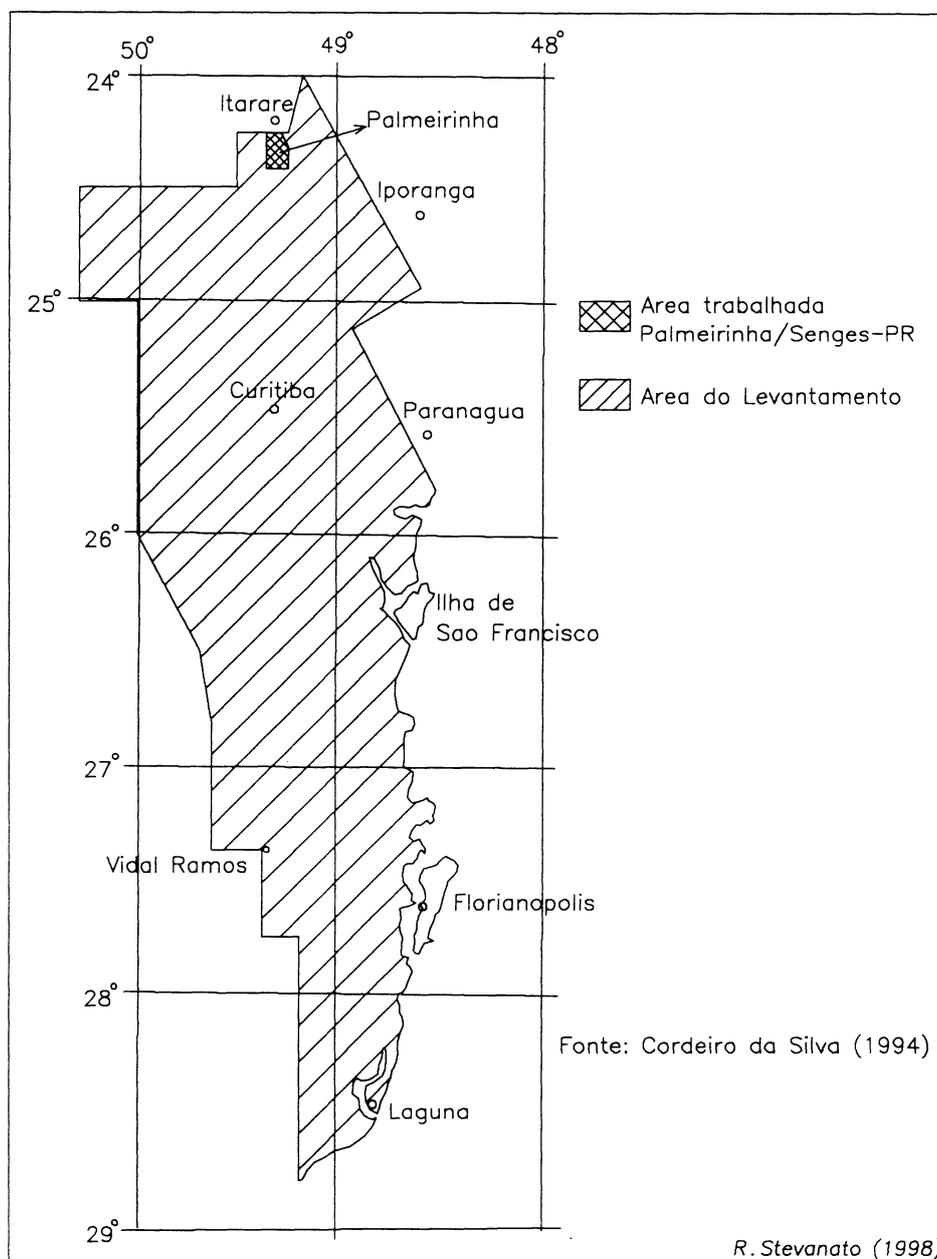
Estes problemas relacionados com a aquisição dos dados implicam em dificuldades durante o processamento. Por exemplo, o espaçamento variável entre linhas de vôo dificulta a elaboração dos mapas de contorno, gerados pela

interpolação. Entretanto, o maior problema diz respeito ao posicionamento cartográfico que não permite a correlação direta das feições geofísicas com as geológicas e a paisagem geográfica. Neste sentido, Nadal *et al.* (1992) propuseram uma metodologia baseada na aplicação da Transformação Afim Geral no Plano para mudanças de bases cartográficas. Para tanto realizaram um teste na Folha de Apiaí, selecionando pontos homólogos distribuídos por todos os quadrantes e perfeitamente identificáveis em ambas as cartas (IBGE e do levantamento geofísico), e mostraram que o modelo matemático/estatístico da Transformação Afim no Plano revelou-se plenamente satisfatório, minimizando os erros originais de posicionamento cartográfico. No entanto, o procedimento adotado para a correção cartográfica dos mapas aerogeofísicos gerados na área de Palmeirinha, foi feito pela combinação visual das respostas gamaespectrométricas dos canais de contagem total, Tório, Urânio e Potássio com mapa geológico na escala de semi-detalhe.

Nos dados gamaespectrométricos originais observaram-se valores negativos de contagem, provavelmente devido a processos inadequados de correção do *background* atmosférico e/ou calibração instrumental. Este problema foi solucionado somando-se a cada observação um valor correspondente ao menor valor negativo acrescido de um, ficando o valor mínimo com 1 (um), a exemplo do que foi notado e feito por Pires (1995) em levantamento aerogeofísico de Crixás-Guarinos, Goiás.

Mesmo com as dificuldades inerentes ao levantamento aerogeofísico Serra do Mar Sul, procedeu-se à utilização destes dados. Procurou-se conciliar as informações obtidas através do processamento dos dados aerogeofísicos com as informações geológicas. Para tanto, extraiu-se do arquivo original, uma janela que abrangeu uma pequena parte do citado projeto, localizada no extremo norte do levantamento, estando limitada pelas coordenadas UTM 667.275-674.525E e 7.305.750-7.318.500N, o que perfaz uma área aproximada de 92,4 km<sup>2</sup>, com recobrimento de nove linhas de vôo, localizada próxima à divisa dos estados do Paraná e São Paulo, na região de Palmeirinha/Sengés-PR, área objeto deste trabalho (figura 25).

**Figura 25** Limites da área do Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul e a área trabalhada (Palmeirinha/Sengés-PR).



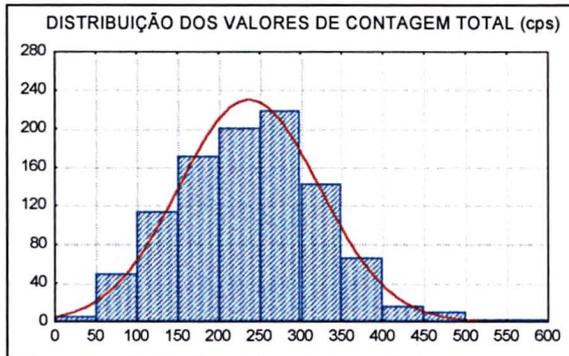
### 3.2.1.2 Tratamento estatístico e geoestatístico

O mesmo procedimento estatístico e geoestatístico adotado na geoquímica foi aplicado aos dados gamaespectrométricos. O processamento envolveu uma fase preliminar de análise e consistência dos dados de contagem em cada canal amostrado. Nesta fase, procedeu-se a um estudo estatístico elementar para verificar os limites máximos e mínimos, além de outros parâmetros para definir a distribuição de freqüências, como média, desvio padrão e histogramas de distribuição de freqüências. Inicialmente, observou-se a presença de duas populações; uma correspondente aos valores sobre as rochas sedimentares da Bacia do Paraná e outra sobre as rochas proterozóicas da Faixa Itaiacoca. Retiradas as amostras da primeira, o conjunto se comportou como uma única população e distribuição normal (figura 26), o que permitiu a construção e o bom ajuste dos semi-variogramas experimentais e, portanto, a aplicação da técnica de krigagem como interpoladora.

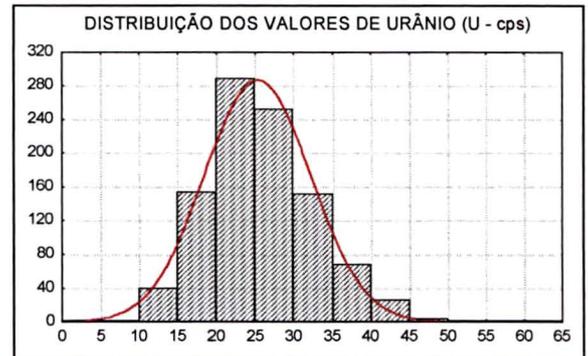
Outro argumento para validar a aplicação da técnica geoestatística é que os radioisótopos dispersos no ambiente natural se comportam como variáveis regionalizadas e, como tal, dependem do arranjo litoestrutural, apesar de outros fatores influenciarem na resposta dos raios gama. Além do mais, a comparação visual e estatística entre alguns métodos de interpolação foi testada na mesma área objeto deste estudo e resumidas em Stevanato *et al.* (1995), que constataram a eficiência do método de krigagem em relação àqueles geométrico-analíticos da curvatura mínima (Briggs, 1974) e bidirecional (Geosoft, 1997), tal como demonstrado por Hansen (1993).

Os métodos de interpolação convencionais levam em conta a localização espacial das amostras e admitem o conceito de área ou volume de influência. No entanto, não permitem que se conheçam os erros cometidos nem a variabilidade do fenômeno (isolinhas, polígonos, triângulos, inverso da distância e inverso do quadrado da distância). Os estatísticos não consideram a posição espacial das amostras, pois as mesmas são consideradas espacialmente independentes, mas por outro lado, admitem a variabilidade dos dados e os erros cometidos. Os métodos geoestatísticos, além de calcular o erro cometido na avaliação (variança de

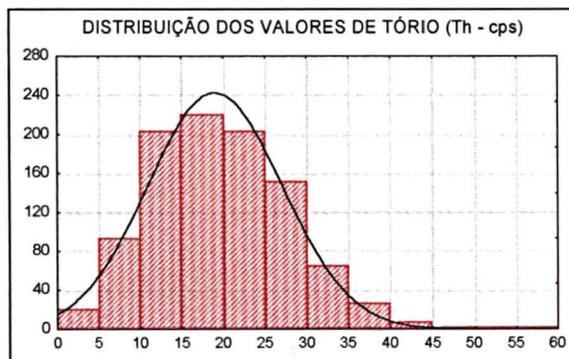
**Figura 26** Histogramas de distribuição de freqüências dos dados gamaespectrométricos aéreos (CT, Th, U e K) no domínio real (cps), os valores mínimos e máximos, da média e do desvio padrão.



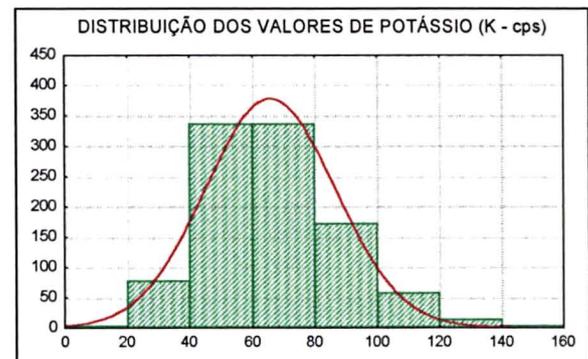
Contagem Total (CT - cps)	
Mínimo	21
Máximo	534
Média	237,3
Desvio padrão	85,6



Urânio (U - cps)	
Mínimo	1
Máximo	55
Média	25,3
Desvio padrão	6,8



Tório (Th - cps)	
Mínimo	1
Máximo	54
Média	18,9
Desvio padrão	8,1



Potássio (K - cps)	
Mínimo	13
Máximo	143
Média	65,7
Desvio padrão	20,8

estimativa), permitem a correlação espacial entre amostras e a aleatoriedade do fenômeno.

As análises variográficas dos canais de contagem total, tório, urânio e potássio são mostradas na figura 27, e revelam altos efeitos-pepita, provavelmente uma característica dos dados gamaespectrométricos, onde as medições apresentam comportamentos inconstantes, ou seja, a mesma medida não consegue ser reproduzida em épocas diferentes, fazendo com que a amostragem apresente um erro não controlado, independente do equipamento ou do operador, já que muitas variáveis inerentes ao próprio método interferem nos resultados, como a taxa de umidade do solo, radônio na atmosfera, vegetação, materiais intemperizados e a própria razão de decaimento radioativo dos elementos, a qual é aleatória. Outro fator que provavelmente esteja associado ao efeito pepita, é o espaçamento entre as linhas de vôo, pois esta resolução de amostragem parece ser insatisfatória diante da variabilidade litológica reconhecida na área de estudo.

Tal como na geoquímica, foi possível configurar que o meio gamaespectrométrico da área estudada também comporta-se anisotropicamente (anisotropia geométrica), porque os radioelementos distribuem-se ao longo dos pacotes litológicos, os quais estão fortemente deformados e estruturados na direção preferencial N-S, mesmo que estes estejam intemperizados em muitos locais. No entanto, o comportamento anisotrópico dos radioelementos são diferentes entre si. Os semi-variogramas do tório e do urânio são muito bem comportados na origem e mais dispersos no patamar, refletindo maior variabilidade da variância após o limite do alcance. Para estes dois radioelementos, a dispersão, tanto ao longo da maior continuidade do fenômeno (N-S), como da menor (E-W) revela menor anisotropia e, conseqüentemente, menor mobilidade. Em contrapartida, o potássio apresentou-se fortemente anisotrópico, o que demonstra sua grande dependência ao substrato litológico e a seus produtos intempéricos. Os dois semi-variogramas direcionais do radioisótopo  $^{40}\text{K}$  já não possuem excelente comportamento na origem, fato revelado pela forte anisotropia e, portanto, maior mobilidade no ambiente. Os semi-variogramas da contagem total apresentam muito mais similaridade com aqueles do

potássio do que com os do Th e do U, demonstrando que os raios gama emanados da janela espectral do  $^{40}\text{K}$  mostram maior contribuição no canal da contagem total.

Outras considerações poderiam ser extraídas da análise dos semi-variogramas, no entanto, elas fogem ao escopo do presente estudo, onde o que se pretende é apenas utilizar o método de krigagem como interpolador, e ao mesmo tempo conhecer o comportamento dos radioelementos no ambiente natural da área estudada, principalmente com relação aos seus controles anisotrópicos e a consonância com o substrato geológico e a paisagem geográfica.

Em seguida ao tratamento variográfico iniciou-se o processo de krigagem, o qual permite a estimação por ponto ou por área numa superfície. A estimativa por área fornece um valor médio para o domínio, refletindo melhor o elemento de contorno do mapa e a resolução esperada para o terreno. Por outro lado, justifica-se a krigagem por pontos, embora este procedimento corresponda à variância de estimação maior, porque os produtos gerados por este procedimento geoestatístico permite a comparação com outros métodos não estatísticos, já que estes últimos só fornecem estimadores por pontos (Stevanato *et al.* 1995). Dentre os dois tipos de krigagem disponíveis no *GeoEas*<sup>TM</sup> (simples e ordinária), optou-se pela krigagem ordinária, pois considerou-se a média como desconhecida.

Os produtos gamaespectrométricos foram interpolados em malha regular de 250 metros de lado, assim como os erros de estimação associados à krigagem em cada variável, os quais podem ser vistos na figura 28. Note-se que os valores estão representados em unidades de desvio padrão, técnica de normalização também empregada aos dados geoquímicos, como já referido.

### **3.2.1.3 Avaliação dos dados obtidos**

Como foi verificada uma boa correlação entre as unidades geológicas mapeadas (Soares *et al.* 1987) e a resposta dos raios gama, faz-se necessário uma interpretação geológico-geofísica integrada, afim de avaliar a consistência dos dados aerogeofísicos em relação à informação geológica e vice-versa.

A avaliação inicial consistiu de uma análise dos dados geológico-geofísicos, tanto em planta como em perfil. A aplicação deste tipo de procedimento foi facilitada

Figura 27 Semi-variogramas direcionais para CT, Th, U e K.

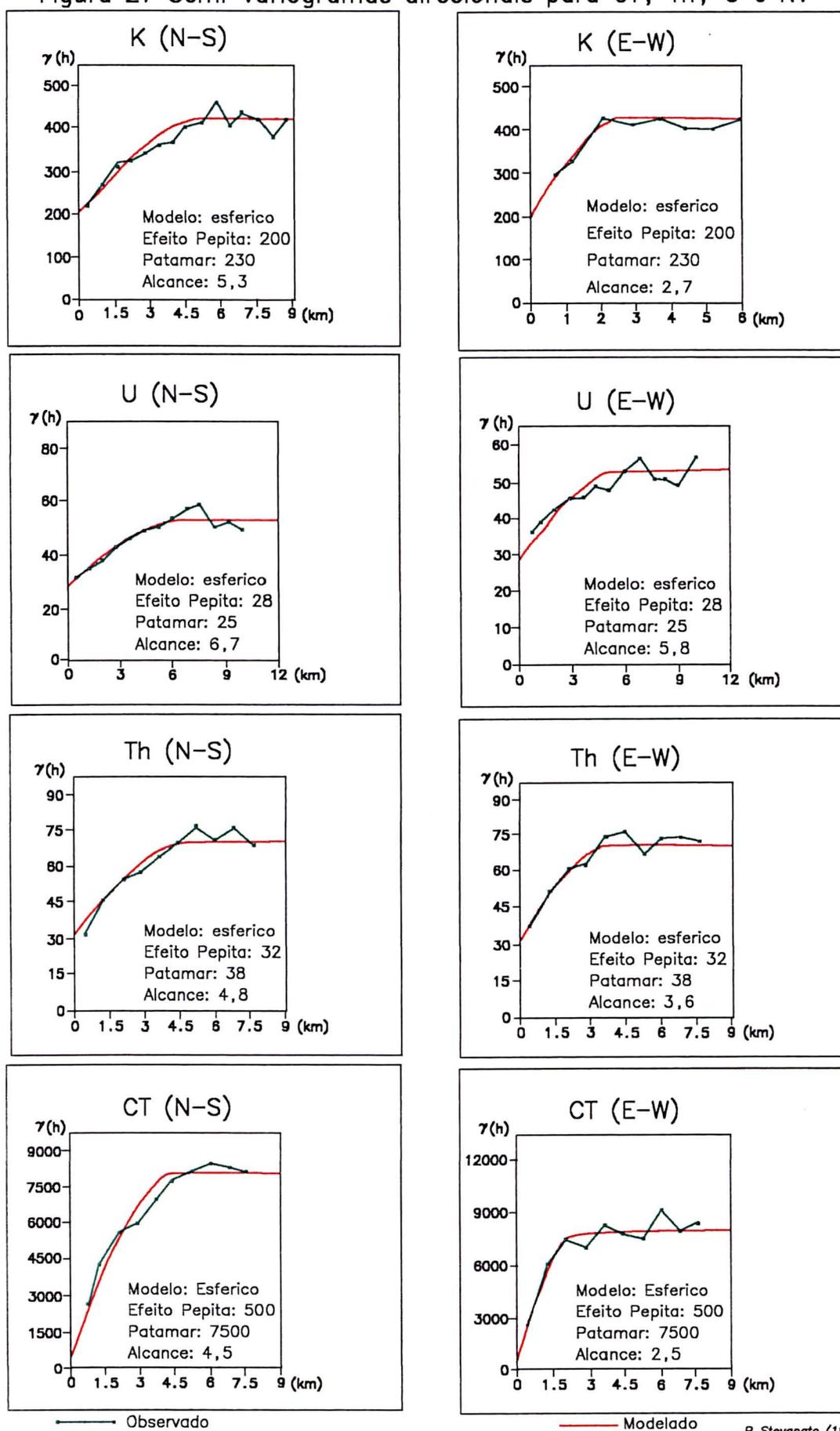
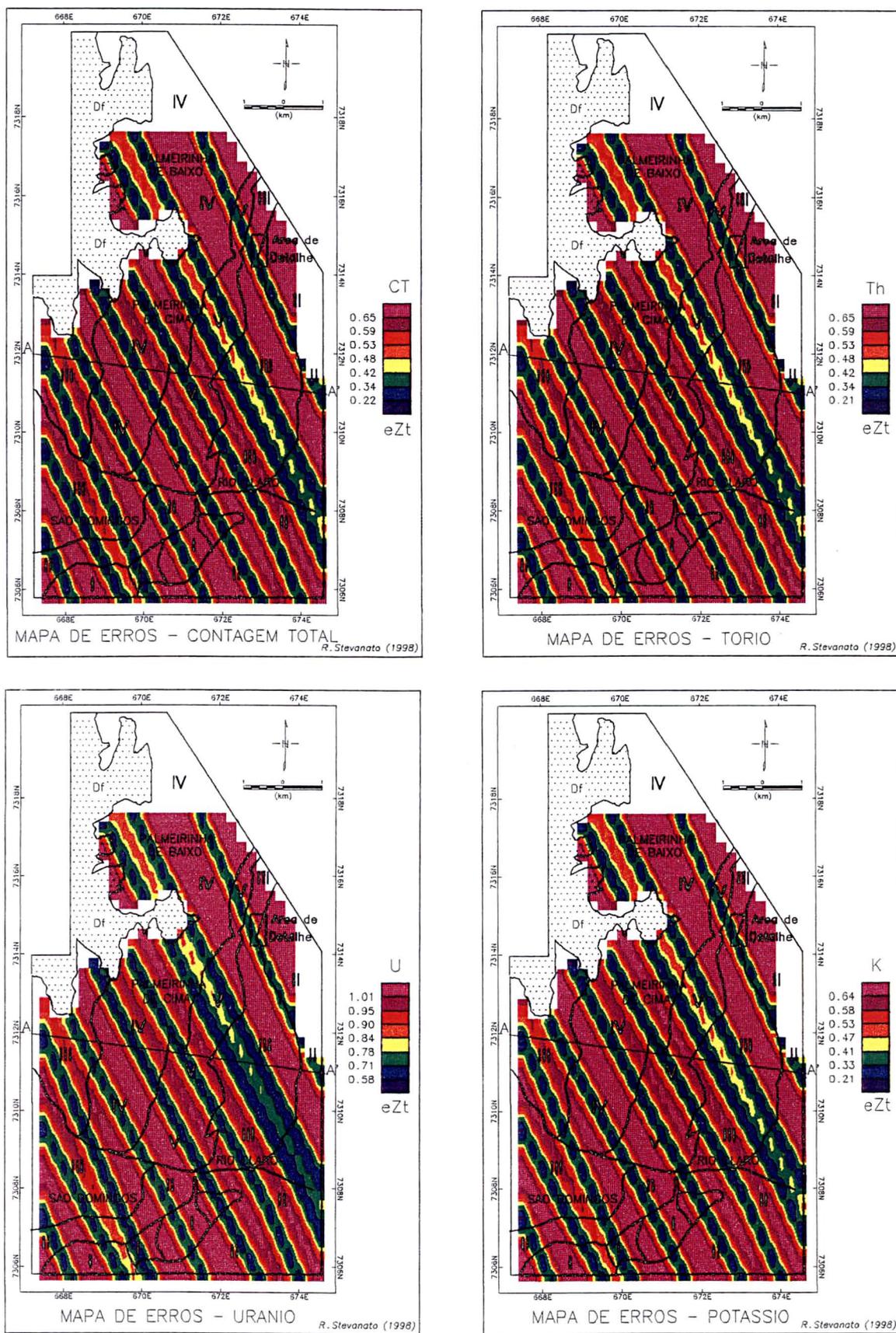


Figura 28 Mapas de erros de krigagem dos dados gamaespectrométricos aéreos.

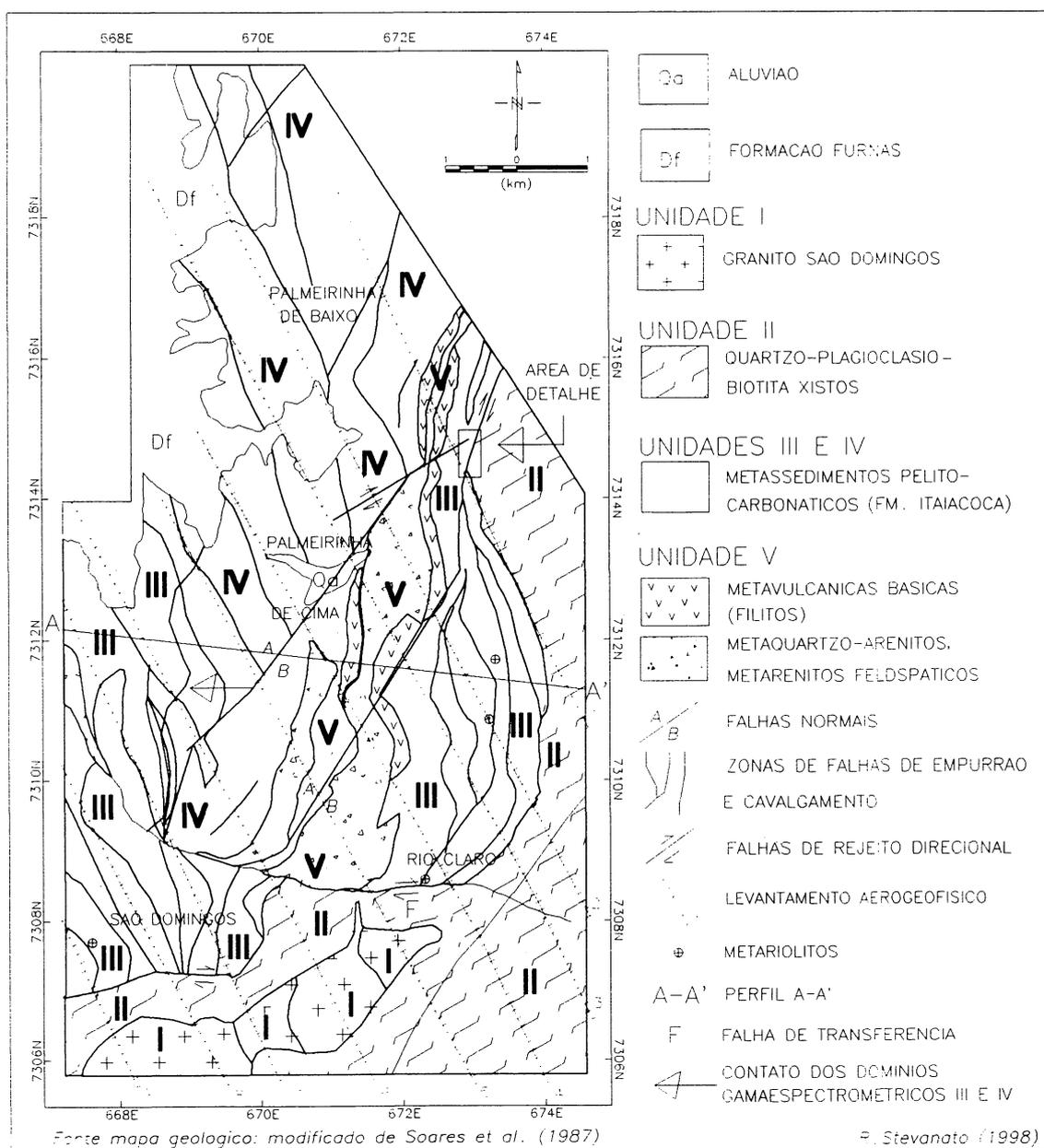


porque a área trabalhada possui pequena extensão, sendo coberta por apenas nove linhas de vôo.

A análise em planta permitiu identificar o contexto geológico da área trabalhada com relação ao posicionamento das linhas de vôo, mostrando espacialmente estas relações. A figura 29 mostra o mapa geológico simplificado com a superposição das linhas de vôo, onde as diversas litologias foram agrupadas em cinco unidades distintas. O conteúdo litológico destas unidades pode ser melhor visualizado no mapa geológico completo (figura 04, Capítulo 2, pág. 19). Neste estudo empregou-se o termo unidade para as agrupamentos litológicos similares, enquanto domínio refere-se aos compartimentos definidos pelas respostas dos raios gama.

Cada unidade registra um comportamento litoestrutural peculiar. A unidade granítica (Granito São Domingos) comporta-se isotropicamente no interior do corpo, apesar de ter orientação geral NE (Domínio I), enquanto aquelas vinculadas à Faixa Itaiacoca são fortemente anisotrópicas. Nas partes sul e leste ocorrem uma espessa seção com predominância de xistos quartzo-feldspáticos, que possui um *trend* regional N-NE (Domínio II). A unidade composta por metaquartzo-arenitos, com algumas intercalações de metapelitos e metavulcânicas, predominam na porção central e orientam-se, preferencialmente, na direção N-S (Domínio V). A outra unidade, que é composta pela associação metapelito-carbonática pode ser subdividida em duas subunidades (domínios III e IV); na faixa leste e sudoeste predominam metapelitos, em detrimento aos carbonatos, enquanto à oeste observa-se o inverso. Quanto ao comportamento estrutural, também verificam-se diferenças entre estas duas faixas. No segmento leste a direção preferencial é N-S, e nas áreas sudoeste e oeste é N-NW, portanto paralela a subparalela às linhas de vôo. O domínio constituído pela Formação Furnas (Df), foi excluído desta análise em virtude de não constituir objeto de estudo. Todo este arranjo litoestrutural pode ser simplificado com uma orientação geral N-S, mostrando que a aquisição dos dados aerogeofísicos seria melhor aproveitada se as linhas de vôo fossem planejadas na direção E-W. No entanto, esta proposição seria impraticável, já que o levantamento aerogeofísico Serra do Mar Sul, devido a sua grande abrangência regional, não

**Figura 29** Mapa geológico simplificado das principais unidades com a superposição das linhas de vôo do Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul na região de Palmeirinha.



poderia se ater a peculiaridades de cada área específica. Por outro lado, esta limitação não invalida a utilização dos dados aerogeofísicos.

Outra decorrência da análise dos dados em planta, é que a interpolação efetuada entre as linhas de vôo levou em consideração a variografia direcional de todos os canais gamaespectrométricos, a qual orientou a elipse de busca com eixo maior ao longo da direção geral N-S e o eixo menor na direção E-W em toda a área de estudo. Entretanto, as porções sul e centro-leste da área, isto é, os domínios I, II, V e parte do III, respondem apropriadamente ao posicionamento da elipse de busca. Por outro lado, nas porções oeste e sudoeste (domínio IV e parte do domínio III), esta mesma elipse não é apropriada em função do posicionamento das linhas de vôo, as quais são paralelas à direção das camadas, ocorrendo interpolações que não refletem o comportamento litoestrutural do terreno nesta região. Isto reforça a hipótese de que a resolução do levantamento aerogeofísico entre as linhas de vôo também não é adequada, porque as linhas 04 e 05 cortam somente rochas calcárias, sendo que entre elas ocorrem pacotes de metapelitos, e entre as linhas 06 e 07 ocorre o inverso, isto é, a amostragem ao longo destas linhas captou somente a radiação emitida pelas rochas metapelíticas e entre estes pacotes ocorrem rochas carbonáticas (porção oeste, parte dos domínios III e IV). No entanto, nenhum método de interpolação solucionaria esta problemática, a qual é função da amostragem.

A construção dos perfis litológicos/topográficos, com suas respectivas representações litológicas esquemáticas e a resposta do canal de contagem total foi elaborada da seguinte maneira: os perfis da contagem total foram extraídos a partir dos dados originais com o auxílio do *software* Geosoft (1994). Os perfis topográficos foram elaborados a partir do mapa topográfico (Folha de Ouro Verde SG-22-X-B-I-3 em escala 1:50000 do IBGE), onde exagerou-se a escala vertical em cinco vezes, da mesma forma que nos perfis radiométricos. As litologias indicadas no perfil foram extraídas do mapa geológico em escala de semi-detalhe (1:25.000). Após a elaboração do conjunto de perfis de oito das nove linhas do levantamento

aerogeofísico, os mesmos foram digitalizados em ambiente CAD e editorados em ambiente Geosoft (figuras 30 e 31).

O intuito de comparar os perfis radiométricos com os perfis litológicos e topográficos foi o de avaliar a consistência do conjunto de dados gamaespectrométricos, admitindo-se para tal, que as variações na altura de vôo foram devidamente corrigidas. A resposta gamaespectrométrica do canal da contagem total reflete, em linhas gerais, o substrato geológico, formando domínios litológicos e gamaespectrométricos distintos. De uma maneira geral, nota-se que as unidades geológicas compostas basicamente pelos metapelitos (Domínio III) e pelos xistos (Domínio II) correspondem a domínios de contagem total com teores mais elevados, em detrimento àquelas unidades compostas pelos quartzitos (Domínio V) e pelos carbonatos (Domínio IV). As respostas do canal da contagem total refletem assinaturas bastante conspícuas com relação ao Granito São Domingos (domínio I), o que é notado nos perfis 05, 06, 07 e 08, marcando com precisão o contato deste corpo intrusivo com a encaixante xistosa.

O perfil 01 (figura 30) mostra uma particularidade que é refletida pelo contato entre os domínios II e III. Neste local a resposta da contagem total é homogênea e situa-se em um patamar quase que constante, mostrando claramente dois baixos vinculados a esta zona de contato. Tanto os carbonatos como os metarenitos e as metavulcânicas mostram valores de contagens em patamares inferiores aos metapelitos e xistos, fato verificado em todos os outros perfis. Os picos baixos muitas vezes correspondem a falhamentos que normalmente evidenciam os contatos entre as unidades geológicas mapeadas.

Os perfis radiométricos que melhor se correlacionam com as unidades geológicas são aqueles de números 02, 05, 06 e 08 (figuras 30 e 31). Entretanto, algumas variações na resposta dos raios gama refletem os saprolitos e os solos, incluindo os materiais autóctones e alóctones. Wilford *et al.* (1997) destacam que a fonte de emissão da radiação gama na superfície do terreno pode ser descrita como primária e secundária. As fontes primárias estão relacionadas diretamente ao contexto litológico, enquanto a secundária é resposta da modificação na distribuição dos radioelementos pelos processos de intemperismo e pedogênese.

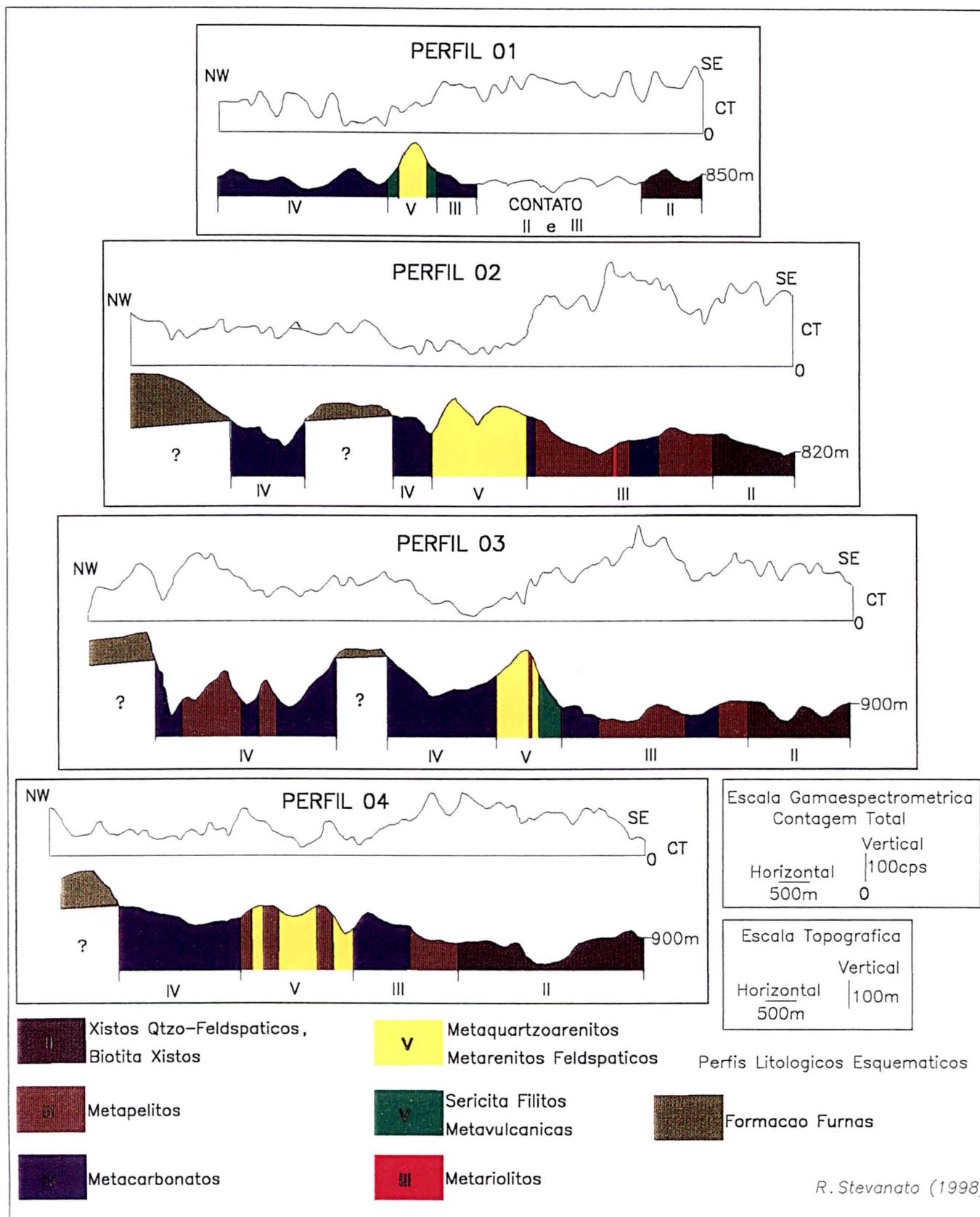
Subordinadamente, outros processos ambientais interferem na resposta gama, principalmente a atenuação pela água e vegetação, fatores que provavelmente estão influenciando em alguns locais de determinados perfis (por exemplo, perfil 01 no Domínio III e lente de metadolomito do perfil 02 no Domínio III).

Em virtude destas constatações, utilizou-se os dados gamaespectrométricos para sugerir modificações no mapa geológico, principalmente em alguns contatos. Isto foi feito onde as linhas de vôo 04, 05 e 06 amostraram a mesma litologia, na porção oeste da área de estudo. Portanto, o limite entre os domínios gamaespectrométricos III e IV não corresponde à estruturação geológica verificada nesta área (indicado pela seta na figura 29), ou seja, este limite é discordante da estrutura geológica. Por outro lado, a correspondência entre as litologias e a assinatura radiométrica nas porções central, leste e sul da área são consistentes.

Como a comparação dos perfis radiométricos com a geologia e a topografia foi realizada somente em função do canal da contagem total, o qual envolve um amplo espectro de energia da radiação gama, extraiu-se um perfil dos mapas interpolados em todos os canais (CT, Th, U e K) e das três razões (Th/K, U/K, U/Th) e comparou-se com o perfil geológico A-A' indicado na figura 29, onde as oito informações foram empilhadas e o resultado é mostrado na figura 32.

Enquanto a comparação entre os perfis litológicos e os dados medidos de contagem total revelou-se satisfatoriamente correlacionável (figuras 30 e 31). A proposta de correlação do perfil geológico A-A' com os dados interpolados mostrados na figura 32 revela algumas inconsistências, notadamente na parte oeste dos perfis conjugados de contagem total, tório, urânio, potássio e das razões Th/K, U/K e U/Th. Nesta parte, a interpolação obedeceu as respostas dos radioelementos ao longo das linhas 6 e 7 do levantamento aerogeofísico, que captou somente a radiação gama oriunda dos metapelitos. Por outro lado, entre estas mesmas linhas ocorrem lentes de metadolomitos que não foram amostrados pelo levantamento e portanto, a interpolação dos dados geofísicos neste local não reflete a realidade geológica do terreno. Esta exceção não foi verificada em outras porções da área, e as respostas gamaespectrométricas dos canais de CT, Th, U e K coincidem com os pacotes litológicos, mostrando-se eficazes ao mapeamento geológico.

**Figura 30** Perfis radiométricos 01, 02, 03 e 04 empilhados com a topografia e as litologias esquemáticas.



**Figura 31** Perfis radiométricos 05, 06, 07 e 08 empilhados com a topografia e as litologias esquemáticas.

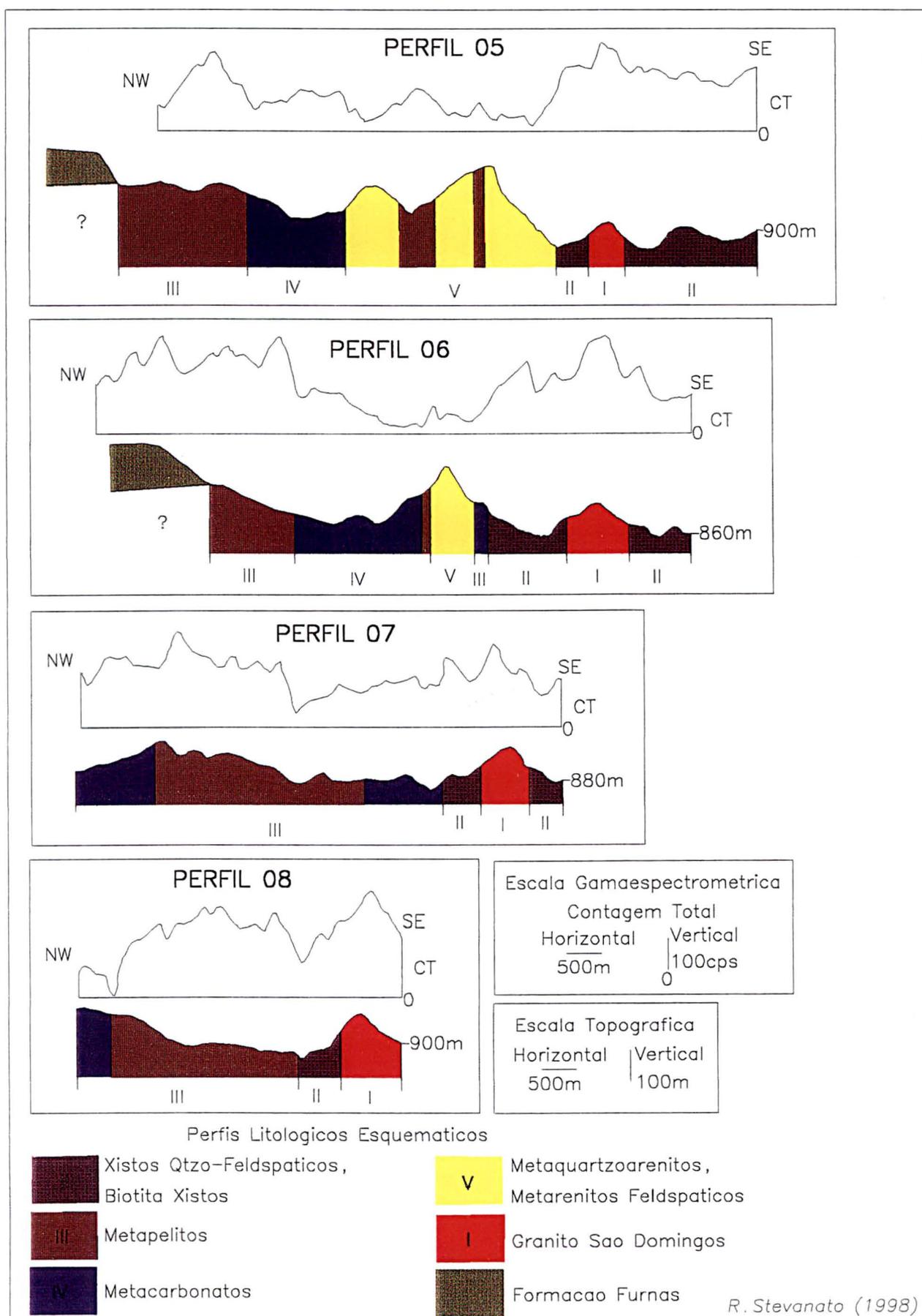
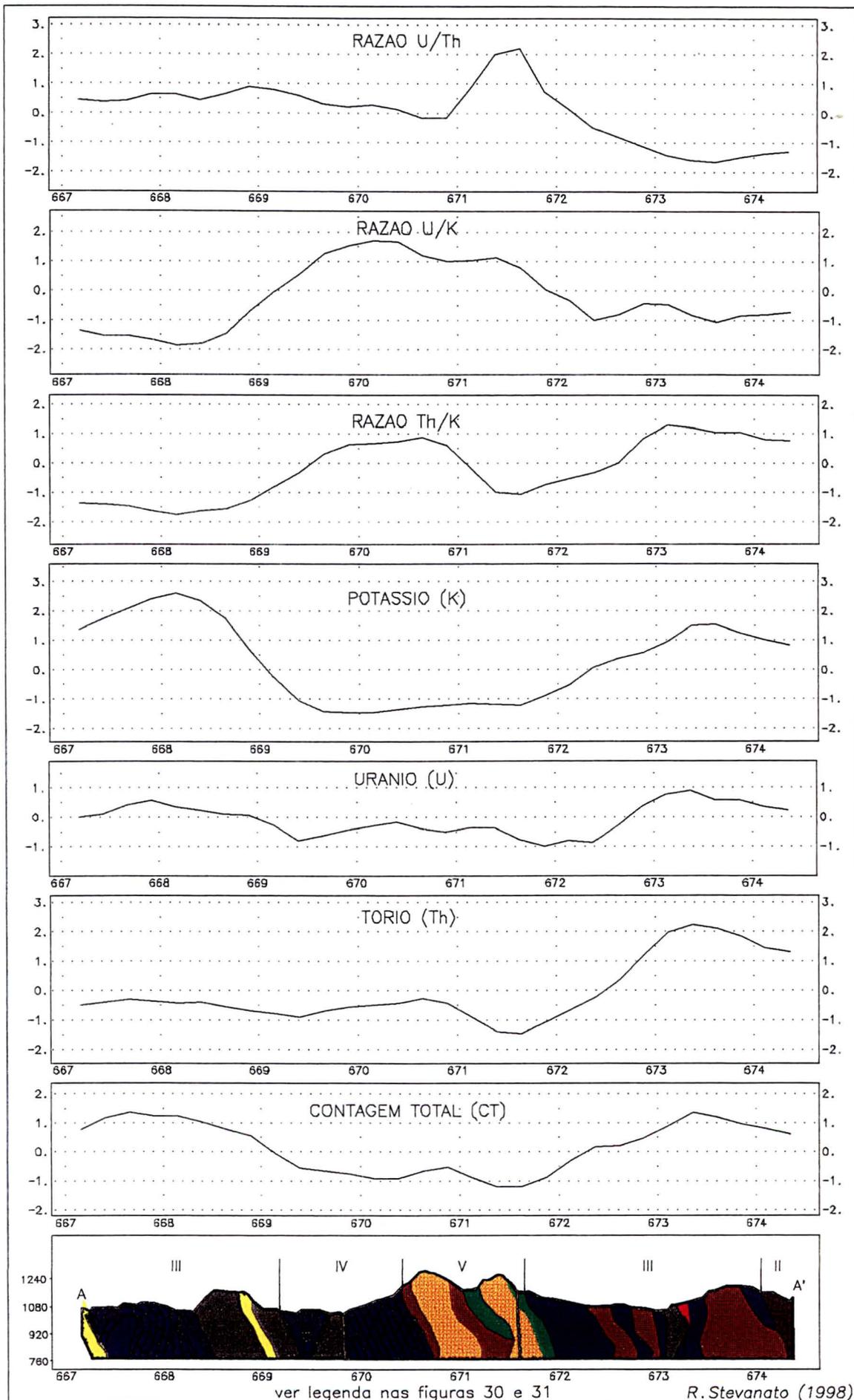


Figura 32 Perfis gamaespectrométricos e razões empilhados com o perfil geológico A-A'.



