UNIVERSIDADE DE SÂO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Estrutura, litoestratigrafia e metamorfismo do Grupo Carrancas na frente orogênica da Faixa Brasília Meridional

Leandro Coutinho

Orientador: Prof. Dr. Mário da Costa Campos Neto

Dissertação de Mestrado

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

São Paulo

2012

Title: ***Structure, lithostratigraphy and metamorphism of the Carrancas Group in the orogenic front of the Southern Brasília Belt***

Autorizo a divulgação total ou parcial deste trabalho desde que citada a fonte.

Resumo

O Grupo Carrancas, neoproterozóico, é composto por uma pilha metassedimentar alóctone, com aproximadamente 400m de espessura, de quartzitos (metapsamitos) e xistos grafitosos (metapelitos), divididos em três formações: Fm. São Tomé das Letras, base da seqüência, composta por muscovita quartzitos, muscovita-quartzo xistos e subordinadamente muscovita xistos, ambos com muscovitas esverdeadas; Fm. Campestre, intermediária, caracterizada por uma intercalação de xistos grafitosos ± porfiroblásticos (Grt-St-Ky-Cld) e níveis expressivos de muscovita quartzitos com mica branca; Fm. Chapada das Perdizes, equivalente a Formação São Tomé das Letras, porém disposta no topo da sequência. A unidade do biotita xisto *(metawacke),* sempre com estrutura milonítica presente, se encontra tectonicamente sobre o Grupo Carrancas, dispondo-se no núcleo das estruturas sinformais D3, e sendo, portanto, uma unidade metassedimentar também alóctone.Os metassedimentos, assim como parte da infraestrutura gnáissica alóctone, estão estruturados em *nappes* sin-S2 com transporte tectônico para leste e sudeste, paralelo aos *mullions* e *rods* B2. Esse transporte, relacionado aos eventos contínuos progressivos D1 e D2, ocorreu a partir de zonas de cisalhamento ductil de baixo ângulo, sob regime de deformação não-coaxial, responsável pela geração de dobras isoclinais e intensa recristalização plano axial que constituí a foliação principal regional S2. O evento deformacional D3, produto da progressão da deformação em níveis crustais mais rasos, possuí caráter rúptil-ductil, onde foram geradas dobras assimétricas em diversas escalas, com espessamento de charneira, no geral homoaxiais a D2 (B2//B3). Também foram geradas em D3, importantes zonas de cisalhamento com movimentação lateral destral, como a Zona de Cisalhamento de Três Corações, de direção NE-SW e zonas de cisalhamento dispostas no norte da Serra da Estância. Nas proximidades dessas zonas de cisalhamento, a foliação se torna sub-vertical e as dobras D3 apertadas, ocorrendo transposição para S3 (S2//S3). Os dobramentos D4, com direção NE-SW e N-S, eixos com caimento para SW e S, e vergêntes para NW, foram responsáveis pela configuração da geometria em “Z” da *Nappe* Carrancas, redobrando e crenulando os elementos estruturais anteriormente formados. O metamorfismo registrado nos xistos grafitosos, aumenta de modo geral de NW para SE, com paragêneses que variam de Grt+Chl+Cld a Grt+Ky+St+Cld na Serra da Estância, Pombeiro e Galinheiro, evidenciando condições de fácie xisto verde na transição para o fácie anfibolito, considerando pressões intermediárias. Já para sul da Serra de Carrancas, a paragênese predominante é de Grt+St+Ky, típica da fácie anfibolito na zona da cianita. Contrastando com o Grupo Carrancas, a unidade do biotita xisto se encontra sempre em fácie xisto verde, marcada pela paragênese de Grt+Chl+Bt.

Palavras-chave: Grupo Carrancas, *Nappe*, Estrutural, Litoestratigrafia, Metamorfismo.

Abstract

The Carrancas Group, Neoproterozoic, is composed by an allochthonous sedimentary pile, about 400m thick of quartzite (metapsamites) and graphitic schists (metapelites),divided into three formations: São Tomé das Letras Formation, the base of the sequence, composed of muscovite quartzite, quartz-muscovite schist and subordinate muscovite schists, both with greenish muscovites; Campestre Formation, intermediate, characterized by an intercalation of graphitic schists ± porfiroblastics (Grt-St-Cld-Ky) and significant levels of muscovite quartzites with white mica; Chapada das Perdizes Formation, equivalent to São Tomé das Letras Formation, but arranged on top of the sequence. The biotite schist, always with mylonitic structure present, is tectonically localized above of Carrancas Group, in the core of D3 sinformals structures, and is therefore also a sedimentary allochthonous unit. The metasediments, as part of the allochthonous gneiss infrastructure, are structured in sin-S2 *nappes*, with tectonic transport to the east and southeast, parallel to the *mullions* and *rods* B2. This transport, related to continuous and progressive events D1 and D2, occurred from ductile shear zones of low angle, under the regime of non-coaxial deformation, responsible for the generation of isoclinals folds and intense recrystallization axial plane that constitutes the main S2 regional foliation. The D3 deformational event, a product of progressive deformation in shallow crustal levels, possess character brittle-ductile, which were generated by asymmetric folds in several scales, with thickening of the hinge, usually homoaxials to D2 (B2 / / B3). Major shear zones with dextral lateral movement, such as the Três Corações Shear Zone, NE-SW direction and shear zones arranged in the northern Serra da Estância, were also generated in D3. Near these shear zone, the foliation becomes sub-vertical and D3 bends tight, occurring transposition to S3 (S2 / / S3). The D4 folds with NE-SW and N-S axis with trim to SW and NW vergence, were responsible for setting up the "Z" geometry of Carrancas *Nappe*, redoubling and crinkling structural elements previously formed. The metamorphism recorded in the graphitic schists, generally increases from NW to SE, which vary with paragenesis Grt + Chl + Cld the Grt + Ky + St + Cld at Serra da Estância, Galinheiro and Pombeiro, showing conditions of the greenschist facie transition to the amphibolite facie, considering intermediate pressures. As for the southern Serra das Carrancas, the predominant paragenesis of Grt + St + Ky, typical of amphibolite facie in the kyanite zone. In contrast to the Carrancas Group, a unit of biotite schist is always in greenschist facie, marked by the paragenesis of Grt + Chl + Bt.

Keywords: Carrancas Group, *Nappe*, Structural, Lithostratigraphy, Metamorphism.

Dedico esta dissertação de mestrado
ao meu filho Lucca, prestes a vir ao mundo.

Sumário

1. Introdução 11

2. Objetivos e importância do projeto 12

3. Metodologia 13

3.1. Trabalhos de campo e o mapeamento geológico 13

3.2. Análise estrutural e levantamento estratigráfico 13

3.3. Petrografia, metamorfismo e microtectônica 14

4. Apresentação da área 15

5. Revisão Bibliográfica 19

5.1. Geologia Regional 19

5.1.1. Breve Histórico e trabalhos pioneiros 19

5.1.2. Contexto Geotectônico 20

5.1.3. O Orógeno Brasília Meridional 22

- Nappe Socorro Guaxupé 24
- Sistema de Nappes Andrelândia 25
- Nappe Lima Duarte 26
- Sistema de Nappes Carrancas 27

5.2. Geologia Local (Região de Itumirim, Itutinga e Carrancas) *28*

5.2.1. Estratigrafia 28

5.2.2. Proveniência, geocronologia e paleoambiente deposicional 33

5.2.3. Estrutural 36

5.2.4. Metamorfismo 39

6. Geologia Local 42

6.1. Descrição das unidades litoestratigráficas 42

6.1.1. Embasamento, infraestrutura e rochas associadas (Arqueano / Paleoproterozóico) 42

- Metagranitóides 42
- Gnaisses Migmatíticos 44
- Biotita gnaisse fino 45
- Rochas metaultramáficas 46
- Rochas metabásicas 48
- Faixas de sedimentos do tipo greenstone belts 50

6.1.2. Cobertura- Rochas Metassedimentares (Neoproterozóico) 50

- Grupo Carrancas (Alóctone) 50
- Unidade do Biotita Xisto (Alóctone) 60
- Pegmatitos 62

6.2. Análise Estrutural 63

6.2.1. A foliação metamórfica regional principal e o evento deformacional D2 63

6.2.2. O evento de deformação D3 e a fase de dobramento D4 69

6.2.3. Detalhamento por domínio estrutural 70

- I- Domínio Serra da Estância- Pombeiro (E- W) 72
- II- Domínio Serra do Pombeiro (NE- SW) 85
- III- Domínio Serra do Galinheiro (charneira) 90
- IV- Domínio Serra de Carrancas 95
- V- Domínio Serra das Bicas 99

- VI- Domínio Serra do Moleque 111
- VII- Domínio Chapada das Perdizes 114
6.2.4. Síntese estrutural 117

6.3. Litoestratigrafia 119

6.4. Metamorfismo 121
6.4.1. Paragêneses minerais e suas relações com as principais fases deformacionais 121
- Grupo Carrancas (Xistos Grafitosos da Formação Campestre) 121
- Unidade do Biotita Xisto 128
6.4.2. Considerações 129

7. Conclusões 130

8. Referências bibliográficas 132

Anexos 142

Anexo I. Relação de amostras laminadas

Anexo II. Localização das amostras por litotipo

Anexo III. Mapa geológico na escala 1: 50.000

Anexo IV. Perfis geológicos e colunas estratigrafia

Índice de Figuras

Figura. 4.1. *Mapa político do Brasil indicando o posicionamento geográfico do estado de Minas Gerais. (modificado do IBGE)* **.....15**

Figura. 4.2. *Mapa das meso- regiões do estado de Minas Gerais. (modificado do IBGE)* **....16**

Figura. 4.3. *Mapa do estado de Minas Gerais com ênfase na localização da área de estudo indicada na cor amarela. (modificado do IBGE)* **.....16**

Figura. 4.4. *Imagem de satélite extraída do Google Earth mostrando a área de estudo e seus arredores. Nota-se ainda o complexo serrano em formato de "Z" e a represa de Itutinga a norte.* **.....17**

Figura. 5.1. *Províncias estruturais do Escudo Atlântico (Bizzi et al., 2003) modificado de (Almeida et al., 1977, 1981) sobre o modelo digital do terreno (Smith & Sandwell, 1997)* **....21**

Figura. 5.2. *Mapa simplificado da zona de interferência entre o extremo sul da faixa Brasília e o segmento central da faixa Ribeira, destacando a folha Lavras (Quéméneur et al., 2002) (modificado de Paciullo, 1997 e Trouw et al., 2000b)* **.....22**

Figura. 5.3. *Mapa tectônico da porção sudeste do Cráton do São Francisco e Faixas Móveis neoproterozóicas ao seu redor, destacando o Orógeno Brasília Meridional (Campos Neto et al., 2010)* **.....23**

Figura. 5.4. *Compartimentação tectônica do Orógeno Brasília Meridional (Campos Neto et al., 2010)* **.....23**