### 3.2.1.4 Resultados obtidos em mapas

A comparação geológico-geofísica é também apresentada na forma de mapas de intensidade da radiação gama de todos os radioelementos como produtos primários (mapas de contagem total, tório, urânio e potássio, figuras 33, 34, 35 e 36), além dos produtos secundários gerados pelas razões Th/K, U/K, U/Th (Figuras 37, 38 e 39) e a composição RGB (*red; green; blue*) efetuada no *software* ERDAS para os canais de K, Th e U nas bandas *red, green, blue*, respectivamente (figura 40).

A assinatura gamaespectrométrica do canal de contagem total define muito bem o granito São Domingos (domínio I), cujas anomalias são iguais ou superiores a uma unidade de desvio padrão. As outras três anomalias, predominantemente em torno de um desvio padrão, correspondem aos metapelitos do domínio III, com exceção de anomalia situada no extremo leste da área estudada, que também corresponde a resposta de metariolitos pórfiros que afloram erraticamente na área trabalhada. Neste local a linha de vôo de número 02 corta exatamente estas rochas, fornecendo valores altos de contagem (figura 30, perfil 02). O domínio aerogamespectrométrico II apresenta-se com intensidade constante ao longo de toda a faixa de afloramentos, situando-se entre 0.0 a 0.5 unidades de desvio padrão. Os teores com valores inferiores a zero de desvio padrão refletiram as litologias formadas pelos quartzitos e metadolomitos predominantes (domínios IV e V).

A mesma analogia para a contagem total pode ser aplicada aos outros canais radiométricos com algumas ressalvas. O tório e o urânio (figuras 34 e 35) parecem estar condicionados ao arcabouço litoestrutural verificado na área. As descontinuidades nos conteúdos desses radioelementos marcam as principais zonas de falhas. Por outro lado, os valores absolutos, principalmente no urânio, individualizam a fácies monzogranítica do granito São Domingos (Domínio I,  $> 2.5$  de Zt), em detrimento às outras unidades geológicas.

O radioelemento potássio (figura 36), diagnostica duas respostas: uma delas está relacionada aos domínios I, II e III (xistos, granito e metapelitos - Zt  $> 0,0$ ), enquanto a outra corresponde aos domínios IV e V (carbonatos e quartzitos -

Zt < 0,0). Dentro destes dois intervalos de respostas gamaespectrométricas, torna-se difícil a separação das unidades litológicas.

Os mapas das razões Th/K, U/K e U/Th permitem associar a abundância relativa de um determinado radioisótopo em relação ao outro. A razão Th/K (figura 37) mostra dois pequenos núcleos onde predominam anomalias superiores a 3,0 unidades de desvio padrão, indicando que a concentração de tório é superior ao de potássio nesses núcleos. No geral, o potássio sobrepõe-se ao tório, isto é, unidades de desvio padrão inferiores a 0,0. As mesmas analogias identificadas na razão Th/K podem ser estendidas para a razão U/K (figura 38), pois o formato das curvas nos mapas são muito similares e os locais com valores altos e baixos também são idênticos. Diferentemente desses dois mapas, aquele da razão U/Th (figura 39) mostra comportamento particular. Neste último evidenciam-se duas feições: na primeira nota-se um enriquecimento do urânio em relação ao tório, identificado principalmente na parte central da área trabalhada e que coincide com o domínio V (quartzitos). A segunda feição é caracterizada pela homogeneidade da resposta U/Th. Com base nos resultados obtidos por este processamento, constata-se que esta razão permite mapear com bastante segurança os quartzitos (domínio V) diferenciando-os de outras litologias da área (domínios I, II, III e IV).

Um fato a ser destacado na razão Th/K (figura 37), é a zona limítrofe entre as unidades de desvio padrão -1,0 a 0,0 (cores verde e amarelo). Tal limite, verificado no extremo nordeste da figura 37 (ver indicação da área de detalhe), define muito bem a assinatura geofísica do contato entre a unidade de xistos quartzo-feldspáticos, a oeste, e os carbonatos, a leste, onde a mineralização ocorre contiguamente a este contato. Esta coincidência, permite identificar este tipo de razão como uma assinatura geológico-geofísica do controle litoestrutural da mineralização. Porém, o uso desta assinatura só é válido para aquele local, onde condições favoráveis à superposição das variáveis, tanto geológicas, como gamaespectrométricas permitiram tal conclusão. Não se pode transpor estas conclusões para outras áreas, porque como já salientado, diversas variáveis interferem na resposta gamaespectrométrica, o que pode obliterar tais respostas, tornando-se inviável a extensão da assinatura identificada na razão Th/K para

outras áreas, com o intuito de definir parâmetros para serem usados na prospecção ou em metodologias de determinação de favorabilidade (Rostirolla, 1996).

As discussões referentes à composição colorida RGB são importantes porque permitem que se visualize o conjunto dos três radioelementos através de geoprocessamento com a transformação dos *pixels* para 30 metros de lado, para daí ser efetivada a composição. Nela observa-se que as tonalidades claras correspondem ao enriquecimento de K+Th+U (figura 40), enquanto os tons escuros são pobres em radioelementos, e os matizes coloridos evidenciam o predomínio de determinado elemento ou composição de dois. O vermelho caracteriza predominância de K, o verde de Th e o azul de U. Uma constatação da composição RGB mostra que o somatório do conteúdo dos radioelementos (tons claros) separa claramente os domínios I (Granito São Domingos), II (Unidade de Xistos) e III (Unidade Metapelito-carbonática) em relação aos domínios com tons escuros: IV (Unidade carbonática) e V (Unidade de Quartzitos). Com exceção da área dominada pelo granito e xisto, um fato importante revela a coincidência das tonalidades claras, ou seja, zonas com enriquecimento dos três radioisótopos com algumas zonas do domínio III, onde a prospecção geoquímica resultou em anomalias significativas para os elementos Cu, Pb e Zn. Portanto, este tipo de produto, quando aliado ao conhecimento geológico e geoquímico pode ser importante para a prospecção na área estudada ou, seu uso como variável para estudos de favorabilidade.

### **3.2.1.5 Domínios geológico-geofísicos**

A apresentação dos produtos primários (CT, Th, U e K) e aqueles oriundos do processamento desses produtos (mapas de razões e composição RGB), se mostraram importantes no conjunto de respostas gamaespectrométricas relacionadas a cada unidade geológica. Assim, o procedimento seguinte levou a elaboração de mapas para cada domínio geológico/gamaespectrométrico a partir dos produtos primários (Ferreira & Stevanato, 1998).

A separação de cada domínio foi realizada em ambiente Geosoft (1994), a partir de máscaras aplicadas aos mapas originais, baseando-se nas coordenadas

Figura 33 Mapa gamaespectrométrico da Contagem Total (CT).

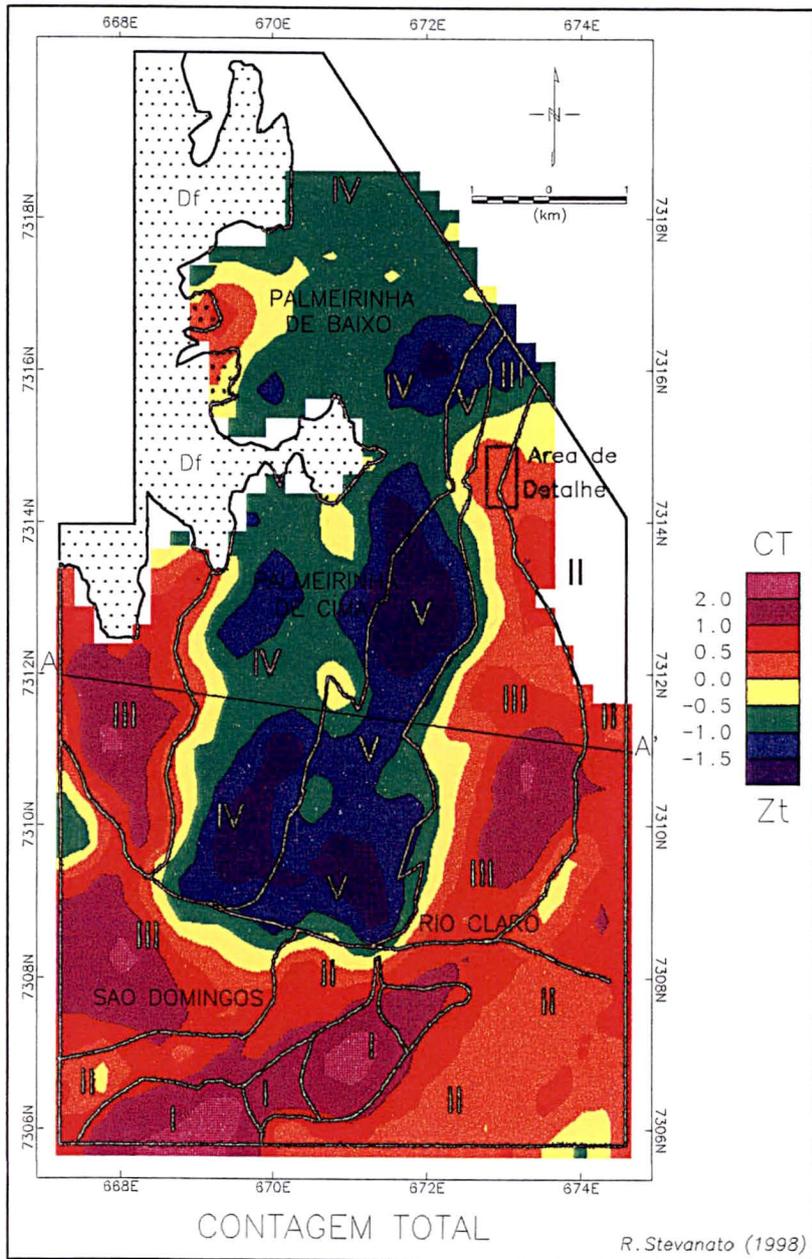


Figura 34 Mapa gamaespectrométrico do Tório (Th).

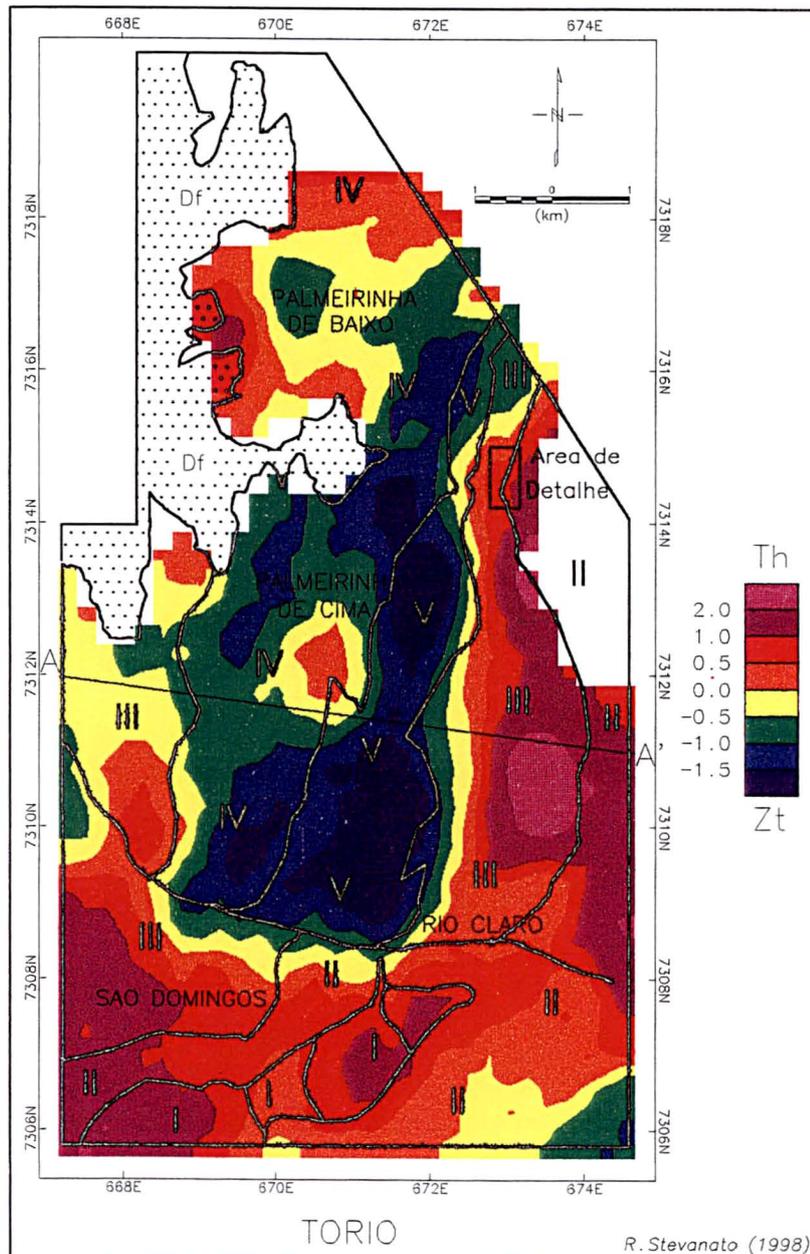


Figura 35 Mapa gamaespectrométrico do Urânio (U).

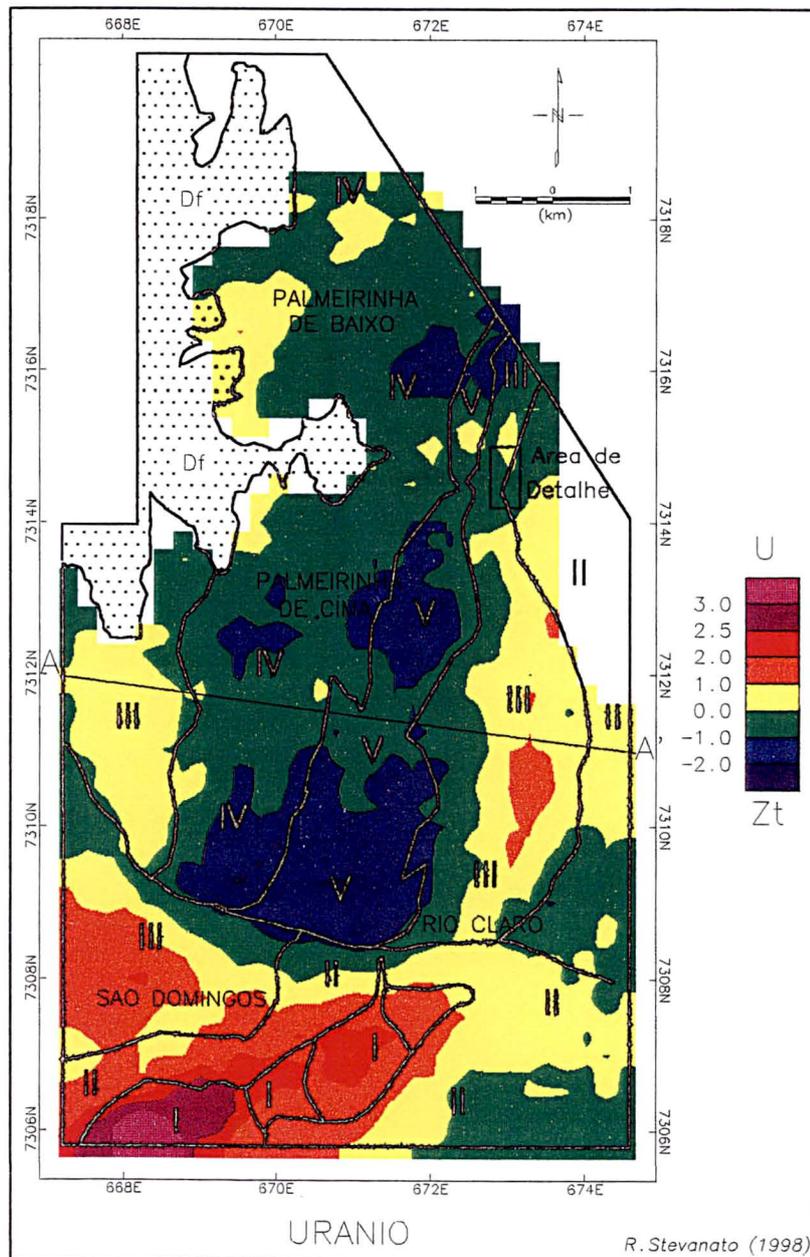
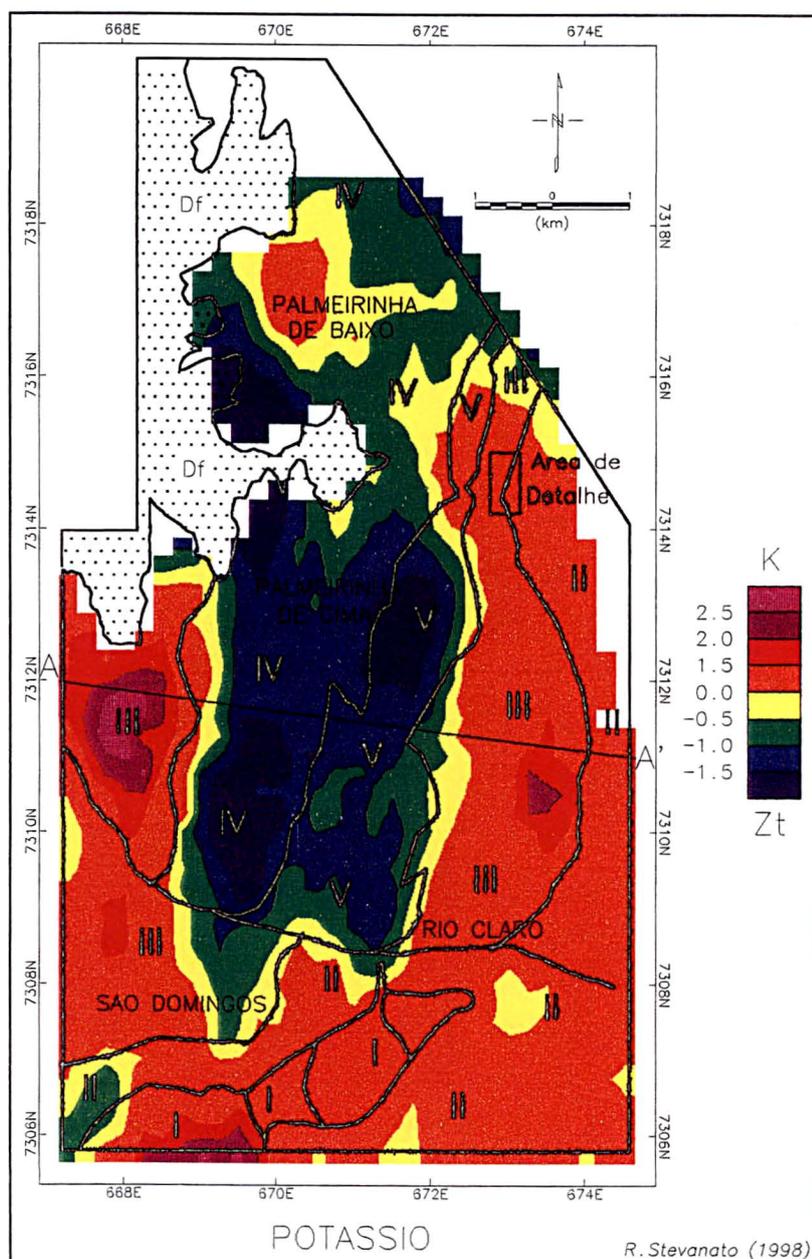


Figura 36 Mapa gamaespectrométrico do Potássio (K).



**Figura 37** Mapa gamaespectrométrico da razão Tório e Potássio (Th/K).

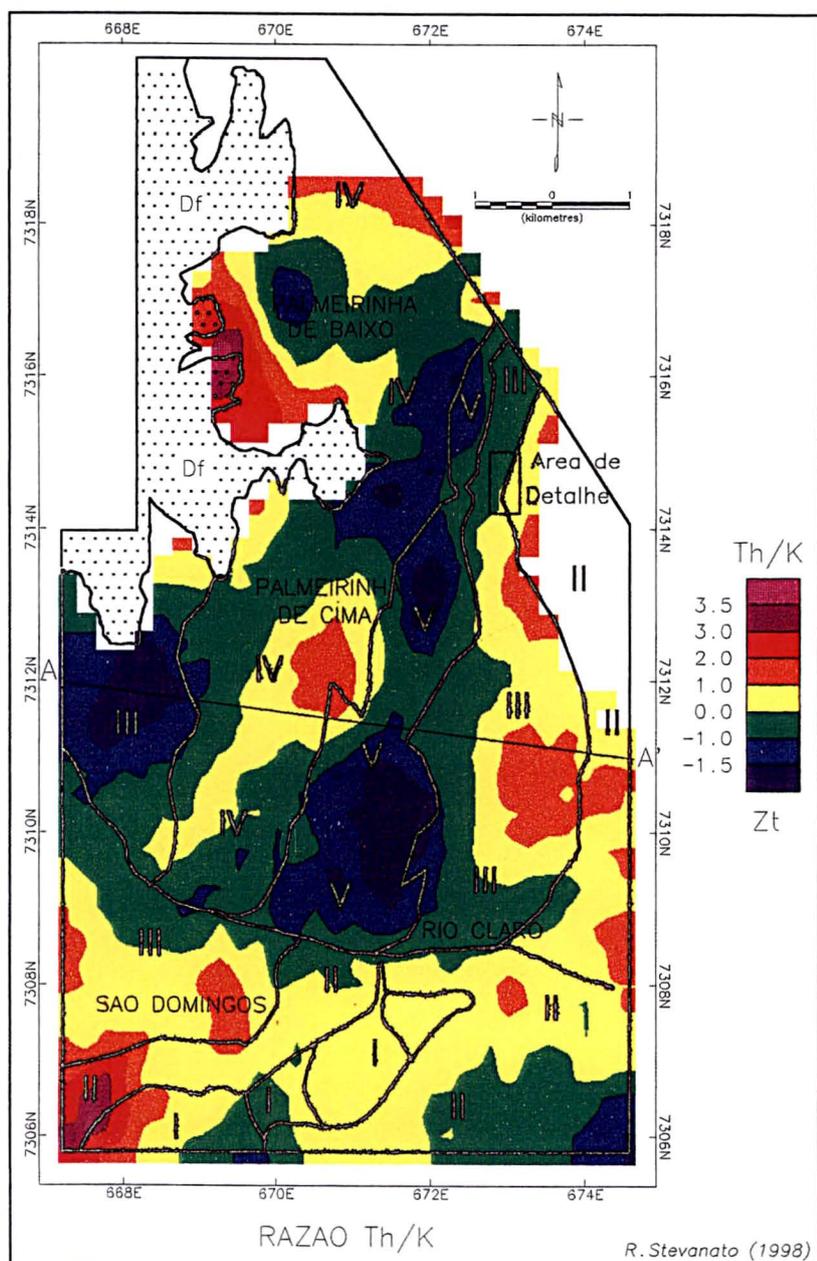


Figura 38 Mapa gamaespectrométrico da razão Urânio e Potássio (U/K).

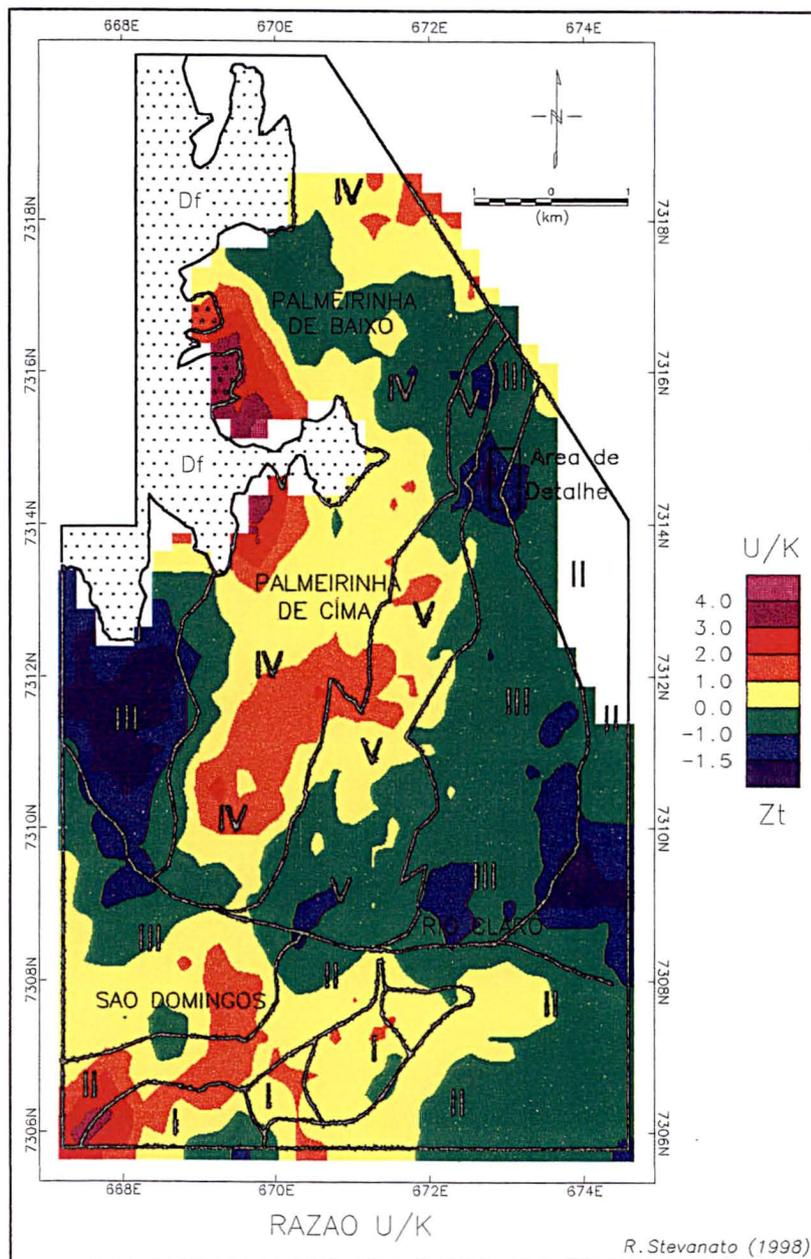
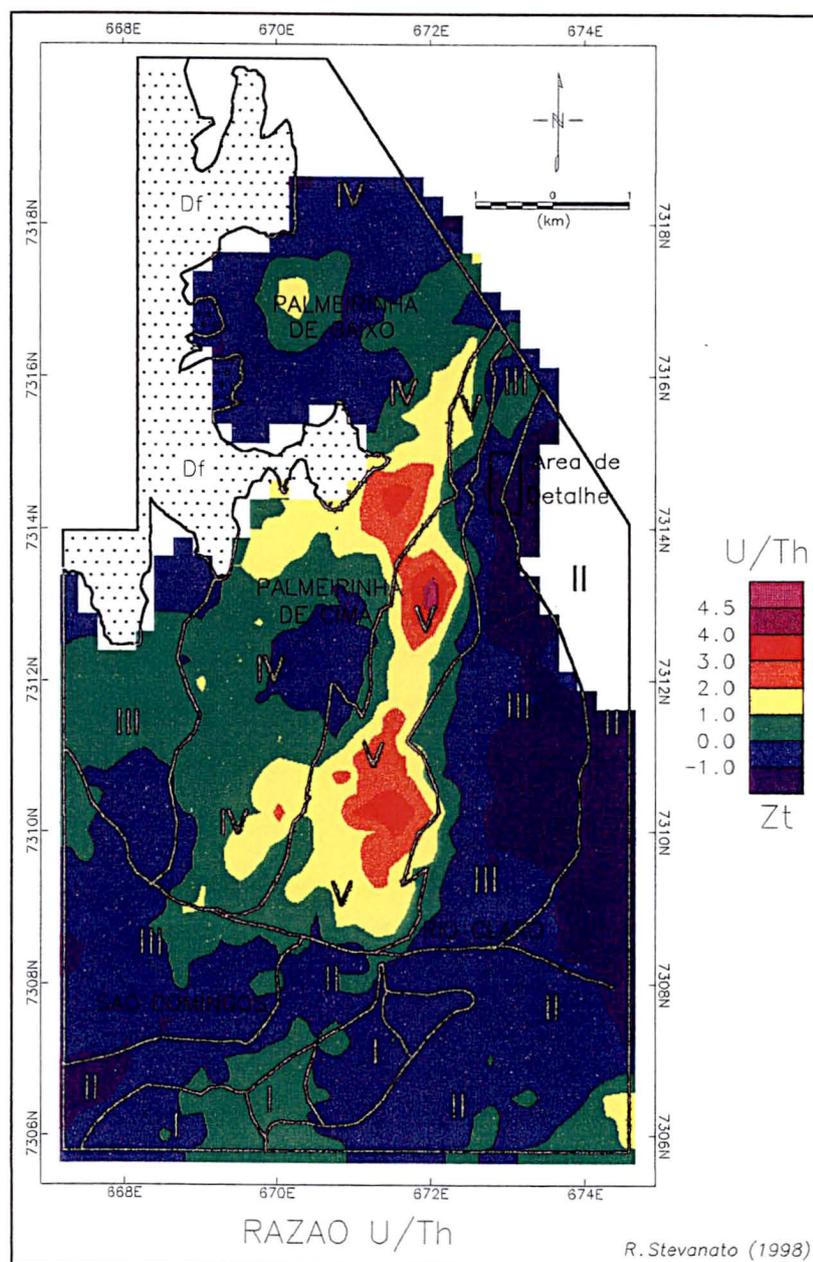
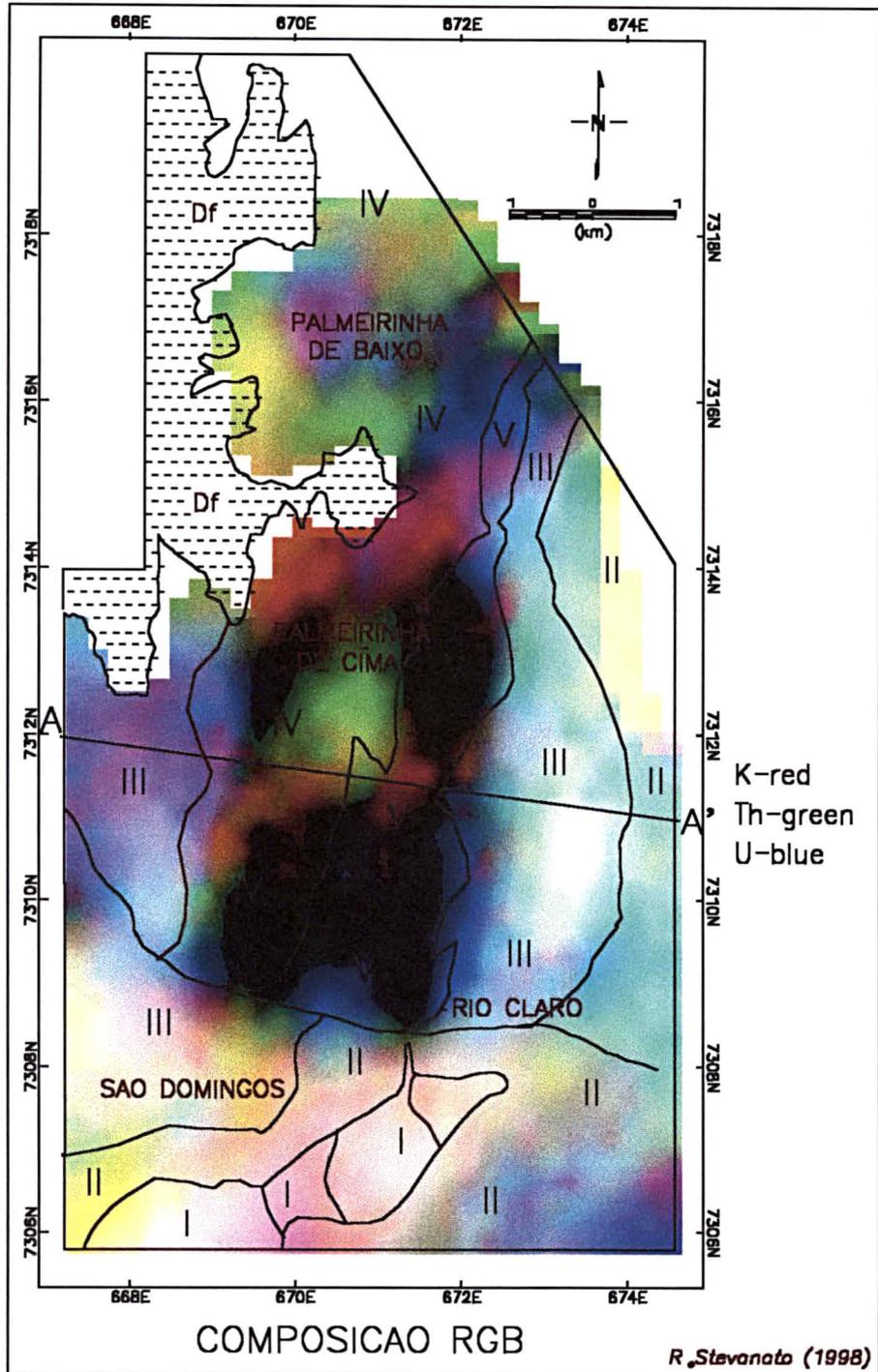


Figura 39 Mapa gamaespectrométrico da razão Urânio e Tório (U/Th).



**Figura 40** Mapa de composição RGB dos canais gama-espectrométricos de K, Th e U.



UTM ( $x$  e  $y$ ) do contorno de cada domínio gamaespectrométrico/unidade geológica. Este procedimento resultou em mapas gamaespectrométricos para cada unidade geológica. Um dos objetivos deste tratamento foi a comparação geofísica entre os diversos domínios, com base na uniformização em termos de unidades de desvio padrão, da seguinte maneira: inicialmente extraiu-se a média e o desvio padrão a partir de mapas primários de distribuição de concentrações dos radioelementos. Após este procedimento e concomitantemente à seleção dos arquivos digitais de cada domínio, aplicou-se a equação de normalização pelo desvio padrão e pela média, tal como apresentado anteriormente no item da geoquímica (página 75). Com isto, os valores em unidades  $Zt$  mostram qual dos domínios são mais enriquecidos em radioelementos em relação ao conjunto global. Tais resultados podem ser vistos nos diagramas da figura 41A, onde estão indicados os valores máximos e mínimos. Já a figura 41B mostra os valores dos percentis estatísticos em unidades de contagens por segundo (cps).

Nestes gráficos observa-se, em linhas gerais, que os valores da mediana decrescem da unidade I (Granito São Domingos) em direção à unidade V (quartzitos), em quase todos os canais de contagem. Uma exceção a este comportamento é verificada na unidade III, principalmente no canal do potássio. De acordo com os valores dos percentis, a contagem total revela semelhança entre as unidades II e III, e também nas unidades IV e V, porém, o Granito São Domingos difere significativamente das outras unidades. O mesmo fato também é observado no canal do urânio. Já nos canais do tório e do potássio essas diferenças são mais sutis em relação aos teores de unidades de desvio padrão. Outra constatação decorrente da análise dos gráficos das figuras 41A e 41B, tanto em termos de unidades de desvio padrão como em cps, mostra que as unidades II e III são muito similares em quase todos os canais. No caso das unidades IV e V também nota-se muita semelhança entre elas, diferenciando-se mais nos canais da contagem total, do tório e do urânio. No canal do potássio, a faixa de variação dos percentis estatísticos é muito próxima nas unidades I, II e III (com mediana em torno de 72), diferindo das unidades IV e V (com mediana em torno de 53).

Em termos da análise individual de cada domínio gamaespectrométrico, destacam-se as seguintes observações:

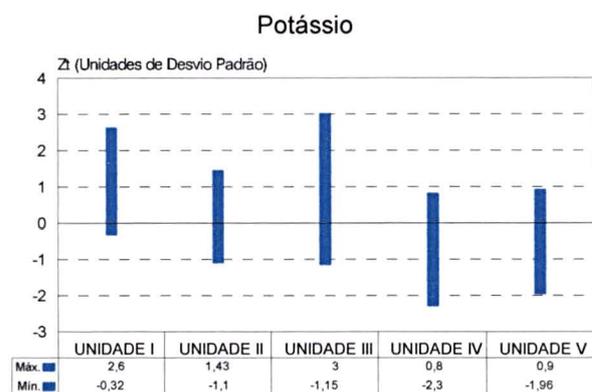
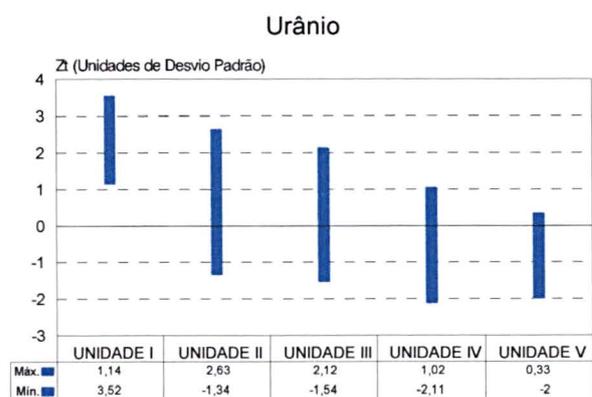
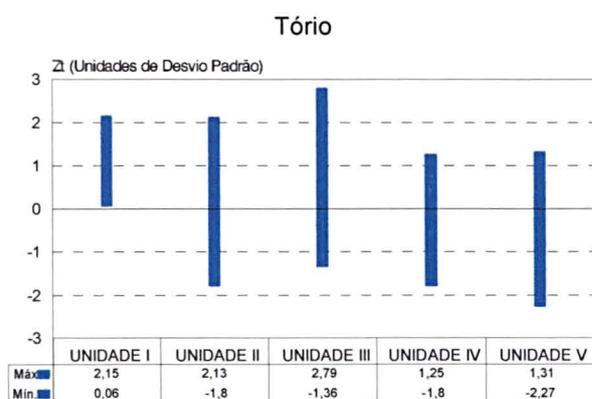
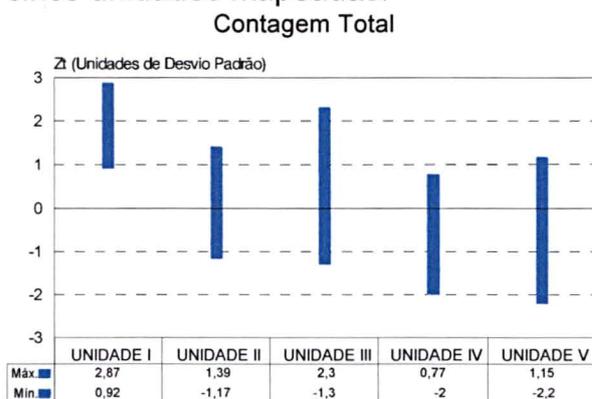
- Domínio I (Unidade Granito São Domingos): A figura 42 mostra diferenças no conteúdo dos radioelementos ao longo do corpo. Essas diferenças são coincidentes com as fácies mapeadas em Soares *et al.* (1987). O mapeamento geológico revelou quatro fácies, que são perfeitamente identificáveis no canal de contagem total e subordinadamente nos outros canais. O fácies mais enriquecido em todos os radioelementos é o g1 (fácies monzogranito), que possui maior teor de urânio ( $>2,2 \text{ Zt}$ ) do que os outros canais;
- Domínio II (Unidade de xistos quartzo-feldspáticos): Esta unidade revela algumas particularidades, principalmente no canal do urânio. Nota-se que as encaixantes do Granito São Domingos são enriquecidas neste radioisótopo (figura 43), e também no canal do tório, que por sua vez são refletidos na contagem total. Este fato pode ser decorrente de alguns aspectos relacionados ao desenvolvimento da paisagem geomorfológica. Como foi demonstrando nos perfis geológico-geofísico-topográficos (figura 31), o Granito São Domingos constitui alto topográfico em relação as suas encaixantes, mostrando claramente que ocorre carreamento dos radioelementos para os níveis topográficos mais baixos, principalmente, no canal do urânio. Também observou-se que o enriquecimento dos radioisótopos é maior na porção NW do que no segmento SE do granito, porque na porção NW a declividade do relevo é maior. Outra maneira de explicar o enriquecimento nas bordas do granito, seja decorrente de alteração metassomática ou mobilidade de Urânio, porém esta hipótese precisa ser melhor estudada. No restante do domínio, os valores de contagens dos raios gama são mais homogêneos, com exceção do extremo leste, onde verificam-se anomalias de Th e K;
- Domínio III (Unidade com predomínio de metapelitos sobre os carbonatos): Neste domínio (figura 44), as assinaturas do canal de contagem total mostram três núcleos com valores anômalos ( $> 2,0 \text{ Zt}$ ), dois deles refletindo a presença de metapelitos e o outro os metariolitos pórfiros que afloram na parte leste da área. Os valores mais baixos ( $< 0,0 \text{ Zt}$ ) correspondem a afloramentos de metadolomitos e falhas. A configuração das curvas de isovalores respeitam a estruturação

geológica da área. Na porção leste, esta configuração é aproximadamente N-S e na parte sul é N-NW. Nos outros canais (Th, U e K), as anomalias são análogas às da contagem total. O canal do tório responde muito bem ao conjunto composto pelos metapelitos e metariolitos intercalados. No canal do urânio, a predominância da anomalia restringe-se à parte S-SW, enquanto que no do potássio a anomalia mais forte encontra-se na parte W. A falha de transferência (indicada por F na figura 29) é muito bem caracterizada no canal do urânio (valores em torno de  $-1,0 Zt$ ), com configuração N-NW no segmento centro-sul deste domínio. Esta mesma falha também apresenta resposta nos canais do tório e da contagem total. Adicionalmente, este domínio é o mais promissor para os metais básicos (Pb e Zn) prospectados na área;

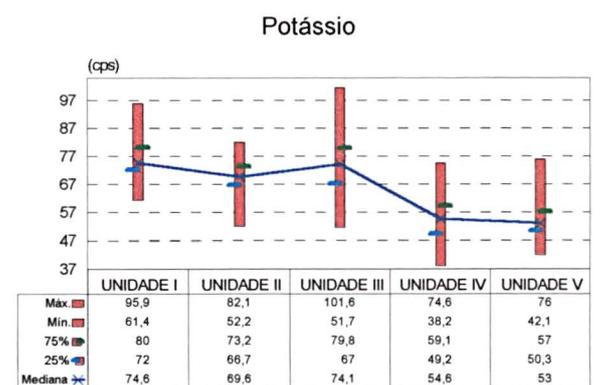
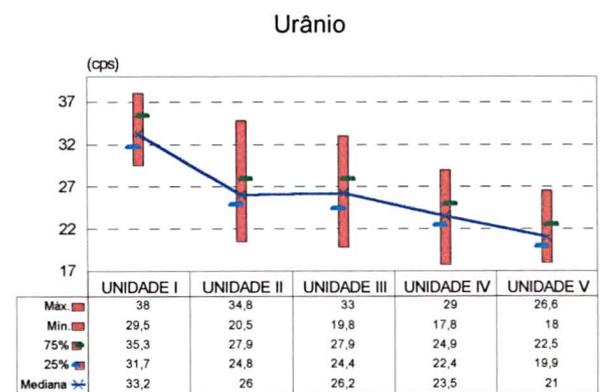
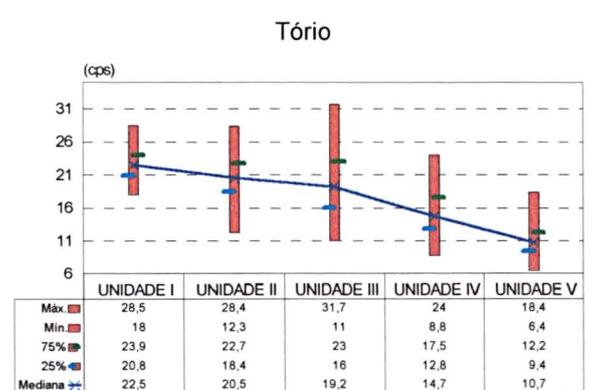
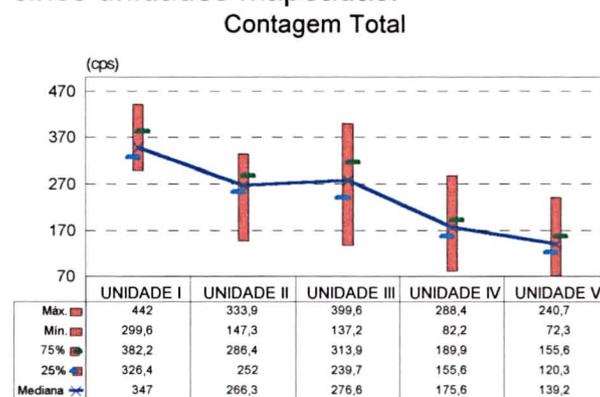
- Domínio IV (Unidade com predomínio de carbonatos): No geral (figura 45), observa-se que o limite máximo das anomalias não ultrapassa  $1,2 Zt$ , mostrando que estas rochas são pouco radioativas. Quanto à configuração das curvas de isovalores, os canais do tório e do potássio evidenciam a estruturação geológica N-NW na parte norte do domínio. O comportamento do urânio parece estar associado aos falhamentos rúpteis N-NE, embora também sejam destacados em menor proporção nos canais do tório e da contagem total;
- Domínio V (Unidade de quartzitos): Neste domínio os maiores valores não ultrapassam  $1,0$  unidade de desvio padrão ( $Zt$ ), revelando-se menos radioativos do que os metacalcários. A estruturação das anomalias coincide com o *strike* geológico, apesar do canal do urânio mostrar truncamentos na direção perpendicular (figura 46).