Figura. 5.5. *Litoestratigrafia da área de Carrancas proposta por Dayan (1974, 1984), modificada de Paciullo (1997).* **.....28**

Figura. 5.6. *Litoestratigrafia do Grupo Carrancas (Paciullo, 1980; Ribeiro, 1980; Trouw et al., 1980) na região de Itutinga, Itumirim, Carrancas e Minduri.* **.....29**

Figura. 5. 7. *Coluna litoestratigráfica do Grupo Carrancas segundo Trouw (1983) e Trouw et al., (1984).* **.....31**

Figura. 5.8. *Perfil estratigráfico da ocorrência de metaconglomerado na base da Klippe Carrancas (Quéméneur et al., 2002).* **.....31**

Figura. 5.9. *Mapa geológico regional enfatizando a distribuição da Megassequência Andrelândia (Paciullo, 1997; Trouw et al., 2000a)* **.....32**

Figura. 5.10. *Coluna litoestratigráfica da Megassequência Andrelândia (modificado de Paciullo, 1997)* **.....33**

Figura. 5.11. *Paleoambientes deposicionais da Megassequência Andrelândia interpretados por Paciullo et al., 2003.* **.....34**

Figura. 5.12. *Síntese da evolução estrutural da região de Carrancas-Itumirim-Itutinga-Minduri (Trouw et al., 1980, 1982, 1984; Ribeiro, 1980; Paciullo, 1980; Heilbron, 1984)* **.....38**

Figura. 5.13. *Mapa metamórfico simplificado destacando a região de Itumirim-Carrancas-Minduri. 1- embasamento pré-1,8 Ga; 2- fácies xisto verde; 3- zona da cianita; 4- zona da cianita + sillimanita; 5- zona da sillimanita; 6- fácies granulito de alta pressão, com cianita + K-feldspato em metapelitos; 7- Nappe Guaxupé, predominantemente em fácies granulito de pressão intermediária; 8-ocorrências de retroeclogito. Direção de transporte tectônico relacionado a: 9- Faixa Ribeira; 10- Faixa Brasília; 11- localização em relação ao Cráton do São Francisco (modificado de Trouw et al 2000a).* **.....40**

Figura. 5.14. *Mapa matamórfico das Serras da Estância, Carrancas e Bicas (Silva, 2010).* **41**

Figura. 6.1. *Aspecto macroscópico da unidade do metagranito hololeucocrático que ocorre a norte da Serra da Estância que compõe parte do embasamento arqueano.* **.....43**

Figura. 6.2. *Biotita gnaisse granodiorítico protomilonítico, com porfiroclastos de K-feldspato centimétricos.* **.....43**

Figura. 6.3. *Biotita gnaisse granodiorítico com estrutura milonítica. Notar que os cristais centimétricos foram estirados e a matriz finamente recristalizada.* **.....43**

Figura. 6.4. *(Car-I-V) Aspecto da textura granoblástica. Grandes cristais de microclinio com geminação em grade apresentando extinção ondulante. Nicóis cruzados (Lado maior 3,25mm).* **.....44**

Figura. 6.5. *(Car-I-12) Cristal de plagioclásio com inúmeras inclusões de muscovita e epídoto. Geminação polissintética deformada. Nicóis cruzados. (Lado maior 3,25mm).* **.....44**

Figura. 6.6. *(Car-I-12) Associação de ilmenita no núcleo bordejada por titanita, epídoto e zoizita. Nota-se ainda clorita substituindo tardiamente. Nicóis cruzados (Lado maior 1,30mm).* **.....44**

Figura. 6.7. *(Car-I-5) Foliação milonítica com ênfase no porfiroclasto de microclínio com sombra de pressão. Nicóis cruzados. (Lado maior 10,40mm).* **.....44**

Figura. 6.8. *(Car-VII-34) Aspecto geral do biotita gnaisse com cristais de biotita dispersos na matriz granoblástica e presença de cristais de epídoto. Nicóis descruzados. (Lado maior 1,30mm).* **.....46**

Figura. 6.9. *(Car-VII-34) Biotita gnaisse fino bandado de composição tonalítica e contatos lobados entre os cristais de quartzo e feldspato. Cristais de epídoto com alta cor de interferência. Nicóis cruzados. (Lado maior 1,30mm).* **.....46**

Figura. 6.10. *(CM-VI-97c) Gnaisse calciossilicático com bandas lepidonematoblásticas compostas de Hornblenda e biotita. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).* **.....46**

Figura. 6.11. *(CM-VI-1b) Talco-clorita xisto com porfiroblastos de carbonato. Rocha metassomatizada. Nicóis cruzados. (Lado maior 3,25mm).* **.....48**

Figura. 6.12. *(IT-VI-33b). Núcleo do corpo metaultramáfico, não metassomatizado, composto de serpentina e porfiroblasto idiomórfico de magnetita. Nicóis cruzados. (Lado maior 3,25mm).* **.....48**

Figura. 6.13. *(Car-VI-144) Cummingtonita- hornblenditos fels em fácie anfibolito, não metassomatizado, leste da Serra das Bicas. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).* **....48**

Figura. 6.14. *(CM-V-109) Olivina-hornblenda-ortopiroxênio fels em fácie granulito, leste da serra das Bicas. Detalhe no porfiroblasto de Opx rosado. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).* **.....48**

Figura. 6.15. *(Car-VIII-161) Hornblenda anfibolito com textura lepidonematoblástica. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm)* **.....49**

Figura. 6.16. *(Car-VII-77) Granada-hornblenda anfibolito. Detalhe no porfiroblasto de Grt. Nicóis descruzados. (Lado maior (3,25mm).* **.....49**