Finalmente, a separação dos domínios gamaespectrométricos foi importante no sentido de individualizar os conjuntos litológicos com relação ao conteúdo dos radioelementos em cada unidade e a convergência das anomalias ao longo de estruturas, fato que pode contribuir para o mapeamento geológico em áreas similares, e indiretamente na busca de ambientes litoestruturais favoráveis para mineralizações de metais base, em associação direta com as informações geológicas e geoquímicas.

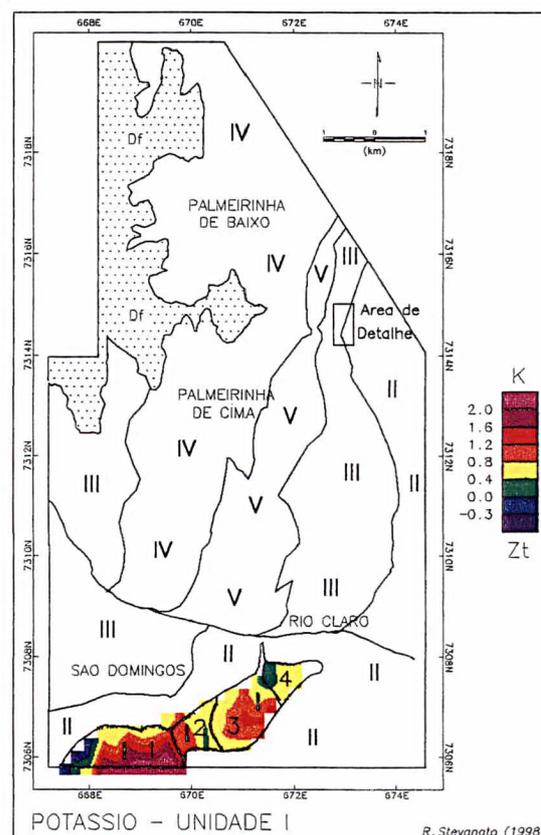
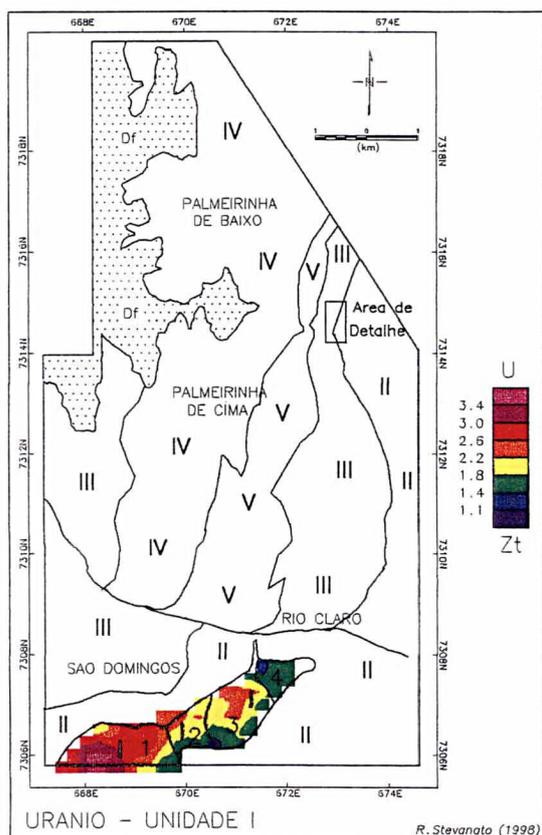
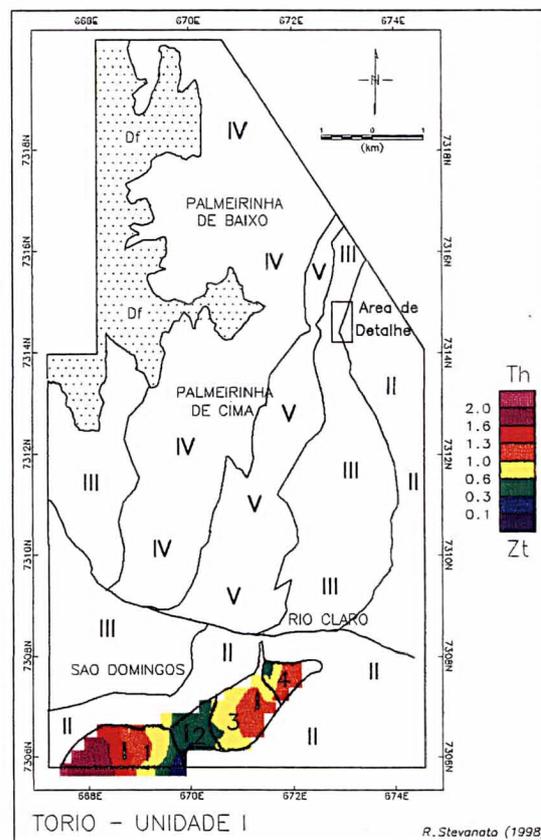
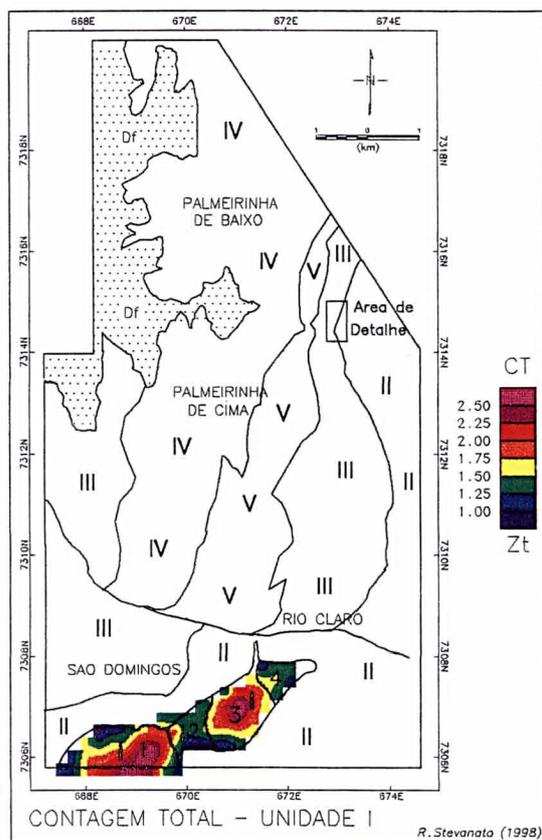
**Figura 41A** Gráficos de comparação dos valores máximos e mínimos, em unidades de desvio padrão, dos canais gamaespectrométricos nas cinco unidades mapeadas.



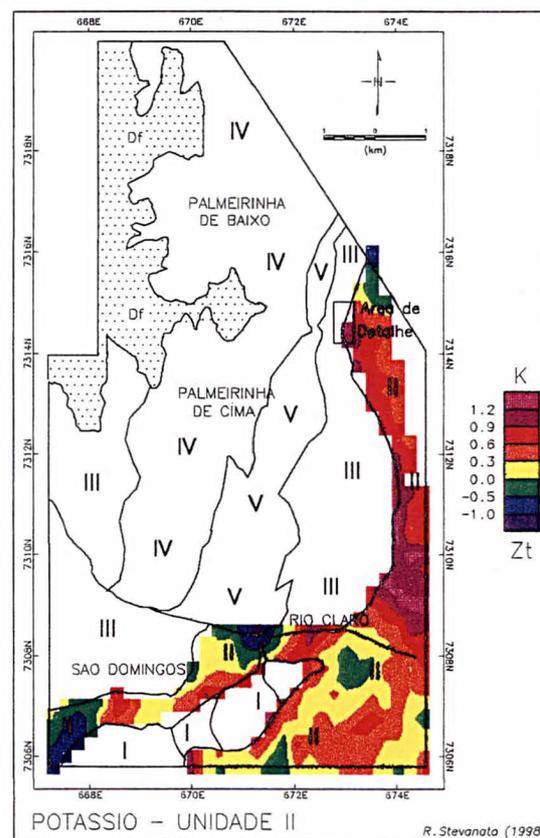
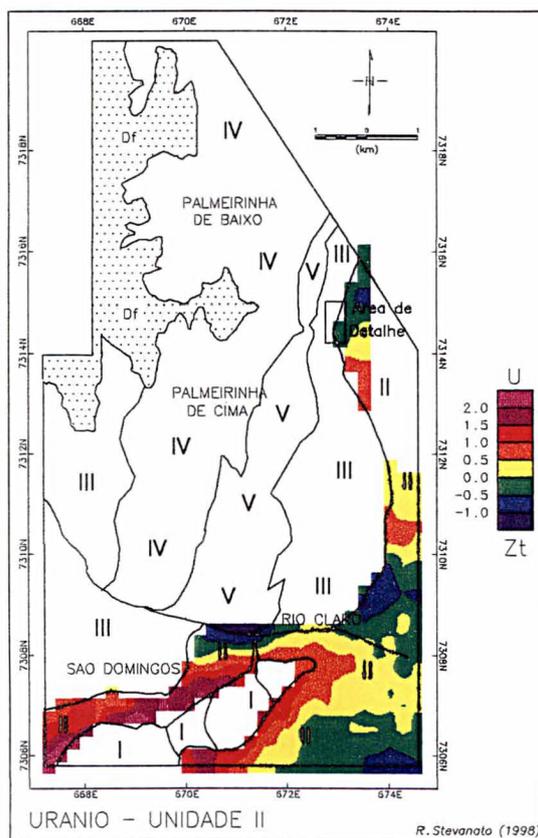
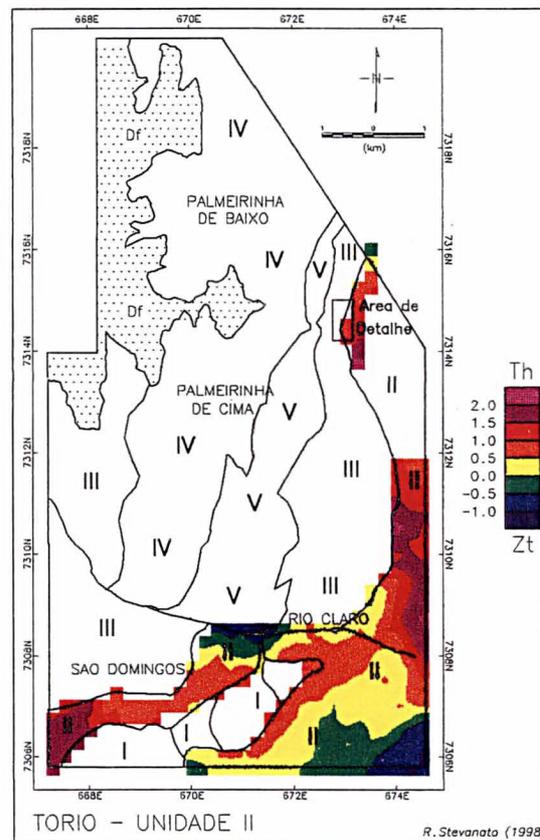
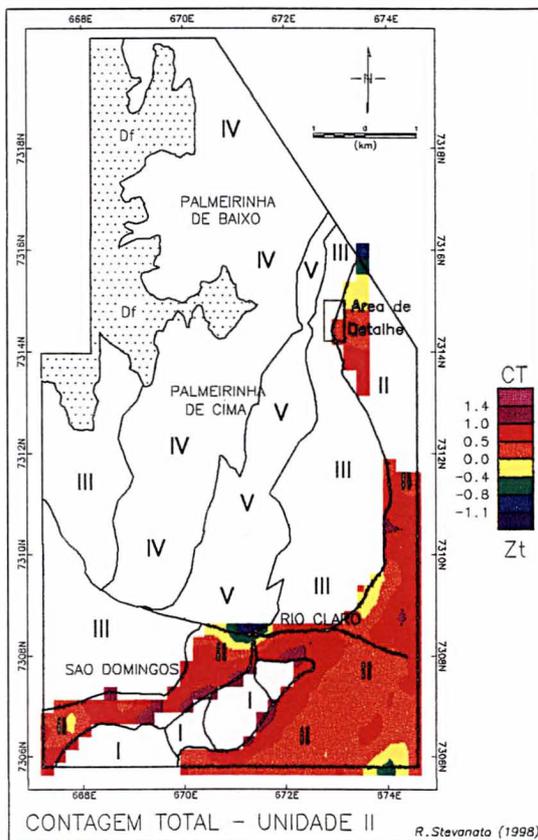
**Figura 41B** Gráficos de comparação dos percentis estatísticos em unidades de contagens por segundo (cps), dos canais gamaespectrométricos nas cinco unidades mapeadas.



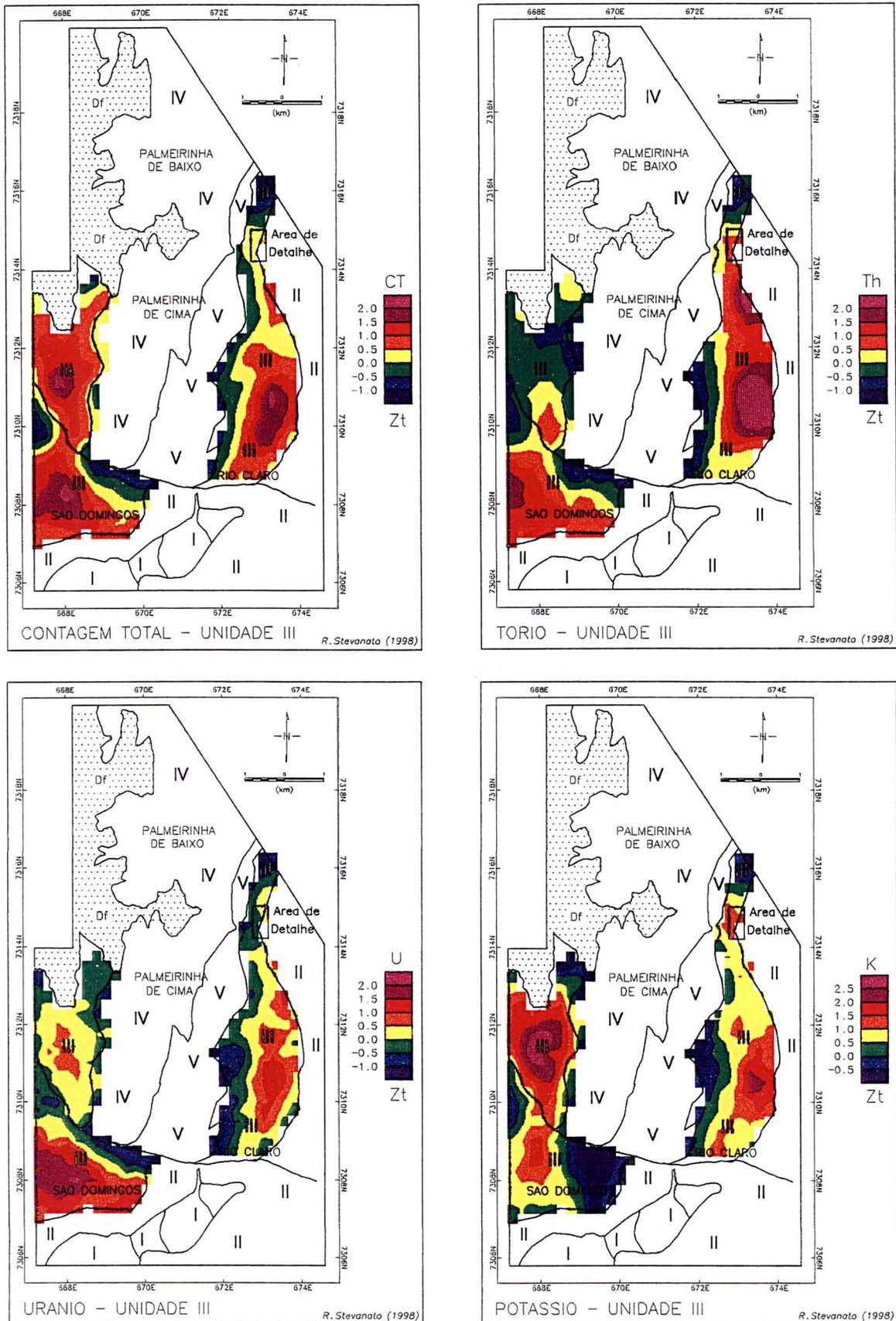
**Figura 42** Mapa de domínios gamaespectrométricos nos canais de Contagem Total (CT), Tório (Th), Urânio (U) e Potássio (K) da unidade Granito São Domingos (I).



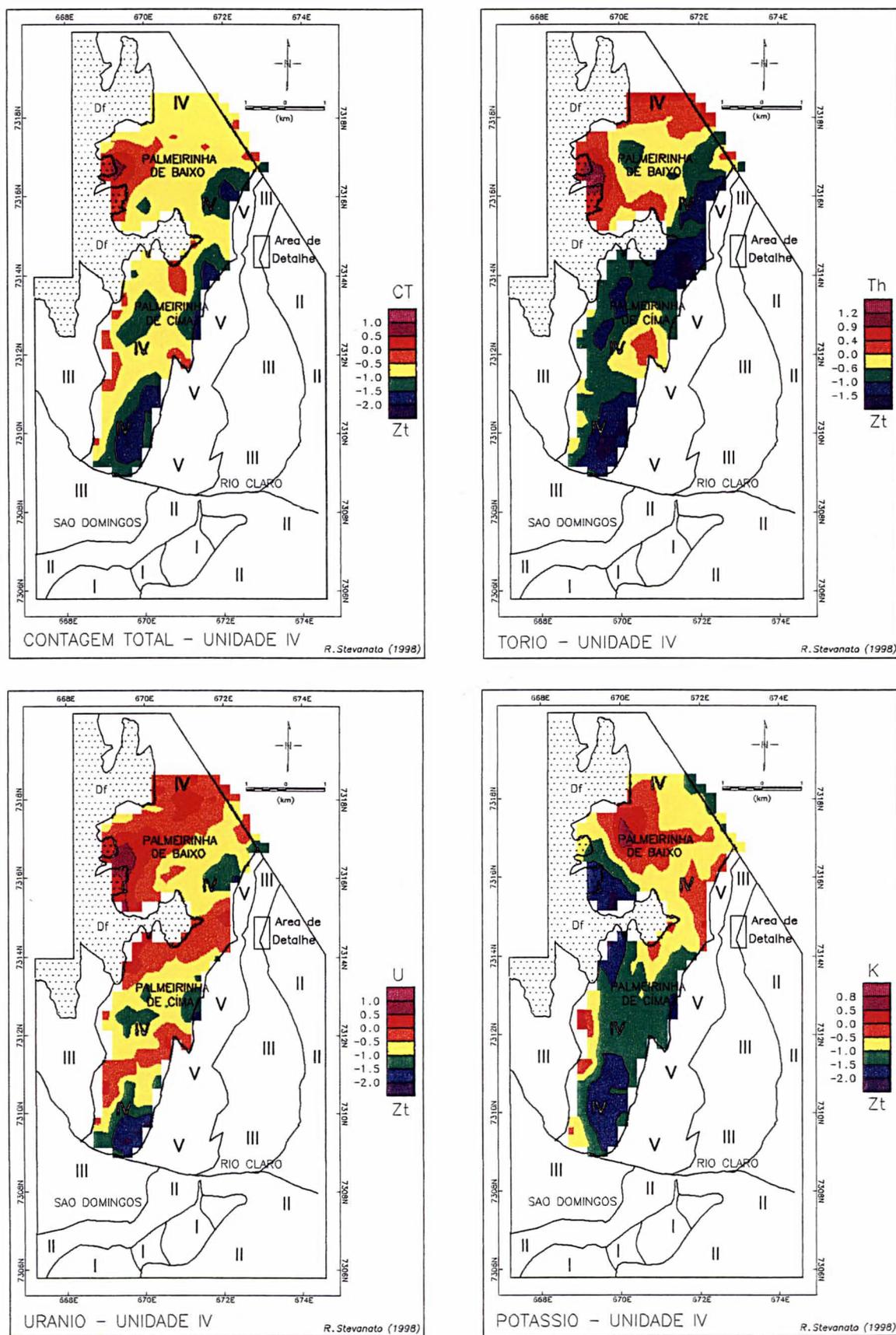
**Figura 43** Mapa de domínios gamaespectrométricos nos canais de Contagem Total (CT), Tório (Th), Urânio (U) e Potássio (K) da unidade com predomínio de xistos (II).



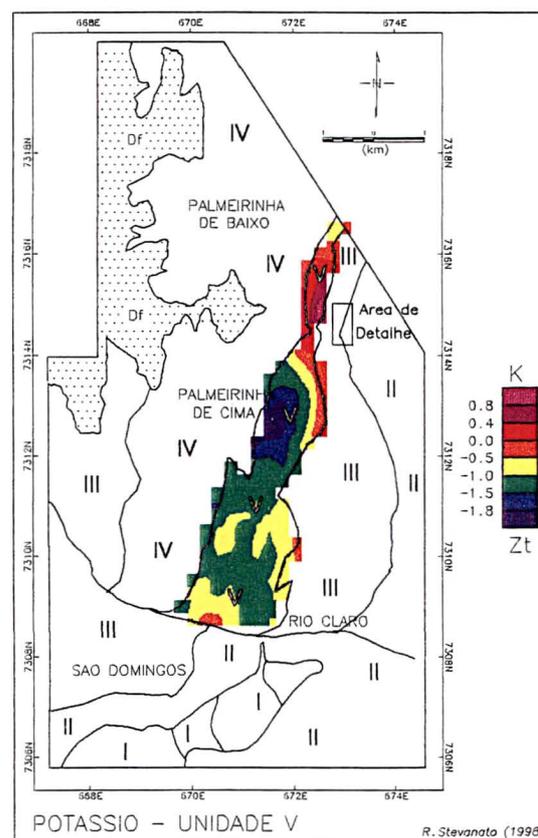
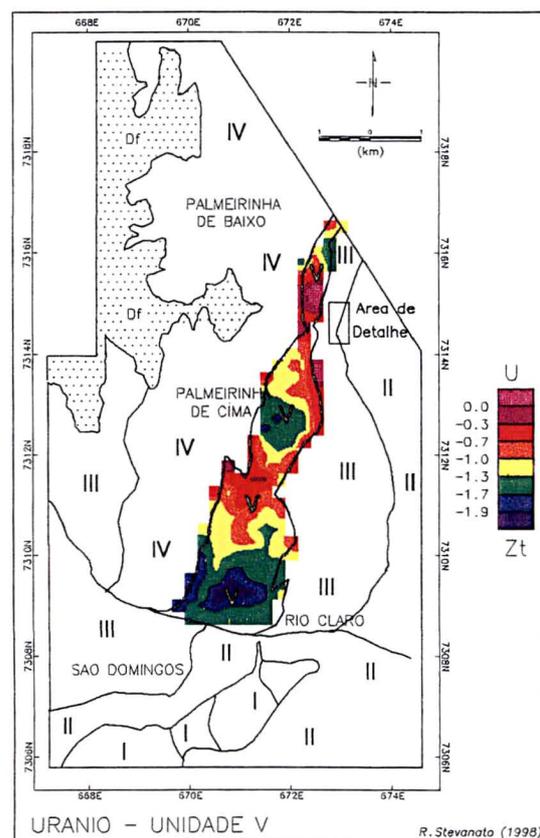
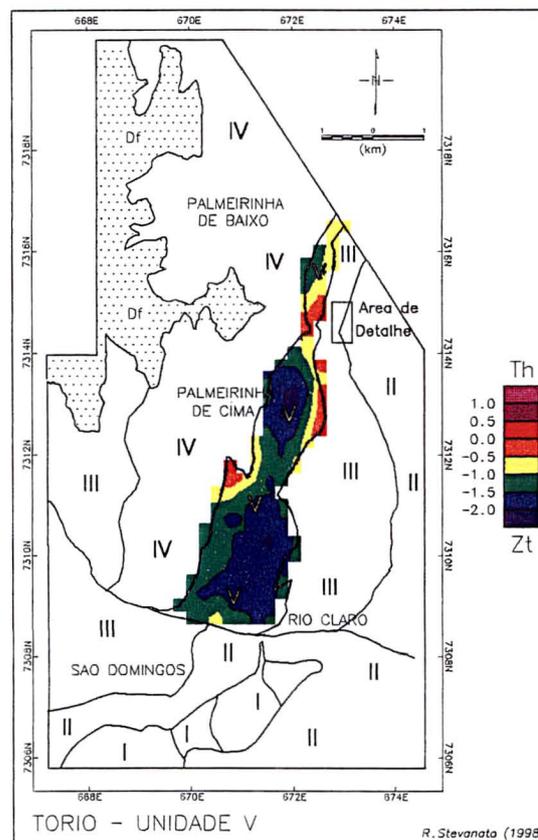
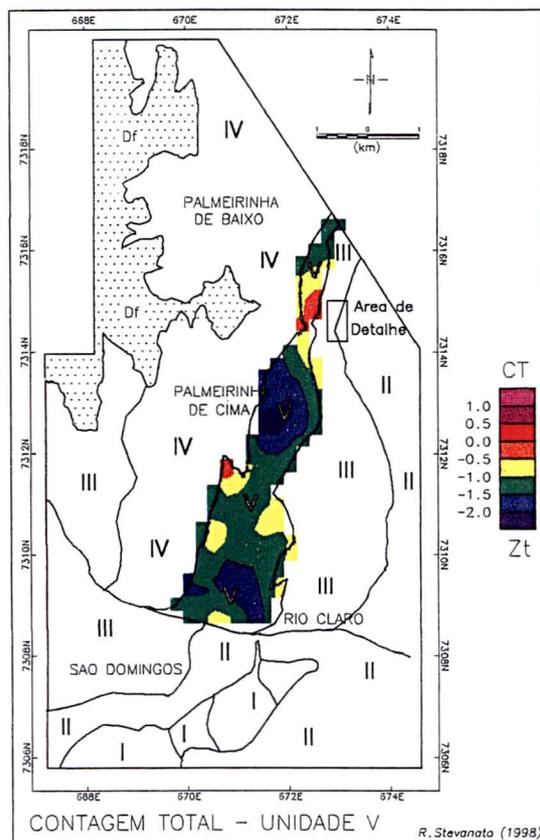
**Figura 44** Mapa de domínios gamaespectrométricos nos canais de Contagem Total (CT), Tório (Th), Urânio (U) e Potássio (K) da unidade com predomínio de metapelitos (III).



**Figura 45** Mapa de domínios gamaespectrométricos nos canais de Contagem Total (CT), Tório (Th), Urânio (U) e Potássio (K) da unidade com predomínio de carbonatos (IV).



**Figura 46** Mapa de domínios gamaespectrométricos nos canais de Contagem Total (CT), Tório (Th), Urânio (U) e Potássio (K) da unidade com predomínio de quartzitos (V).



## 4 PROSPECÇÃO DE DETALHE E DESCOBERTA DO DEPÓSITO

### 4.1 MÉTODOS EMPREGADOS

O alvo de detalhe para a prospecção dos elementos Pb e Zn foi selecionado em função das anomalias geoquímicas obtidas pelos trabalhos em escala de semi-detalhe e pelos controles dos indícios das ocorrências de malaquita, cuprita, azurita e de sulfetos (pirita, calcopirita, esfalerita e galena), além de *gossans* estruturados. A orientação dos trabalhos se deu no sentido de avaliar essas ocorrências, as anomalias e os controles litoestruturais. A ocorrência que mais se destaca nesta área é a de malaquita, a qual foi lavrada incipientemente por volta da década de sessenta por mineradores da região. A primeira citação formal desta ocorrência foi feita por Muratori *et al.* (1970), estudadas a nível de reconhecimento por Martini (1979), Pontes (1980) e Soares *et al.* (1987). Mais tarde, Stevanato *et al.* (1991) anunciaram a descoberta do depósito de chumbo e zinco de Palmeirinha/Sengés-PR.

Todos os trabalhos de prospecção e pesquisa executados na área de detalhe estão identificados no mapa síntese da figura 47 e constaram de escavações de trincheiras e reabertura de alguns poços antigos existentes no local (Stevanato *et al.* 1991). Não se sabe quais os critérios utilizados para a escavação destes poços, porém notou-se que suas locações obedeceram disposição geométrica, já que os mesmos foram implantados em malha regular (25 m x 25 m), que abrangeu uma área de 300 m x 200 m em torno da ocorrência de malaquita (área de pesquisas anteriores destacada em verde na figura 47). Somente alguns poços puderam ser recuperados, porque a maioria estava fora do alinhamento anômalo e completamente soterrados.

Para a prospecção geoquímica dos saprolitos e rochas, optou-se pelas escavações de trincheiras que permitem melhor investigação lateral dos pontos anômalos revelados pelas amostras de solos oriundas da geoquímica de semi-detalhe e pelos elementos geológicos. No total foram coletadas 32 amostras de canal ao longo das escavações, compreendendo seis trincheiras e três poços, que receberam as siglas TR e P, respectivamente. A amostragem, a preparação, o

laboratório e as análises seguiram os mesmos procedimentos já mencionados anteriormente (Capítulo 3, página 53).

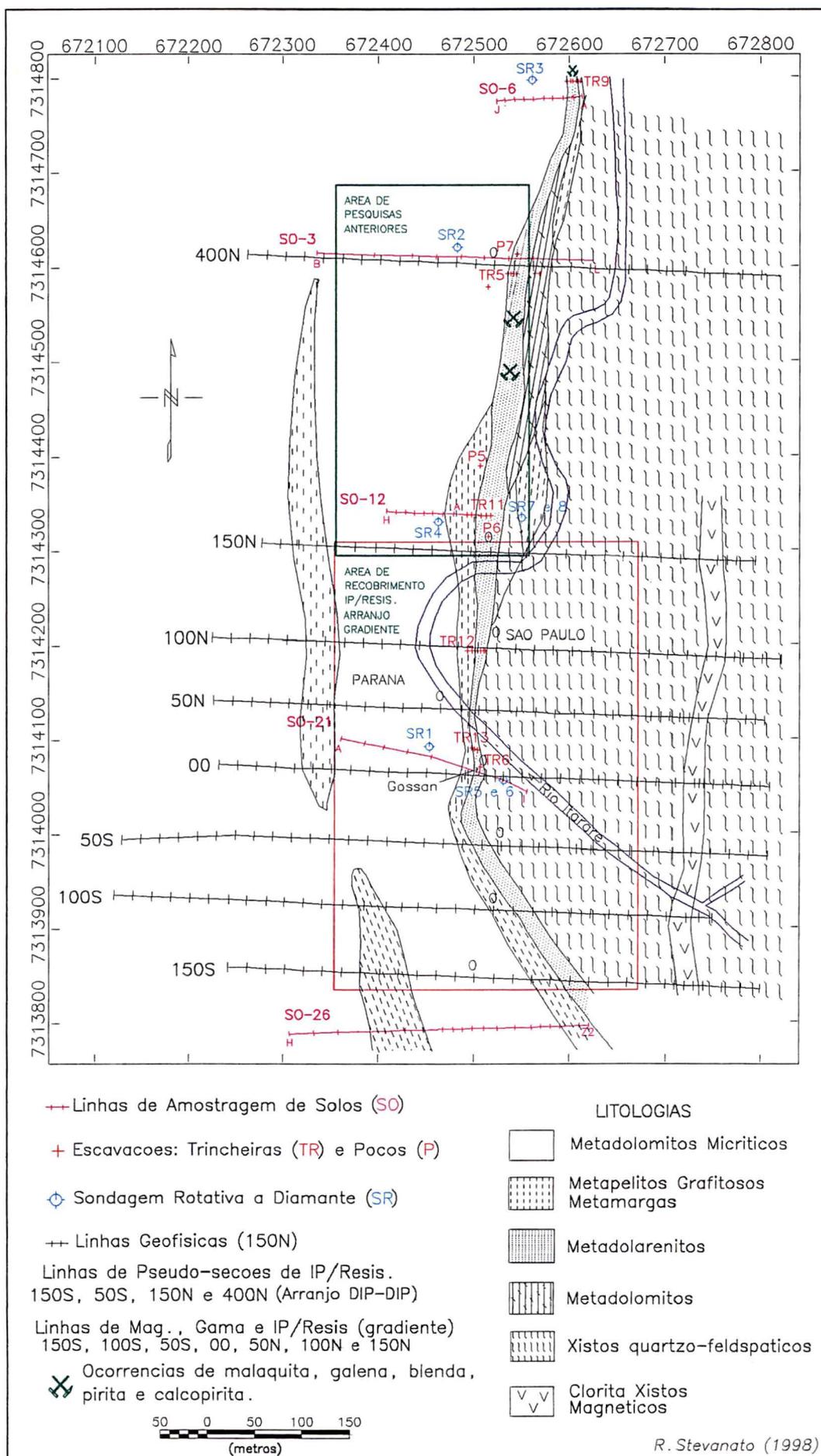
A prospecção geofísica constou do levantamento através de linhas, onde realizaram-se ensaios de métodos potenciais e elétricos. Inicialmente foi aberta uma malha de picadas sobre a área alvo com auxílio de teodolito, onde foi executado nivelamento taqueométrico com piqueteamento de 40 m em 40 m, constituindo-se de oito linhas que foram designadas, de sul para norte, como: L150S, L100S, L50S, L00, L50N, L100N, L150N e L400N, cuja direção geral foi N80W com espaçamento entre as linhas L150S e L150N de 70 metros (figura 47). Todas as linhas foram amarradas através de caminhamento auxiliado por teodolito até um ponto de coordenadas conhecidas (x, y e z) da carta topográfica da Folha de Ouro Verde, na escala 1:50.000 do IBGE, de modo a permitir a confecção do mapa de localização dos trabalhos realizados, todos incluídos na figura 47.

Os métodos potenciais (magnetometria e radiometria) cobriram toda extensão das linhas L150S, L100S, L50S, L00, L50N, L100N e L150N. Já os métodos elétricos (IP/resistividade) abrangeram a área destacada na Figura 47 com o arranjo gradiente. Posteriormente, aplicou-se o arranjo dipolo-dipolo nas linhas L150S, L50S, L150N e L400N (figura 47).

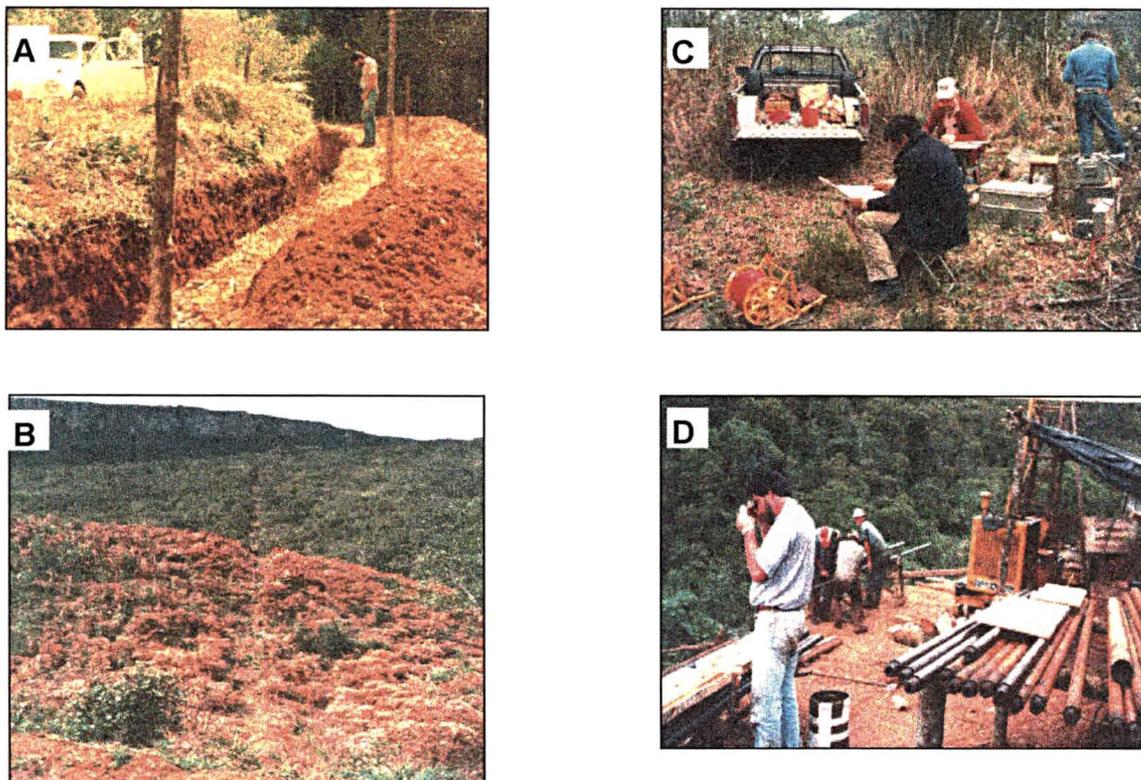
A descoberta do depósito de chumbo e zinco de Palmeirinha/Sengés foi decorrente, em primeiro lugar, dos trabalhos de *follow-up* geológico-geoquímico e sondagens exploratórias (SR-01, SR-02, SR-03, SR-04, SR-05 e SR-06), sendo o furo 06 o descobridor da mineralização. Posteriormente, foram realizados os ensaios geofísicos terrestres que forneceram subsídios para a locação de mais dois furos (SR-07 e SR-08). Este último permitiu confirmar a continuidade do corpo mineralizado.

A ilustração da figura 48 tem o objetivo de mostrar os trabalhos realizados no alvo de detalhe, os quais levaram à descoberta do depósito. Assim, a figura 48A mostra uma trincheira escavada; a 48B as picadas para os ensaios geofísicos; a 48C o sistema de transmissão de IP/resistividade e finalmente, na figura 48D observa-se os equipamentos de sondagem (hastes, revestimentos e barriletes), a sonda Diakore IV e as caixas de testemunhos do furo SR-08.

**Figura 47** Mapa de localização dos trabalhos realizados e ocorrências minerais no alvo selecionado (geologia, geoquímica, geofísica e sondagem).



**Figura 48** Ilustrações dos trabalhos de campo realizados



## 4.2 GEOQUÍMICA

Para a confecção dos mapas geoquímicos da área de detalhe, utilizaram-se apenas os resultados das amostras de solo localizadas nesta área. Portanto, os mapas gerados representam somente um *zoom* daqueles confeccionados na escala de semi-detalhe. No entanto, os dados de solos da janela de detalhe foram novamente krigados, configurando um novo arranjo de anomalias. Na verdade, foram utilizados os mesmos parâmetros destacados pelos semi-variogramas logarítmicos na escala de semi-detalhe (alcance, patamar e efeito pepita - figura 19, Capítulo 3, página 64), uma vez que a análise estrutural do fenômeno espacial se reflete da mesma maneira em ambas as situações, evitando uma nova interpretação variográfica. Note-se que o resultado é um pouco diferente com relação àqueles da geoquímica de semi-detalhe, mostrando com maior precisão a distribuição das anomalias referentes aos elementos Cu, Pb e Zn na escala de detalhe. Os resultados obtidos também foram normalizados pelo desvio padrão, tal como realizado na geoquímica de semi-detalhe. Esses mapas geoquímicos não

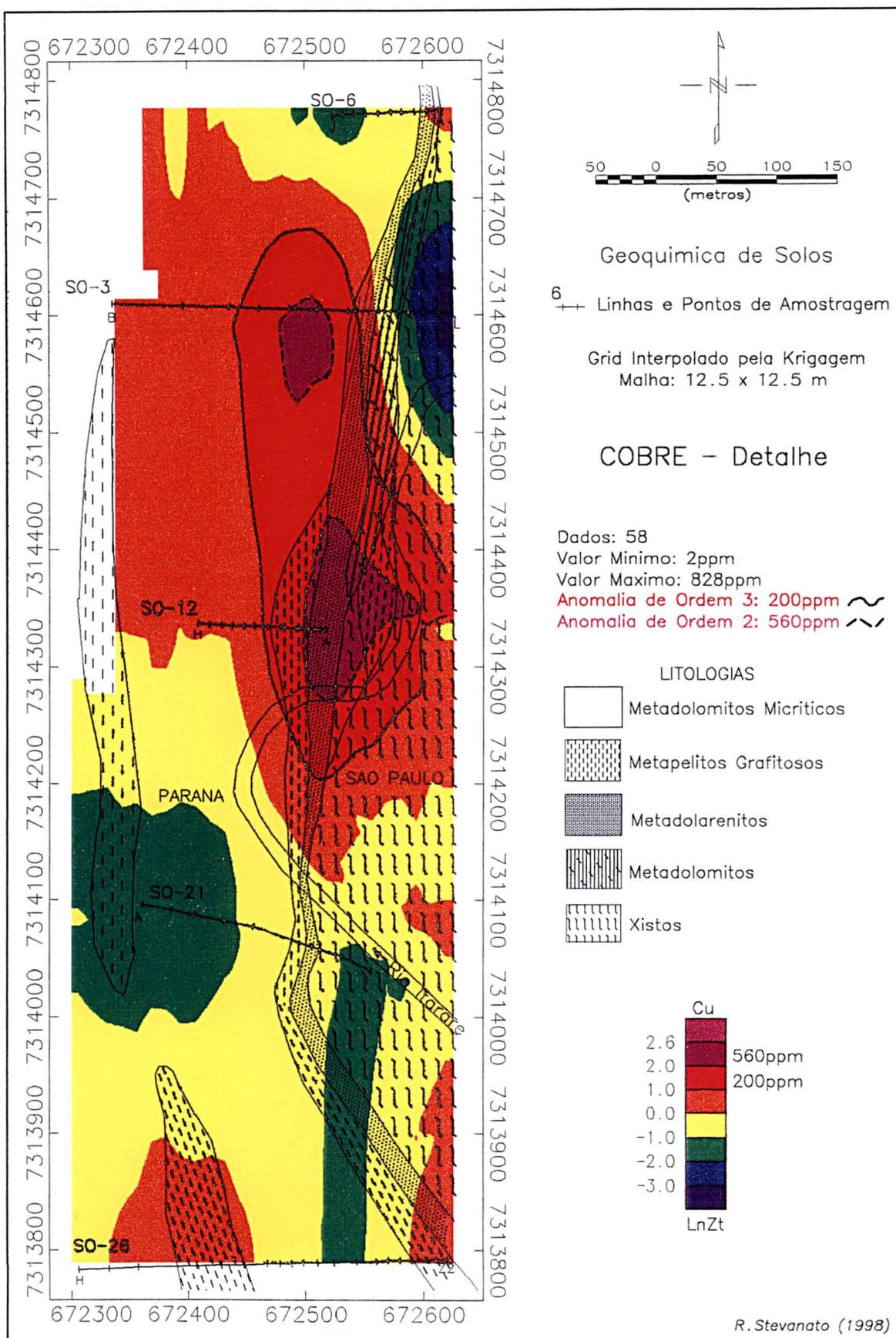
contemplam os dados de trincheiras e poços, os quais por representarem outra população, não foram incluídos na interpolação que gerou esses produtos. A análise dos resultados das trincheiras e dos poços será efetuada separadamente, afim de que se possa confrontá-los com os dados interpolados.

Para facilitar a compreensão do arranjo espacial das anomalias relativas aos elementos pesquisados e sua interrelação com as variáveis geológicas, torna-se fundamental o conhecimento sobre a migração e concentração dos minerais de minério já discutidos no capítulo da prospecção de semi-detalhe. Os novos produtos gerados (figuras 49, 50 e 51) mostram, aparentemente, os mesmos comportamentos espaciais verificados na geoquímica de semi-detalhe, porém depreende-se que as anomalias de solo dos elementos Cu, Pb e Zn estão confinadas nas lentes de metadolarenitos junto com os metapelitos grafitosos que atuaram como barreiras geoquímicas (Beus & Grigorian, 1975). Corroborando esta afirmação é possível verificar que, na ausência das camadas redutoras constituídas pelos grafitosos, os três elementos se dispersam no solo sobre as camadas de metacalcários micríticos adjacentes.

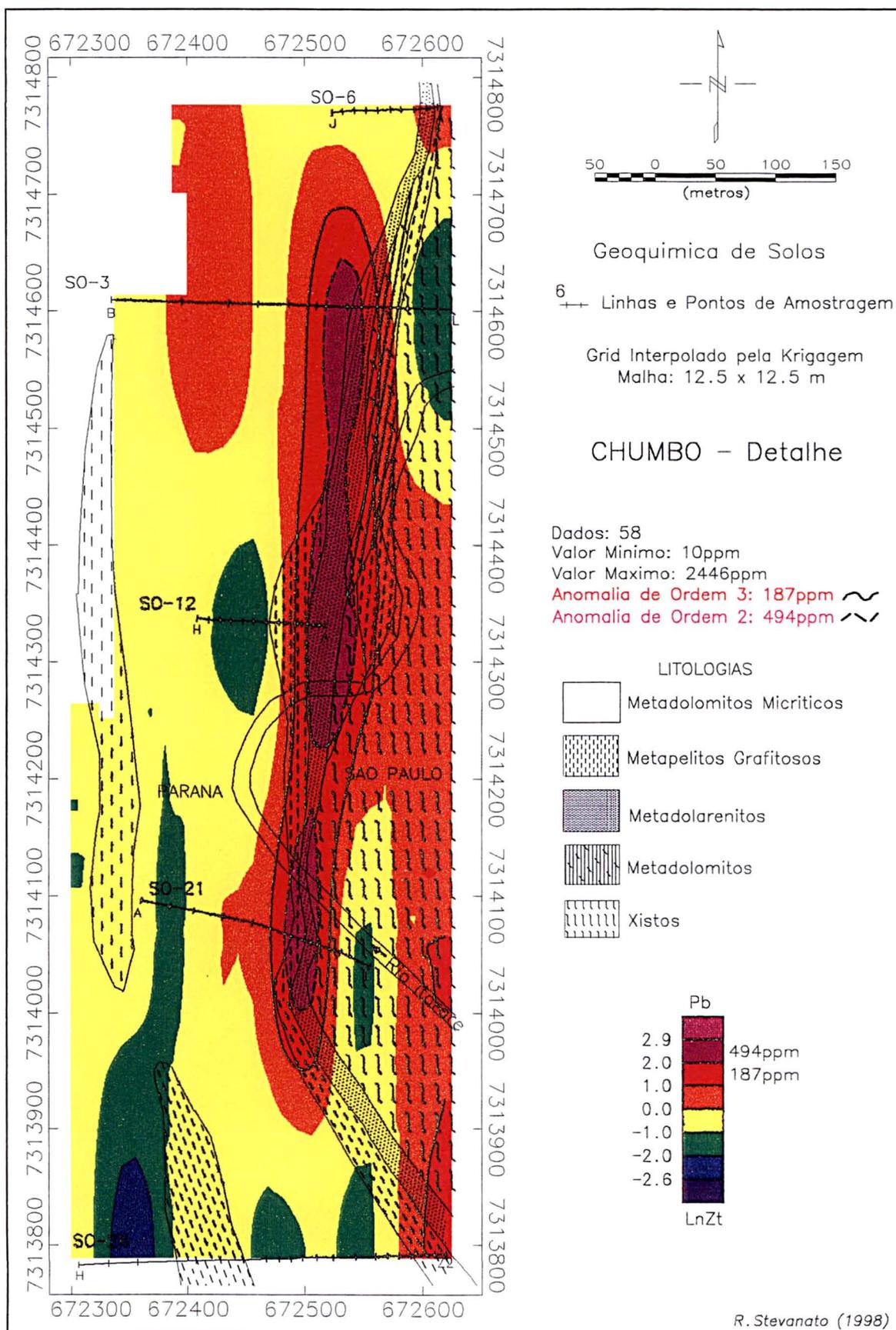
A figura 52 mostra a composição RGB dos elementos Cu, Pb e Zn. Nela é possível constatar que as tonalidades claras evidenciam as áreas anômalas e as escuras o *background* local. A tonalidade vermelha demonstra o enriquecimento de Pb e Zn, enquanto a verde, Cu e Zn, revelando uma zonalidade dos elementos comprovada pelos resultados analíticos das trincheiras. Portanto esta técnica é muito importante no sentido de avaliar o comportamento restrito das anomalias geoquímicas com a geologia de superfície dos alvos mineralizados e o controle tectônico, que são fortemente anisotrópicos ao longo da direção N-S.

As anomalias delineadas nos mapas geoquímicos krigados foram confirmadas pelos trabalhos de escavações e análises geoquímicas dos saprolitos e solos. A abertura destas escavações permitiram correlacionar, além dos resultados analíticos, também as características geológicas onde as anomalias se inserem. Deste modo, pode-se destacar as trincheiras TR-6, TR-11, TR-12 e TR-13 (figura 53), além dos Poços P-5 e P-6, cujos resultados analíticos encontram-se na figura 54. Como comentado anteriormente, o alinhamento anômalo encontra-se confinado

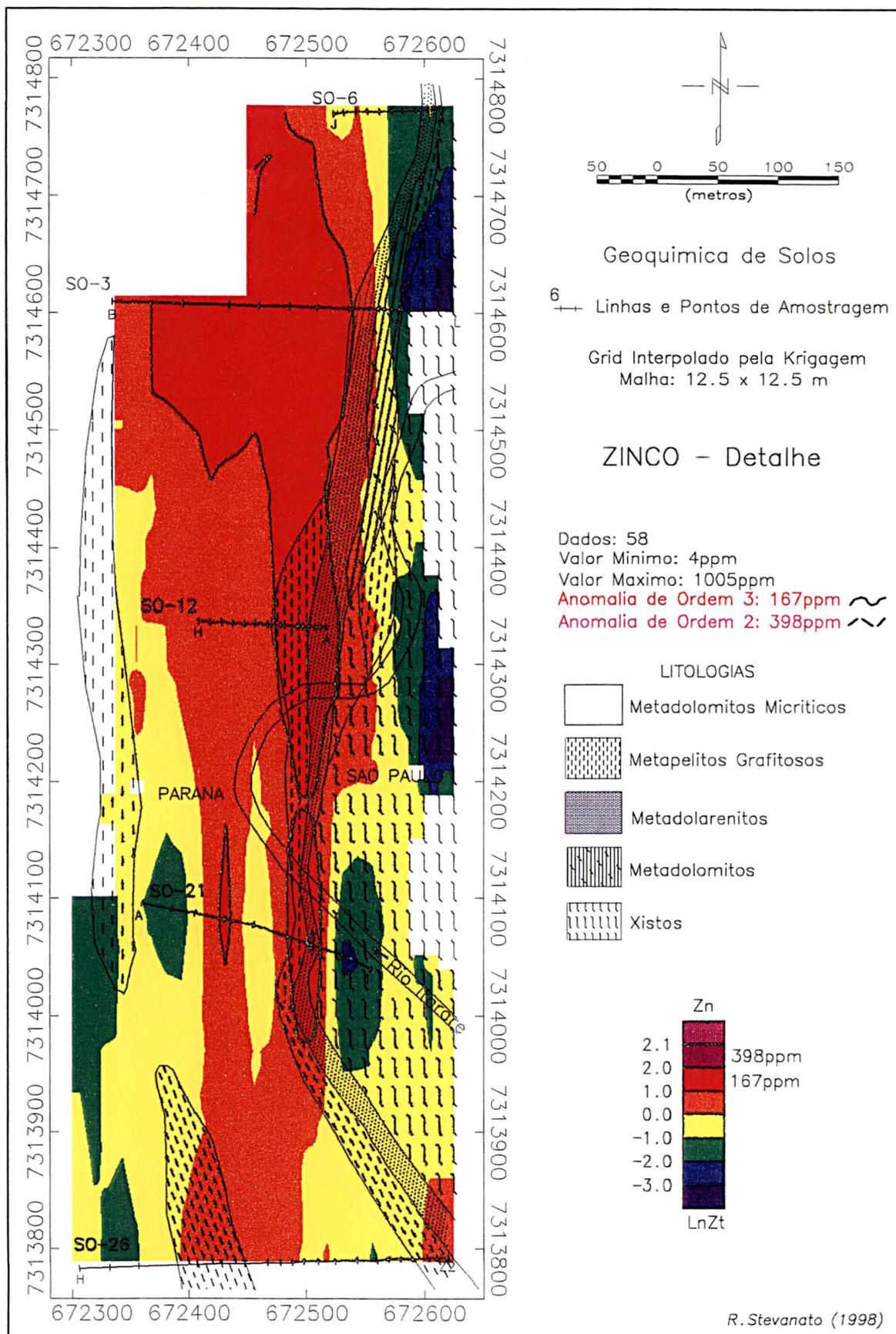
**Figura 49** Mapa geoquímico do Cobre (Cu) em unidades de desvio padrão ( $\ln Zt$ ), indicando as linhas e os pontos de amostragem de solos e as litologias.



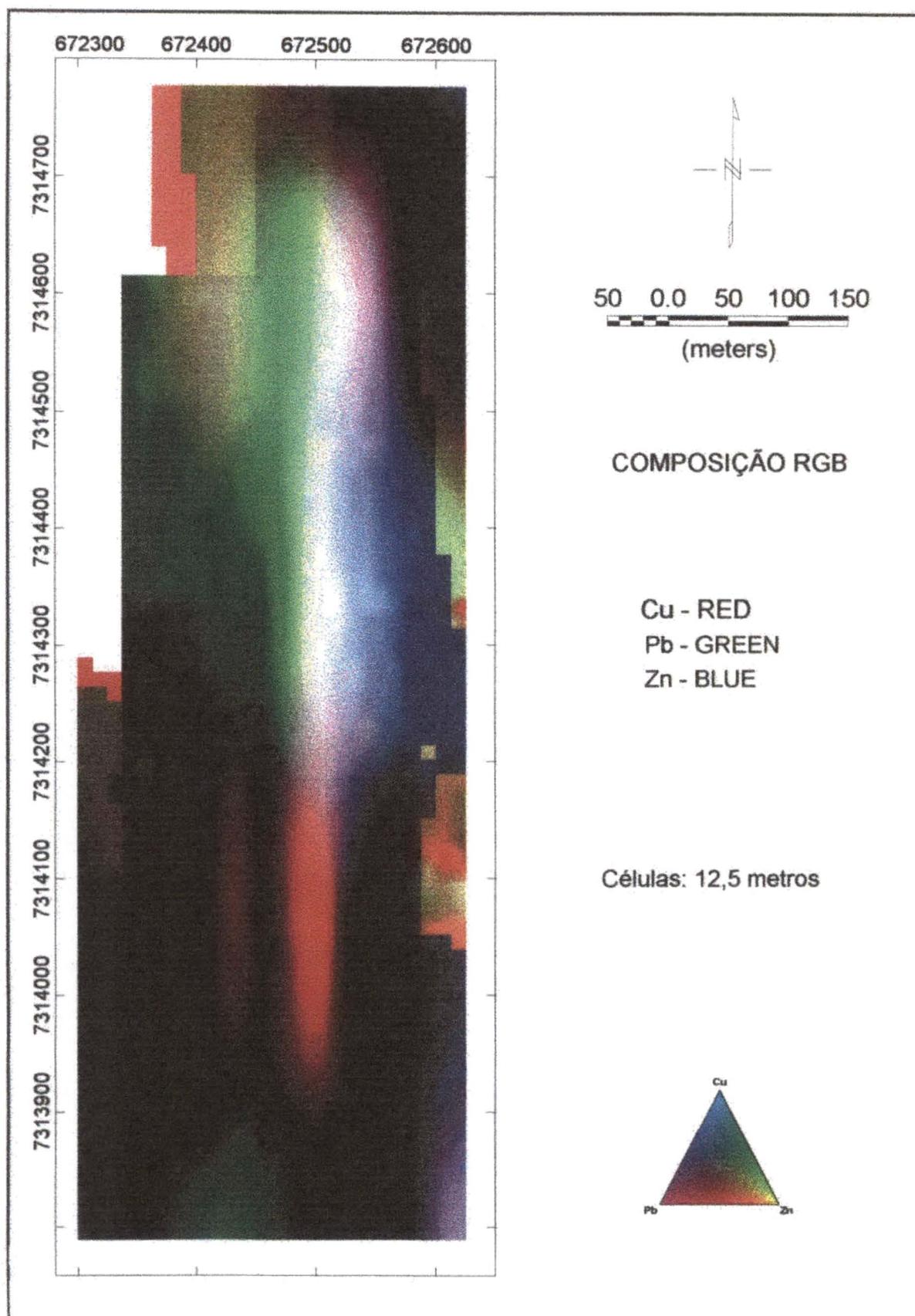
**Figura 50** Mapa geoquímico do Chumbo (Pb) em unidades de desvio padrão ( $\ln Zt$ ), indicando as linhas e os pontos de amostragem de solos e as litologias.



**Figura 51** Mapa geoquímico do Zinco (Zn) em unidades de desvio padrão ( $\ln Zt$ ), indicando as linhas e os pontos de amostragem de solos e as litologias.



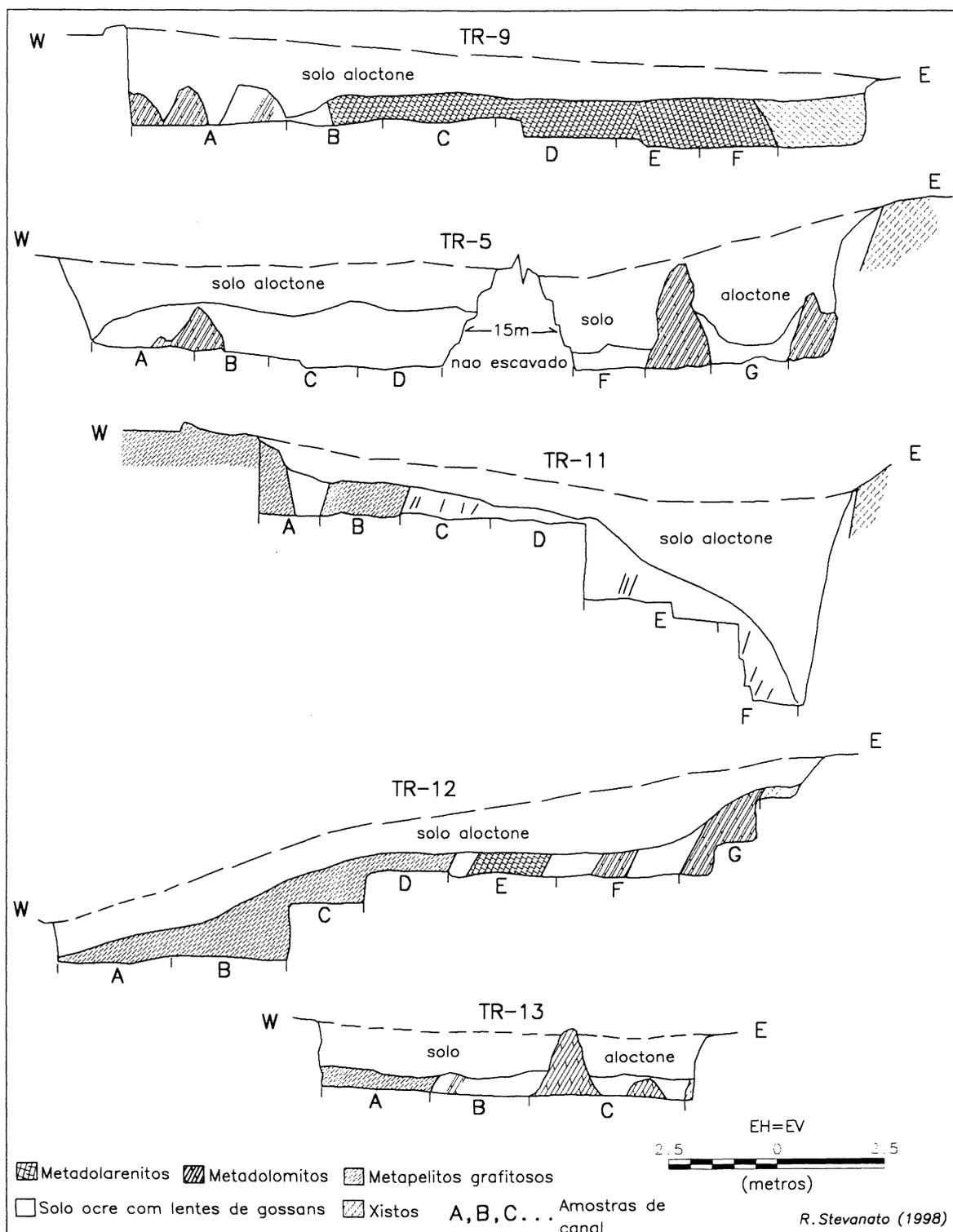
**Figura 52** Mapa da composição RGB dos dados de geoquímica de solos para Cu, Pb e Zn da área de detalhe.



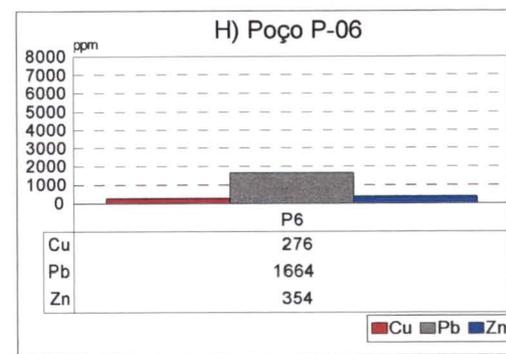
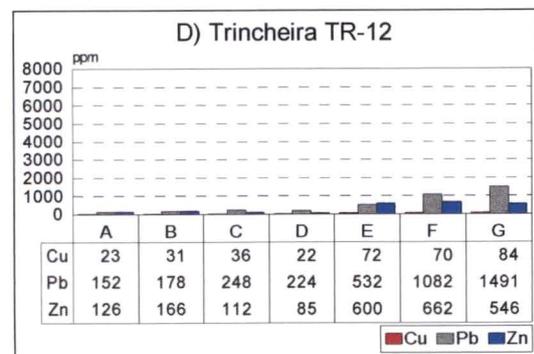
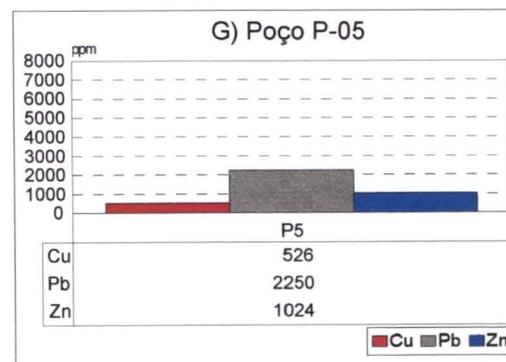
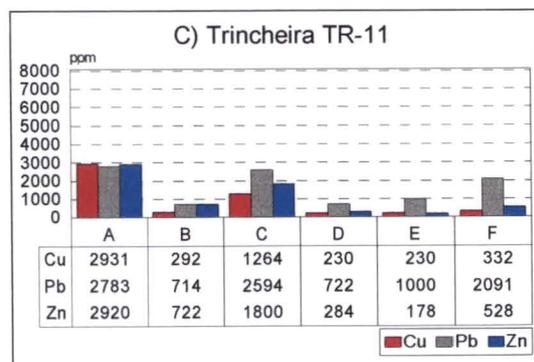
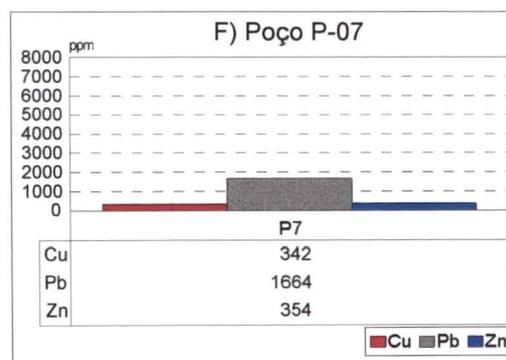
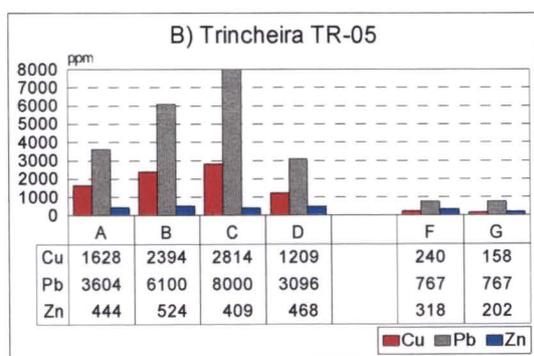
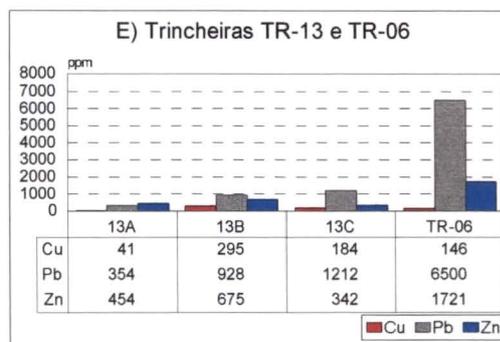
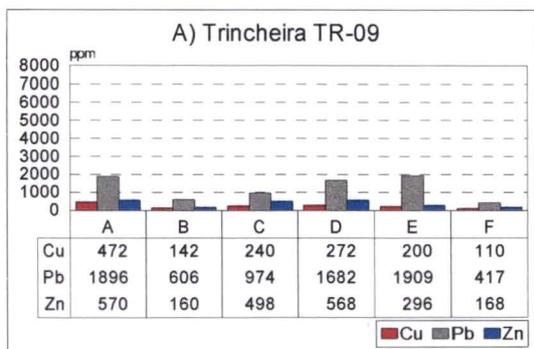
a corpos metadolareníticos porosos, encaixados entre metapelitos grafitosos, a oeste, e xistos quartzo feldspáticos, a leste, em contato tectônico por zona de falha N10E, subvertical e com rejeito lateral. Esses metadolarenitos às vezes encontram-se total a parcialmente alterados para solo amarelo ocre, o qual é decorrente da evolução do manto de intemperismo sob condições tropicais/subtropicais úmidas. Porém, em alguns locais, preservam estruturas e texturas reliquias da rocha fresca, onde se observam lentes de metadolomitos maciços e silicificados, obliterando em parte a permeabilidade e porosidade das encaixantes. Intercalando-se a esses solos notam-se esporadicamente lentes de *gossans*, com níveis centimétricos a milimétricos de manganês. A trincheira TR-6 foi feita e amostrada sobre o afloramento natural de *gossan*, a qual está localizada a cerca de 35 metros a sul da trincheira TR-13, apesar do resultado analítico ter sido incorporado no mesmo gráfico (figura 54, gráfico E). Os resultados de sondagem confirmaram a presença de mineralização e dos metapelitos grafitosos (furos SR-05; SR-06 e SR-08)

A situação geológica observada nas trincheiras TR-5 e TR-9 e no poço P-7 (figura 53), revela somente as litologias compreendidas por metacalcários micríticos, metadolomitos e metadolarenitos em contato direto com os xistos quartzo-feldspáticos, não se verificando aí a presença dos metapelitos grafitosos. Os teores apresentados na figura 54, mostram valores mais altos do que aqueles que aparecem nas outras trincheiras onde ocorrem os metapelitos grafitosos. Essas observações permitem confirmar que a dispersão dos teores verificados, principalmente para Cu e Pb na trincheira cinco (TR-5), seja decorrente da ausência de barreiras geoquímicas, tornando o solo e os saprolitos sobre os metacalcários micríticos fortemente anômalos. Por outro lado, os resultados de sondagem (furo SR-02) não identificaram a presença de mineralização, apenas disseminações de galena nos metacalcários micríticos. Outra constatação obtida através deste furo, foi a não presença de metapelitos grafitosos na coluna dos testemunhos de sondagem, confirmando o que foi observado nas trincheiras.

**Figura 53** Mapeamento das trincheiras indicando as amostras de canal dos saprolitos e rochas que foram analisadas geoquimicamente.



**Figura 54** Gráficos dos resultados analíticos para Cu, Pb e Zn (ppm) das amostras de canal indicadas na Figura 53 (A-TR09; B-TR05; C-TR11; D-TR12; E-TR13 e TR06; F-P07, G-P05 e H-P06).



### 4.3 GEOFÍSICA TERRESTRE

A geofísica terrestre executada na área de detalhe envolveu os métodos magnetométrico, gamaespectrométrico, eletrorresistivimétrico e polarização induzida. A utilização de tais métodos objetivou determinar a continuidade do corpo mineralizado e das estruturas geológicas, lateral e verticalmente, assim como avaliar a aplicabilidade e a viabilidade da prospecção geofísica.

O levantamento geofísico foi realizado através de consórcio firmado entre a Mineração JS Ltda. e o extinto Centro de Geofísica Aplicada (CGA), subordinado ao Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), cujos resultados foram consolidados em relatório inédito (Vieira *et al.* 1991). O principal objetivo do CGA foi determinar uma metodologia geofísica a ser aplicada em conjunto às demais técnicas de prospecção, justificando, assim, os diversos testes geofísicos executados na área de detalhe.

O levantamento geofísico foi executado ao longo de parte da malha aberta pela topografia, cujas picadas cortam transversalmente as estruturas geológicas e os arranjos, extensão e intervalos de medidas foram escolhidos para cada método de acordo com a resposta esperada, tanto na fase de reconhecimento quanto na de detalhamento, conforme se descreve a seguir:

- magnetometria: utilizaram-se dois magnetômetros de precessão de prótons marca MP-2 da Scintrex, sendo um para o registro da variação diurna do campo magnético terrestre, e o outro para a execução do levantamento magnético propriamente dito. Foram levantados 7.940 metros de perfis, entre as linhas L150S a L150N, com espaçamento variável entre as estações de 20, 10 e 5 metros;
- gamaespectrometria: foi usado um gamaespectrômetro GR-410A (Geometrics), com discriminação de energia para os canais de K, U, Th e Contagem Total (CT), na mesma malha da magnetometria, porém com espaçamento entre as leituras de 20 metros;
- polarização induzida e eletrorresistividade: foram utilizados os equipamentos modelo IPC-7 e IPR-8 da Scintrex para as medições de cargabilidade e resistividade aparente. Em uma primeira etapa aplicou-se o arranjo gradiente

para o mapeamento geoeletrico, com a distância entre os eletrodos de corrente de 900 metros e entre os de potencial de 20 metros. Este levantamento totalizou 7.940 metros lineares. Na etapa seguinte empregou-se o arranjo dipolo-dipolo para detalhamento dos alvos promissores com espaçamento entre os eletrodos de 40, 20 e 10 metros, dependendo da profundidade de investigação requerida e, na maioria dos casos, até o sétimo nível, onde foram levantadas as pseudo-seções L150S, L50S, L150N e L400N, totalizando 3.750 metros.

#### 4.3.1 Magnetometria

No tratamento dos dados magnéticos aplicou-se a correção da variação diurna do campo geomagnético através de uma estação base fixa. Os resultados do levantamento foram *plotados* em forma de perfis rebatidos (Figura 55) e de mapa de contorno (Figura 56).

O método magnetométrico foi utilizado na expectativa de que os corpos sulfetados pudessem conter alguns de minerais ferromagnéticos, constituindo um horizonte guia na prospecção, ou mesmo verificar a hipótese de alguns contrastes de susceptibilidade magnética entre as litologias metapelito-carbonáticas, a leste, e os xistos quartzo-feldspáticos, a oeste, de modo a determinar com precisão o contato entre estas litologias, o qual hospeda a mineralização.

O levantamento foi importante como auxílio ao mapeamento geológico, pois na extremidade leste foi possível detectar a presença de um corpo magnético concordante com a estruturação geológica local, orientado aproximadamente segundo a direção N-S. As anomalias associam-se a rochas compostas por clorita xistos com alta susceptibilidade magnética, constituindo lente subvertical concordante com os xistos quartzo feldspáticos que possuem baixa susceptibilidade magnética. Tais anomalias são visualizadas tanto no mapa de perfis rebatidos (figura 55), como no mapa de contorno (figura 56). Uma das anomalias (An.01) foi modelada com o objetivo de caracterizar a profundidade, a espessura e o mergulho do corpo (figura 57).

A análise quantitativa através da modelagem de anomalias magnéticas, foi realizada através do *software* MAGMOD (Geosoft, 1997). A principal função do

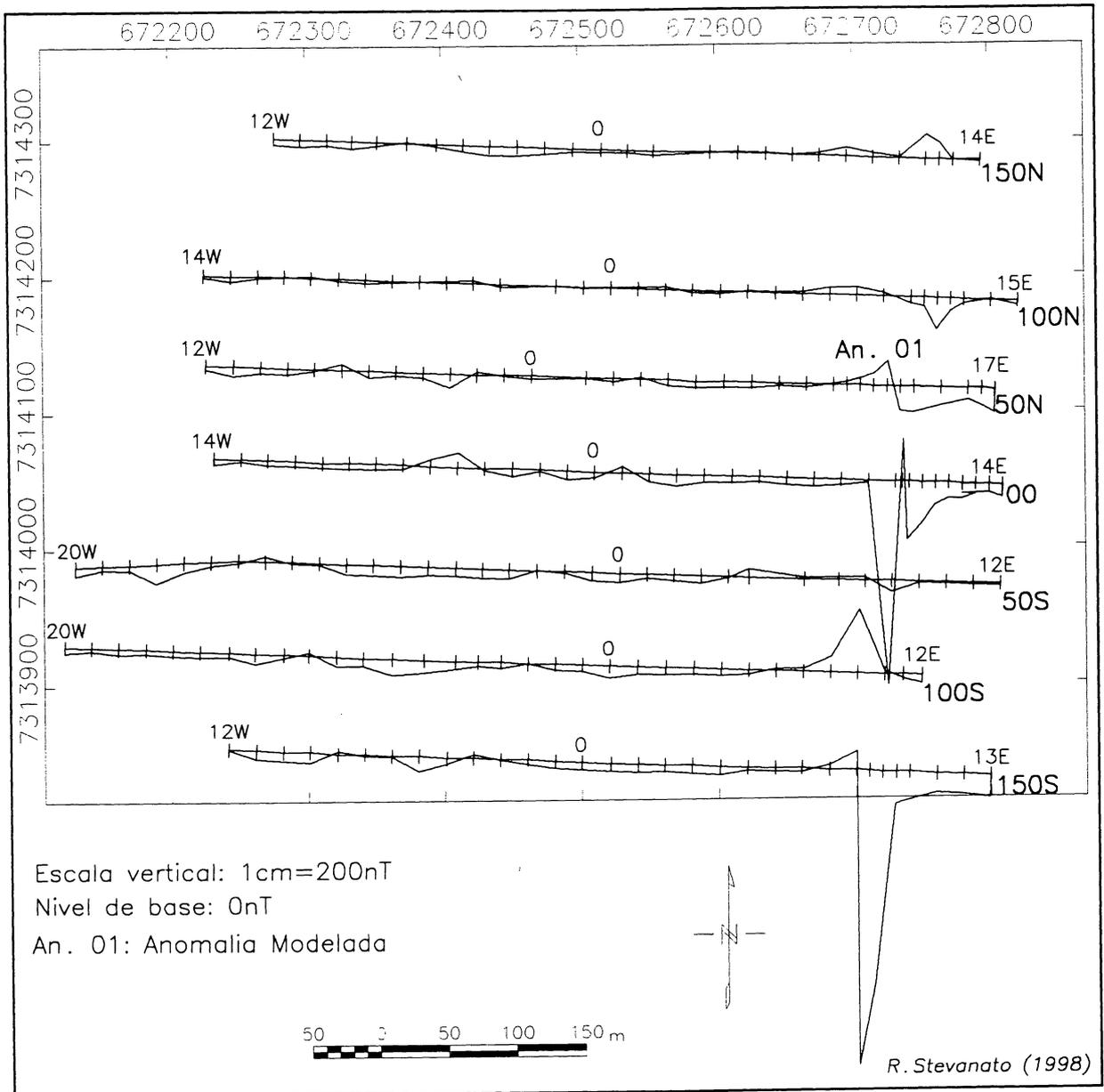
programa é determinar os parâmetros do modelo geométrico de um corpo magnetizado que fornece o melhor ajuste entre os dados observados e a anomalia calculada para o modelo. A técnica permite determinar parâmetros tais como mergulho, profundidade e espessura de corpos de geometria simples, magnetizados por indução, remanência, ou ambos. O algoritmo adota valores iniciais para cada parâmetro do corpo a ser modelado, os quais podem ser modificados pelo analista, de modo a incorporar dados reais. Esses são ajustados iterativamente, até encontrar a melhor aproximação. Durante o processo de ajuste, os dados teóricos e reais são mostrados no monitor, aliados ao modelo geométrico, e atualizados a cada nova iteração. Se um conjunto de parâmetros que satisfaz ao melhor ajuste é encontrado, o programa calcula os intervalos de confiança para todos os parâmetros. A qualidade do ajuste é medida pela relação da soma ponderada dos desvios quadráticos entre valores observados e calculados. Os cálculos sempre assumem que o perfil a ser analisado é representado por uma linha reta, perpendicular à direção geral do corpo.

O programa trabalha com quatro modelos: *Step* (2-D); *Ribbon* (2-D); *Tabular 1* (2-D) e *Tabular 2* (2 <sup>3</sup>/<sub>4</sub>-D). Para o presente trabalho foi adotado o modelo *Tabular 1*, em função deste se aproximar melhor de um corpo na forma de dique infinito sob o ponto de vista geofísico, ou de uma lente subvertical concordante com o restante das litologias não magnéticas.

Os parâmetros do campo geomagnético principal da área trabalhada foram extraídos do mapa magnético do Brasil (IBGE, 1990), permitindo calcular a intensidade total (23375 nT), a inclinação (-27°) e a declinação magnética (-16°) para o ano de 1990, período do levantamento de campo. Em função da ausência de dados paleomagnéticos (intensidade, inclinação e declinação remanentes), o corpo de clorita xisto foi considerado como magnetizado apenas por indução do campo magnético atual.

Os resultados obtidos através da modelagem da anomalia An.01 são apresentados na figura 57. O corpo modelado apresenta profundidade ao topo em torno de 5 metros e largura de 13 metros, exibindo um mergulho de 70° para oeste. Além desses resultados, foi possível determinar a posição central da anomalia, o

**Figura 55** Mapa de perfis magnéticos rebatidos e anomalia modelada (An.01).



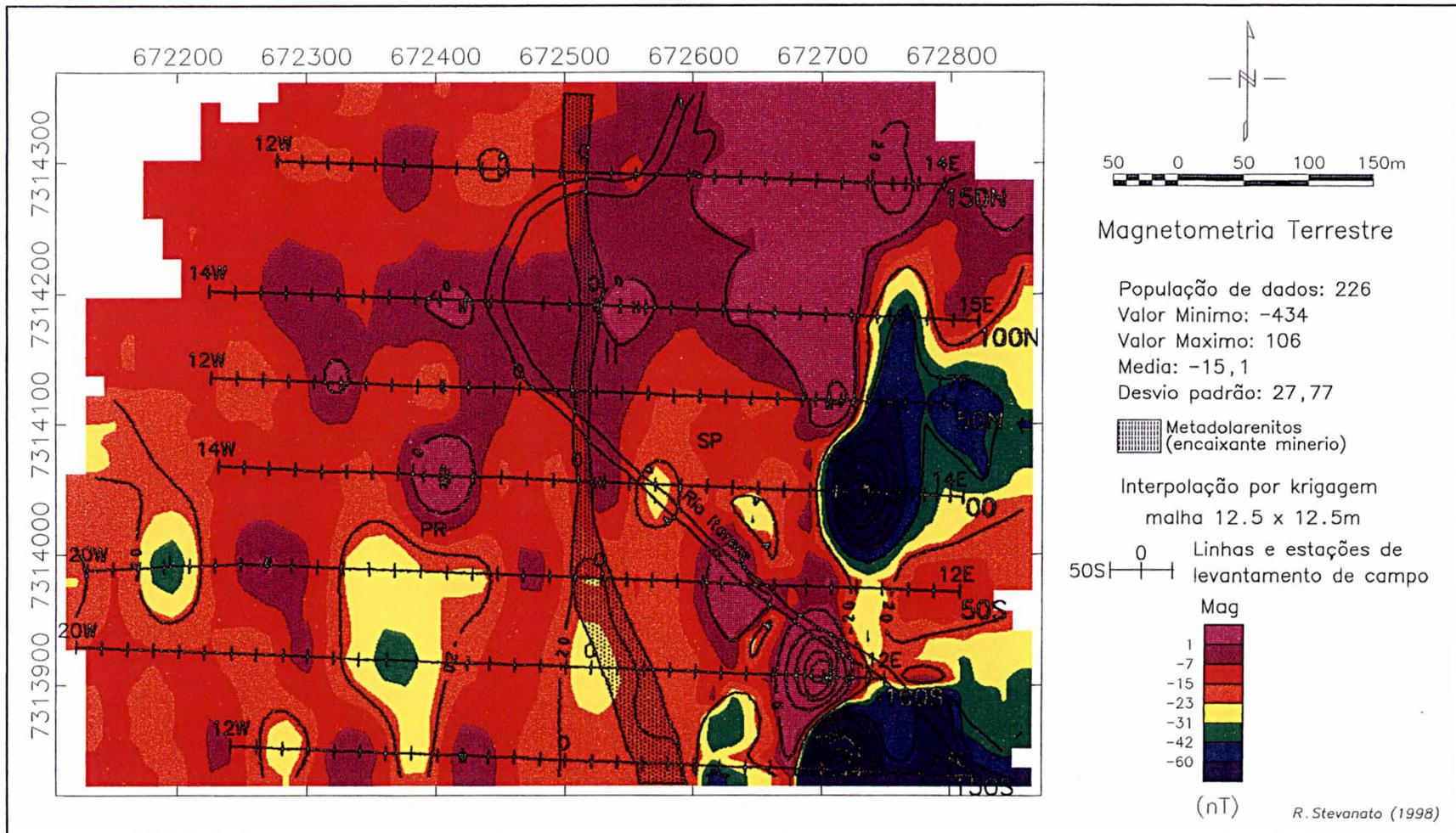
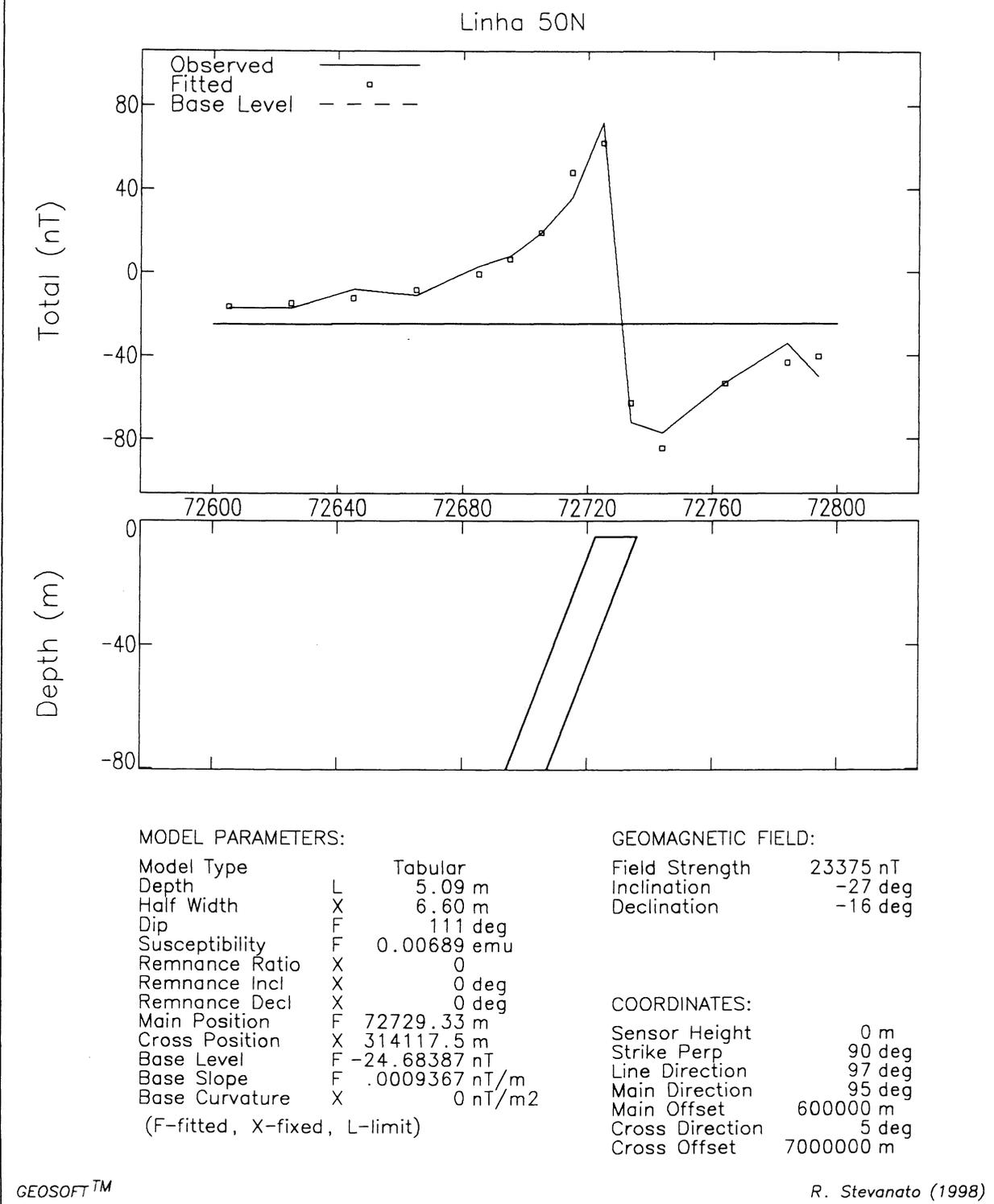


Figura 56 Mapa de contorno do campo magnético residual

Figura 57 - Modelagem da anomalia magnetica An. 01



que foi importante para posicionar o corpo magnético no mapa geológico da área de detalhe, auxiliando a cartografia deste em relação aos outros pacotes litológicos.

A análise qualitativa dos dados magnéticos definiu dois domínios de relevo magnético distintos, além de estruturas magnéticas (figura 58). O primeiro deles, domínio A, é caracterizado por anomalias magnéticas de alta frequência espacial, causadas pela lente de clorita-xistos. O segundo domínio (B) é representado por anomalias de baixas amplitudes, conferindo um relevo magnético suave, indicando que a mineralização e o restante das litologias não apresentam contraste de susceptibilidade magnética suficiente para discriminá-los. O padrão predominante das estruturas magnéticas é aquele com direção N-S, concordando com a direção preferencial das estruturas geológicas (figura 58). Entretanto, não foi observada nenhuma estrutura magnética próxima ao contato entre a unidade de xistos quartzo-feldspáticos e a metapelito-carbonática, onde ocorre a mineralização, demonstrando que a assinatura geofísica do método magnetométrico não é indicativa da mineralização sulfetada.

#### **4.3.2 Gamaespectrometria**

A gamaespectrometria terrestre foi aplicada com o intuito de detectar diretamente a mineralização sulfetada, caso esta estivesse associada a algum elemento radioativo, ou indiretamente, determinar a região de contato entre as unidades geológicas que contém a mineralização.

O levantamento foi realizado através dos canais de contagem total (CT), tório (Th), urânio (U) e potássio (K), medindo-se as radiações em contagens por segundo (cps), com tempo de integração das leituras de quatro segundos. Como as leituras dos canais de Th, U e K apresentaram-se muito baixas, as mesmas foram processadas para verificar qual era a relação qualitativa destas informações com os dados geológicos e a mineralização.

A exemplo do que foi tratado na aerogamaespectrometria, os dados terrestres de contagem total, tório, urânio e potássio foram estimados pelo método de krigagem com malha de 12,5 x 12,5 metros. Os resultados são apresentados na forma de mapas de contorno (figuras 59, 60, 61 e 62) georreferenciados ao sistema



de coordenadas UTM, nos quais foram superpostas as linhas e estações do levantamento de campo e as unidades litológicas constituídas pelos metapelitos e as rochas carbonáticas (I), e a unidade de xistos a quartzo e feldspato (II). Na região de contato entre estas duas unidades está cartografada a lente de metadolarenito que hospeda a mineralização.

Através da análise do mapa de contagem total (figura 59), definiu-se dois domínios: um relativamente mais baixo ( $< 0.0 Zt$  - Unidade I) devido às rochas metapelito-carbonáticas e outro superior ( $> 0.0 Zt$  - Unidade II) correspondente aos xistos quartzo-feldspáticos. Algumas pequenas anomalias radiométricas isoladas ( $> 2.0 Zt$ ) foram interpretadas como sendo causadas por afloramentos de rochas não alteradas, principalmente ao longo do vale do rio Itararé. Dentro da unidade metapelito-carbonática destaca-se um alinhamento de anomalias na direção preferencial N-NW ( $> 1.0 Zt$ ), que corresponde ao corpo de metapelito grafitoso. No extremo oeste da malha levantada, observam-se valores abaixo de  $-1.0 Zt$  que correlacionam-se com a presença de metadolomitos micríticos. Um fato marcante na resposta do canal de contagem total é o contato entre as unidades de xistos e os metapelito-carbonatos, principalmente nas linhas L50S, L00 e L50N, coincidentemente na zona mineralizada.

A figura 60 mostra que os altos valores da resposta do canal de tório ( $> 2.0 Zt$ ) estão fortemente condicionados pela presença de xistos quartzo-feldspáticos não alterados, que afloram no leito do rio Itararé nas linhas L50S, L00 e L150N, configurando a esta unidade geológica um enriquecimento relativo maior em comparação com a unidade metapelito-carbonática. A unidade portadora da mineralização (metadolarenitos) parece não estar condicionada à resposta deste canal. O comportamento do radioelemento urânio é homogêneo na unidade de xistos e variável na unidade metapelito-carbonática (figura 61), enquanto o canal de potássio apresenta quatro núcleos enriquecidos ( $> 1.5 Zt$ ), sendo dois deles coincidente com o contato mineralizado que ocorrem nas linhas L100S, L50S e L150N (figura 62).

Estas características descritivas permitem concluir que o método gamaespectrométrico foi eficaz como auxílio ao mapeamento geológico (figura 62A).