Figura. 6.17. *(C-2a) Núcleo de corpo metabásico indeformado. Textura intergranular e plagioclásios ripiformes. Nicóis cruzados. (Lado maior 3,25mm)* **.....49**

Figura. 6.18. *Formação São Tomé das Letras e Chapada das Perdizes. Nota-se a mudança lateral entre muscovita quartzitos e muscovita xistos com mica verde crenulado. Presença de dobras isoclinais D2 com plano axial S2 foliação principal.* **.....51**

Figura. 6.19. *Muscovita xisto verde com intercalações milimétricas e centimétricas de quartzo na Serra das Bicas.* **.....51**

Figura.6.20. *(Car-III-02) Muscovita quartzito foliado com cristais poligonizados pela intensa recristalização estática. Nicóis cruzados. (Lado maior 10,40mm)* **.....51**

Figura. 6.21. *(Car-VI-27) Muscovita quartzito com leve foliação oblíqua. Cristais de quartzo com extinção ondulante e contatos lobados. Nicóis cruzados (Lado maior 6,5mm)* **.....51**

Figura. 6.22. *(Car-IX-08). Visão geral do muscovita- quartzo xisto, onde se destacam os níveis granoblásticos formando ribbons e os níveis lepidoblásticos em arranjos sigmoidais. No canto superior esquerdo nota-se ainda um porfiroclásto de feldspato indicando movimentação sinistral. Nicóis cruzados. (Lado maior 10,40mm).* **.....52**

Figura. 6.23. *(Car-IX-22) Aspecto geral da fácie muscovita xisto, intensamente crenulada. Nicóis cruzados. (Lado maior 10,40mm)* **.....53**

Figura. 6.24. *(Car-IX-30) Níveis milimétricos de quartzo granoblástico e crenulação com crescimento de muscovita plano axial. Nicóis cruzados (Lado 10,40mm)* **.....53**

Figura. 6.25. *(Car-VII-36b) Nível de minerais pesados, crenulado, presente no quartzito da Serra de Carrancas. Nicóis descruzados. (Lado maior 10,40mm).* **.....54**

Figura. 2.26. *(Car-VII-36b) Detalhe do nível de minerais pesados, mostrando a quantidade de minerais opacos, além de cristais de zircão e monazita com relevo alto. (Lado maior 3,25mm).* **.....54**

Figura. 6.27. *(Car-VII-03). Presença de cristais de biotita na fácie do muscovita-quartzo xisto (Serra de Carrancas). Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).* **.....54**

Figura. 6.28. *(Car-IV-28). Porfiroblastos de cianita esqueletal na Serra do Galinheiro. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).* **.....55**

Figura. 6.29. *(CM-III-142a) Mineral kanonaíta com forte pleocroísmo variando de verde a amarelo. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).* **.....54**

Figura. 6.30. *(CM-III-142a) Mineral kanonaíta observado sob nicóis cruzados. Notar as altas cores de interferência. (Lado maior 3,25mm).* **.....55**

Figura. 6.31. *Aspecto geral dos xistos grafitosos porfiroblásticos. Notar os porfiroblastos de granada de ~5mm muito abundantes na Serra das Bicas.* **.....58**

Figura. 6.32. *Xisto grafitoso acinzentado sem porfiroblastos, com intensa lineação de crenulação.* **.....58**

Figura. 6.33. *Xisto grafitoso com intercalações centimétricas de quartzito branco e presença de crenulação D3 na Serra da Estância.* **.....58**

Figura. 6.34. *Nível centimétrico de hematita constituindo possível formação ferrífera bandada associada.* **.....58**

Figura. 6.35. *(Car-I-45b) Cloritóide-muscovita- quartzo xisto com níveis com textura nematoblástica definida por finos prismas de cld. Serra da Estância Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).* **.....59**

Figura. 6.36. *(Car-II-108a) Porfiroblastos de cloritóide sin-S2 dobrados na crenulação D3. Nicóis descruzados. Serra da Estância (Lado maior 3,25mm).* **.....59**

Figura. 6.37. *(Car-VII-141b).Níveis nematoblásticos constituídos de St dobrada. Paragênese de St+Grt na Serra de Carrancas. Descruzado. (Lado maior 1,30mm)* **.....59**

Figura. 6.38. *(Car-VII-141b) Aspecto geral dos grt-st xistos grafitosos porfiroblásticos da Serra de Carrancas. Nicóis descruzados (Lado maior 10,40mm)* **.....59**

Figura. 6.39. *(CM-VI-02) Xistos grafitosos porfiroblásticos com paragênese de Grt+St+Ky. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).* **.....59**

Figura 6.40. *Bloco de níveis decimétricos de cianitito na Chapada das Perdizes.* **.....59**

***Figura. 6.41**. Aspecto macroscópico da unidade do biotita xisto, ressaltando as venulações sigmoidais descontínuas milimétricos e centimétricas de quartzo.* **.....61**

***Figura. 6.42.** (CM-III-25b) Porfiroblasto de granada euédrico com trilhas de inclusão no núcleo e bordas límpidas. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).* **.....61**

***Figura. 6.43.** (C-345b) Porfiroblasto de granada em espiral, com trilhas de inclusão evidenciando movimentação destral. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).* **.....61**