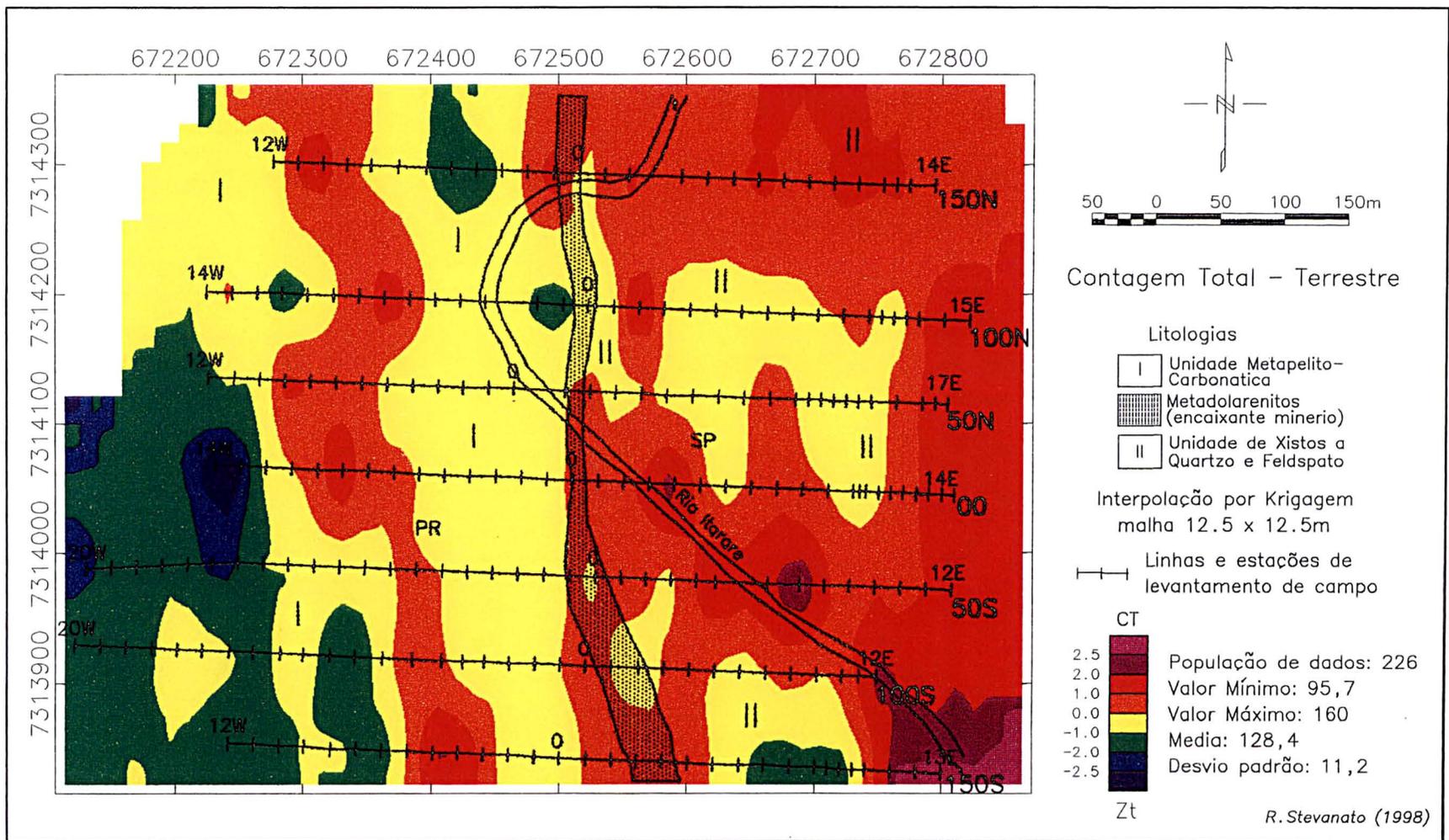


Figura 59 Mapa de contorno da contagem total (Zt)

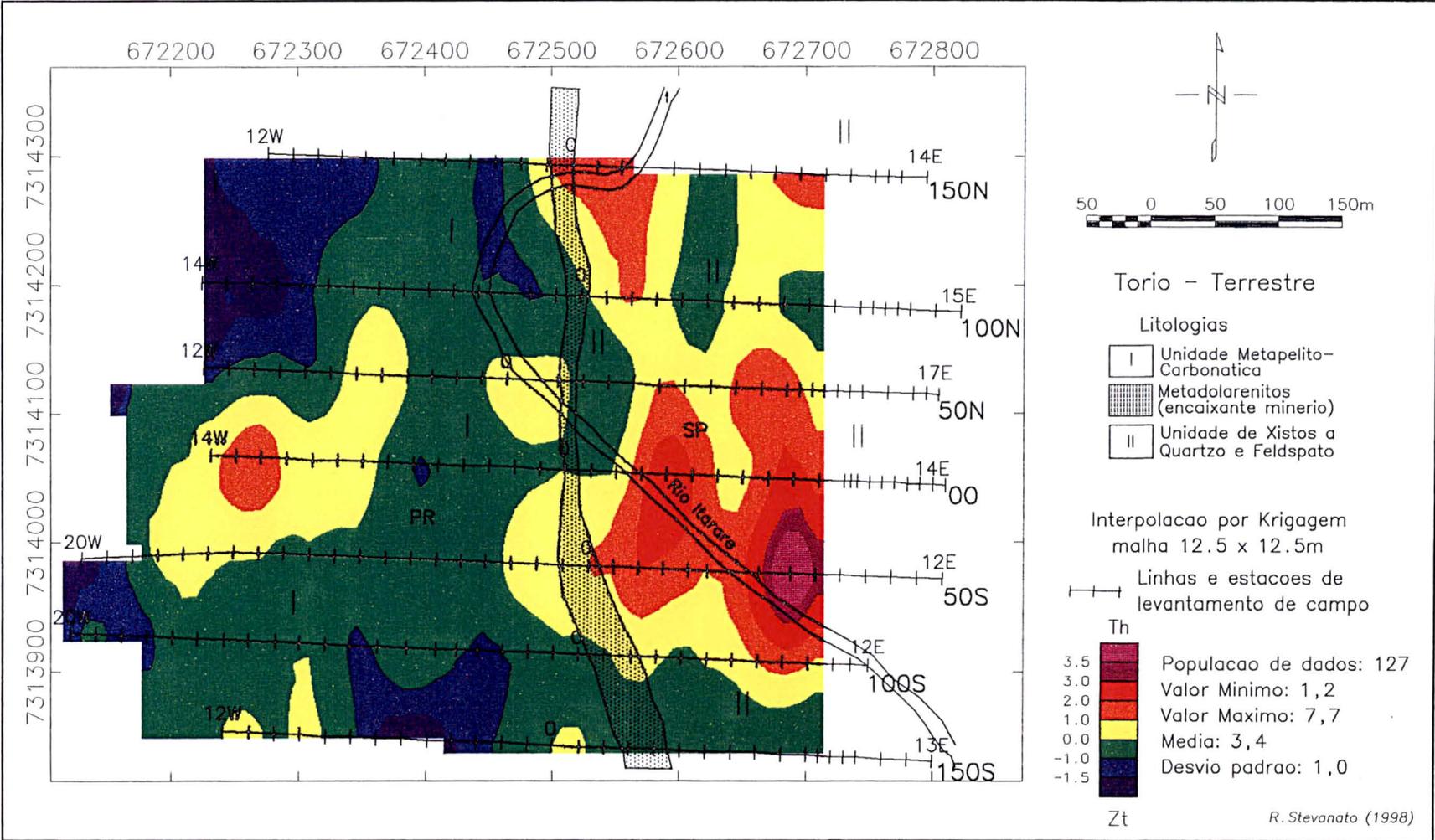


Figura 60 Mapa de contorno do Tório (Zt)

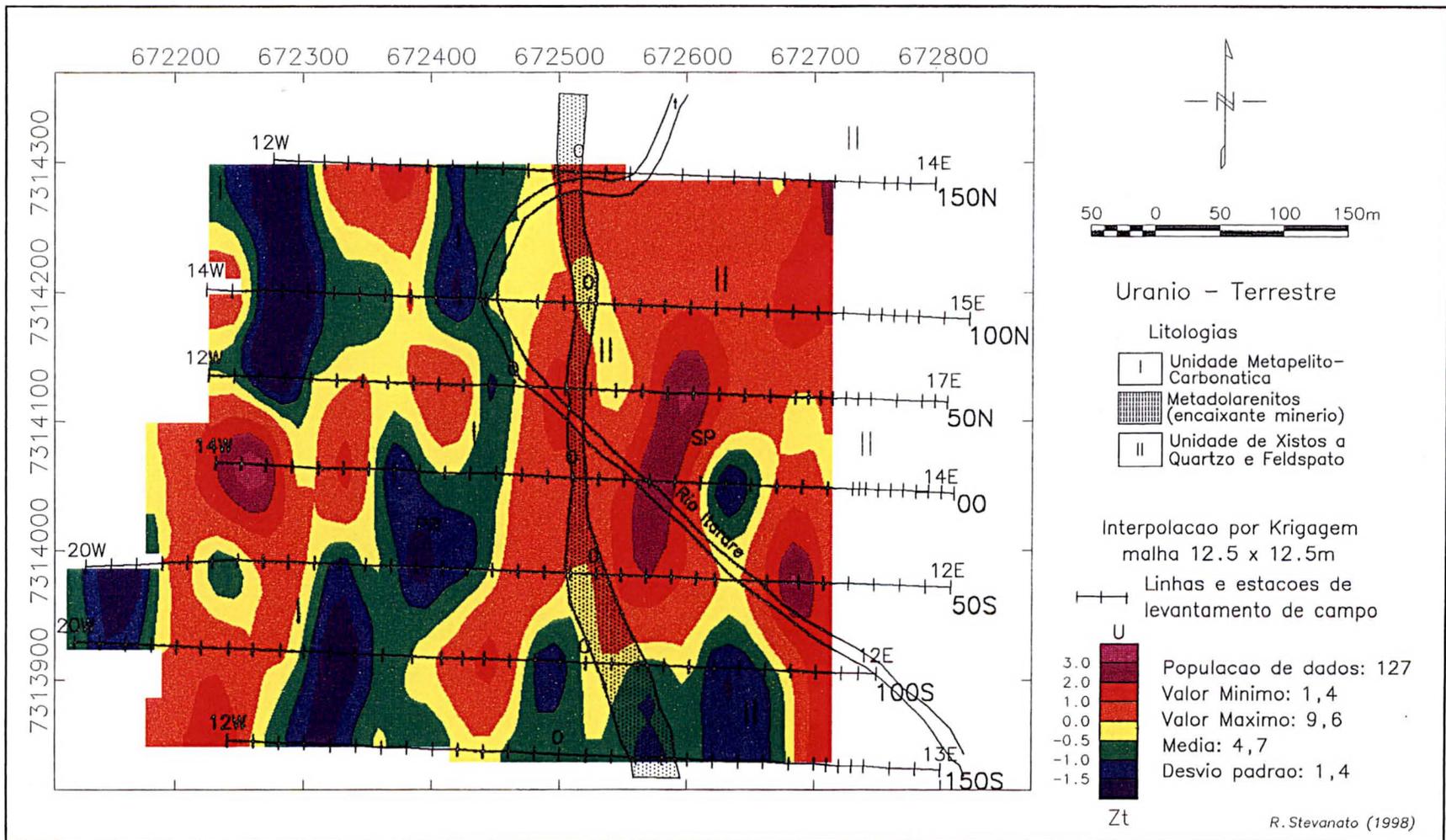


Figura 61 Mapa de contorno do Urânio (Zt)

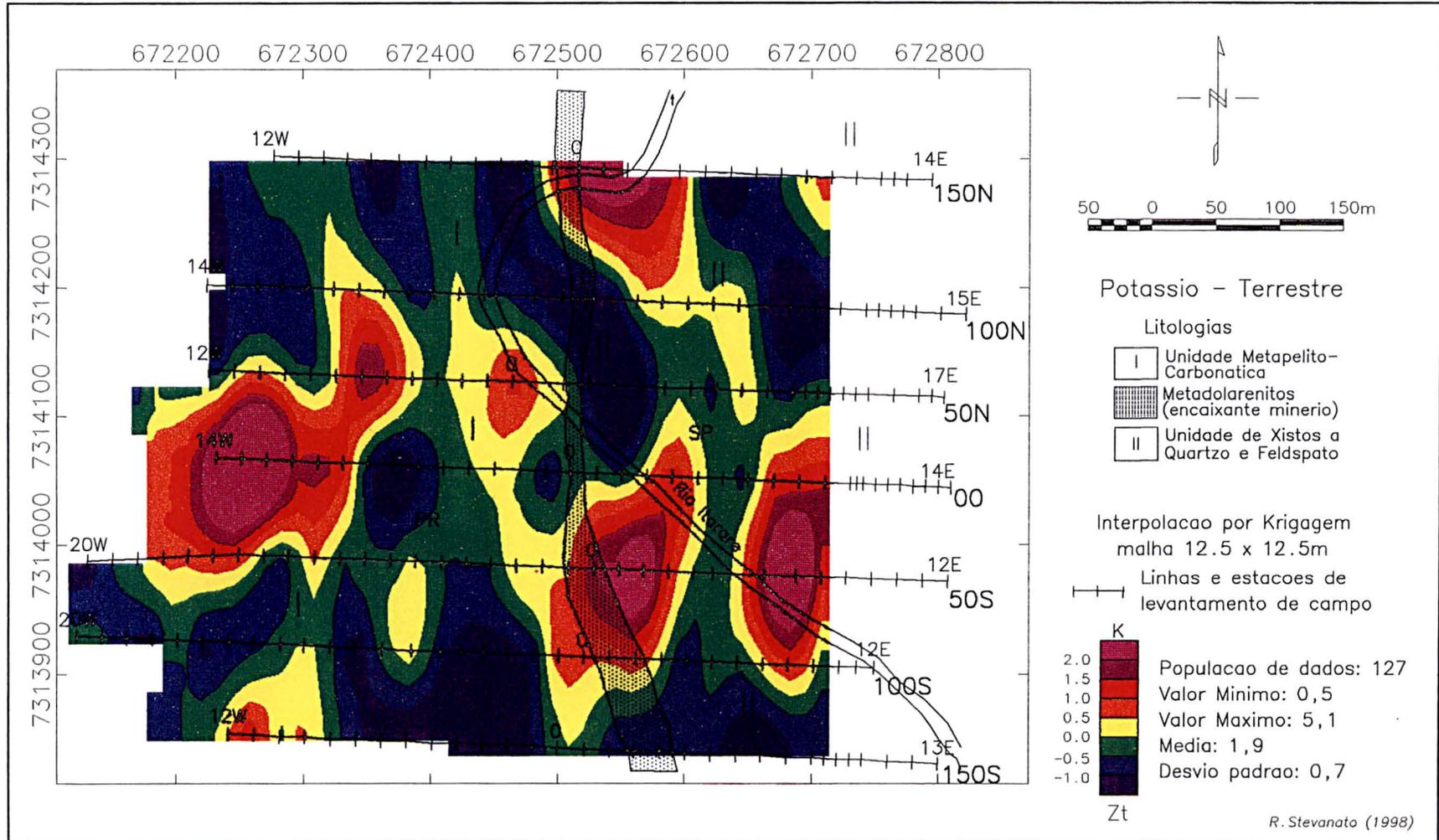


Figura 62 Mapa de contorno do Potássio (Zt)

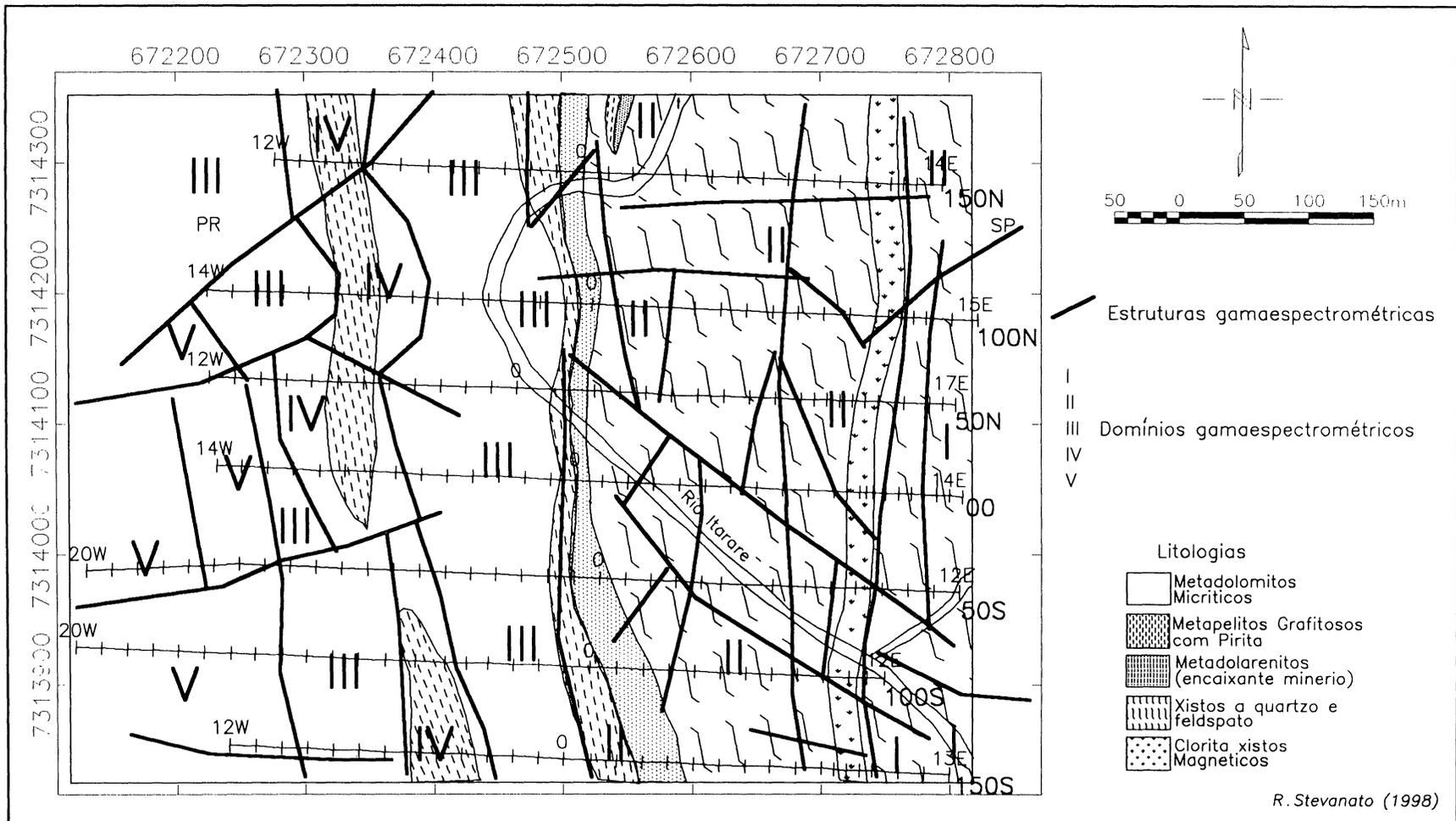


Figura 62A Mapa de interpretação gamaespectrométrica

No mapa de interpretação gamaespectrométrica (figura 62A), observa-se que a densidade de estruturas geofísicas na unidade de xistos a quartzo e feldspato é maior do que na unidade metapelito-carbonática. Também nota-se que o contato entre essas unidades é bem marcado por estruturas gamaespectrométricas N-S.

### **4.3.3 Polarização induzida e eletrorresistividade**

A conjugação dos métodos de eletrorresistividade e polarização induzida (IP) é ideal para a prospecção em caráter de reconhecimento e detalhe de mineralizações sulfetadas disseminadas (Bertin & Loeb, 1976). Em ambos os métodos, foram usados o arranjo gradiente para o reconhecimento das características geoeletricas em planta, seguidos pelo arranjo dipolo-dipolo em forma de pseudo-seções para o detalhamento dos alvos anômalos revelados no arranjo gradiente. O método IP foi empregado com a técnica do domínio do tempo nos dois arranjos eletródicos.

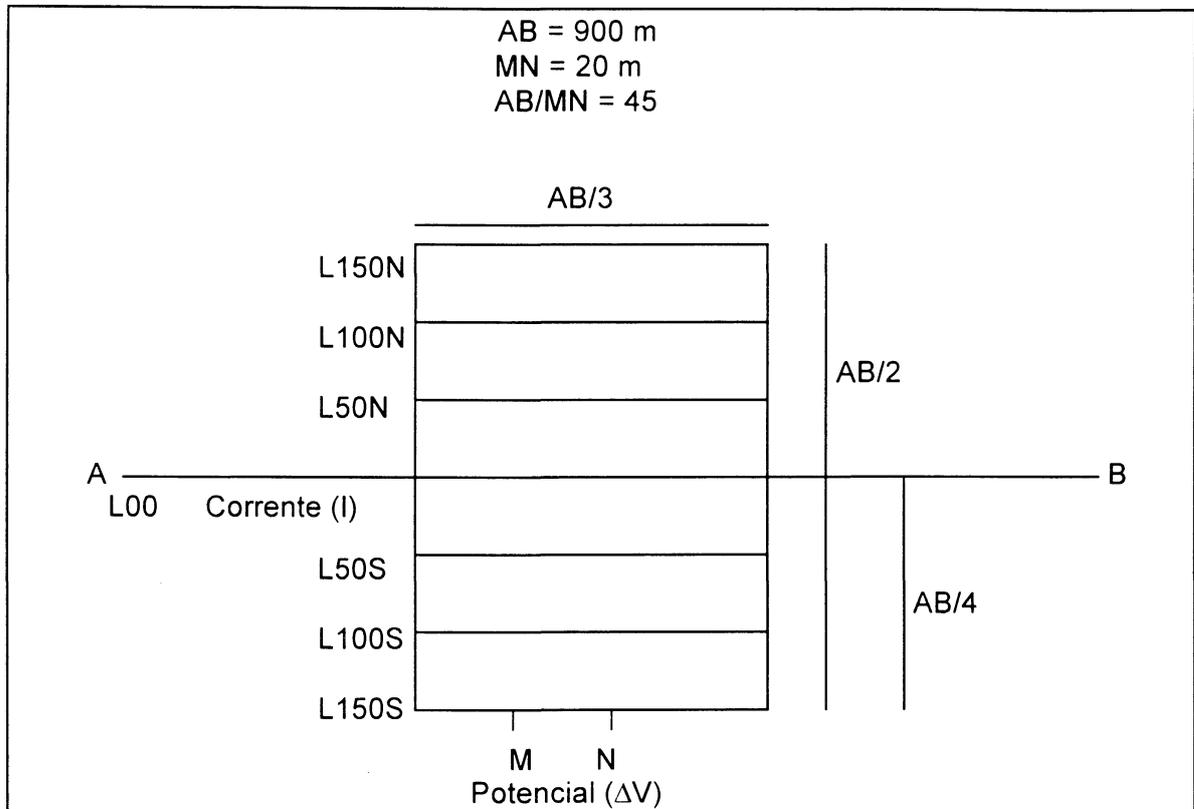
#### **4.3.3.1 Arranjo Gradiente**

O arranjo gradiente constitui-se de dois eletrodos de corrente fixos (AB) e dois eletrodos de potencial móveis (MN). A distância entre os eletrodos A e B é escolhida em função da profundidade que se quer investigar. Assume-se que as medidas de diferença de potencial no “um terço” central da linha AB e em linhas paralelas a ela, refletem variações de resistividade de uma profundidade aparentemente constante. O gradiente executado na área, teve a linha de transmissão AB na L00, com extensão de 900 metros. O espaçamento entre os eletrodos de potencial foi de 20 metros, realizando-se medidas de 20 em 20 metros em um retângulo que cobriu parte da área de detalhe. O esquema da figura 63 ilustra o arranjo empregado.

Dentre as vantagens deste tipo de arranjo inclui-se a rapidez, o baixo custo, a simplicidade das medidas e o recobrimento de grandes áreas com uma única instalação da linha de corrente AB. As desvantagens são a descontinuidades de bordas de retângulos contíguos e a incerteza da profundidade investigada, razão pela qual é recomendável a aplicação posterior do arranjo dipolo-dipolo.

As medidas efetuadas com a aplicação deste arranjo, forneceram os valores de cargabilidade em mV/V e de resistividade aparente em ohm.m. Os valores medidos foram interpolados por krigagem em malha de 12,5 m x 12,5 m.

**Figura 63** Configuração do arranjo gradiente aplicado na área de estudo



O mapa de resistividade aparente (figura 64) mostra valores que variam de 800 a 22.000 ohm.m, permitindo uma separação bastante nítida de três domínios elétricos com uma estruturação direcionada aproximadamente N-S. Já a figura 65 agrupou os três domínios distintos (I, II e III), além da caracterização de zonas diferentes (A, B e C), em cada domínio, as quais foram classificadas em função da intensidade da resposta elétrica em alta, média e baixa. Os domínios elétricos I, II e III são descritos a seguir:

- domínio I - compreende valores de resistividade aparente que variam de 6.000 a 22.000 ohm.m. De forma alongada segundo a direção N-S, é truncado nas proximidades do rio Itararé, entre as linhas L00 e L50S. Este truncamento,

provavelmente, é devido a falhamentos e/ou fraturas e está condicionado ao rio Itararé nesta porção da área de detalhe, onde os litotipos são representados apenas pelos xistos quartzo-feldspáticos;

- domínio II - este domínio registra os menores valores de resistividade aparente, variando de 800 a 6.000 ohm.m, e engloba unidades litológicas bastante distintas, inclusive as encaixantes da mineralização, que estão próximas ao contato com o domínio I. Neste contexto a variação litológica é mais acentuada, mostrando lentes de metapelitos grafitosos, xistos menos resistentes e metadolomitos freqüentemente intercalados por cálcio filitos e metamargas de espessuras métricas;
- domínio III - caracteriza-se por valores da ordem de 10.000 ohm.m, constituindo-se por uma pequena faixa a sudoeste da área trabalhada. Estas anomalias resistivas são causadas por afloramentos de metacalcários dolomíticos homogêneos e maciços.

A análise do mapa de cargabilidade (figura 66) revela, em linhas gerais, grande semelhança estrutural com o mapa de resistividade aparente e o mapa geológico, confirmando o direcionamento litoestrutural N-S e a coincidência das anomalias geofísicas com a encaixante mineralizada, somada à contribuição dos metapelitos grafitosos, os quais são adjacentes à mineralização sulfetada. As respostas de cargabilidade apresentam comportamento inverso ao verificado na resistividade, demonstrando que a aplicação conjunta destes métodos é importante na detecção das estruturas e das zonas condutivas e resistivas.

Os valores da cargabilidade variam de 10 a 80 mV/V, definindo quatro domínios geofísicos distintos, quais sejam: (figura 67).

- domínio I - é a principal área anômala, caracterizada por valores de cargabilidade da ordem de 30 a 80 mV/V e coincide com a mineralização e os metapelitos grafitosos, além de estender-se ao longo da direção estrutural N-S. Este domínio foi subdividido em três zonas com intensidades diferentes, tanto em termos de amplitude quanto na forma das próprias anomalias, assim distribuídas:

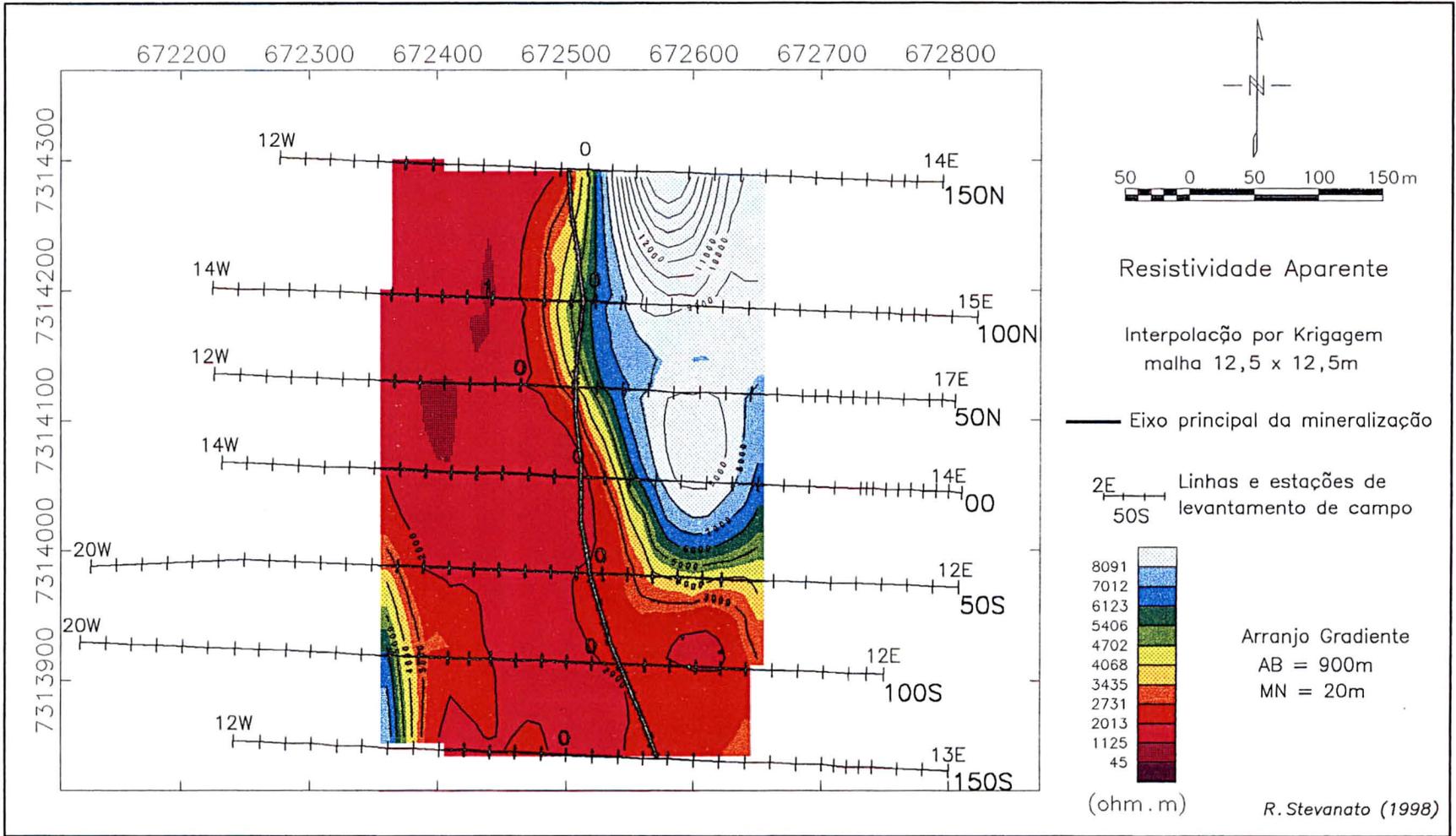
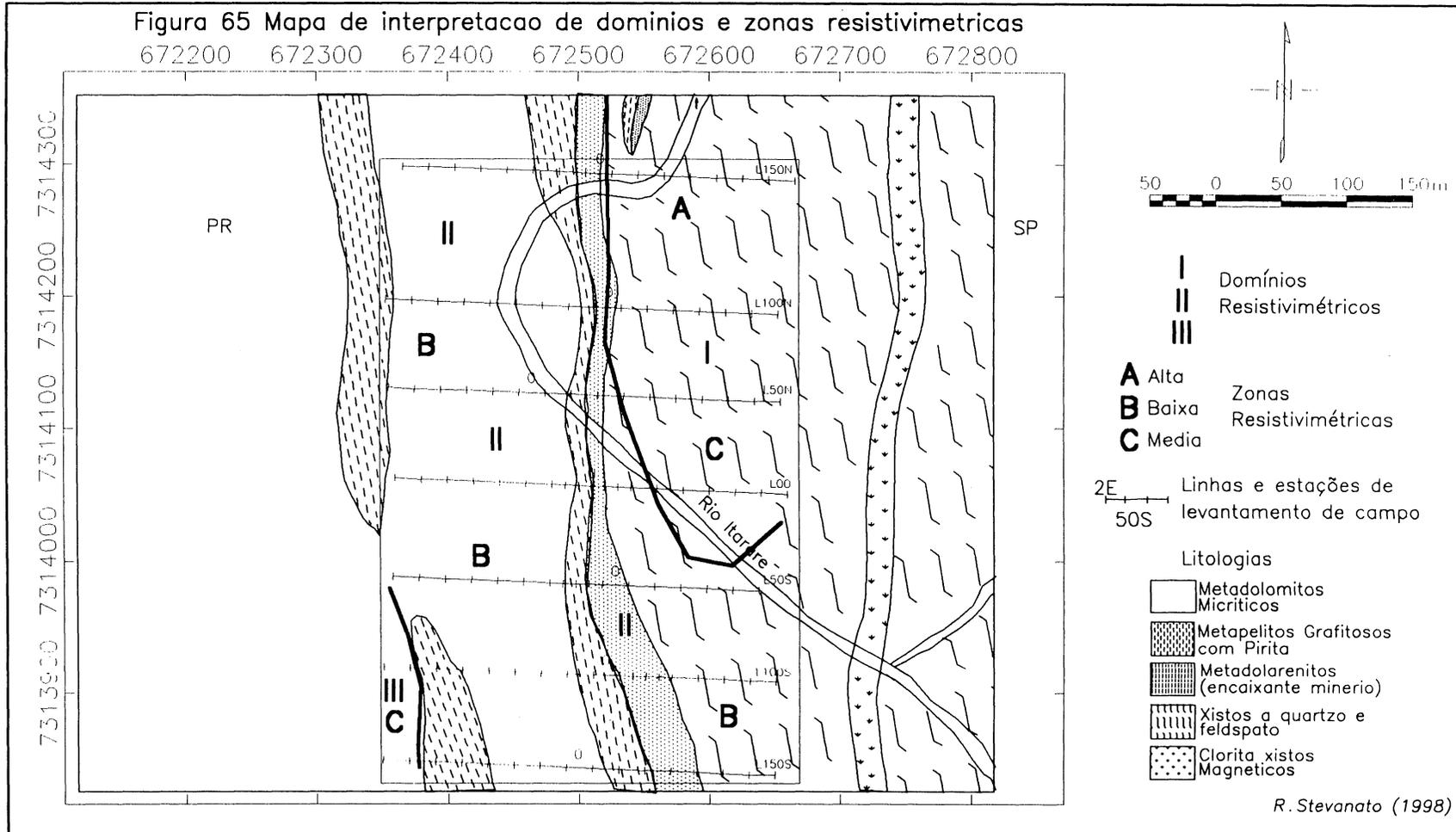


Figura 64 Mapa de contorno da resistividade aparente

Figura 65 Mapa de interpretação de domínios e zonas resistivimétricas



- zona A - é a zona anômala mais expressiva de toda a área levantada, com valores de cargabilidade na faixa de 70 mV/V, estendendo-se nas linhas L150N, L100N e terminando na linha L50N. A anomalia de IP é bem definida, indicando corpos polarizáveis em subsuperfície, os quais foram confirmados pelo furo de sondagem SR-08;
  - zona B - situa-se na parte central da área, entre as linhas L50N e L50S, com valores de 30 mV/V. É a zona mais fracamente polarizável. No entanto, os furos de sondagem (SR-05 e S-06) efetuados anteriormente à realização da campanha geofísica revelaram a presença de sulfetos (10,6% de Pb + Zn), como será visto no próximo capítulo. Outra observação retirada das sondagens, foi a presença, embora com pequena espessura de um pacote de metapelitos grafitosos, mostrando que a contribuição dos mesmos para as anomalias de IP deve ser levada em conta na interpretação deste tipo de resposta no ambiente geológico em questão;
  - zona C - localizada ao sul da área trabalhada, entre as linhas L50S e L150S, apresenta valores de cargabilidade de 30 a 45 mV/V. Esta zona anômala é mais larga que as anteriores, podendo ser causada por uma maior largura da zona mineralizada ou maior profundidade do corpo polarizável. Esta anomalia de IP não foi testada por furos de sondagem.
- domínio II - corresponde a valores de cargabilidade relativamente mais baixos do que aqueles do domínio I. O domínio II caracteriza as rochas xistosas, em correspondência ao domínio I da eletrorresistividade;
  - domínio III - este domínio é semelhante ao domínio II em termos de valores absolutos (10 a 20 mV/V), porém sua expressão em termos geológicos reflete a presença de metadolomitos;
  - domínio IV - é um domínio de pequena extensão situado no extremo sudoeste da área estudada, com valores de cargabilidade da ordem de 35 mV/V, causada

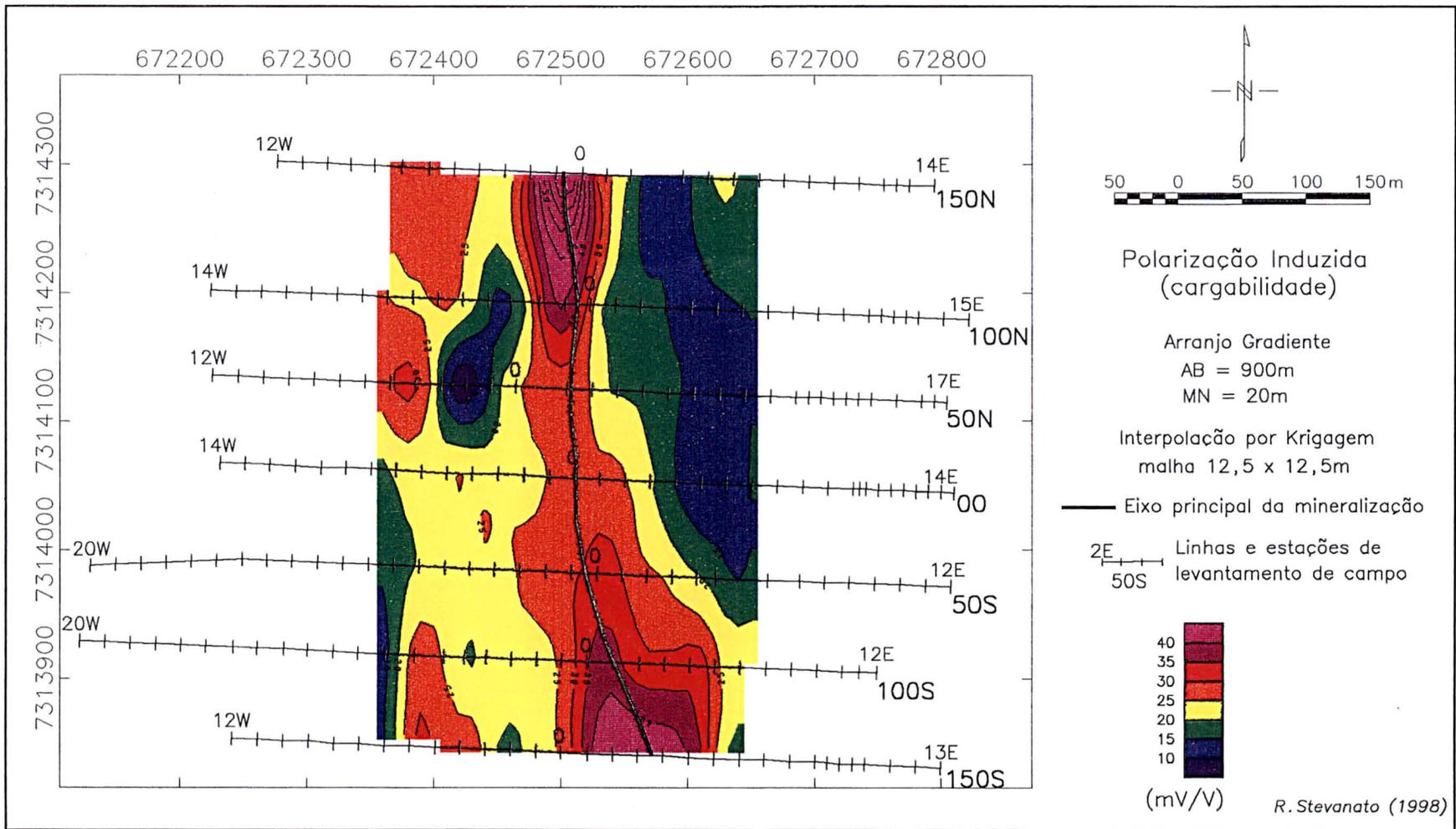
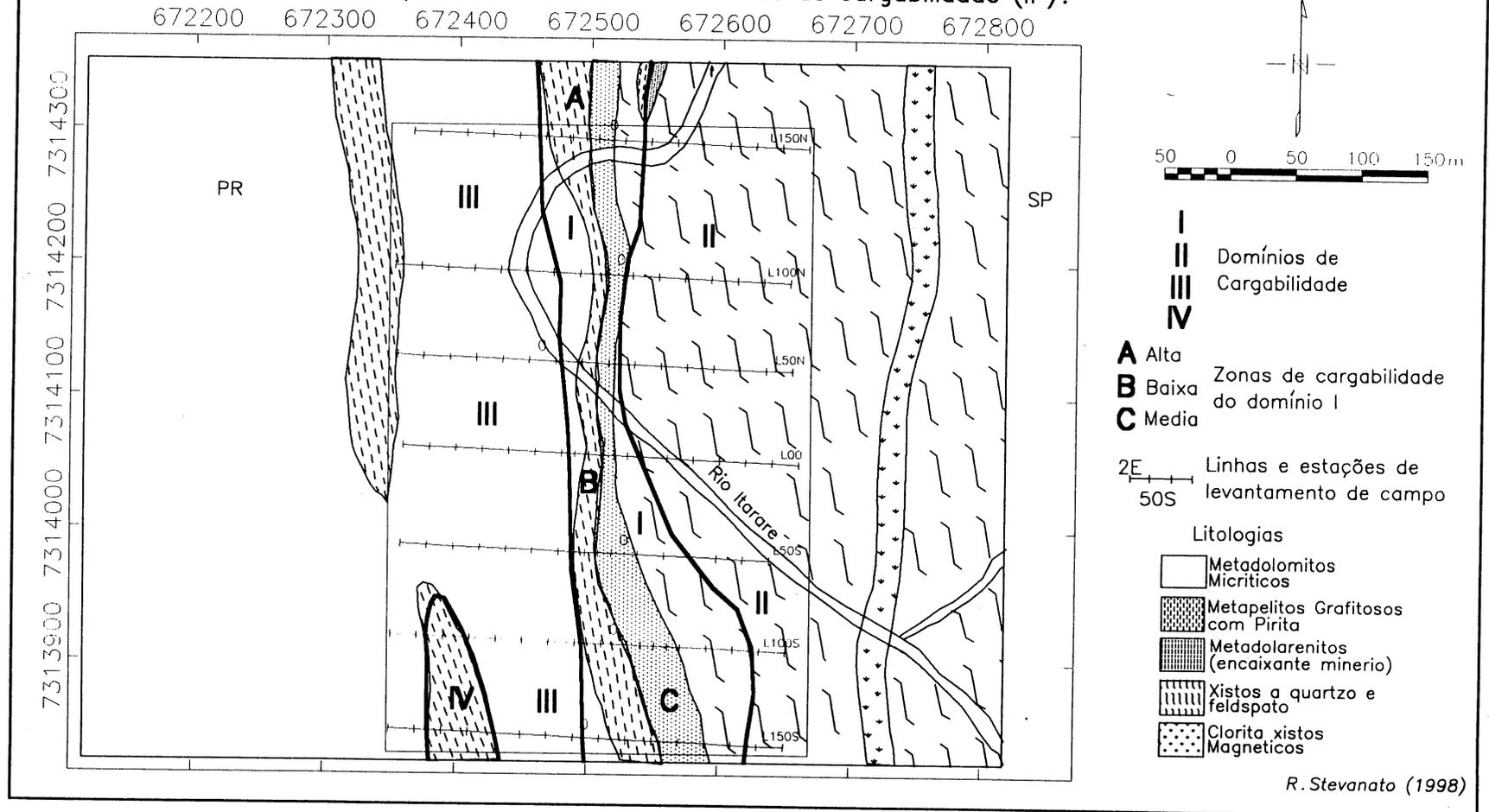


Figura 66 Mapa de contorno da cargabilidade (IP)

Figura 67 Mapa de interpretação de domínios e zonas de cargabilidade (IP).



pela presença de metapelitos grafitosos contendo pirita disseminada. Outra anomalia similar, porém com valores menores (25 a 30 mV/V), situada no extremo oeste das linhas L50N, L100N e L150N, também é devida a influência de outra lente de metapelito grafitoso.

#### 4.3.3.2 Arranjo dipolo-dipolo

Este tipo de arranjo, também conhecido como dispositivo axial, utiliza um espaçamento fixo em cada um dos pares (dipolos) transmissor da corrente (AB) e receptor da diferença de potencial (MN). Contudo, é variável o espaçamento entre um dipolo e outro. O aumento da distância entre os dipolos é proporcional à profundidade de investigação, ou seja, vários níveis de profundidade podem ser investigados ( $n_1, n_2, n_3, \dots$ ), sendo os valores de resistividade e cargabilidade aparentes *plotados* no ponto de intersecção das linhas que partem com inclinação de  $45^\circ$  dos centros de AB e MN, por analogia à ótica (Rigoti, 1998). Este sistema de *plotagem* está ilustrado na legenda das pseudo-seções (por exemplo, figura 68). Os valores de resistividade e cargabilidade são aparentes, pois refletem a resposta de um volume de solo ou de rocha por onde a corrente circula e, ainda, as profundidades *plotadas* são apenas aproximações das profundidades reais, de forma que as seções são conhecidas como “pseudo-seções”.

Diante destas limitações, cada valor de leitura não pode ser atribuído a um só ponto do subsolo, assim como a profundidade de investigação não é diretamente proporcional à separação dos eletrodos. Conseqüentemente, não se deve assumir que esse tipo de representação corresponda à geometria dos corpos no subsolo. Esta ambigüidade do método é agravada quando a superfície do terreno não é plana, pois as grandes variações no relevo irão influenciar a localização dos pontos de leitura, em subsuperfície, como na área estudada. Mesmo assim, os métodos IP/resistividade foram aplicados e detectaram a presença de corpos polarizáveis e resistivos.

Na área levantada, o espaçamento de cada dipolo foi de 10, 20 e 40 metros na pseudo-seção L150N e 20 metros nas demais (L150S, L50S e L400N). Nas figuras 68 e 69 estão representadas as pseudo-seções L150S e L50S,

respectivamente. Nelas investigou-se até o quinto nível com profundidade de 60 metros. Na figura 73 (L400N), a profundidade de investigação chegou a 70 metros ( $n=6$ ). Já nas figuras 70, 71 e 72 são observadas várias separações dipolo-dipolo ao longo da mesma seção (L150N), permitindo a investigação de níveis de profundidades diferentes: 20 metros (AB e MN = 10, Figura 70); 80 metros (AB e MN = 20, Figura 71) e 140 metros (AB e MN = 40, figura 72).

Após o levantamento pelo arranjo gradiente, considerado de reconhecimento, utilizou-se o arranjo dipolo-dipolo com a finalidade de se caracterizar a zona anômala determinada anteriormente, tanto em extensão lateral quanto em profundidade relativa. A pseudo-seção L400N não foi contemplada pelo arranjo gradiente, sendo selecionada em função das anomalias geoquímicas em solos e saprolitos. Os resultados das pseudo-seções são apresentados e discutidos a seguir:

- linha L150S - nesta pseudo-seção (figura 68) nota-se uma faixa de baixa resistividade (da ordem de 600 ohm.m), em contraste com outra superior (da ordem de 2.000 ohm.m), cuja interface está localizada na estação 1E, a qual provavelmente está relacionada ao contato entre os xistos quartzo-feldspáticos, a leste, e os carbonatos, a oeste, como definido em todas as outras pseudo-seções. Os resultados de IP mostram pequenas anomalias (da ordem de 35 mV/V), dentro de uma faixa de cargabilidade anômala, que coincide com valores de resistividade mais altos. Estes resultados são diferentes daqueles que serão apresentados para as outras pseudo-seções e não foi verificado por sondagens;
- linha L50S - a pseudo-seção de resistividade aparente define claramente o contato entre as rochas carbonáticas e xistosas, associando-se às primeiras resistividades médias a baixas, da ordem de 200 a 900 ohm.m e de 2.000 a 4.000 ohm.m às rochas xistosas. A cargabilidade apresenta uma pequena anomalia de IP, da ordem de 20 mV/V, que se afunila a profundidades maiores, sugerindo pequenas disseminações de sulfetos próximos à superfície, ou coberturas argilosas condutivas. Esta anomalia de IP também não foi verificada por furos de sonda;

- linha 150N - pelo fato de terem sido constatadas as melhores anomalias de IP e resistividade, esta pseudo-seção é apresentada nas figuras 70, 71 e 72. Em todas as três pseudo-seções, o comportamento da anomalia é similar. A resistividade aparente mostra uma faixa de alta resistividade, variando de 3.000 a 8.000 ohm.m, a partir da estação 1E, em contraste com outra faixa de baixa resistividade, de 200 a 1.000 ohm.m. Tal contraste é causado pelo contato entre as rochas carbonáticas e as de rochas quartzo-feldspáticas, onde as mais baixas resistividades estão associadas às rochas condutivas decompostas, situadas na região da falha que separa as duas unidades, coincidente com a zona mineralizada. Assim, as rochas xistosas são caracterizadas pelas altas resistividades, enquanto as metamargas, os metadolarenitos, os metapelitos grafitosos, como também a cobertura argilosa do solo, estão relacionados com baixas resistividades. Já a pseudo-seção de cargabilidade aparente mostra uma grande anomalia de IP, da ordem de 80 mV/V, em contraste com o *background* local de 10 a 20 mV/V, entre as estações 2W e 0. A mineralização sulfetada, capeada por metapelitos grafitosos, foi devidamente comprovada por sondagem rotativa a diamante, através dos furos SR-04 e SR-08 (13,91% de Pb+Zn). Apesar da anomalia indicar um mergulho de 45 a 60° para leste, as rochas locais exibem mergulhos subverticais, demonstrando que as informações das pseudo-seções são principalmente qualitativas, devendo ser encaradas com cautela. Tal constatação mostra que a informação geofísica, apesar de consistente, deve ser interpretada com base nos dados geológicos, como será melhor salientado no capítulo referente a descrição do depósito;
- linha 400N (figura 73) - a pseudo-seção de resistividade aparente define um contato em torno da estação 4W, onde a leste estão presentes rochas menos resistentes, em média com 800 ohm.m, correspondendo aos metadolarenitos e as metamargas. A oeste, aparecem resistividades mais altas (2.000 ohm.m), atribuídas aos metadolomitos. O contato entre os xistos e a unidade carbonática está em torno da estação 1E, onde o ponto de leitura situado no extremo leste parece indicar a influência das unidades resistentes, representadas pelos xistos quartzo-feldspáticos (1.722 ohm.m). A pseudo-seção de cargabilidade (figura 73)

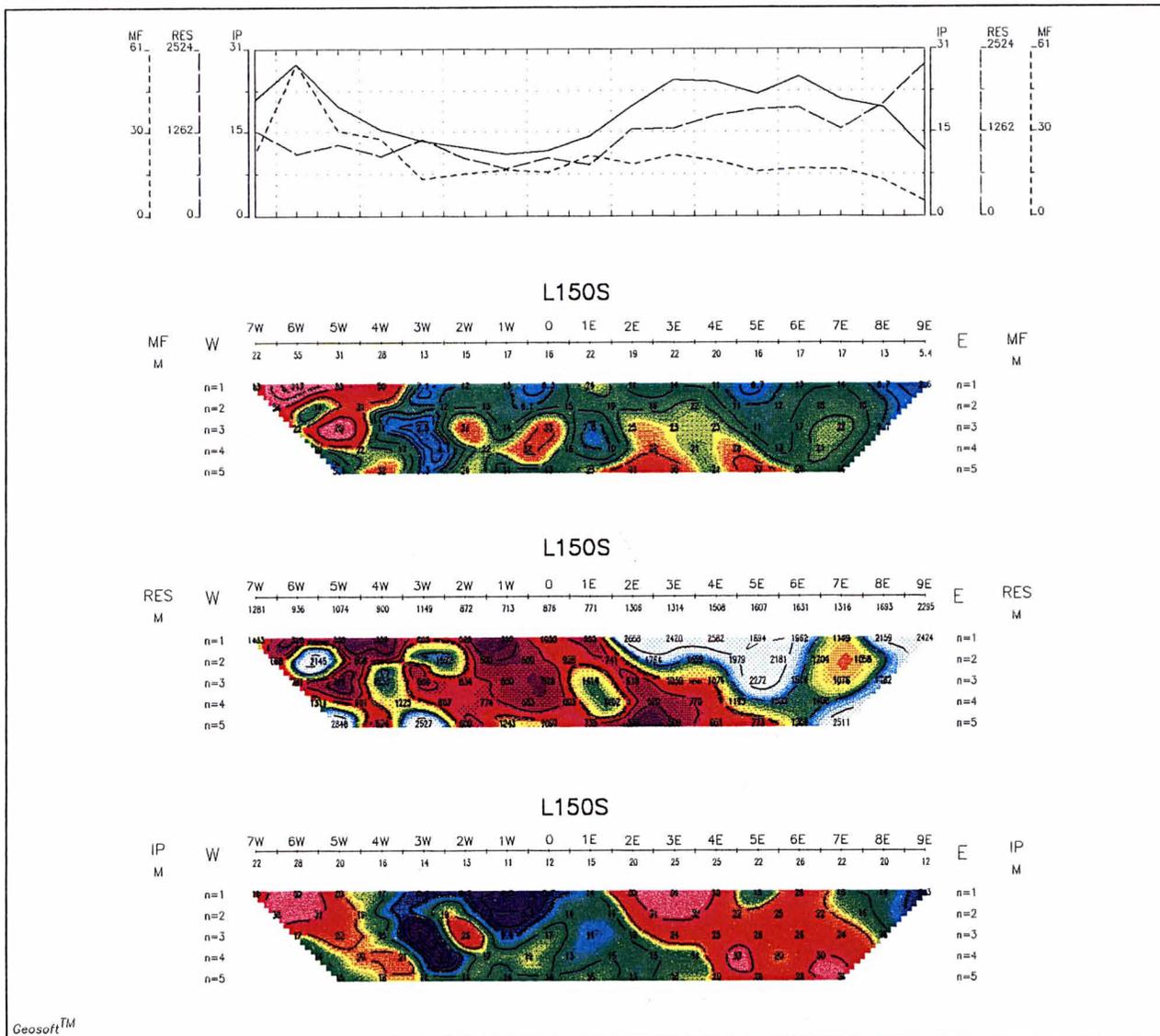
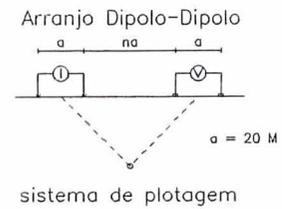


Figura 68 Pseudo-seção IP/resis.

L150S

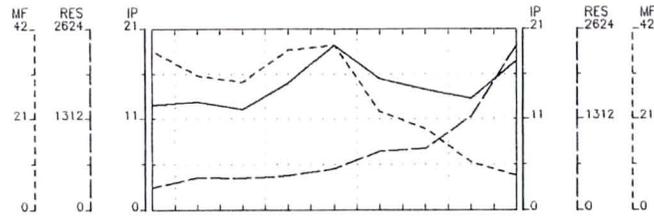
AB=20m  
MN=20m



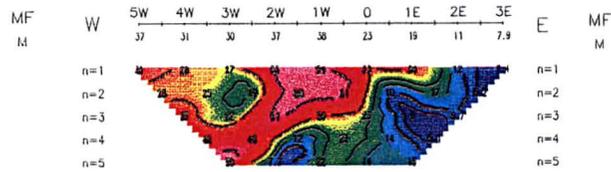
filtro  
\*  
\*\*  
\*\*\*  
\*\*\*\*

mf - fator metal  
res - resistividade aparente  
ip - polarização induzida

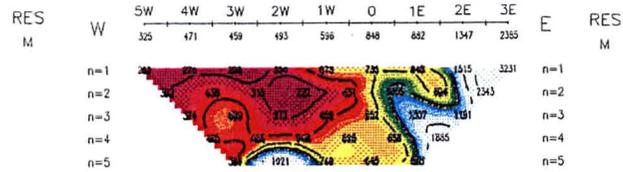




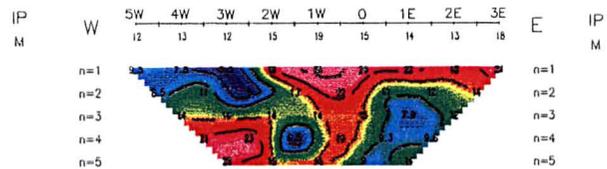
L50S



L50S



L50S



Geosoft™

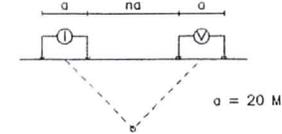
Figura 69 Pseudo-seção de IP/resis.

L50S

AB=20m

MN=20m

Arranjo Dipolo-Dipolo

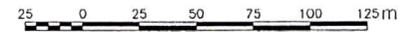


sistema de plotagem

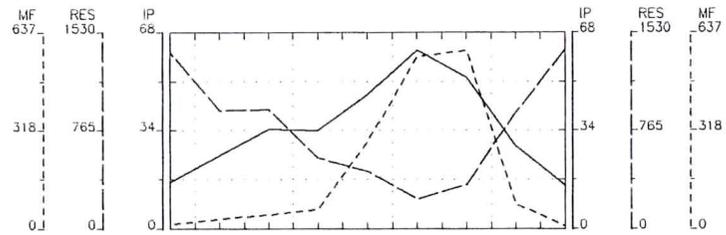
filtro

\*  
\* \*  
\* \* \*  
\* \* \* \*

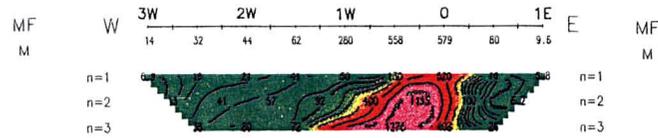
MF - fator metal  
RES - resistividade aparente  
IP - polarização induzida



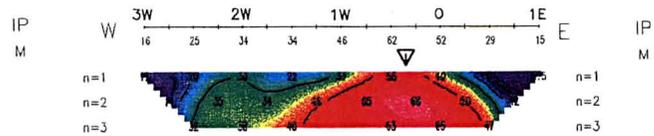
R. Stevanato (1998)



L150N



L150N



L150N

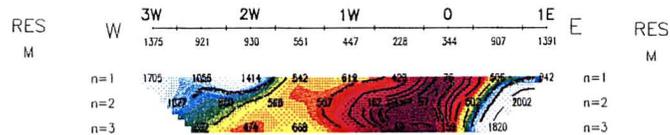
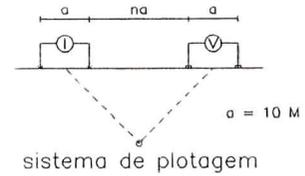


Figura 70 Pseudo-secao de IP/resis.

L150N

AB=10m  
MN=10m

Arranjo Dipolo-Dipolo



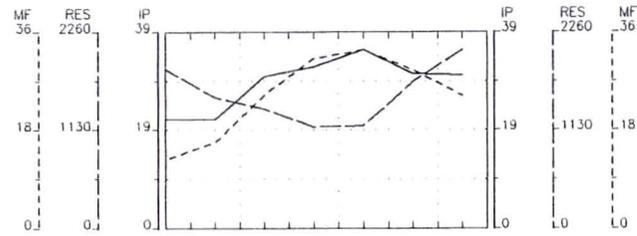
filtro

\*  
\* \*  
\* \* \*  
\* \* \* \*

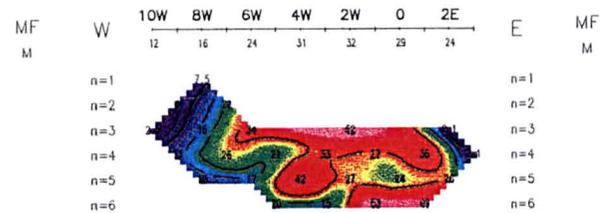
- mf - fator metal
- ip - polarizacao induzida
- res - resistividade aparente
- ▽ - posicao do corpo polarizavel



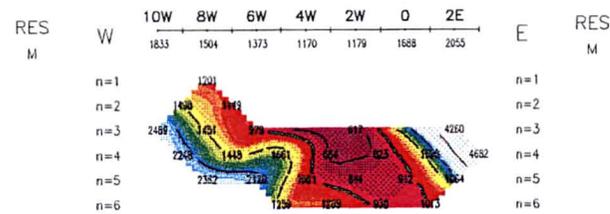




L150N



L150N



L150N

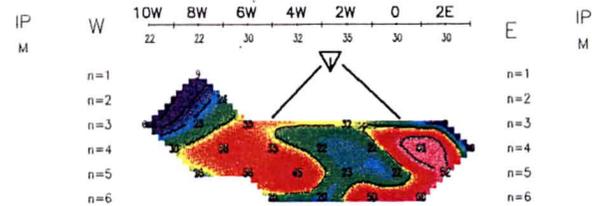
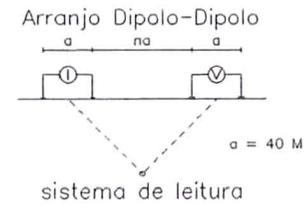


Figura 72 Pseudo-secao de IP/resis.

L150N

AB=40m

MN=40m



filtro

\*  
\*  
\*  
\*  
\*  
\*  
\*  
\*  
\*  
\*

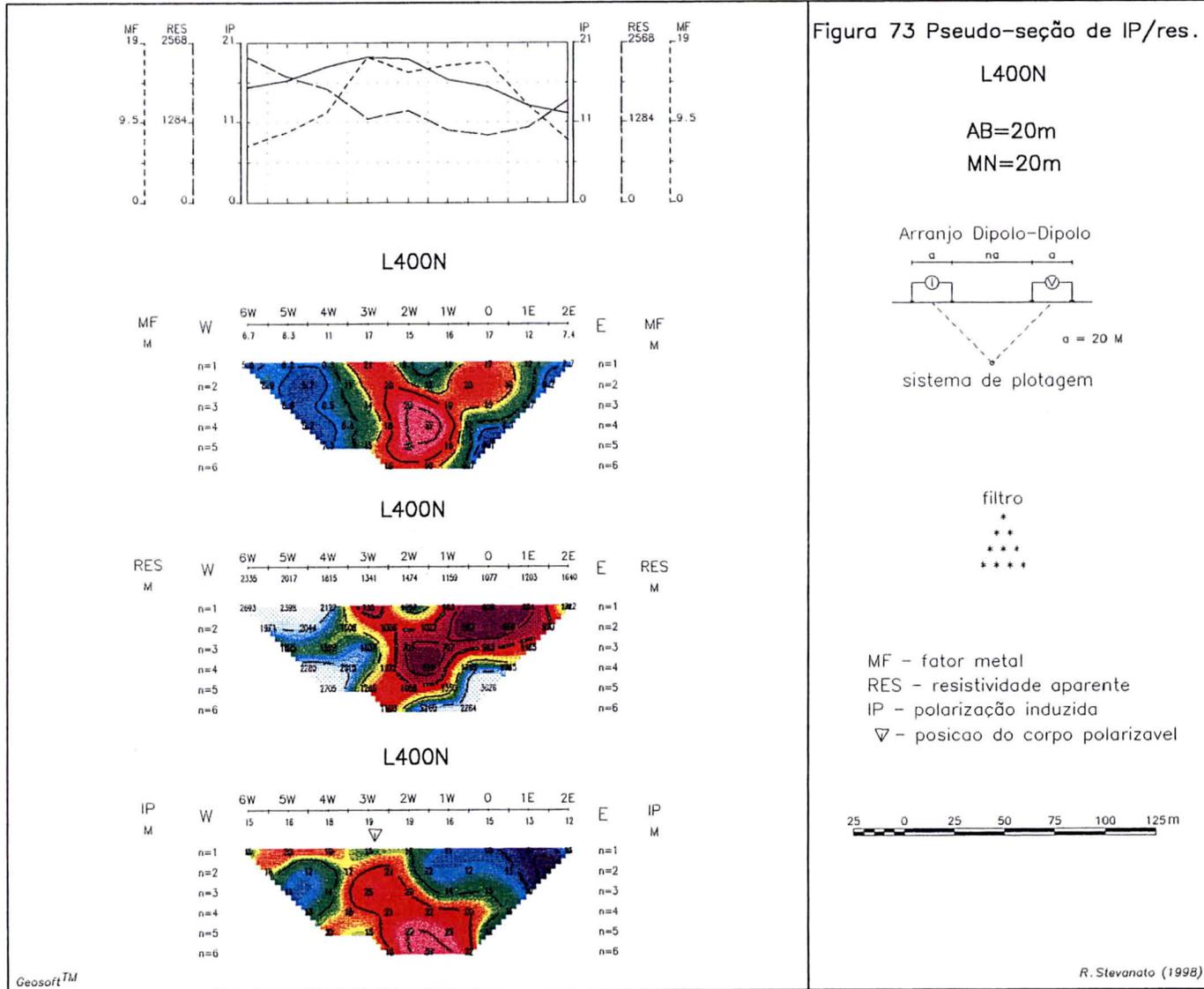
MF - fator metal

RES - resistividade aparente

IP - polarizacao induzida

▽ - posicao do corpo polarizavel





define uma anomalia expressiva no centro da seção (30mV/V), em torno das estações 4W e 2W, envolvida pelo *background* local (10 a 15 mV/V). O furo de sonda SR-02 corta toda a seção investigada pela geofísica. A análise dos testemunhos mostra uma seqüência predominante de metadolomitos e metadolarenitos com galena e pirita fracamente disseminadas, não encerrando concentrações econômicas, além da ausência de pacotes expressivos de metapelitos grafitosos.

A interpretação dos resultados obtidos com o emprego da polarização induzida, acrescida das informações de resistividade, mostrou que tais métodos atendem plenamente aos objetivos propostos, isto é, a detecção de corpos de sulfetos metálicos e o rastreamento da zona de contato entre os xistos quartzo-feldspáticos e os carbonatos. Portanto, esta metodologia foi capaz de caracterizar a mineralização, ressaltando-se algumas limitações discutidas anteriormente, como os mergulhos das anomalias geofísicas e a resposta conjugada dos metapelitos grafitosos e dos sulfetos. Desta forma, a correlação IP/resistividade com as anomalias geoquímicas e a informação geológica é importante no sentido de avaliar as respostas geofísicas. Em continuidade, sugere-se a aplicação de IP espectral para discriminar as assinaturas geofísicas dos sulfetos, daquelas da grafita (Stevanato *et al.* 1996), já testada com sucesso no Vale do Ribeira na área do Perau (JICA, 1983)

#### **4.4 DESCOBERTA DO DEPÓSITO**

A aplicação dos critérios geológicos e dos métodos de prospecção apresentados anteriormente, permitiu que se descobrisse o depósito de chumbo e zinco hospedado em metadolarenitos basais da Formação Itaiacoca do Neoproterozóico junto ao contato com os xistos quartzo-feldspáticos do Mesoproterozóico. Neste sentido, a figura 74 ilustra a composição em perfil das principais técnicas de prospecção que levaram à descoberta do depósito de Palmeirinha/Sengés-PR. Portanto, a geoquímica de solos e saprolitos e os métodos geofísicos de IP/resistividade definem as principais assinaturas geoquímicas e geofísicas da mineralização descoberta.

As anomalias geoquímicas e geofísicas da área de detalhe foram investigadas por sondagem rotativa com amostragem contínua. O programa de sondagem foi implementado em caráter exploratório objetivando a confirmação, ou não, dos resultados alcançados nas etapas anteriores, cujos sucessos precedentes motivaram a decisão pela perfuração. As etapas de prospecção geoquímica de solos e as escavações de trincheiras foram embasadas no conhecimento geológico adquirido ao longo do desenvolvimento dos trabalhos. Os dados coletados neste programa de sondagem confirmaram que as anomalias restritas em solos e saprolitos correspondem a corpos mineralizados em subsuperfície, demonstrando que a prospecção sistemática, ininterrupta e seqüencial pode atingir o seu objetivo, ou seja, o depósito mineral.

No total foram executados 662 metros de sondagem distribuídos em oito furos e nomeados de SR-01 até SR-08, dos quais apenas três interceptaram a zona mineralizada (SR-05, SR-06 e SR-08). O furo SR-02 cortou toda seção carbonática e terminou nos xistos, não sendo identificada a zona mineralizada, apenas disseminações de sulfetos. Os demais apresentaram problemas operacionais (SR-01, SR-03 e SR-04) ou de locação (SR-07) (figura 75). Por outro lado, foram importantes no sentido de ampliar o conhecimento geológico através das seções litológicas. Neste caso, a figura 75 sintetiza as informações extraídas dos *logs* de sondagem, onde estão indicadas as litologias, das quais foram extraídas amostras para a confecção de lâminas delgadas para estudos petrográficos das encaixantes e as seções polidas para a caracterização da mineralogia dos opacos, que em conjunto, subsidiaram a descrição do depósito.

Todos os furos de sondagem mostrados na figura 75 foram executados na área de detalhe e suas localizações estão indicadas no mapa da figura 47, página 113. Neste mapa, constata-se que os furos SR-01, SR-05 e SR-06 investigou a mesma seção, da mesma maneira que o conjunto SR-04, SR-07 e SR-08. Já aquele de número SR-02 cortou outra seção mais a norte. Estas três seções completaram a investigação a nível exploratório, como já mencionado, perfazendo um total de aproximadamente 600 metros ao longo do eixo mineralizado.

**Figura 74** Integração de dados geofísicos, geoquímicos e geológicos da zona mineralizada.

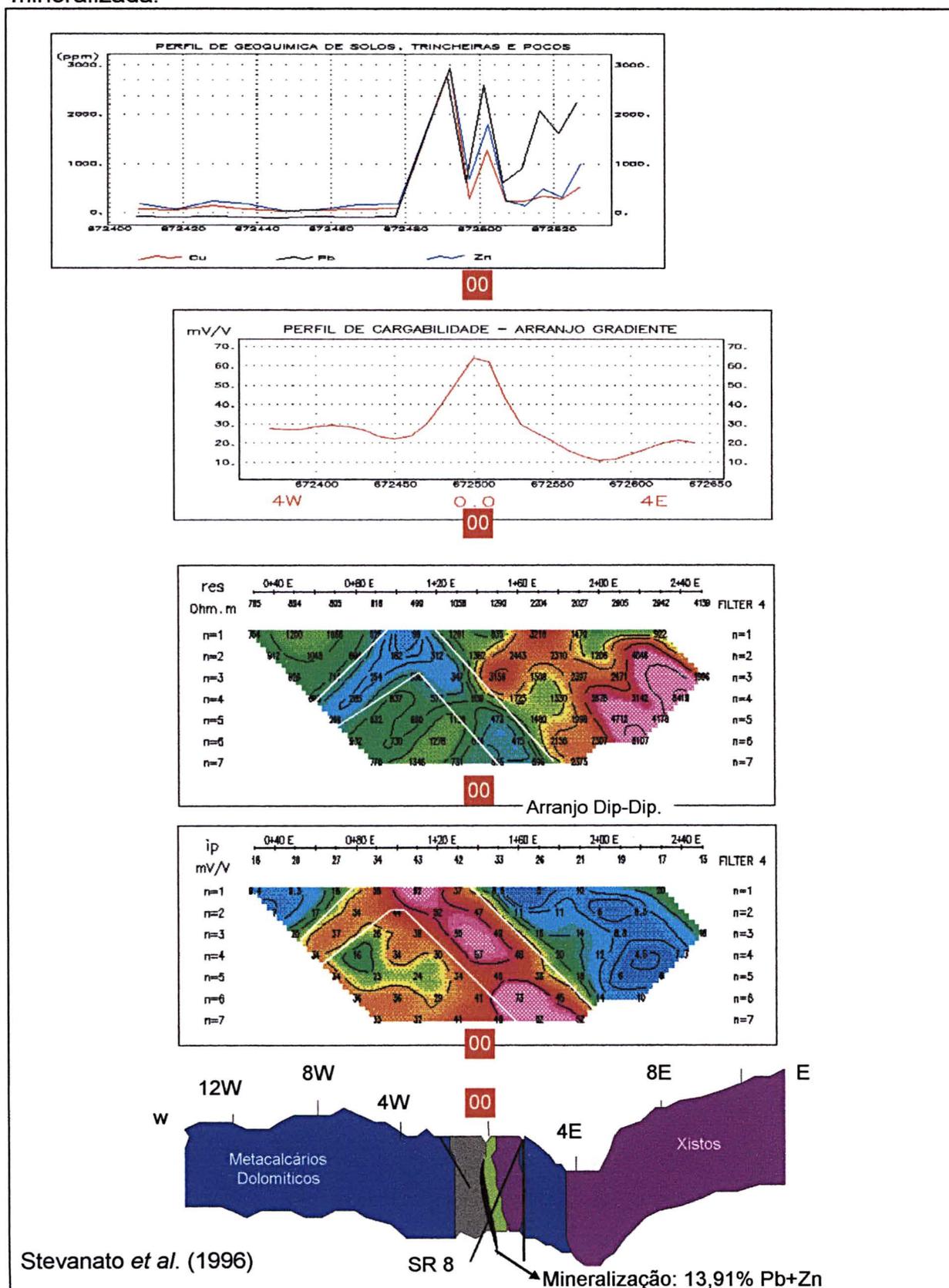
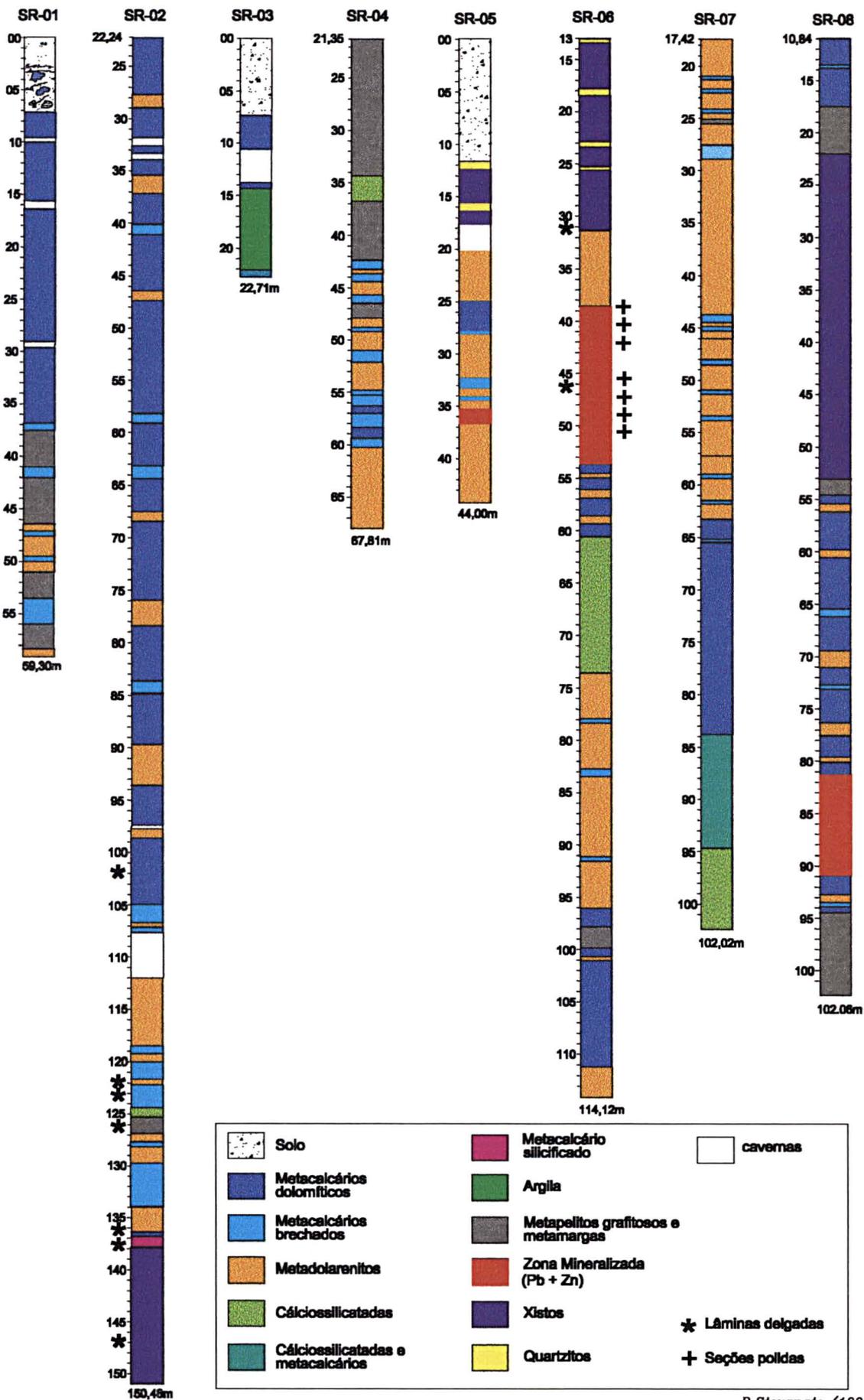


Figura 75 - Composição litológica dos perfis de sondagem rotativa



Outros dados importantes a serem ponderados são o rumo, a profundidade e a inclinação do eixo de sondagem, os quais estão resumidos na tabela 02. Nela pode-se verificar que a maioria dos furos detectaram a presença de sulfetos, com exceção do furo SR-03. Também estão indicados os teores máximos obtidos para chumbo mais zinco, ao longo da espessura aparente dos corpos mineralizados. Os pacotes litológicos foram cortados pelos furos SR-05, SR-06 e SR-08 no sentido dos xistos para os carbonáticos (leste para oeste); e pelos furos SR-01, SR-02, SR-03 e SR-04, executados no sentido oposto, ou seja, dos carbonatos para os xistos (oeste para leste). Isto permitiu uma correlação lateral e interpretação do ambiente geológico no qual se encerra a mineralização, além de uma idéia preliminar da geometria dos corpos.

**Tabela 02** Direção, inclinação, profundidade e presença ou ausência de mineralização nos furos de sondagem executados na área de detalhe.

FUROS	DIREÇÃO	INCLINAÇÃO	PROF. (m)	MINERALIZAÇÃO
SR-01	W para E	50°	59,30	sulfetos disseminados
SR-02	W para E	45°	150,48	sim (< 2,0% Pb+Zn)
SR-03	W para E	45°	22,71	negativo
SR-04	W para E	45°	67,81	sulfetos disseminados
SR-05	E para W	50°	44,00	sim (3,6% Pb+Zn)
SR-06	E para W	70°	114,12	sim (10,6% Pb+Zn)
SR-07	Vertical	Vertical	102,02	sulfetos disseminados
SR-08	E para W	60°	102,06	sim (13,91% Pb+Zn)

Os resultados analíticos dos furos SR-04, SR-05, SR-06 e SR-08 são mostrados, respectivamente, nas tabelas 03, 04, 05 e 06, além do intervalo analisado e o ângulo  $\alpha$  entre o eixo do testemunho e a foliação principal. Os resultados descritivos e analíticos indicaram que os furos SR-06 e SR-08 foram os descobridores de mineralizações.

**Tabela 03** Resultados analíticos do furo SR-04

<b>SR-04</b>				
	<b>%</b>		<b>PPM</b>	
Intervalo Analisado	Pb	Zn	Cu	$\alpha$
44,40 - 45,60	0,76	0,62	1998	30
45,60 - 46,60	0,23	1,40	340	30
47,60 - 48,70	0,86	0,06	402	30
48,70 - 50,00	0,51	0,48	218	30
50,00 - 52,50	1,10	0,03	80	30

**Tabela 04** Resultados analíticos do furo SR-05.

<b>SR-05</b>				
	<b>%</b>		<b>PPM</b>	
Intervalo Analisado	Pb	Zn	Ag	$\alpha$
35,30 - 36,30	2,10	1,50	7	30 <sup>0</sup>

**Tabela 05** Resultados analíticos do furo SR-06.

<b>SR-06</b>					
	<b>%</b>		<b>PPM</b>		
Intervalo Analisado	Pb	Zn	Cu	Ag	$\alpha$
38,50 - 39,47	6,30	4,30	660	8	15 <sup>0</sup>
39,47 - 41,36	1,80	3,50	330	-	15 <sup>0</sup>
41,36 - 43,36	1,80	2,15	110	-	15 <sup>0</sup>
43,36 - 45,24	0,61	0,36	60	-	15 <sup>0</sup>
45,24 - 47,19	1,00	1,15	90	-	15 <sup>0</sup>
47,19 - 48,90	2,30	1,80	240	3,5	15 <sup>0</sup>
48,90 - 50,77	1,30	1,35	200	-	15 <sup>0</sup>
50,77 - 53,55	0,70	1,35	100	-	15 <sup>0</sup>

**Tabela 06** Resultados analíticos do furo SR-08

SR-08				
Intervalo analisado	%		PPM	$\alpha$
	Pb	Zn	Ag	
81,22 - 82,09	0,23	0,01	-	30 <sup>0</sup>
82,09 - 82,97	1,40	0,16	-	30 <sup>0</sup>
82,97 - 83,94	2,20	1,20	9	30 <sup>0</sup>
83,94 - 85,09	0,57	0,86	-	30 <sup>0</sup>
85,09 - 86,09	0,94	2,40	-	30 <sup>0</sup>
86,09 - 87,00	0,17	0,29	-	30 <sup>0</sup>
87,00 - 87,97	0,16	0,03	-	30 <sup>0</sup>
87,97 - 88,94	0,05	0,01	-	30 <sup>0</sup>
88,94 - 89,94	13,40	0,51	18	30 <sup>0</sup>
89,94 - 90,93	0,49	0,04	-	30 <sup>0</sup>

Através da descrição e interpretação dos *logs* de sondagem com seus respectivos resultados analíticos, chegou-se aos valores de profundidade, teor médio e espessura real do minério, os quais são observados na tabela 07:

**Tabela 07** Valores de profundidade na vertical, espessura real e teor médio para chumbo e zinco da zona mineralizada nos furos SR-04, SR-05, SR-06 e SR-08.

Furo	Prof. na vertical	Espessura Real	Teor Médio Pb	Teor Médio Zn
SR-04	40m	1,40m	1,10%	1,40%
SR-05	23m	0,60m	2,10%	1,50%
SR-06	35m	0,30m	6,30%	4,30%
"	35m	ou 1,30m	3,30%	3,32%
"	40m	1,50m	1,53%	1,43%
SR-08	80m	0,60m	13,40%	0,51%
"	80m	ou 1,15m	6,94%	0,27%

Com base nas informações colhidas, conclui-se que a mineralização existente na área de Palmeirinha (furos SR-06 e SR-08), amplia o potencial mineral da Formação Itaiacoca para a prospecção e pesquisa de metais básicos. Os resultados até aqui apresentados não permite avaliar se este alvo é o mais representativo deste potencial, já que os outros identificados na fase de semi-detahle não foram trabalhados em detalhe, incluindo geofísica terrestre e sondagens. O fato demonstrado até aqui revela uma ocorrência mineral de chumbo e zinco que necessita de continuidade da prospecção e pesquisa e de estudos econômicos e tecnológicos, além de restrições e exigências ambientais a serem cumpridas. A partir dos resultados obtidos estimou-se uma ordem de grandeza para o alvo em torno de 300.000 toneladas de minério com teor de 6,90% para Pb e 3,3% para Zn e espessura variando de 1,15 metros até 1,30 metros. Diante destes resultados ficam as seguintes perguntas: seria o alvo de Palmeirinha um depósito econômico atualmente? Ou seria melhor usar estes resultados como estudo orientativo para a continuidade da prospecção e pesquisa neste próprio alvo e outros na região de Palmeirinha? Ou um modelo exploratório para a busca de outras áreas para investimentos em prospecção e pesquisa de metais básicos na Formação Itaiacoca?

## 5 DESCRIÇÃO, GÊNESE E MODELO EXPLORATÓRIO

### 5.1 GEOLOGIA DO DEPÓSITO

Na área mineralizada ocorrem metadolomitos com intercalações de metapelitos grafitosos, metamargas e metadolarenitos, que constituem a Formação Itaiacoca. Em contato alóctone com a Formação Itaiacoca ocorrem xistos quartzo-feldspáticos correlacionados à Formação Água Clara. A mineralização ocorre nos metadolarenitos, sempre no horizonte situado entre os metapelitos grafitosos e os metadolomitos, a oeste, e os xistos quartzo-feldspáticos, a leste (figura 47, Capítulo 4, página 113).

Mascroscopicamente os metacalcários dolomíticos, normalmente micríticos, apresentam coloração cinza azulada a cinza clara, granulometria fina, apresentando freqüentes intercalações de lentes de metadolarenitos e porções brechadas, onde ocorrem disseminações de pirita e raramente galena. Nas proximidades da zona fortemente mineralizada aumenta a espessura dos metadolarenitos e metacalcários brechados em relação aos micritos. Também são visíveis lentes subordinadas de metacalcários impuros representados por cálciosilicatadas de cor esverdeada e granulometria média que foram identificadas em testemunhos de sondagem. Os termos mais impuros são constituídos por cálcio-filonitos e metamargas carbonosas, sempre associados com pacotes de metapelitos grafitosos.

#### 5.1.1 Petrografia

Os metadolomitos exibem textura granoblástica sacaroidal orientada e granulometria fina. Normalmente a composição modal revela o predomínio de carbonatos, com quartzo e opacos subordinados. Em algumas lâminas delgadas se observa que a rocha carbonática está fortemente orientada, aparecendo delgadas lentes de dimensões variadas e granulometria mais fina. Aproximadamente com a mesma orientação, aparecem leitões remobilizados mais grosseiros e descontínuos, sugerindo *boudinage*, gerados possivelmente nos estágios finais da deformação. Os filetes de opacos ocorrem mais ou menos paralelos à estruturação geral da rocha e

estão sob a forma de minúsculos cristais dispersos ou ligeiramente concentrados ao longo dos planos de dissolução com aspecto de *stylolites*. Cortando a estruturação da rocha aparecem filetes de carbonato e quartzo preenchendo fraturas ortogonais ou oblíquas em zonas de distensão. No detalhe da figura 76A são mostrados leitões de quartzo e carbonato de granulometria grossa, dispostos paralelamente à orientação de uma matriz carbonática fina, sendo cortados por uma micro-falha com movimentação no sentido horário e preenchida por sulfetos.

Nos metacalcários brechados a textura é granoblástica sacaroidal cataclástica, com predomínio de carbonatos, exibindo fragmentos angulosos, às vezes fusiformes e com tênue orientação. Também observa-se uma rede de fraturas irregulares cicatrizadas com blocos angulosos de dimensões submilimétricas a milimétricas. Esses planos contêm material de granulação mais fina, de tonalidade mais escura, devido ao aumento da superfície específica e à maior quantidade de hidróxidos e/ou sulfetos (sft). De outra forma, estes planos de ruptura cortam vênulas de carbonatos ou de quartzo mais carbonatos, que possuem granulometria mais grossa, os quais foram gerados em estágios anteriores. Normalmente, a quantidade de quartzo é superior em relação aos metacalcários dolomíticos, ocorrendo sob a forma de cristais individuais isolados ou agregados policristalinos com ou sem intercrescimento de carbonato (figura 76B).

As feições petrográficas dos metadolarenitos apresentam em algumas lâminas uma equivalência modal entre os carbonatos e o quartzo. Estes minerais distribuem-se ao longo de um bandamento composicional, onde aparecem leitões com predomínio de carbonatos, alternados com outros mais ricos em quartzo. Os carbonatos ocorrem sob a forma de pequenos cristais anedrais, com contatos engrenados e freqüentemente romboédricos, quando isolados nos domínios com predomínio de quartzo. O quartzo ocorre como material fino recristalizado ou remobilizado de granulação mais grosseira e como clastos. Estes clastos possuem formas mais ou menos equidimensionais com contornos corroídos, exibem extinção ondulante com grau variável de recuperação e recristalização, principalmente nas bordas. Os opacos (sulfetos) constituem cristais irregulares de contornos

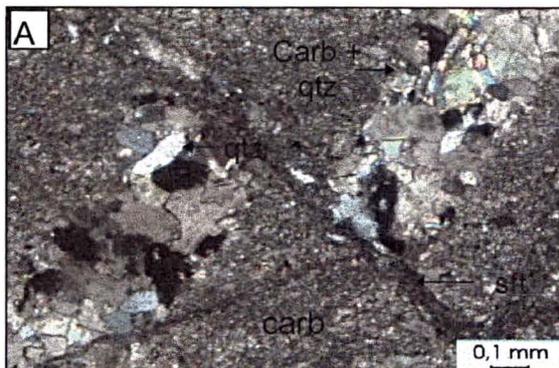
pontiagudos, localmente envolvendo romboedros de carbonato e estão alongados segundo a orientação geral da rocha.

As metamargas ou cálcio-filonitos carbonosos e grafitosos mostram forte orientação, aparentando clivagem ardosiana constituída por filmes e trilhas de opacos, em sua maioria grafita e filossilicatos incolores que se anastomoseiam, envolvendo domínios lenticulares de quartzo concordantes com a foliação (figura 76F), ou levemente arqueados (figura 76E), onde também observam-se grânulos de quartzo estirados e discordantes. Esta foliação é cortada por micro-falhas, gerando fragmentos que localmente estão rotacionados. Nestes planos de descontinuidade aparecem cordões de opacos, que são representados por sulfetos (sft) e encontram-se fraturados com limonitização ao longo dos planos de fraturas. Nas zonas de tração chegam a constituir cristais milimétricos intercrescidos com lamelas de carbonatos, arranjados de modo a desenhar romboédros que englobam quartzo euédrico sugerindo substituir carbonatos, possivelmente dolomita. O quartzo ocorre sob a forma de cristais dispersos entre os carbonatos e sulfetos, alojando-se em pequenos domínios policristalinos lenticulares, concentrados em certas bandas, e como material de granulação maior ao longo de fraturas onde chega a constituir formas euédricas e anédricas (figuras 76C e 76D).

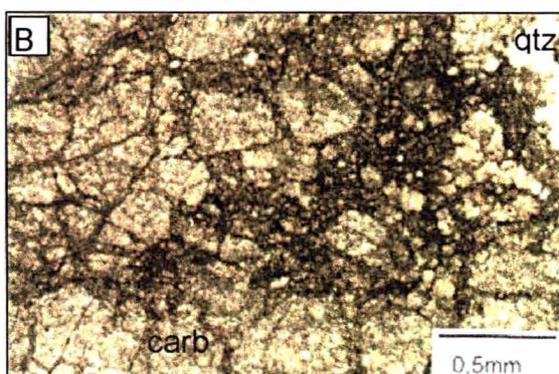
O silexito que ocorre no contato com os xistos quartzo-feldspáticos é constituído por cerca de 70% de quartzo, 12% de carbonatos, 13% de filossilicatos incolores, aparecendo como acessórios e traços o feldspato (adulária), o opaco, a albita, o zircão e a apatita. A rocha exhibe textura granolepidoblástica inequigranular e possui cerca de 65% de matriz e uma marcante foliação gerada por filetes, cordões descontínuos e trilhas de filossilicatos isorientados que se dispõem anastomosadamente de maneira a envolver os grãos maiores de quartzo, os quais são arredondados, elípticos e mais raramente lenticulares. Em vários grãos de quartzo observam-se faces retas, ligeiramente curvas ou irregulares com terminações em ângulos que sugerem restos de formas euédricas. Também ocorrem remobilizados em zonas de tração (figuras 76G e 76H).

Os xistos quartzo-feldspáticos exibem textura granolepidoblástica e lepidoblástica inequigranular constituídos por quartzo, feldspato potássico,

**Figura 76** Imagens micrográficas das rochas carbonáticas na área mineralizada.



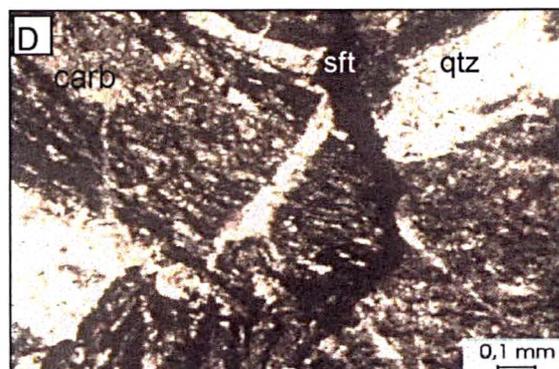
A - Metadolomito de granulometria fina mostrando fraturas preenchidas por opacos (sft), cortando veios de carbonato e quartzo (carb+qtz) de granulação mais grossa. Furo SR-06 - 45,08m. (N+, 40x).



B - Metadolomito brechado com uma rede de fraturas irregulares delimitando blocos angulosos de carbonatos. Furo SR-06 - 45,08m. (N//, 40x).

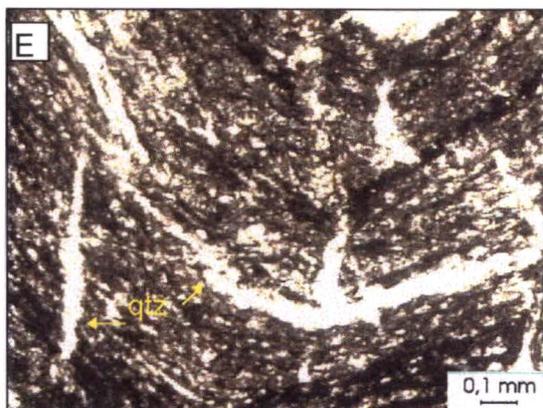


C - Metamarga carbonosa com sulfeto, alternando leitos mais ricos em quartzo e outros mais ricos em carbonatos. Furo SR-02 - 126,40m. (N//, 40x).

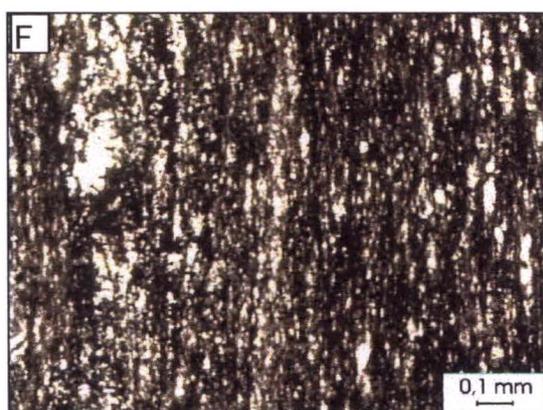


D - mesma litologia anterior mostrando o detalhe de uma fratura preenchida por sulfeto cortando remobilizados de quartzo e carbonato. Furo SR-02 - 126,40m (N//, 40x).

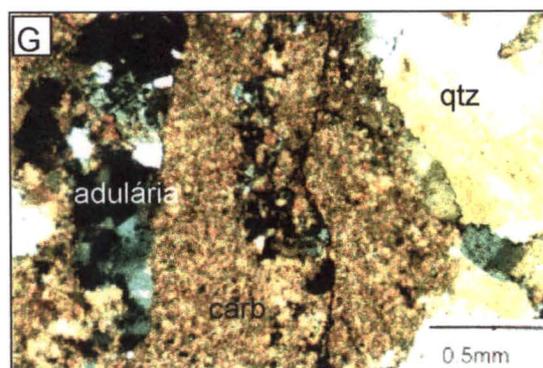
**Figura 76 (cont.)** Imagens micrográficas das rochas carbonáticas na área mineralizada.