***Figura. 6.44.** Pegmatito sin-S2 concordante com a foliação principal.* **.....62**

***Figura. 6.45.** Intrusão pegmatítica pós/tarde-S2 truncando a foliação principal.* **.....62**

***Figura. 6.46.** Aspecto textural, estrutural, granulométrico e mineralógico do pegmatito.* **.....63**

***Figura. 6.47**. Bloco de pegmatito mineralizado com hematita, leste da Serra das Bicas.* **.....63**

***Figura. 6.2.1.** Dobra isoclinal D2.* **.....64**

***Figura. 6.2.2.** (Car-III-22) Micro dobras isoclinais sinfoliais a D2 com foliação principal plano axial. Ênfase para a foliação S0//S//S2. Nicóis cruzados. (Lado maior 6,5mm)* **.....65**

***Figura. 6.2.3.** (Car-II-111) (Clivagem espaçada S2 com bandamento diferencial. Abundantes microlithons preservam a xistosidade pretérita S0//S1 em lentes tectônicas. Nicóis cruzados. (Lado maior 3,25mm).* **.....65**

***Figura. 6.2.4.** Dobras isoclinais sinfoliais a D2. Notar a foliação principal plano axial.* **.....65**

***Figura. 6.2.5.** Foliação S0//S1 dobrada em isoclinal sinfolial D2, gerando uma lineação L2 de intersecção composicional na Serra da Estância.* **.....66**

***Figura. 6.2.6.** Dobras intrafoliais D2, descontínuas e de flanco rompido na Serra da Estância.* **.....66**

***Figura. 6.2.7.** Intensa lineação L2 de estiramento na Serra do Pombeiro.* **.....67**

***Figura. 6.2.8.** Lineação L2 de intersecção composicional de S0//S1 com S2 na Serra do Pombeiro.* **.....67**

***Figura. 6.2.9.** Lineação L2 do tipo Mullion na Serra da Estância. Notar o alto caimento para SE.* **.....68**

***Figura. 6.2.10.** Rods de quartzo L2 que compõem os eixos do mega dobramento D2 na Serra das Bicas. Presença de lineação L3de intersecção mineral de muscovita, paralela aos rods de mais alta temperatura.* **.....68**

***Figura. 6.2.11.** Lineação L2 de intersecção dobrada na charneira de dobra D3 na Serra da Estância.* **.....70**

***Figura. 6.2.12.** Disposição dos domínios e sub-domínios estruturais.* **.....71**

***Figura. 6.2.13.** Mega dobras D3 em "M" registrando o núcleo da charneira antiformal de 1ª ordem da Serra da Estância.* **.....73**

***Figura. 6.2.14.** Padrão assimétrico D3 de 3ª ordem que constitui o flanco superior da estrutura antiformal da Serra da Estância. Notar o espessamento de charneira típico da sub classe 1C.* **.....73**

***Figura. 6.2.15.** Intensa crenulação D3 fechada transpondo S2 na proximidade da zona de cisalhamento de movimentação lateral destral de direção E-W.* **.....74**

***Figura. 6.2.16.** Foliação sigmoidal anastomosada presente nas zonas de cisalhamento D3 de direção E-W.* **.....74**

***Figura. 6.2.17.** Pares S-C evidenciando movimentação lateral destral na zona de cisalhamento D3 na face norte da serra da Estância.* **.....75**

Figura. 6.2.18. *Nível de xisto budinado com crenulações D3 associadas nas zonas de cisalhamento D3.* **.....75**

Figura. 6.2.19. *Importante zona de fechamento periclinal em de zona de charneira D3. Grandes dobras simétricas em 'M".* **.....76**

Figura. 6.2.20. *Linha de charneira B3 com caimento para WSW e dobra vergênte para norte.* **.....76**

Figura. 6.2.21. *Núcleo antiformal D3 composto por quartzitos da Formação Campestre na Serra do Pombeiro.* **.....86**

Figura. 6.2.22. *Dobras D3 simétricas em "M", evidenciando charneira do núcleo antiformal.* **.....86**

Figura. 6. 2.23. *Núcleo antiformal D4 composto pelos quartzitos as Formação São Tomé das letras. Vista da Serra do Galinheiro para a Serra de Carrancas.* **.....91**

Figura. 6.2.24. *Dobras simétricas em M da zona de charneira da estrutura antiformal D4.* **.91**

Figura. 6.2.25. *Dobras D3 com plano axial rompido em zona de cisalhamento rúptil-ductil.* **96**

Figura. 6.2.26. *Fraturamento losangular observado apenas na Serra de Carrancas e Localmente na base da Serra das Bicas. Fase deformacional rúptil tardia.* **.....96**

Figura. 6.2.27. *Mega dobra sinformal D2 na Serra das Bicas.Vista para leste.* **.....100**

Figura. 6.2.28. *Mullions e rods L2 , paralelos a lineação de estiramento e que correspondem aos eixos da mega estrutura sinformal D2.* **.....100**

Figura. 6.2.29*. Lineação de crenulação L3 deformada em zona de dobramento D4 com eixo ortogonal.* **.....101**

Figura. 6.2.30. *Lineações de intersecção mineral L3 e L4 dispostas ortogonalmente.* **.....101**

Figura. 6.2.31. *Lineações de eixo L3 e L4, ortogonais com padrão de interferência do tipo 1 (domos e bacias).* **.....102**

Figura. 6.2.32. *Zona de charneira D3, com eixo NW-SE e vergência para NE.* **.....102**

Figura. 6.2.33. *Dobra D4 raramente observada, com pouco espessamento de charneira, eixos N-S e vergência para oeste.* **.....103**

Figura. 6.2.34. *Intensa crenulação D4 de eixo N-S, largamente observada na Serra das Bicas e Serra de Carrancas.* **.....103**

Figura. 6.2.35. *Boudin compatível com transporte da nappe sin-S2 para leste. Neck do boudin paralelo ao eixo x de elongação.* **.....111**

Figura. 6.4.1. *Diagrama AFM projetado a partir H2O+Ms+Qtz, mostrando o campo composicional de pelitos comuns e pelitos aluminosos (Pattison, 2001).* **.....121**

Figura. 6.4.2. *Diagrama AFM (Thompson, 1957) com amostras de xistos da Serra da Estância destacado em verde e Serra de Carrancas em azul (segundo Silva, 2010).* **.....121**

Figura. 6.4.3. *Granada sin-cinemática do tipo "snowball", mostrando crescimento ao longo da capa de deformação rica em micas ("mica rich strain caps"). Ênfase variação composicional de Mn com núcleo enriquecido do início da blastese (modificado de Trouw, 2008).* **.....122**

Figura. 6.4.4. *Relação de blastese mineral das principais fases minerais e suas respectivas fases de deformação na Serra da Estância e Serra do Pombeiro.* **.....123**

Figura. 6.4.5. *(Car-II- 108A). Porfiroblasto de granada sin-S2 em meio a finos prismas de cloritóide que determinam a foliação S2. Nicóis descruzados (Lado maior 3,25mm).* **.....123**

Figura. 6.4.6. *(Car-I-45). Porfiroblastos octaédricos de cloritóide sin-S2. Nicóis descruzados. (Lado maior 1,30mm).* **.....123**

Figura. 6.4.7. *(Car-I-48) Porfiroblasto de estaurolita sin-S2, substituindo prismas cloritóide da foliação e sendo substituído por mica branca. Serra da Estância. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).* **.....124**

Figura. 6.4.8. *(Car-I-92) Porfiroblasto de estaurolita pós-cinemático, carimbando a foliação. Serra da Estância. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).* **.....124**

Figura. 6.9.9. *(Car-I-33) Paragênese de Ky+Cld na Serra da Estância. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).* **.....124**

Figura. 6.9.10. *(Car-I-33) Porfiroblastos de cianita esqueletal em paragênese com cloritóide. Serra da Estância. Nicóis descruzados. (Lado maior 1,30mm)* **.....124**

Figuras. 6.4.11 *e* ***6.4.12.*** *Diagrama AFM (modificado de Thompson, 1957) ilustrando a paragênese Grt+Chl+Cld em fácie xisto verde, zona da granada e a paragênese St+Chl+Cld em fácie de transição de xisto verde para anfibolito.* **.....124**

Figura. 6.4.13. *Diagrama AFM (modificado de Thompson, 1957) ilustrando a paragênese Grt+St+Ky em fácie anfibolito médio.* **.....126**

Figura. 6.4.14. *Blastese mineral das Serras das Bicas, Moleque e Chapada das Perdizes.* **.....126**

Figura. 6.4.15. *(Car-IX-26). Inclusões de cloritóide nos porfiroblastos de granada sin-S2; notar que eles também estão presentes na fratura associados à clorita, substituindo a granada no retrometamorfismo pós- cinemático. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).* **.....127**

Figura. 6.4.16. *(Car-IX-26). Grande porfiroblasto de estaurolita prismática se desenvolvendo substituindo porfiroblastos de granada no metamorfismo progressivo. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).* **.....127**

Figura. 6.4.17. *(Car-VI-46). Cristais de estaurolita inclusos nos porfiroblastos de granada que crescem em D2 substituindo estaurolita. Descruzados. (Lado maior 3,25m).* **.....127**

Figura. 6.4.18. *(CM-VI-150) Paragênese de Grt+Ky+St+Bt marcando descompressão da rocha em fácies anfibolito. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm.* **.....127**

Figura. 6.4.19. *(Car-IX-26) Substituição de granada por Chl+Cld no retrometamorfismo pós-cinemático. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).* **.....127**

Figura. 6.4.20. *(Car-VI-03) Grandes cristais de cloritóide retrometamórficos. Nicóis cruzados. (Lado maior 3,25mm).* **.....127**

Figura. 6.4.21. *Diagrama AFM (modificado de Thompson, 1957) ilustrando a paragênese Grt+Chl+Bt.em fácies xisto verde, zona da granada.* **.....128**

Figura. 6.4.22. *(Car-I-14) Porfiroblasto de granada sin-S2 com bordas retrometamórficas substituídas por clorita e biotita. Sul da Serra da Estância. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).* **.....129**

Figura. 6.4.23. *(IT-I-53b) Porfiroblasto de granada sin-S2, intensamente substituído por clorita e granada retrometamórficas. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).* **.....129**

Figura. 6.4.24. *Relação de blastese mineral com as principais fases de deformação.* **.....129**

1. Introdução

Em domínios internos de orógenos colisionais, o transporte tectônico é acompanhado pela formação de dobras recumbentes, associadas ou não a dobras em bainha *("sheath folds")* e transposição. No geral, nappes de segmentos profundos da crosta continental transicionam a um sistema de cavalgamentos (Boyer & Elliot, 1982), no processo de extrusão destes segmentos orogênicos.

O processo de extrusão de rochas descoladas da crosta continental profunda é acompanhado muitas vezes de uma inversão tectônica, onde rochas da base da crosta em alto grau metamórfico são deslocadas por sobre rochas supra-crustais de baixo grau através de zonas de cisalhamento de baixo ângulo, resultante de uma deformação não-coaxial (cisalhamento simples) sin-metamórfica. Esse é um dos principais mecanismos geradores de *nappes* e *sistemas de cavalgamentos* (Boyer & Elliot, 1982; Dennis *et al.*, 1981), cujas cunhas tectônicas do tipo *thick-skinned* (Fritz *et al*., 1996; Tozer *et al*., 2002) sofrem transporte tectônico em direção ao ante-país na ordem de centenas de quilômetros, ao longo de planos de descolamento e ruptura onde se concentram a deformação.