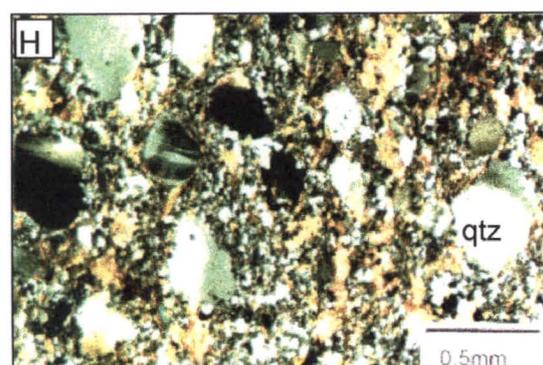
E - Metamarga rica em grafita e sulfetos mostrando uma clivagem dobrada com fraturas paralelas e discordantes da foliação preenchidas por quartzo (qtz). Furo SR-02 - 126,40m. (N//, 40x).



F - mesma litologia anterior, porém com intenso desenvolvimento da clivagem ardósiana dada pela isorientação de carbonatos e opacos de granulometria fina e remobilizados de quartzo mais grosso. Furo SR-02 - 126,40m (N//, 40x).



G - Metacalcário dolomítico com infiltração de material quartzo-feldspático. A imagem mostra a presença de carbonato (carb), quartzo (qtz) e feldspato (adulária). Furo SR-02 - 121,80m. (N+, 40x).



H - Silexite com cimento carbonático constituído por cerca de 70% de quartzo e o restante por carbonatos, filossilicatos, adulária e opacos. A matriz está fortemente orientada e os grãos de quartzo são anédricos. Furo SR-02 - 138,0m. (N+, 40x).

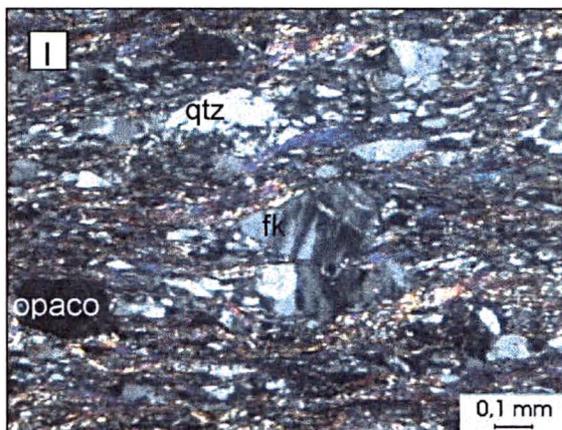
plagioclásio (oligoclásio) e biotita como principais. Já os acessórios são representados por opacos, carbonatos e clorita, enquanto que os traços são de apatita, turmalina e zircão. A rocha constitui-se por cerca de 75% de matriz e forte foliação marcada pela isorientação de filossilicatos finos que normalmente se agrupam constituindo cordões descontínuos, filetes ou trilhas que se dispõem de maneira anastomosada envolvendo grãos ligeiramente elípticos a lenticulares de feldspato e quartzo. Também ocorrem formas lenticulares de quartzo que são normalmente assimétricas e os filossilicatos freqüentemente arranjados em duas orientações preferenciais, aparentemente ao longo do plano de achatamento “Ss” e de cisalhamento “Sc”, sugerindo a atuação de deformação não coaxial. Vários grãos maiores evidenciam rotação e o quartzo não raramente migra para zonas de pressão de grãos mais competentes e os filossilicatos dispõem-se em torno de vários cristais maiores (figuras 76I, 76J e 76K).

### **5.1.2 Metalografia**

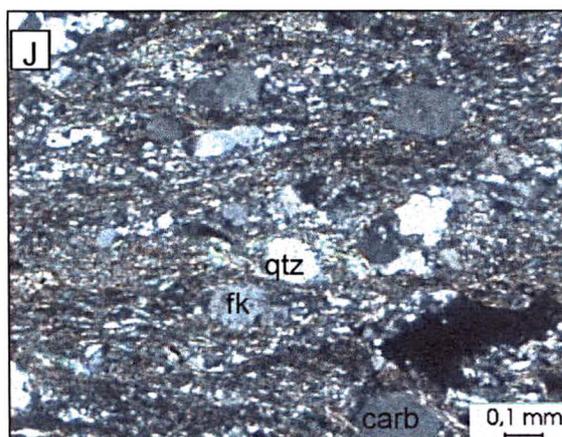
O estudo metalográfico das seções polidas evidenciaram as mesmas constatações texturais já vistas nas lâminas delgadas, porém com maiores informações sobre os minerais sulfetados. Através das seções foi possível caracterizar que o depósito de Palmeirinha é formado por uma mineralogia relativamente simples, onde os principais minerais de minério são formados por esfalerita e galena de granulometria fina. Também aparecem duas gerações de pirita e subordinadamente calcopirita, marcassita e covelita, os quais distribuem-se em fraturas e na matriz de um metadolarenito brechado, onde nos espaços vazios houve maior recristalização.

As imagens micrográficas apresentadas na figura 77 mostram as principais feições texturais, estruturais e mineralógicas dos constituintes sulfetados da mineralização, tentando demonstrar a relação desses minerais com as encaixantes. Desta forma, a figura 77A (SR-06 - 38,60m) mostra o detalhe de um agregado de galena e pirita anédricas desenvolvidas sobre outros cristais não anédricos de galena, da mesma maneira que o cristal romboédrico de calcita recristalizada. Em outras porções dessa seção polida observou-se que a galena é o mineral dominante

**Figura 76 (cont.)** Imagens micrográficas das rochas xistosas na área mineralizada.



I - Xisto quartzo-feldspático mostrando cristais elípticos lenticularizados a fusiformes de microclínio, quartzo e opacos envolvidos de forma anastomosada por sericita, muscovita fina e clorita. Furo SR-02 - 147,53m. (N+, 40x).



J - gnaiss laminado ou xisto quartzo-feldspático com foliação bem desenvolvida e estiramento mineral menos pronunciado. Furo SR-06 - 30,46m. (N+, 40x).



K - Mesma litologia anterior com foliação bem marcante dada pela isorientação de filossilicatos, sendo cortada por uma fratura preenchida por carbonato e quartzo em agregados policristalinos e as vezes euédrico. Furo SR-06 - 30,46m. (N+, 40x).

seguido pela esfalerita; também aparece pirita esponjosa mais antiga e localmente sendo envolvida por galena e esfalerita.

Os sulfetos dispostos em fraturas da seção SR-06 - 42,00m (figuras 77C e 77D) são constituídos por esfalerita, cristais de galena com clivagem e romboedro de calcita discordantes da foliação principal, dada pela orientação dos carbonatos e vênulas de quartzo, onde associa-se pirita esponjosa finamente recristalizada contendo material microcristalino em sua superfície, provavelmente desenvolvida em fases anteriores (pirita mais antiga). Na matriz, ou associados com os minerais da ganga (constituída predominantemente por carbonato e quartzo), ocorrem como pontuações pequenos cristais de pirita framboidal a euédrica relacionadas a uma nova geração, inclusive sobre a galena, a esfalerita e a pirita esponjosa.

Nas mineralizações brechadas (figuras 77B e 77E) normalmente predomina esfalerita e pirita esponjosa sobre a galena. Estes minerais se arranjam em texturas de preenchimento e substituição em rede de fraturas irregulares de metadolarenito brechado com grânulos e micro-veios de quartzo.

Na seção SR-06 - 49,50m (figura 77G) tem-se quantidades apreciáveis de calcopirita, cujas bordas estão envoltas por covelita (provável produto de alteração), além da presença de marcassita sobre a galena. A esfalerita deve ter uma composição diferente daquelas observadas nas outras seções polidas e aparenta substituir a galena, restando uma textura corroída. Também aparecem feições de intercrescimento de calcopirita/esfalerita.

Nas figuras 77F e 77H são visíveis disseminações de sulfetos ao longo de incipiente foliação dada pela isorientação de carbonatos e leitos de quartzo da rocha encaixante ou ao longo de planos de dissolução paralelos com a citada foliação. No entanto, estas observações são mais nítidas na escala macroscópica. O detalhe da figura 76H mostra cristais euédricos disseminados de galena com coloração branca brilhante. Já a figura 76F revela o crescimento de galena euédrica sobre a esfalerita.

A presença de texturas de cimentação pode ser considerado um dos argumentos para a deposição do minério nos estágios superiores da diagênese dentro da atuação de um sistema hidrotermal superimposto. O processo de

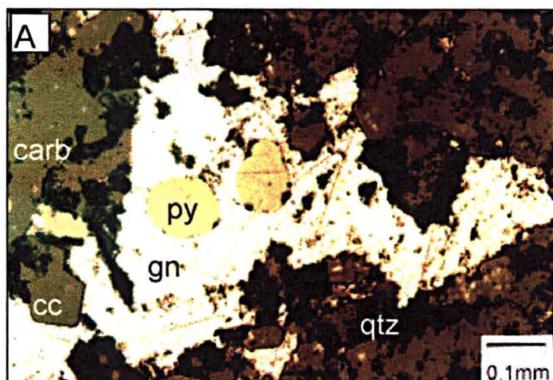
hidrotermalismo permitiu a injeção de sulfetos ao longo de fraturas e outros subordinados a ganga carbonática-silicosa em zonas brechadas. Também corrobora com este processo a presença de leitões de quartzo e adulária que substituem carbonatos em lentes concordantes com a foliação tectônica, chegando a formar pacotes de silexito carbonático na base da seção, desenvolvidos nos estágios finais da evolução do processo hidrotermal que não deve ter atingido temperaturas elevadas.

As interpretações oriundas dos estudos das lâminas delgadas e das seções polidas comentadas anteriormente, mostram que a estruturação pré-venulação e brechação é observada claramente nos cristais maiores. A referida estruturação é gerada pela intercalação de filetes, lentes e bandas de espessuras e dimensões variadas de granulação mais fina e de tonalidade mais escura, isorientados e envoltos por material mais claro de granulação ligeiramente superior, sugerindo deformação dúctil.

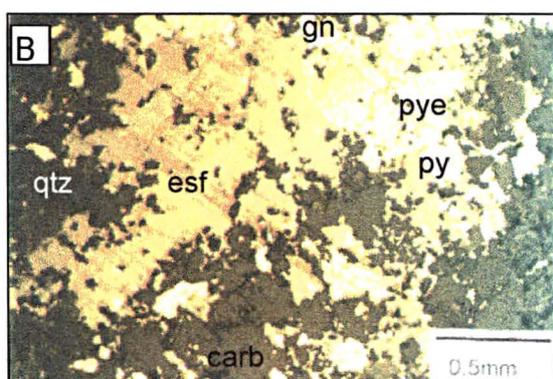
Os aspectos texturais e mineralógicos indicam que a seção-tipo da zona mineralizada está representada por rochas de origem sedimentar, afetadas por metamorfismo dinâmico na fácies xisto verde, zona da clorita, acompanhada de deformação dúctil superposta por recristalização de quartzo e carbonato. Essas recristalizações devem ter ocorrido no fim do processo de deformação dúctil, ainda em regime de fácies xisto verde, onde em ambiente de menor temperatura ocorreu a brechação. A presença de sulfetos ao longo da foliação, em fraturas e substituindo carbonatos, sugere várias etapas de geração, uma pré a sin-deformação dúctil e pelo menos mais duas pós-deformação e sin-brechação (tabela 08). Por outro lado, os aspectos mineralógicos e texturais da seção de xistos quartzo-feldspáticos com biotita revelam que este litotipo sofreu um metamorfismo na fácies xisto verde, chegando a atingir a zona da biotita, porém, com retrometamorfismo na zona da clorita. Uma característica destas litologias é a ausência de qualquer indício de mineralização, tanto nos dados de geoquímica de solos e saprolitos, como nos testemunhos de sondagem rotativa a diamante.

Outra decorrência do estudo das seções polidas foi a verificação quantitativa e ordem de abundância dos minerais sulfetados que podem ser vistos

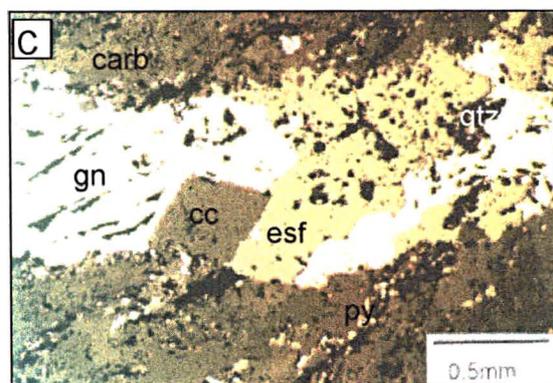
**Figura 77** Imagens micrográficas de seções polidas da mineralização cortada pelo Furo SR-06.



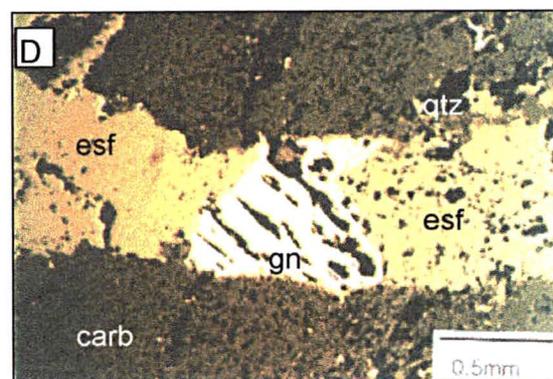
A - Cristais de galena (gn) com pirita anédricas (py) substituindo fraturas em uma massa carbonática silicosa (carb, qtz) e cristais de calcita (cc). Furo SR-06 - 38,60m. (Luz Refletida - LR, 100x).



B - Mineralização brechada constituída predominantemente por esfalerita (esf), sendo envolvida por pirita esponjosa (pye), raros cristais de galena (gn) e pirita euédrica (py). Furo SR-06 - 40,35m. (LR, 40x).

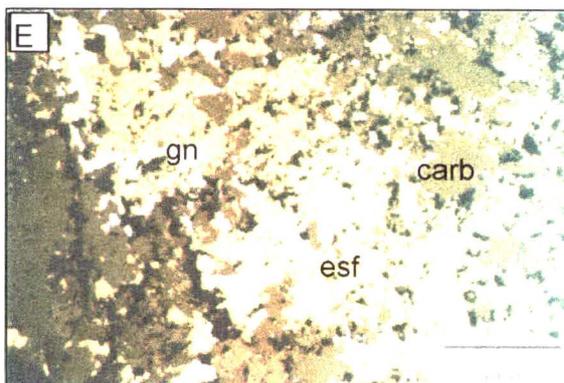


C - Galena (gn) associada com esfalerita (esf) preenchendo fratura em rocha carbonática com remobilização de quartzo (qtz) e calcita (cc) e presença de pirita framboidal a euédrica. Furo SR-06 - 42,00m. (LR, 40x).

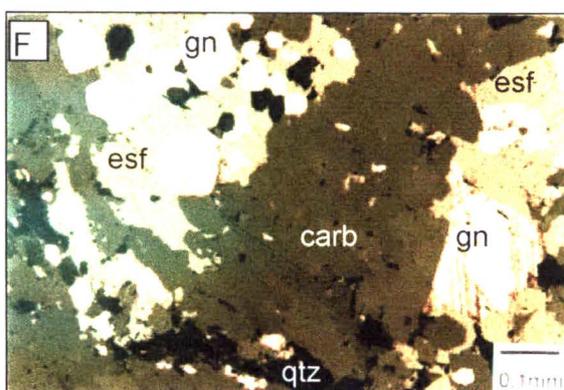


D - Detalhe de uma fratura preenchida predominantemente por esfalerita (esf), mostrando um cristal de galena com sua clivagem característica (gn). Furo SR-06 - 42,00m. (LR, 40x).

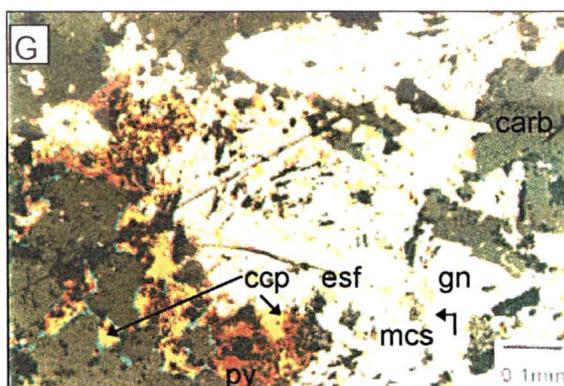
**Figura 77 (cont.)** Imagens micrográficas de seções polidas da mineralização cortada pelo Furo SR-06.



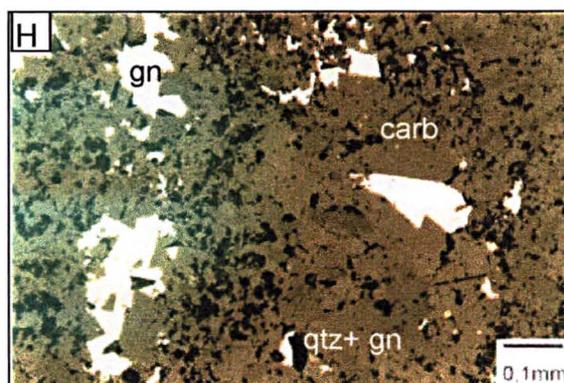
E - predominio de esfalerita (esf) e alguns cristais de galena disseminados (gn). Furo SR-06 - 47,05m (Luz Refletida - LR, 40x).



F - Também predomina esfalerita (esf) com cristais anédricos de galena (gn) crescendo sobre a esfalerita. Furo SR-06 - 48,40m. (LR, 100x).



G - Predomínio de galena (gn) sobre a esfalerita (esf), onde aparecem raros cristais de marcassita (mcs), pirita (py) e abundância de calcopirita (ccp) mostrando auréolas de alteração para covelita (azul). Furo SR-06 - 49,50m. (LR, 100x).



H - Cristais de galena (gn) disseminados pela massa carbonática com gránulos de quartzo distribuídos erraticamente. Furo SR-06 - 51,92m. (LR, 100x).

**Tabela 08** Quadro tectônico comparativo dos eventos deformacionais e a mineralização na área de Palmeirinha/Sengés-PR.

<b>Evento</b>	<b>Regime</b>	<b>Fase</b>	<b>Estilo deformacional</b>	<b>Metamorfismo</b>	<b>Fácies</b>	<b>Mineralização</b>
01	dúctil	compressional baixo a alto ângulo	transposição	dinamotermal com retrometamorfismo na zona da clorita	xisto verde, zona da biotita	Ausência
02	dúctil-rúptil	compressional subhorizontal	cavalgamentos	dinamotermal	xisto verde, zona da clorita	sulfetos disseminados e ao longo da foliação
03	rúptil	compressional subvertical	empurrões, transcorrências e dobramentos	dinamotermal	xisto verde, zona da clorita	brechação, remobilização de sulfetos ao longo de sistemas de fraturas
04	rúptil	distensional	falhas normais e dobramentos suaves			aparentemente não afetou a mineralização

na tabela 09. Esta ordem de abundância foi devidamente comprovada pelas análises químicas dos testemunhos de sondagem que interceptaram a mineralização (tabelas 03, 04, 05 e 06, páginas 159 e 160).

De acordo com os resultados analíticos e a posição espacial dos mesmos, outra constatação observada foi uma provável zonalidade entre os minerais de minério principais (galena e esfalerita). Apesar de dispor de apenas duas seções de furos, o teor de chumbo parece aumentar em profundidade e no sentido de sul para norte, enquanto para o zinco ocorre o inverso (diminui em profundidade e de sul para norte). Estas relações são facilmente observadas nas figuras 78, 79 e 80.

**Tabela 09** Ordem de abundância dos principais sulfetos do furo SR-06 apoiados por seções polidas da zona mineralizada.

<b>Nº da amostra</b>	<b>ordem de abundância</b>
SR-06 - 38,60m	galena >> esfalerita >> pirita > calcopirita
SR-06 - 40,35m	esfalerita >> galena > pirita > calcopirita
SR-06 - 42,00	esfalerita > galena > pirita
SR-06 - 47,05	galena ≥ esfalerita
SR-06 - 48,40m	galena > esfalerita > pirita
SR-06 - 49,50m	esfalerita > calcopirita > galena > pirita > covelita > marcassita
SR-06 - 51,92m	esfalerita ≥ galena > pirita

### 5.1.3 Geometria e controle estrutural

As características geométricas dos corpos mineralizados são difíceis de serem interpretadas devido a pouca disponibilidade de furos de sondagem e/ou galerias de pesquisa. Conseqüentemente, as colocações deste item devem ser encaradas em um nível preliminar, já que apenas três painéis puderam ser confeccionados com base nos dados disponíveis, onde dois cortam perpendicularmente a mineralização (figuras 78 e 79), enquanto o outro foi paralelo e ao longo da direção mineralizada (figura 80).

A figura 78, elaborada a partir do conjunto formado pelos furos SR-01, SR-05 e SR-06 e a figura 79, construída com base nos furos SR-04, SR-07 e SR-08

mostram que a mineralização possui forma lenticularizada ao longo da foliação dos metadolarenitos e metacalcários dolomíticos brechados. Tais rochas foram afetadas por falhas de cavalgamento, em regime rúptil-dúctil da fase compressional com deformação subhorizontal, associadas com metamorfismo dinamotermal na fácies xisto verde, zona da clorita, que promoveu transposição generalizada em correspondência ao desenvolvimento de uma foliação paralela ao bandamento composicional das encaixantes (S0//S1), cujo indicadores de movimento tectônico são de oeste para leste, internamente aos pacotes litológicos. Superimposto a esta fase deformacional, ocorreu um outro evento, agora em regime rúptil de baixo a alto ângulo, associado com a intensificação da foliação de cisalhamento, gerando brechação e remobilização dos sulfetos ao longo de sistemas de fraturas confinados ao horizonte mineralizado. As principais estruturas deste evento são falhas de empurrão e transcorrência, atribuídas a uma fase de deformação compressional subvertical, responsáveis pelo alçamento e aloctonia da infra-estrutura formada pelos xistos quartzo-feldspáticos sobre a unidade metapelito-carbonática, ou seja, de E-SE para W-NW. O último evento tectônico que afetou indistintamente todas as unidades geológicas mapeadas propiciou dobramentos suaves, pequenas falhas normais e de rejeito direcional, que aparentemente não influenciaram na reorganização estrutural da mineralização (tabela 08).

Os dois grandes eventos tectono-metamórficos causaram modificações no Sistema Formador de Minério (SFM). Em decorrência, a pesquisa e a locação de furos de sondagem, exigem o reconhecimento destas estruturas no campo, pois a mineralização, além de lenticularizada e provavelmente anastomosada, deve possuir forma de *mullions* mergulhantes na foliação, cujo controle é fundamental na locação de novos furos.

A figura 81 sintetiza o modelo de ocorrência da mineralização, mostrando as correlações espaciais em vários painéis ao longo do alvo investigado. Também mostram os controles litoestruturais e os métodos de prospecção empregados (geoquímicos, geofísicos e sondagens), além dos resultados analíticos de rochas e saprolitos que confirmaram a existência do depósito de chumbo e zinco de Palmeirinha/Sengés-PR.

Figura 78 - Perfil perpendicular à mineralização (furos SR-01, SR-05 e SR-06)

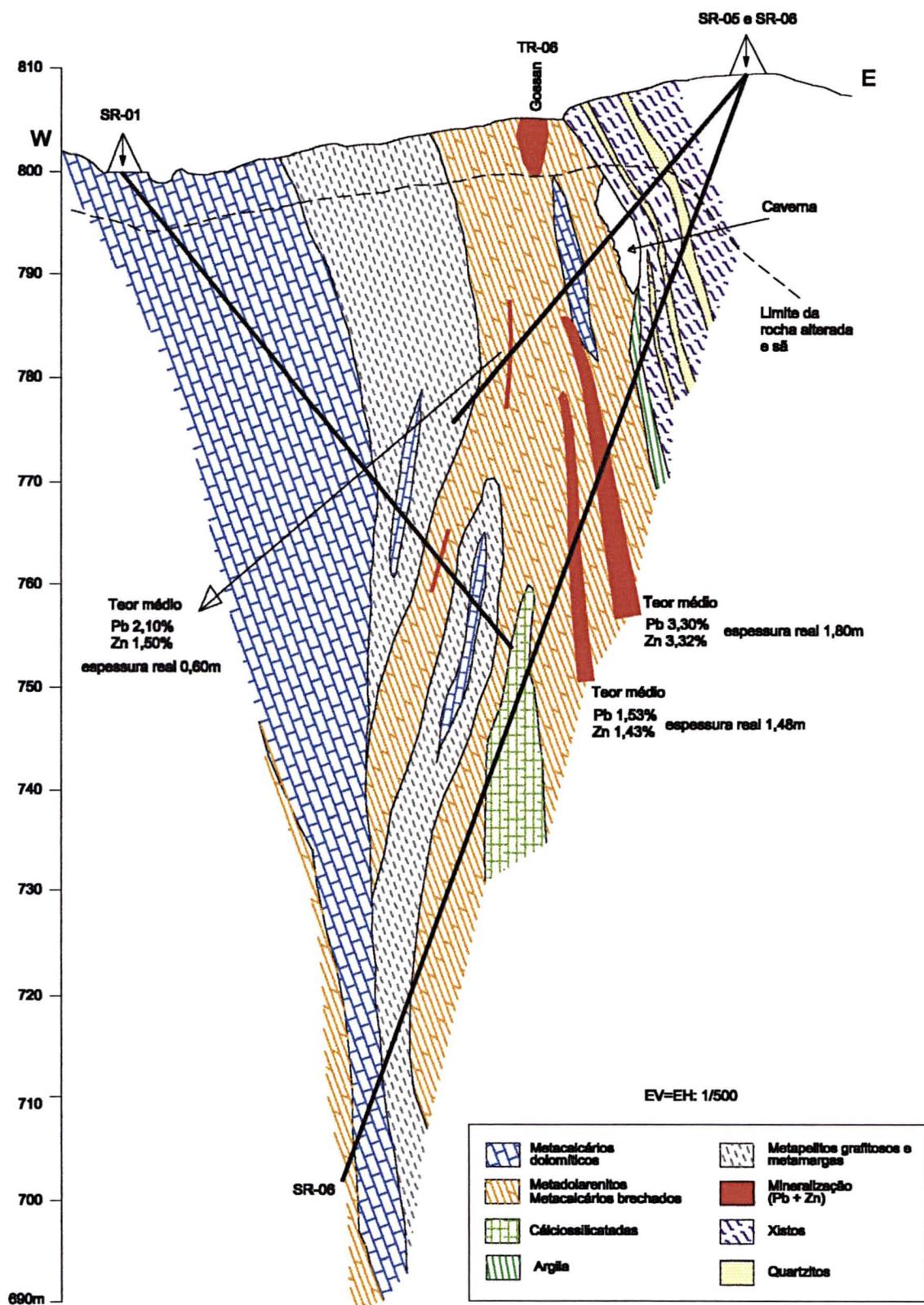


Figura 79 - Perfil perpendicular à mineralização (furos SR-04, SR-07 e SR-08)

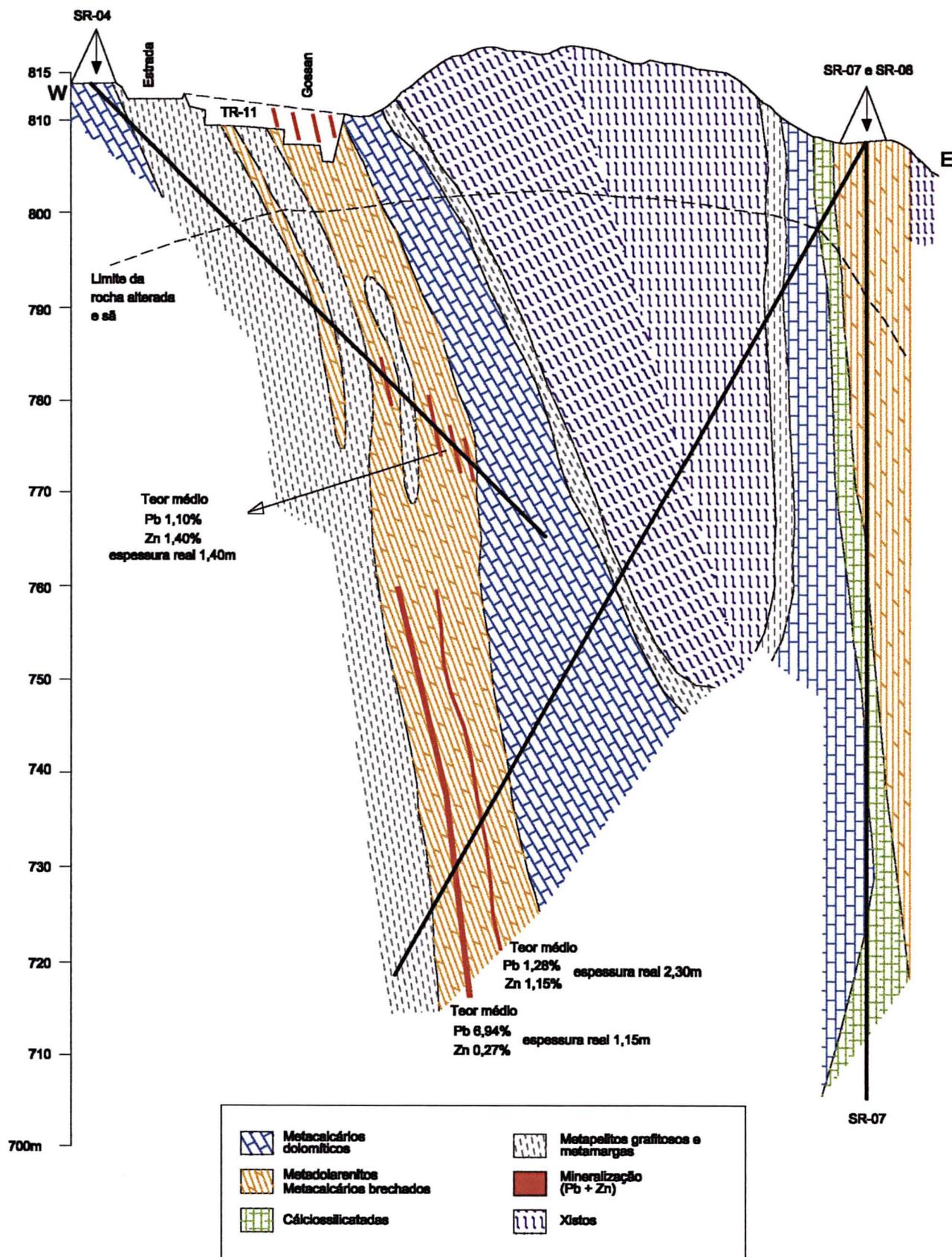


Figura 80 - Correlação litológica ao longo do eixo mineralizado confeccionado através dos furos SR-02, SR-06 e SR-08

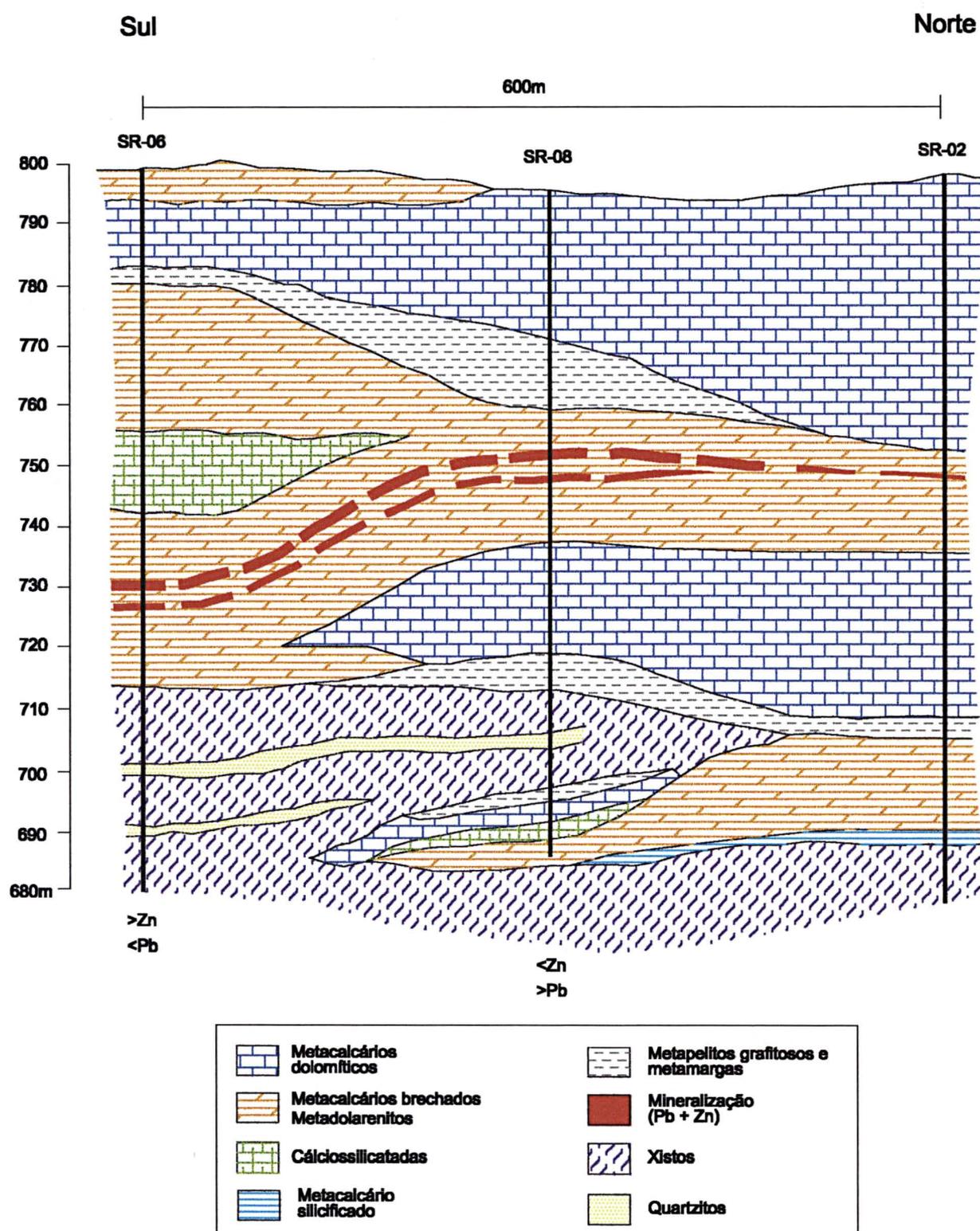
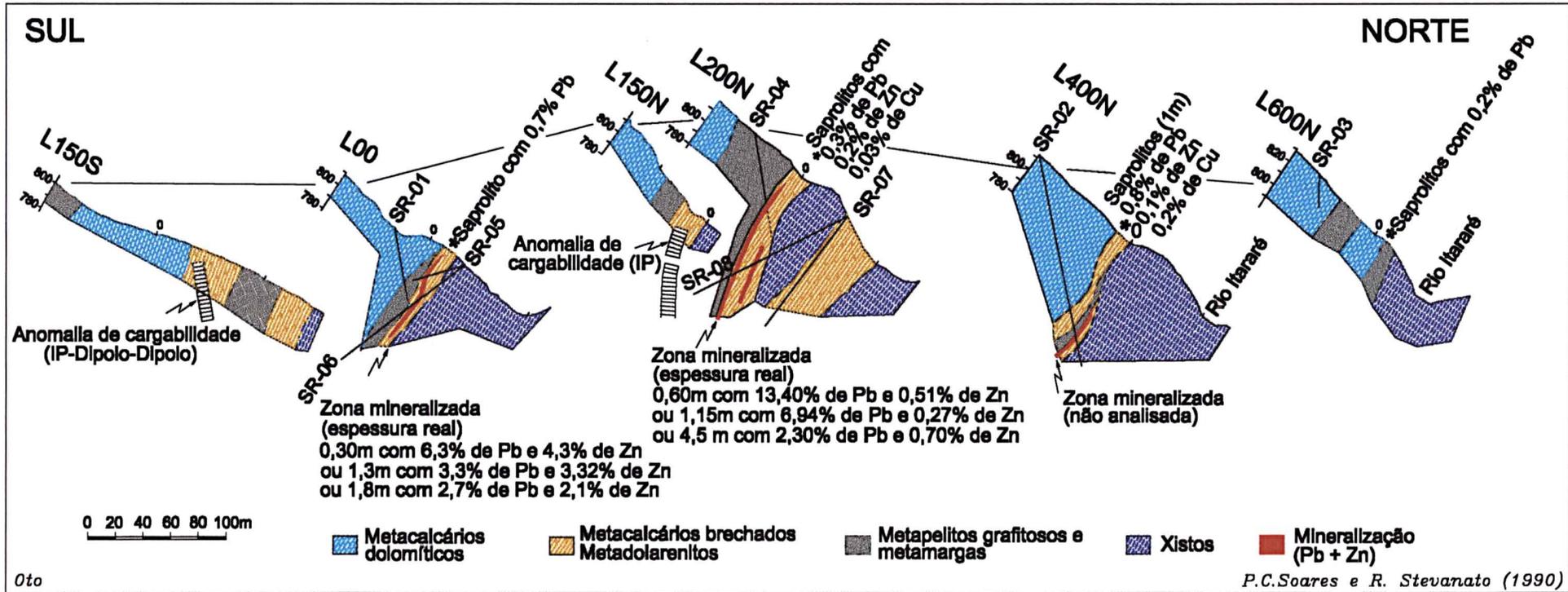


Figura 81 - Painel com seções e perfis na zona mineralizada: Controles litoestruturais, anomalias, sondagens e teores em saprolitos e testemunhos



## 5.2 MODELO CONCEITUAL

A configuração de um modelo genético baseia-se no conhecimento de várias ferramentas que não foram objetivadas no presente estudo, tais como, isotopia, inclusões fluidas, datações geocronológicas e química mineral. Dentro deste panorama, optou-se por adotar um modelo empírico ou conceitual a partir de dados bibliográficos sem a intenção de esgotá-los, cujas características apresentadas neste trabalho justifiquem o modelo proposto, o qual poderá, ou não, se confirmar quando estudos apropriados forem realizados.

O depósito de Palmeirinha está associado a uma unidade sedimentar afetada por vários eventos deformacionais, acompanhados de metamorfismo, sem contribuição vulcânica ou granitogênica aparentes, o que permite inferir que o mesmo seja, provavelmente, de origem sedimentar alimentado por sistemas hidrotermais sinsedimentares ou epigenéticos.

Uma das hipóteses que pode subsidiar a discussão de um modelo conceitual para o depósito de Palmeirinha é a identificação das feições extraídas do modelo descritivo, possibilitando comparar os resultados até então alcançados em outros tipos de depósitos exaustivamente estudados como os tipos *Mississippi Valley*, *Alpine*, *Irish*, e, no caso brasileiro, *Panelas*.

Os depósitos do Tipo Vale do Mississippi (TVM) são acumulações não usuais de metais-base associados a sedimentos durante vários períodos na evolução de bacias sedimentares. Todos os depósitos parecem representar um espectro final das mineralizações de chumbo e zinco dentro de vários ciclos de eventos metalogenéticos que perduraram desde o Proterozóico até o Cenozóico (Anderson & Macqueen, 1988 e Gaál, 1992). No entanto, a principal época metalogenética para as mineralizações associadas aos carbonatos tipo TVM ocorrem do Cambro-ordoviciano ao Carbonífero, destacando-se a importante província dos estados do Missouri, Oklahoma e Kansas nos Estados Unidos (Guilbert & Park Jr. 1986).

Uma das características dos depósitos TVM é hospedarem-se em rochas carbonáticas com forte tendência para calcários dolomíticos, comum na maioria das bacias sedimentares do mundo. Também são freqüentemente encontrados nas

margens das bacias e em plataformas carbonáticas relativamente calmas, onde se desenvolvem estromatólitos, ou em camadas dobradas e falhadas sem metamorfismo e ausência de contribuição ígnea aparente. A mineralogia destes depósitos é relativamente simples, com galena e esfalerita como minerais de minério principais, acompanhados de pirita e/ou marcassita, onde em alguns raros depósitos associam-se barita, fluorita e calcopirita. Comumente, a galena é pobre em prata e a esfalerita em ferro.

Normalmente, a maioria dos depósitos TVM são *stratabound*, onde os minerais de minério foram depositados após a litificação das rochas carbonáticas hospedeiras, isto é, epigeneticamente dentro de espaços vazios ou porosidade secundária. Localmente substituem carbonatos associados com o desenvolvimento de brechas em relevo paleocárstico (Mitchell & Garson, 1981; Anderson & Macqueen, 1988 e Leach & Sangster, 1995).

Algumas variantes do tipo TVM são encontradas nos depósitos do tipo Alpino, que são em grande parte estratiformes e sinsedimentares. Neste tipo, os minerais de minério foram depositados concomitantemente com o desenvolvimento da rocha hospedeira, acompanhado de vulcanismo submarino. As remobilizações posteriores resultaram na formação de feições epigenéticas nestes minérios (Vaughan, 1980).

Os depósitos de zinco e chumbo que ocorrem na Irlanda mostram algumas similaridades aos TVM (Hitzman 1995a). Entretanto, algumas características particulares demonstram que os mesmos são formados em níveis estratigraficamente inferiores, ou seja, unidades carbonáticas basais, com forte controle estrutural associado a falhamentos normais que formaram condutos para a migração dos fluidos hidrotermais. A maioria é do tipo *stratabound* e alguns mostram morfologia estratiforme, porém, a hipótese mais aceita indica uma origem epigenética para a maioria destes depósitos (Hitzman 1995b).

A interpretação genética para os depósitos irlandeses sugere que a mineralização ocorreu singeneticamente ou durante os estágios superiores da diagênese, representados pela geometria estratiforme de alguns depósitos, presença de suposto acamamento com sulfetos clásticos, associado com texturas

interpretadas como chaminés de sulfeto exalativo. No entanto, Hitzman (1995b) argumenta que a maioria das mineralizações apresenta evidências de um aparente estilo epigenético com alteração hidrotermal predominante. As observações que indicam uma origem epigenética para os depósitos são:

1. falta de sulfetos oxidados que poderiam ser esperados se as soluções hidrotermais fossem sedimentar-exalativas (*Sedex*);
2. presença de dolomita hidrotermal que corta e substituí cimentos diagenéticos, a qual é novamente segmentada e substituída pelos sulfetos em quase todos os depósitos;
3. a textura dos sulfetos aparentam substituir carbonatos sedimentares, diagenéticos e hidrotermais;
4. presença de litologias acima da zona mineralizada principal, onde ocorrem sulfetos disseminados e em veios, que mostram texturas idênticas à zona fortemente mineralizada.

A formulação de um único modelo genético para explicar a origem dos depósitos TVM, Alpino e Irlandês parece não ser possível devido ao grande período de tempo em que foram envolvidos os processos geológicos e geoquímicos responsáveis pelo transporte e deposição dos componentes de minério (Leach & Sangster, 1993). Neste contexto, dentre as hipóteses aventadas para explicar a geração dos fluidos hidrotermais, a mais aceita é a seguinte:

- fluidos derivados a partir da compactação dos sedimentos e aquecimento devido ao aumento do gradiente termal. Tais fluidos aquecidos possuem tendência de migrar ascendentemente através de camadas porosas em direção aos flancos da bacia, onde em ambiente de menor pressão e temperatura, aliados a mudança de pH, promovem a precipitação dos sulfetos junto a barreiras geoquímicas. A fonte do chumbo e zinco poderia estar relacionada aos pacotes pelíticos presentes na maioria das bacias sedimentares (figura 82).

No Distrito Mineiro do Vale do Ribeira (Paraná/São Paulo) ocorrem os depósitos do tipo Pannels, incluindo as jazidas de Pannels, Rocha, Furnas e Barrinha. Estes depósitos apresentam um forte controle litoestrutural com geometria *stratabound*, alojadas em três pacotes de rochas carbonáticas na transição para as

fácies pelíticas, muitas vezes discordantes e controladas por fraturas perpendiculares à foliação principal (por exemplo, Mina do Rocha). O minério é constituído por galena argentífera, pirita e esfalerita com estrutura maciça, granulometria grossa, pouco a nada deformados. As formas geométricas dos corpos são veios, charutos e lentes subverticais (Fleischer, 1976; JICA/MMAJ, 1983). A gênese destes depósitos é atribuída à atuação de um sistema hidrotermal de média temperatura (350<sup>0</sup>C), com origem ainda não conclusiva, mas provavelmente associadas aos estágios finais da deformação tectono-metamórfica (Daitx, 1996).

No caso da Faixa Itaiacoca, o sistema formador de minério apresentado na figura 82 poderia ter atuado na parte norte-nordeste (regiões de Dr. Ulysses-PR até Bonsucesso-SP). Nesta porção, especialmente na área de Palmeirinha, o volume de sedimentos pelíticos é muito grande, além da maior presença de metapelitos grafitosos que se comportaram como barreiras e dos dolomitos porosos e brechados que hospedaram a mineralização sulfetada. Esta condição não é observada na parte sul da faixa (regiões de Itaiacoca até Socavão), onde predominam os metadolomitos micríticos em relação aos metapelitos.

O sistema formador de minério da figura 82 não leva em conta os processos metamórficos que introduziram feições modificadoras no depósito de Palmeirinha. As assembléias minerais existentes nessas faixas são extremamente dependentes da composição da rocha pretérita, mineralogia, textura e estruturas pré-eventos metamórficos. Os efeitos macroscópicos do metamorfismo regional incluem o desenvolvimento de foliação, dobramentos, rupturas de dobras, brechação e *boudinagem*. Estas mesmas feições também são visíveis na escala microscópica. Normalmente, durante o metamorfismo dinâmico, os silicatos são fraturados e os sulfetos de características dúcteis, especialmente galena, calcopirita, pirrotita e esfalerita são forçados a se deslocarem para as zonas de baixa pressão (fraturas). As mudanças mineralógicas nos minerais sulfetados dependem do grau metamórfico. Em regiões de baixo grau, a maioria dos sulfetos são refratários (pirita, esfalerita e arsenopirita) e tendem a ficar com a composição e estruturas originais, enquanto os sulfetos dúcteis são fracamente remobilizados e recristalizados (Craig & Vaughan, 1985). Como os processos metamórficos são sempre acompanhados

de desidratação e conseqüente obliteração da porosidade primária, é de se esperar que estes processos tenham atuado, possivelmente, como sistema deformador das mineralizações pré-existentes, colocando ainda mais em evidência as feições epigenéticas observadas no minério de Palmeirinha. Por outro lado vários trabalhos em unidades metamorfoseadas indicam origem sin-tectônica ao invés de remobilização de mineralizações pré-existentes (Marshall & Gilligan, 1993).