Uma das evidências da distancia mínima percorrida pelas *nappes* são as estruturas tectônicas do tipo *klippe.* Essas estruturas são testemunhos de corpos alóctones, isolados por meio da erosão sobre rochas completamente distintas, mostrando muitas vezes contraste metamórfico. Um exemplo regional a ser considerado é o Sistema de Nappes Andrelândia (Campos Neto *et al*., 2007) que possui as *klippes* granulíticas Aiuruoca, Carvalhos e Serra da Natureza como porções frontais da *Nappe* Pouso Alto, evidenciando um transporte mínimo de 60 km.

O Sistema de *Nappes* Carrancas, localizado na borda sul do Cráton do São Francisco, local de estudo, é interpretado na região de Carrancas por diversos autores como uma estrutura em *klippe* (Trouw *et al*., 1980, 1982, 1983; Ribeiro, 1980; Heilbron, 1984), sendo um exemplo da transição entre uma deformação do tipo *thick-skinned* a um sistema de cavalgamento em duplex (Trouw *et al*., 1983; Campos Neto *et al*., 2004), transportado por zonas de cisalhamento de baixo ângulo e desenvolvido sob condições metamórficas na transição entre as fácies xisto verde e anfibolito.

2. Objetivos e importância do projeto

Os objetos de estudo deste trabalho são os metassedimentos do Grupo Carrancas, que compõem as principais serras da região e que configuram uma enorme estrutura, dobrada e falhada sobre antigas rochas do Cráton do São Francisco.

Os principais objetivos da pesquisa foram:

- uma análise estrutural detalhada, com o reconhecimento dos principais eventos deformacionais sin e pós-metamórficos, e da hierarquia entre zonas de cisalhamento e fases de dobramento, compatibilizando cinemática e vergência das estruturas;
- estabelecimento das relações estruturais e litoestratigráficas entre o Grupo Carrancas e as unidades gnáissicas e do granada-clorita-biotita-quartzo xisto, que possui afinidades composicionais com o Xisto Santo Antônio da *Nappe* Andrelândia (Campo Neto *et al*., 2007);
- descrição e petrografia das unidades litoestratigráficas, com ênfase no estudo microtectônico que relaciona metamorfismo, deformação e cinemática;
- consequências tectônicas das relações estruturais e estratigráficas obtidas;
- integração geológica na escala 1: 50.000.

Além da organização de um grande banco de dados estruturais e petrográficos em um sistema SIG (Sistema de Informação Geográfica) (Bizzi *et al.*, 2003), este projeto é de fundamental importância no que diz respeito às consequências tectônicas. O detalhamento estrutural nas zonas de fechamento periclinal dos grandes dobramentos de 1ª ordem, e a identificação de novas zonas de cisalhamento, pode acarretar na mudança da estratigrafia, alterando muitas vezes a relação entre os principais contatos tectônicos e posicionando unidades tidas até então como autóctones em unidades alóctones. Em larga escala, tais alterações podem influenciar na interpretação da proveniência sedimentar (*e.g* tipo de bacia) e, portanto, podendo ter implicações na compreensão da evolução do sistema orogênico e da Colagem Brasiliana no sudeste brasileiro.

3. Metodologia

3.1. Trabalhos de campo e o mapeamento geológico

Nos anos de 2008, 2009 e 2010 foram realizadas oito etapas de campo, totalizando 60 dias de trabalho na região de Carrancas, Itumirim, Itutinga e Minduri, sendo muitos destes com a colaboração de grupos de graduação a partir da disciplina de Mapeamento Geológico. Este apoio foi importante para a coleta de uma grande quantidade de dados estruturais, litológicos (reconhecimento das principais unidades litoestratigráficas) e amostras para petrografia metamórfica e microtectônica, fundamentais para a confecção do mapa geológico e compreensão da área.

Os mapas foram desenhados em campo na escala 1: 25.000, sobre bases topográficas do IBGE 1: 50.000 ampliadas. Para maior precisão e consistência nos traçados do mapa, foi feita uma minuciosa fotointerpretação em imagens de satélite retiradas do programa Google Earth e remontadas em mosaicos com resolução espacial até a escala 1: 5.000 com auxílio do software *"Stitch Maps"*.

Para a integração geológica, que consiste na organização do banco dados litológicos e estruturais em um sistema SIG e a confecção do mapa geológico final, foi utilizado o programa *"ArcGis 9.3".*

3.2. Análise estrutural e levantamento estratigráfico

Os dados estruturais (*e.g* foliações, lineações, indicadores cinemáticos, etc) foram coletados em campo com notação CLAR (rumo do mergulho/mergulho) e tratados de acordo com os procedimentos clássicos da geologia estrutural (Ramsay, 1967; Turner & Weiss, 1963; Hobbs *et al*., 1976; Ramsay & Hubert, 1983, 1987; MacClay, 1987; Davis & Reynolds, 1996), envolvendo a descrição e análise das relações geométricas e cinemáticas das estruturas tectônicas, buscando a hierarquização das principais fases deformacionais, com base em critérios de superposição de dobramentos (Grasemann *et al*., 2004) e estruturas típicas de zonas de cisalhamento.