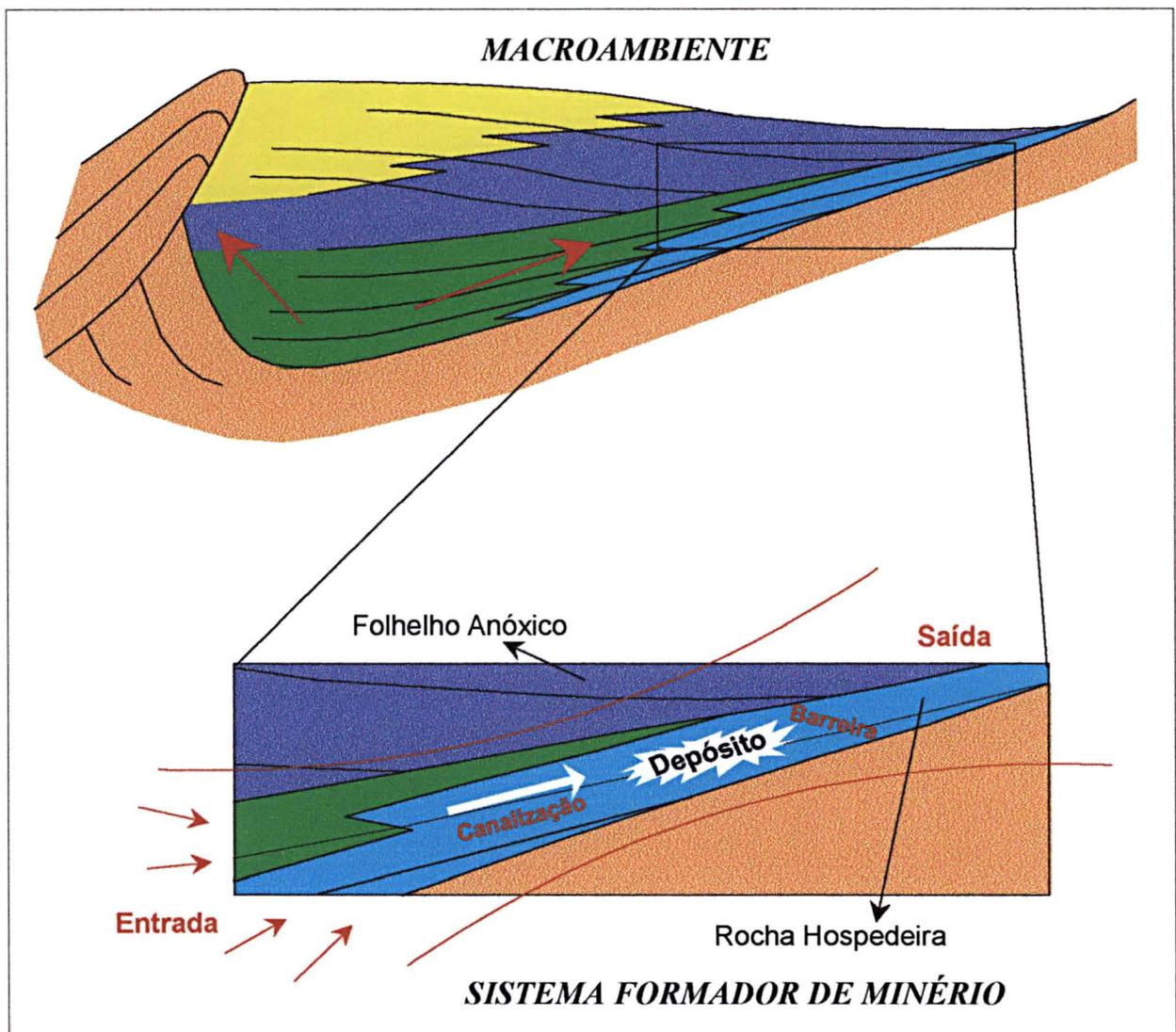
A atuação do sistema formador e deformador no minério de Palmeirinha da Faixa Itaiacoca pode ser melhor visualizado a partir da figura 83. Inicialmente ocorreu sedimentação plataformar associada com geração de fluido mineralizante baseado no modelo genérico apresentado na figura 82. A esta primeira fase, provavelmente, associam-se os sulfetos distribuídos em texturas disseminadas. Ainda associado a esta fase, deu-se início um processo de deformação compressional subhorizontal com o desenvolvimento de falhas de cavalgamento com metamorfismo de baixo grau associado. Durante a atuação deste evento ocorreu a concentração de sulfetos paralelos à foliação principal (xistosidade  $S_n$ ), ou ao longo do acamamento sedimentar paralelo à foliação  $S_n$  ( $S_o//S_n$ ), que poderia indicar uma origem sin-tectônica. A partir do incremento da deformação, ainda em regime de fácies xisto verde, iniciou-se uma fase compressional subvertical, onde ocorreu recristalização e reconcentração ao longo de sistemas de fraturas e na matriz de metadolomitos brechados.

### 5.3 MODELO EXPLORATÓRIO

A proposta para modelo de depósito mineral introduzida por Adams (1985), integra uma série de critérios, conceitos e terminologias que são utilizados para organizar as inúmeras variáveis obtidas através de um programa exploratório. Para tanto, a confecção de um modelo exploratório inicia-se através da descrição de todos os atributos de um depósito-tipo conhecido, tentando sistematizar todas as informações disponíveis nesse depósito.

Na continuidade, Cox e Singer (1986) e mais recentemente Henley & Berger (1995), definem que um modelo exploratório é a informação sistematicamente organizada, onde são descritos os atributos essenciais ou propriedades de uma

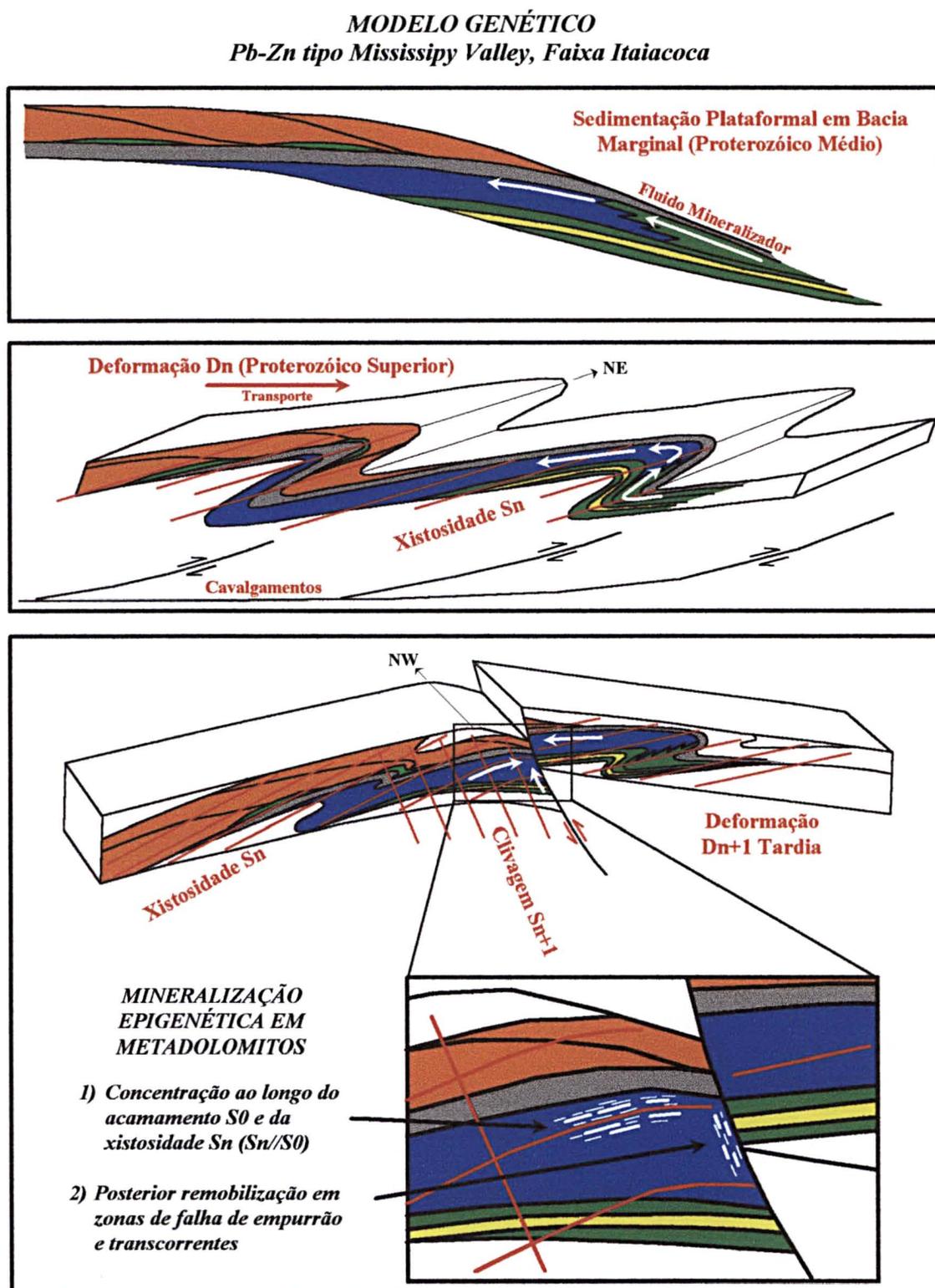
**Figura 82** Modelo genético para os depósitos do tipo *Mississippi Valley* definido a partir do macroambiente e circulação ascendente de fluidos hidrotermais. No detalhe aparece o sistema formador de minério mostrando as entradas, a formação do depósito e as saídas.



Fonte: Rostirolla *et al.* (1996), *apud* Leach & Sangster (1995)

**Figura 83** Atuação do sistema formador e deformador no depósito de Palmeirinha.

Fonte: Rostirolla *et al.* (1996).



determinada classe de depósito mineral. O modelo poderá ser descritivo ou de ocorrência; onde os vários atributos são reconhecidos como essenciais, embora suas relações sejam desconhecidas; é o modelo montado com base nas informações geológicas, geoquímicas, geofísicas, sensoriamento remoto, descrições petrográficas, dados estruturais, etc. O modelo será genético quando os atributos são interrelacionados através de alguns conceitos fundamentais, incluindo dados do modelo de ocorrência somado à interpretação dos processos de formação do depósito. Por fim, o modelo será exploratório quando este incluir informações do modelo de ocorrência somado ao genético, estabelecendo elos de ligação e seqüências de procedimentos que visam atingir os objetivos do modelo, ou identificando os processos formadores, ou ainda áreas onde tais processos atuaram.

Dentro desta visão, a proposição apresentada neste estudo vislumbra a possibilidade de implantar esta concepção ao Depósito de Palmeirinha, onde todas as variáveis apresentadas anteriormente permitirão um ensaio preliminar para o modelo exploratório proposto aqui. É claro que a maturidade de um modelo depende de amplos conhecimentos, pois as variáveis e parâmetros utilizados abrangem grandes áreas, daí a necessidade da interação entre vários pesquisadores para se obter sucesso nesta linha de pesquisa.

Para a área deste estudo, pretende-se abordar o modelo exploratório tal como desenvolvido pelo Serviço Geológico Americano (Mosier & Bliss, 1992), com modificações implementadas por P.C. Soares e S.P. Rostirolla, utilizadas para o Projeto PADCT (1998) "Províncias Minerais do Cinturão Ribeira". A itemização do modelo exploratório é apresentado a seguir:

1. **Depósito tipo:** mineralizações de chumbo e zinco associadas a carbonatos deformados e metamorfoseados da Faixa Itaiacoca.
2. **Localização:** região de Palmeirinha de Cima, Município de Sengés, estado do Paraná, próxima à divisa com o estado de São Paulo.
3. **Minerais de minério:** galena e esfalerita.
4. **Outros minerais:** pirita, marcassita, calcopirita e covelita.

5. **Descrição do depósito:** depósito do tipo filoneano substituindo metadolarenitos brechados e cataclasados, capeados por metapelitos grafitosos.
6. **Contexto geotectônico:** cinturão colisional proterozóico.
7. **Unidades litológicas na escala de semi-detalhe:** são reconhecidas duas unidades líticas metamórficas: unidade metassedimentar pelito-carbonática; unidade de metarenitos feldspáticos com metavulcânicas básicas a intermediárias.
8. **Associações litológicas:** são descritas as associações litológicas de cada unidade: unidade metassedimentar pelito-carbonática - incorpora metassiltitos, metapelitos grafitosos, metargilitos, metarritmitos e metarenitos finos. Os termos carbonáticos são formados por metacalcários dolomíticos, magnesianos e calcíticos, metadolarenitos, cálciossilicatadas, metalamitos carbonáticos e metamargas; unidade de metarenitos feldspáticos e metavulcânicas - metarenitos feldspáticos predominantes e sericita filitos vulcânicos subordinados.
9. **Texturas e estruturas:** predominam texturas e estruturas tectono-metamórficas.
10. **Ambiente deposicional:** unidade metapelito-carbonática - sedimentação terrígeno-carbonática plataformal; unidade de metarenitos feldspáticos - arenitos arcosianos depositados por correntes em canais e rios anastomosados ou planícies com leques deltáicos.
11. **Ambiente tectônico (estrutural):** quatro eventos tectônicos, com o primeiro evento representado por estruturas compressionais gerando xistosidade com deformação dúctil e metamorfismo na fácies xisto verde, zona da biotita e retrometamorfismo na zona da clorita. O segundo evento exhibe regime dúctil-rúptil compressional com deformação subhorizontal, através de cavalgamentos e foliação milonítica a cataclástica, associada com metamorfismo na fácies xisto verde, zona da clorita. No terceiro evento ocorreu uma fase compressional com deformação subvertical rúptil com falhas de empurrão, de rejeito direcional e dobramentos, ainda com metamorfismo na fácies xisto verde. Finalmente, sucedeu-se uma fase distensional em regime rúptil com falhas normais, transcorrências e dobras.

12. **Unidade litológica na escala do depósito:** unidade metassedimentar pelito-carbonática.
13. **Associações litológicas:** metacalcários dolomíticos com intercalações de metapelitos, cálcio filonitos grafitosos e cálciossilicatadas em contato com os xistos quartzo-feldspáticos.
14. **Litologia hospedeira:** metacalcários dolomíticos brechados e metadolarenitos.
15. **Texturas e estruturas das rochas hospedeiras:** textura granoblástica cataclástica brechada e estrutura foliada.
16. **Idade da rocha hospedeira:** Neoproterozóico.
17. **Idade da remobilização metamórfica:** 600-700 Ma.
18. **Posição estratigráfica e fácies deposicional:** parte inferior do pacote metacarbonático da Formação Itaiacoca. Metapelitos grafitosos sobre os metadolarenitos e metacalcários dolomíticos brechados.
19. **Plutonismo e vulcanismo:** plutonismo não conhecido e vulcanismo básico a intermediário representado por clorita filitos amigadaloidais.
20. **Controle estrutural:** falhas transcorrentes da fase de deformação compressional subvertical.
21. **Geometria:** supostamente lenticularizada ao longo da foliação cataclástica, anastomosada e *mullions* mergulhantes na foliação.
22. **Microestruturas:** foliação metamórfica, foliação cataclástica, bandamento composicional, fraturamento, cordões e filonetes.
23. **Tipo do minério:** mineralização sulfetada com galena e esfalerita do tipo *stratabound*.
24. **Minerais da ganga:** pirita, marcassita, calcopirita, covelita, quartzo, calcita romboédrica, feldspato adularia e sericita.
25. **Geração dos sulfetos:** uma primeira representada por sulfetos disseminados e ao da foliação tectono-metamórfica e uma segunda remobilizada em sistemas de fraturas e no cimento de brechas.
26. **Origem do depósito:** epigenético.
27. **Alterações hidrotermais:** dolomitização, silicificação e quartzo-adularia de baixa temperatura.

28. **Teor e espessura do minério:** teores de Pb variando de 3,30% a 6,94% e de zinco em torno de 3,32 com espessura variando de 1,15 m até 1,30 m.
29. **Alteração supergênica:** limonitização, formação de crostas sílico-ferruginosas orientadas e restritas em zonas de falhas (*gossans*) e oxidados de cobre.
30. **Ocorrências minerais:** galena, pirita, calcopirita, malaquita e fluorita.
31. **Método geoquímico:** amostragem em solos residuais e saprolitos.
32. **Anomalias geoquímicas em solos:** método de absorção atômica com ataque de água régia quente. Valores em ppm: **Cu** - anomalia de terceira ordem: 200; segunda ordem: 560; primeira ordem: 1562; **Pb** - ordem três: 187; ordem dois: 494; ordem um: 1306. **Zn** - ordem três: 167; ordem dois: 398 e ordem um: 947.
33. **Anomalias em saprolitos e gossans:** aqui são considerados os valores máximos obtidos: **Cu:** 2931ppm; **Pb:** 8000ppm e **Zn:** 2920ppm.
34. **Dispersão dos elementos geoquímicos:** normalmente as anomalias de Pb e Zn possuem menor dispersão do que as de Cu.
35. **Aerogeofísica:** concentração acumulada dos radioelementos Th, U e K coincidente com a unidade portadora dos metais-base.
36. **Assinatura geofísica terrestre:** o método que detecta a mineralização é a polarização induzida (IP), através dos arranjos gradiente e dipolo-dipolo. A radiometria (CT) também mapeia o contato xistos/metadolomitos.
37. **Comentários:** A Faixa Itaiacoca apresenta uma marcante variação faciológica entre os segmentos sul-sudoeste e norte-nordeste. Nesta última parte, aumenta a espessura dos sedimentos pelíticos em relação aos carbonáticos e as ocorrências de sulfetos, malaquita e fluorita são erraticamente encontradas, sugerindo que esta porção é mais promissora para depósitos de metais-base.

A proposição deste trabalho parece ambiciosa, devido ao emprego de vários métodos e a grande quantidade de informações disponibilizadas ao leitor. O único intuito da pesquisa é demonstrar que o geólogo de exploração deve ter conhecimento do maior número possível de técnicas, ferramentas e cultura geológica capaz de transformá-las em um depósito mineral. O emprego de outras metodologias, aliadas ao avanço do conhecimento, poderão refinar o modelo exploratório ou mesmo modificá-lo.

## 6 CONCLUSÕES

Os dados, conceitos e interpretações utilizados no desenvolvimento deste estudo propiciaram uma abordagem sobre diversas técnicas de exploração, especialmente geoquímica e geofísica de prospecção. Métodos eficientes de interpolação destes dados, tais como a geoestatística, foram empregados para contemplar a distribuição dessas variáveis regionalizadas no espaço bidimensional. O grau de confiabilidade dos produtos gerados através deste processamento, foi calibrado em função do conhecimento geológico adquirido ao longo da prospecção e pesquisa, mais aqueles despendidos para a concretização deste estudo.

Outra tentativa desta pesquisa foi procurar debater a aplicação de uma estratégia exploratória simples e diretamente voltada ao objeto, capaz de produzir resultados positivos quanto à detecção de anomalias, definição de alvos e caracterização de um depósito de chumbo e zinco, particularmente na Formação Itaiacoca. Tal ambiente geológico e geográfico nunca constituiu alvo de investimentos das empresas.

Os principais elementos geotectônicos do Cinturão Ribeira no Paraná e São Paulo incluem terrenos alóctones das faixas Apiaí e Itaiacoca, juntamente com os complexos batolíticos alongados de Três Córregos, Cunhaporanga e Agudos Grandes, cujos limites são fornecidos por zonas de cisalhamento dúcteis com sucessão escalonada e que isolaram a Faixa Itaiacoca. O conteúdo litológico desta faixa é aparentemente simples, constituindo-se por associações metapelito-carbonáticas do tipo plataforma de águas rasas com preservação de estromatólitos, além de metabásicas, filitos vulcanogênicos e metarenitos feldspáticos, atribuídos ao Neoproterozóico. Também associam-se litotipos mais deformados, incluindo xistos granatíferos, ferro-manganesíferos, quartzo-feldspáticos com biotita e metamargas como principais e de provável idade mesoproterozóica. Na parte norte da Faixa Itaiacoca, especialmente na região de Palmeirinha/Sengés-PR, o volume de metapelitos é equivalente ao de metacarbonatos, além de ocorrências de *gossans*, malaquita, fluorita e sulfetos (galena, calcopirita e pirita), o que tornou esta região atrativa para investimentos em programas de exploração para Pb e Zn.

Os trabalhos na escala de semi-detalhe (1:25.000), agruparam quatro associações de acordo com seu conteúdo litológico, características primárias, metamorfismo e deformações associadas. Três associações são formadas por rochas fortemente deformadas e metamorizadas na fácies xisto verde, desde a zona da clorita até a zona da biotita, cujas deformações incorporam feições dúcteis e rúpteis em sistemas de cavalgamentos, empurrões, transcorrências e falhamentos normais, sempre com dobramentos associados. Dentro destas três associações, individualizou-se uma unidade composta por xistos quartzo-feldspáticos com biotita. Também caracterizou-se uma faixa metassedimentar pelito-carbonática, incorporando metassiltitos, metapelitos grafitosos, metargilitos, metarritmitos e metarenitos finos. Os termos carbonáticos são formados por metacalcários dolomíticos, magnesianos e calcíticos, micritos, metadolarenitos, metalamitos e metamargas. A terceira unidade é formada por metarenitos feldspáticos e metavulcânicas básicas a intermediárias. A quarta unidade é representada pelo Granito São Domingos de composição adamelítica, associada com fácies hidrotermalizadas. Sob o ponto de vista exploratório para metais-base, intensificaram-se ações prospectivas na unidade metapelito-carbonática.

A prospecção e pesquisa enfocou em uma primeira etapa, a amostragem de solos ao longo de perfis locados perpendicularmente à direção geológica local (N-S). Através dos resultados analíticos para Cu, Pb e Zn, definiram-se alvos, nos quais intensificaram-se trabalhos de escavações, onde em um deles promoveu-se programa de sondagem exploratória que conduziu à descoberta de um depósito de chumbo e zinco associado aos metadolarenitos basais da Faixa Itaiacoca. Posteriormente, realizaram-se ensaios geofísicos terrestres através do método da polarização induzida que caracterizou a continuidade lateral e vertical do depósito, confirmada por novos furos de sondagem. Os outros métodos geofísicos terrestres, isto é, magnetometria e gamaespectrometria contribuíram para o mapeamento geológico.

A geoquímica de solos de Cu, Pb e Zn foi orientada pela presença de *gossans* e levou em consideração as características de migração e concentração dos elementos durante os processos de formação e destruição supergênica de

depósitos minerais. O comportamento supergênico do Pb e do Zn na zona de oxidação dos sulfetos são distintos. O Pb permanece *in situ* próximo ao depósito, enquanto o Zn migra a grandes distâncias, exceto quando se trata de ambiente constituído por rochas carbonáticas. Neste caso, a prospecção de metais-base usando o Zn também é importante, porque em ambientes carbonáticos este elemento possui pouca mobilidade.

O processamento das informações aerogamaespectrométricas forneceu informações importantes para o mapeamento geológico e indiretamente na prospecção. Apesar dos vários problemas de aquisição e correção dos dados do Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul, verificou-se através dos mapas gerados grandes coincidências com as unidades geológicas mapeadas anteriormente, o que motivou os vários procedimentos apresentados neste estudo. As mais importantes contribuições da aerogeofísica foram: a razão Th/K identificou com precisão o contato entre os xistos quartzo-feldspáticos e a unidade metapelito-carbonática na área do depósito de Palmeirinha. As tonalidades claras da composição RGB na unidade III (metapelito-carbonática) indicam áreas altamente favoráveis para metais-base. A separação de domínios gamaespectrométricos de acordo com unidades geológicas similares propiciou ressaltar feições geológico/geofísicas detalhadas em cada compartimento.

As anomalias IP associadas ao depósito de Palmeirinha são significativas, tanto no arranjo gradiente como no dipolo-dipolo. Os valores de cargabilidade chegam a 70 mV/V no arranjo gradiente e 80 mV/V na pseudo-seção L150N. Neste local encontrou-se maior expressão da mineralização, porém a associação com metapelitos grafitosos contribuíram com esta resposta, razão pela qual propõe-se a aplicação de IP espectral.

A mineralização encontrada hospeda-se em metadolarenitos que estão intercalados por metapelitos grafitosos, a oeste, e xistos quartzo-feldspáticos, a leste. O minério é constituído por sulfetos disseminados de galena e esfalerita com pirita e raros cristais de calcopirita, marcassita e covelita, os quais distribuem-se na foliação, em fraturas e na matriz de metadolomitos brechados.

O depósito possui forma lenticularizada ao longo da foliação principal e está afetado por falhas de cavalgamento em regime rúptil-dúctil da fase compressional que promoveu generalizada transposição. Superimposto a este evento, ocorreu um outro em regime rúptil de baixo a alto ângulo, gerando brechação e remobilização dos sulfetos ao longo de sistemas de fraturas no horizonte mineralizado. A atuação dos eventos tectono-metamórficos causaram intensos reajustes no sistema formador de minério, pois além de lenticularizada, a mineralização comporta-se anastomosadamente e na forma de *mullions* mergulhantes na foliação.

O modelo conceitual adotado para o depósito tipo Palmeirinha parece ser compatível com mineralizações do tipo epigenética.

A proposição final do trabalho consistiu na reorganização de todos os produtos gerados, as variáveis e os parâmetros utilizados na proposta de modelo exploratório, focado de maneira a gerar subsídios para a implementação de novas descobertas em outras regiões da Formação Itaiacoca ou ambientes geológicos similares.

## 7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ADAMS, S. S. **Mineral deposit modeling in exploration**. Colorado: Colorado School of Mines, 1985. 39p. (International workshop on gold modeling in exploration).
2. ADAMS, S. S. Using geological information to develop exploration strategies for epithermal deposits. *In: EPITHERMAL Deposits*, [s.l.:s.n.], 1986. p.273-298.
3. AGTERBERG, F.P. Systematic approach to dealing with uncertainty of geoscience information in mineral exploration. *In: APCOM SYMPOSIUM* (21., Las Vegas, 1989). Proceedings...Las Vegas: [s.n.], 1989. p.165-178.
4. ALMEIDA, F.F.M. DE. *Collenia Itapevensis* - um fóssil pré-cambriano no estado de São Paulo. **Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras. Geologia**. São Paulo, v.1, p.29-106, 1944.
5. ALMEIDA, F.F.M. DE. Novas ocorrências fósseis no pré-cambriano brasileiro. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. Rio de Janeiro, v.28, n.4, p.44-55, 1957.
6. ANDERSON, G.M.; MACQUEEN, R.W. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. *In: ROBERTS, R.G.; SHEAHAN, P.A. Ore deposit models*. Ontario: [s.n.], (Geoscience Canada Reprint Series, n.3), 1988. p.79-90.
7. ANDREW, R.L. The geochemistry of selected base-metal gossans, southern Africa. **Journal of Geochemical Exploration**, Amsterdam, v.22, p.161-192, 1984.
8. ANDRIOTTI, J.L.S. Introdução à geoestatística. **Estudos Tecnológicos - Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo, v. 11, n. 27, p. 7-82, 1988.
9. AYE, F.; CHEZE, Y.; HINDI, M.A.EL. Discovery of a major massive sulphide province in northeastern Sudan. *In: PROSPECTING in ares of desert terrain. Transactions Institute Mining Metallurgy.*, London, p.43-48, 1985.
10. BARBIER, J. Images géochimiques du socle hercynien dans le massif central français, **Bulletin Bureau Recherches Geologiques et Minières (BRGM)**. Paris, n. 2/3; p.175-194, 1979.

11. BARTON, P.B. Some ore textures involving sphalerite from the Furutobe Mine, Akita Prefecture, Japan. **Mining Geology**, n.28, p.293-300, 1978.
12. BERTIN, J. ; LOEB, J. **Experimental and theoretical aspects of induced polarization**. Berlin: Gebrüder Borntraeger, 1976. 250p.
13. BEUS, A.A.; GRIGORIAN, S.V. **Geochemical exploration methods for mineral deposits**. Chicago: [s.n], 1977. 287p.
14. BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. Estudos preliminares na série Açungui. - V - Estruturas organógenas nos dolomitos da Formação Capiru (Estado do Paraná). Dusenía. **Boletim do Instituto de História Natural**. Curitiba, v.7, n.6, p.17-23, 1956.
15. BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. Estudos preliminares na série Açungui. - VIII - a Formação Votuverava. **Boletim do Instituto de História Natural**. Curitiba, n.1, p.1-10, 1958a.
16. BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. Contribuição à geologia da região sul da Série Açungui. **Boletim Paulista de Geografia**. São Paulo, v.29, p.3-19, 1958b.
17. BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; PINTO, V.M. Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do Estado do Parana. **Boletim Paranaense de Geociências**. Curitiba, n.23/25, p.1-347, 1967.
18. BLAIN, C.F.; ANDREW, R.L. Sulphide weathering and the evaluation of gossans in mineral exploration. **Minerals Science Engineering**. Randburg, n.9, p.119-150, 1977.
19. BON, E.H. Exploration techniques employed in the Pulau Tujuh tin discovery. **Transactions Institute Mining Metallurgy**. London, n.88, p.13-22, 1979.
20. BRIGGS, I.C. Machine contouring using minimum-curvature. **Geophysics**. Tulsa, v.39, n.1, p.39-48, 1974.
21. BROOKER, P.I. Kriging. **Engineering and Mining Journal**, New York, v.180, n.9, p.148-153, 1979.
22. CAMARGO, C.R.DE; STEVANATO, R.; SOARES, P.C. **Relatório de prospecção e pesquisa mineral da região de Palmeirinha/Sengés-PR**. [s.n.]: Itararé, 1991, 49p. (inédito).

- 23.CAMPANHA, G.A. DA C.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da Faixa de Dobramentos Apiaí. *In*: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., Curitiba. 1987. **Atas...** Curitiba: SBG, 1987, v.2, p.725-742.
- 24.CHIODI FILHO, C. Contribuição à geologia das regiões sul paulista e leste paranaense - Grupos Açungui e Setuva. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro 1984. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. v.5, p.2394-2406.
- 25.CLARK, I. **Practical geostatistics**. Essex: Applied Science Publishers, 1979a. 129p.
- 26.CLARK, I. The semivariogram-part I. **Engineering & Mining Journal**, New York, v.180, n.7, p.90-94, 1979b.
- 27.COMPANHIA DE PESQUISAS DE RECURSOS MINERAIS (CPRM). **Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul**. Relatório final, 1982. 120p. (inédito).
- 28.COOK, S.E.; CORNER, R.J.; GROVES, R.J.; GREALISH, G. Application of airborne gamma radiometric data for soil mapping. **Australian Journal of Soil Research**. Sydney. V.43, n.1, p.183-194, 1996.
- 29.COOPE; J.A.; DAVIDSON, M.J. Some aspects integrated exploration. **Economic Geology**. El Paso. N.31, p.575-592, 1979.
- 30.CORDEIRO DA SILVA, D. **Espectrometria de raios gama aplicada na classificação de granitóides**. São Paulo, 1994. Dissertação [Mestrado]. Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, 83p.
- 31.CORDEIRO DA SILVA, D.; MANTOVANI, M.S.M. Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul: uma abordagem semi-quantitativa. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo: SBG. v.24, n.2, p.120-127, 1994.
- 32.COX, D.P.; SINGER, D.A. Mineral deposit models. **US Geological Survey Bulletin**. Washington: n.1693, p.1-379, 1986.
- 33.CRAIG, J.R.; VAUGHAN, D.J. **Ore microscopy and ore petrography**. New York: John Wiley, 1981, 406p.

34. DAITX, E.L. **Origem e evolução dos depósitos sulfetados Tipo-Perau (Pb-Zn-Ag), com base nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira, PR)**. Rio Claro, 1996. Tese [Doutorado] - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 453p.
35. DARDENNE, M.A. Geologia do chumbo e zinco. *In: Principais depósitos minerais do Brasil*. Brasília: DNPM/CPRM. v.3, p.85-92, 1989.
36. DAVID, M. **Geostatistical ore reserve estimation**. Amsterdam: Elsevier, 1977. 364p.
37. ENGLUND, E.; SPARKS, A. **Geo-EAS geostatistical environmental assessment software**. Las Vegas: US Environmental Protency Agency, 1988.
38. FASSBINDER, E. **A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico paranaense**. São Paulo, 1996. Tese [Doutorado] - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 207p.
39. FERREIRA, F.J.F.; STEVANATO, R. Proposta de agrupamento de domínios gamaespectrométricos aplicada ao mapeamento geológico e à prospecção mineral. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40.*, Belo Horizonte 1998. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1998. (no prelo).
40. FINEEY, D.J. On the distribution of a variate whose logarithm is normally distributed. **Journal Royal Statistical Society**. Oxford. v.7, n.2, p.155-161, 1941.
41. FLEISCHER, R. A pesquisa de chumbo no Brasil. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29.*, Ouro Preto, 1976. **Anais...** Ouro Preto: SBG, 1976. v.1, p.19-32.
42. FRITZSONS JÚNIOR, O.; PIEKARZ, G.F.; FALCADE, D. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32.*, Salvador, 1982. **Anais...** Salvador: SBG, 1982, v.3, p.987-1001.

43. GAÁL, G. Global Proterozoic tectonic cycles and Early Proterozoic metallogeny. **South Africa Journal of Geology**. Pretoria. v.95, n.314, p.80-87, 1992.
44. GEOFOTO. **Projeto Serra do Mar Sul**. Rio de Janeiro, [s.n.]. Relatório Final, 120p. (inédito).
45. GEOSOFT. Program Copyright © Geosoft Inc. ,1994.
46. GRAHAM, D.F.; BONHAM-CARTER, G.F. Airborne radiometric data: a tool for reconnaissance geological mapping using a GIS. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**. Bethesda. v.59, n.8, p.1243-1249, 1993.
47. GUILBERT, J.M.; PARK JR, C.F. **The geology of ore deposits**, 4. ed., New York. W.H. Freeman, 1986, 985p.
48. HANSEN, R.O. Interpretative gridding by anisotropic kriging, **Geophysics**. Tulsa. v.58, n.10, p.1491-1497, 1993.
49. HARBAUCH, J.W.; BONHAM-CARTER, G.F. **Computer simulation in geology**. New York. Willey, 1970.
50. HART, P.E.; DUDA, R.O.; EINAUDI, M.T. Prospector: a computer-based consultation system for mineral exploration. **Mathematical Geology**. New York, n.10, p.590-610, 1978.
51. HASUI, Y.; **Novo modelo geológico da Vale do Ribeira**. Relatório interno n. 23742, São Paulo: IPT, 1986, 44p. (inédito).
52. HENLEY, R.W.; BERGER, B.R. What is an exploration model anyway? - an analysis of the cognitive development and use of models in mineral exploration. **Special Paper. Geological Association of Canada**, Vancouver: n.40, p.41-50, 1995.
53. HITZMAN, M.W. Geological setting of the irish Zn-Pb-(Ba-Ag) orefield. *In: Irish carbonate-hosted Zn - Pb deposits*. Littleton, Society of Economic Geologists (SEG). Tommy B. Thompson, v.21, p.3-24, 1995a.
54. HITZMAN, M.W. Mineralization in the irish Zn-Pb-(Ba-Ag) orefield. *In: Irish carbonate-hosted Zn - Pb deposits*. Littleton, Society of Economic G. Tommy B. Thompson, v.21, p.25-61, 1995b.

55. INTERNATIONAL ASSOCIATION ENERGY ATOMIC IAEA. **Gamma-ray surveys in uranium exploration, a manual IAEA**. Vienna. 1989. (Technology Report Series, n. 186, 90p.).
56. INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA (IBGE). **Mapa magnético do Brasil**. Rio de Janeiro: Diretoria de Geociências, 1990.
57. JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (JICA) **Report geological survey of Anta Gorda, Brazil: Phase III**. Acordo de Cooperação Técnica Brasil-Japão, (DNPM/MMAJ), Tokyo, 1983, 111p. (inédito).
58. JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (JICA). **Report geological survey of Anta Gorda, Brazil: Phase IV**. Acordo de Cooperação Técnica Brasil-Japão, DNPM/MMAJ, Tokyo, 1984, 191p. (inédito).
59. JOURNEL, A.G.; HUIJBREGTS, C.H.J. **Mining geostatistics**. London: Academic Press, 1978, 600p.
60. KIYOTANI, M.A. Mudando a idéia preconcebida dos americanos sobre a mineração. **Areia & Brita**. São Paulo: n.5, p.36-41, 1998 (original de Sharon Prager em: Engineering & Mining Journal).
61. KREITER, V.M. **Geological prospecting and exploration**. Moscow: Mir, 1968, 383p.
62. KRIGE, D.G. On the departure of ore value distribution from the lognormal model in South African gold mines. **Journal South Africa Institute of Mining Metallurgy**. Ostrava: 1960, p.231-244.
63. KUZVART, M.; BÖHMER, M. **Prospecting and exploration of mineral deposits**. Praga: Elsevier, 1978, 219p.
64. LANDIM, P.M.B. **Introdução à geoestatística**. Rio Claro: UNESP. Laboratório de Geomatématica, 1985. (publicação didática nº 2).
65. LEACH, D.L.; SANGSTER, D.F. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. **Special Paper. Geological Association of Canada**. Vancouver: n. 40. p.289-314. 1995.

- 66.MAGRI, E.J.; MOSTERT, J.S. Some applications of geostatistics in mineral exploration. **Transaction Geological Society South Africa**. Pretoria: n.88, p.65-67, 1985.
- 67.MARANHÃO, R.J.L. **Introdução à pesquisa mineral**. Fortaleza: BNDS, 1982. 680p.
- 68.MARTINI, S.L. **Geologia e avaliação da área de Palmeirinha/Itararé**. [s.l: s.n.], 1979. (Relatório Docegeo, inédito).
- 69.MINTY, B.R.S. Fundamentals os airborne gamma-ray spectrometry. **AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics**, v. 17, n.2, p.39-50, 1997.
- 70.MITCHELL, A.H.G.; GARSON, M.S. **Mineral deposits and global tectonic settings**. 3. ed. London: Academic Press. 1981. 405p.
- 71.MORAES FILHO, O. LEAL, R.A. Prospecção de chumbo/zinco/prata no município de Nova Redenção (BA). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais...** Natal: SBG, 1990. v.3, p.1487-1501.
- 72.MOSIER, D.L.; BLISS, J.D. Introduction and overview of mineral deposit modeling. **US Geological Survey. Bulletin**. Washington: n.2004, p.1-5, 1992.
- 73.MURATORI, A.; TREIN, E.; BASUMALLICK, S.; BERTOLDO, A.L.; HAUSEN, J.P. **Folha Geológica de Serra das Antas, Comissão da Carta Geológica do Paraná**. Curitiba: BADEP/UFPR, 1970.
- 74.NADAL, C.A.; FERREIRA, F.J.F.; STEVANATO, R.; ROSIER, F.A. Proposta de correção cartográfica do Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul: um teste na folha de Apiaí (SG-22-X-V-1/1:250.000). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 37., São Paulo, 1992. **Anais...** São Paulo: SBG, 1992, v.2, p.220-221.
- 75.NEUERBURG, G.J. Scientific knowledge and modern prospecting. **Mineralium Deposita**. Berlin: n.20, p.30-32, 1985.
- 76.PERDONCINI, L.C.; SOARES, P.C. Depósitos glaciogênicos do Proterozóico Superior no leste do Paraná. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 37., São Paulo, 1992. **Anais...** São Paulo: SBG, 1992. v.2, p.452-453.
- 77.PIEKARZ, G.F. Geologia e resultados preliminares da pesquisa mineral no núcleo Betara da Formação Perau (PR). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE

- GEOLOGIA. 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984, v. 7, p.3682-3696.
78. PIRES, A.C.B. Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo: SBG, v.25, n.1, p.61-68, 1995.
79. PONTES, J.B. **Geologia da área de Palmeirinha/Sengés-PR**. Curitiba: Mineropar, 1980, (Relatório Inédito).
80. PONTES, J.B. Geologia e potencialidades econômicas da Formação Água Clara (PR). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. **Anais...** Salvador: SBG, 1982. v.3, p.1002-1014.
81. REIS NETO, J.M. **Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozóico**. Rio Claro, 1994. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 255p.
82. REIS NETO, J.M.; SOARES, P.C. Um estudo de caráter termo-dinâmico de microestruturas dos grupos Açungui e Setuva-PR. *In*: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 3., Curitiba, 1987. **Atas...** Curitiba: SBG, 1987. v.1, p.147-166.
83. RIDDLE, C. **Analysis of geological materials**. New York: Marcel Dekker, 1993. 463p.
84. RIGOTI, A. **Investigação geolétrica em apoio a estudo hidrogeológico**. Curitiba: [s.n.], 1998, 19p. (Relatório técnico, inédito).
85. ROSTIROLLA, S.P. **Avaliação de favorabilidade em exploração: um enfoque metodológico**. Rio Claro, 1996. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
86. ROSTIROLLA, S.P. Alguns aspectos da avaliação de favorabilidade em geologia exploratória. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo: SBG, v.27, n.4, p.313-324, 1997.
87. ROSTIROLLA, S.P.; SOARES, P.C.; CHANG, H.K. Bayesian and multivariate methods applied to favorability quantification in Recôncavo Basin and Ribeira Belt, Brazil. **Nonrenewable Resources**. Oxford. v.7, nº 1, p.7-24, 1998.

88. ROSTIROLLA, SP.; SOARES, P.C.; STEVANATO, R. Alguns aspectos da análise sistêmica aplicada à exploração: sistema petrolífero versus sistema formador de minério. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador, 1996. **Anais...** Salvador: SBG, 1996. v.5, p.225-228.
89. SCHWARZER, T.F.; COOK, B.G.; ADAMS, J.A.S. Low altitude gamma-spectrometric survey from helicopters in Puerto Rico as an example of the remote sensing of thorium, uranium and potassium in rocks and soils. **Remote Sensing Environment**. New York. n.2, p.83-94, 1972.
90. SOARES, PC. Sequências tecto-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do escudo paranaense. *In*: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 3., Curitiba, 1987. **Atas...** Curitiba: SBG, 1987, v. 2, p.743-771.
91. SOARES, P.C. Tectônica colisional em torno do bloco paraná, Brasil. *In*: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA. 7., Belém, 1988. **Anais...** Belém: 1988, v. 1, p.63-79.
92. SOARES, P.C. (Coord.) **Províncias minerais sedimentares do Cinturão Ribeira no sul do Brasil: análise metalogenética e modelos exploratórios**. Curitiba: UFPR - Departamento de Geologia, 1998. Ministério de Ciência e Tecnologia - PADCT II. Subprograma de Geociências e Tecnologia Mineral, Chamada PADCT/GTM02/94. (em preparação).
93. SOARES, P.C.; CARMIGNANI, L.; FIORI, A.P. **Superciclos nos cinturões Ribeira e Dom Feliciano: uma abordagem comparada**. Curitiba: 1998, (em preparação).
94. SOARES, P.C.; STEVANATO, R.; CAMARGO, C.R. DE. Geologia do noroeste da Faixa Itaiacoca - Paraná. *In*: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 3., Curitiba, 1987. **Atas...** Curitiba: SBG, 1987, v. 1, p.245-262.
95. SOUZA, A.P. **Mapa geológico na escala 1:50.000 e esboço da evolução tectônica e sedimentar do Grupo Itaiacoca, nas folhas Barra do Chapéu e Ouro Verde - SP/PR**. São Paulo: 1990. Dissertação [Mestrado] - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 200p.

- 96.SOUZA, A.P. Litoestratigrafia e tectônica da Faixa Itaiacoca. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 37., São Paulo, 1992. **Anais...** São Paulo: SBG, 1992. v. 1, p.281-282.
- 97.STEVANATO, R.; FERREIRA, F.J.F.; SOARES, P.C.; SILVA, F.V.DA. Desempenho dos métodos de interpolação espacial na composição de mapas aerogeofísicos. *In*: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA. 4., Rio de Janeiro, 1996. **Resumos Expandidos...** Rio de Janeiro: SBGf, 1995. p.252-255.
- 98.STEVANATO, R.; RIGOTI, A.; FERREIRA, F.J.F.; FORLIN, M. Assinaturas geofísicas do depósito de Pb+Zn de Palmeirinha (PR) - Formação Itaiacoca. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 39., Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1996, v.3, p170-173.
- 99.STEVANATO, R.; SOARES, P.C.; CAMARGO, C.R. Descoberta de um novo depósito mineral de Pb e Zn no estado do Paraná - Formação Itaiacoca. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE. 2., São Paulo, 1991. **Atas...** São Paulo: SBG, 1991. p.197-204.
- 100.TALALATRA, A.K. Gossan geochemistry as a guide to exploration of different types of sulphide mineralization in parts of Rajasthan, western India. **Geochemical Exploration**. Amsterdam: Elsevier, 1979, p.173-183.
- 101.TAYLOR, G.F. **Gossan and ironstone evaluation in mineral exploration**. Rio de Janeiro: SBGq, 1987, 179p. (Course notes, inédito).
- 102.TAYLOR, G.F.; SCOTT, K.M. Evaluation fo gossans in relation to lead-zinc mineralization in the Mount Isa Inlier, Queensland. **BMR Journal of Australian Geology & Geophysics**. n.7, p.159-180, 1982.
- 103.TREIN, E.; REIS NETO, J.M. DOS, BIONDI, J.C.; MONASTIER, M.S. Revisão da Formação Itaiacoca: identificação de uma seqüência metavulcano-sedimentar em Abapã (PR). *In*: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA. 5., São Paulo, 1985. **Atas...** São Paulo: SBG, 1985, v.1, p.169-182.
- 104.VAUGHAN,, D.J.; IXER, R.A. Studies of the sulphide mineralogy of North Pennine ores and its contribution to genetic models. **Transaction Institute Mining Metallurgy**. London: n.89, p.99-109, 1980.

- 105.VIEIRA, M.A.; DREWS, M.G.P.; NETTO, C. **Prospecção geofísica de cobre, chumbo e zinco na Formação Itaiacoca - PR**. Belo Horizonte: DNPM-CGA, 1991, 31p. (Relatório e anexos, inédito).
- 106.WADGE, G.; YOUNG, P.A.V.; MASON, D.C. Simulation of geological processes using an expert system. **Journal of the Geological Society**. London: n.149, p.455-463, 1992.
- 107.WILFORD, J.R.; BIERWIRTH, P.N.; CRAIG, M.A. Application of gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and geomorphology. **AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics**, v.17, n.2, p.201-216, 1997.
- 108.WILHELM, E.; KOSAKEVITCH, A. Utilisation des chapeaux de fer comme guides de prospection. **Bulletin Bureau Recherches Geologiques et Minières (BRGM)**. Paris, n. 2/3; p.109-140, 1979.
- 109.YAMAMOTO, J.K.; BETTENCOURT, J.S. **Avaliação de jazidas**. São Paulo: IPT/IG-USP, 1992. 113p. (inédito).