Para a visualização geométrica dos elementos estruturais, ainda fazendo parte dos tratamentos clássicos acima citados, o pólo dos elementos planares (foliação, xistosidade, clivagem espaçada e clivagem de crenulação) e as lineações (mineral, estiramento, crenulação e *mullion*) foram plotados em estereogramas, além de mapas e seções geológicas *(Anexos III e IV).*

As seções geológicas, levantadas na escala 1: 25.000 ou até 1: 15.000, quando complementadas com a análise estrutural detalhada, possibilitaram a proposição de uma litoestratigrafia contínua, a partir de contatos normais, no geral transicionais, enquadrados em um sistema regional de fácies e sistemas deposicionais (Vail *et al*., 1977).

3.3. Petrografia, metamorfismo e microtectônica

Durante os trabalhos de campo foram realizadas coletas sistemáticas de amostras para laminação, muitas delas orientadas, buscando compreender todas as unidades litoestratigráficas e suas sutis variações mineralógicas e texturais, totalizando 613 lâminas delgadas descritas *(Anexos I e II).*

As relações microestruturais de recristalização e crescimento das principais fases minerais sin-metamórficas (paragêneses), com suas respectivas fases deformacionais, quando aliadas ao estudo mesoscópico, oferecem consistência aos resultados cinemáticos e condições térmicas em que cada estrutura se desenvolveu (Passchier & Trouw, 1996, 2005), auxiliando na compreensão da progressão da estrutura alóctone.

No presente trabalho, a caracterização do metamorfismo possuiu caráter descritivo e regional, tendo como foco a identificação das principais paragêneses minerais e suas variações ao logo da estrutura.

As principais reações minerais observadas nas seções delgadas, juntamente com diagramas termodinâmicos em diferentes sistemas químicos (Spear, 1993; Yardley, 1989), colaboraram na restituição das condições metamórficas aos quais as rochas foram submetidas, embora fossem necessários métodos analíticos mais elaborados para maior precisão.

As rochas metamórficas foram classificadas primeiramente em *"orto"* e *"para"* derivadas, de acordo com a gênese de seus protólitos, e nomeadas a partir das características de sua estrutura (*e.g*. gnaisse, xisto, fels, *etc*) e da classificação modal de seus principais constituintes mineralógicos (Best, 2003). As abreviações minerais utilizadas foram seguidas segundo Kretz (1983).

4. Apresentação da área

A área cujo trabalho foi realizado localiza-se próximo ao sul do estado de Minas Gerais (MG), pertencendo à região sudeste do Brasil e a meso-região do Campo das Vertentes. Situada a sudeste de Lavras- MG abrange os municípios de Itumirim, Itutinga e Carrancas, compondo grande parte das folhas topográficas SF-23-X-C-I-3, SF-23-X-C-I-4 e SF-23-X-C-IV-2 respectivamente, estando entre as latitudes 21°15'S - 21°35'S e longitudes 44°55'W – 44°30'W *(Figuras. 4.1, 4.2, 4.3 e 4.4).*

O principal acesso até região se dá pela BR- 381 (Rodovia Fernão Dias) que interliga Belo Horizonte- MG a São Paulo- SP com direção aproximadamente N-S, que por sua vez dá acesso a BR- 265 sentido leste, que passa por Lavras- MG e Itumirim, chegando até o município de Itutinga que possui uma grande represa. Para chegar até a cidade de Carrancas- MG, a partir de Itutinga, deve-se seguir sentido sul onde logo se avista a Serra de Carrancas.

A região como um todo tem seu valor histórico, fazendo parte não só da antiga *Estrada Real*, que ligava Diamantina- MG a Paraty- RJ escoando ouro, diamante e pedras preciosas no século 18, como também foi caminho da *Ferrovia do Aço*, construída e não finalizada na década de 70.

A complexa estrutura em formato de "Z", objeto de estudo, é composta por serras, cujas geometrias são condicionadas principalmente pela disposição dos elementos estruturais planares (foliação metamórfica principal). Dentre essas serras estão: *Serra da Estância, Serra do Pombeiro, Serra do Galinheiro, Serra de Carrancas, Serra das Bicas, Serra do Moleque, Serra das Broas e Chapada das Perdizes (Figura. 4.5).*

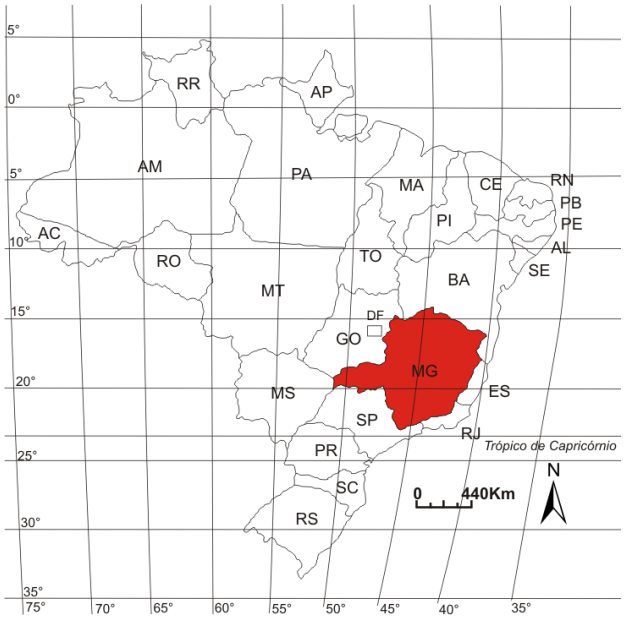


***Figura. 4.1**. Mapa político do Brasil indicando o posicionamento geográfico do estado de Minas Gerais. (modificado do IBGE)*

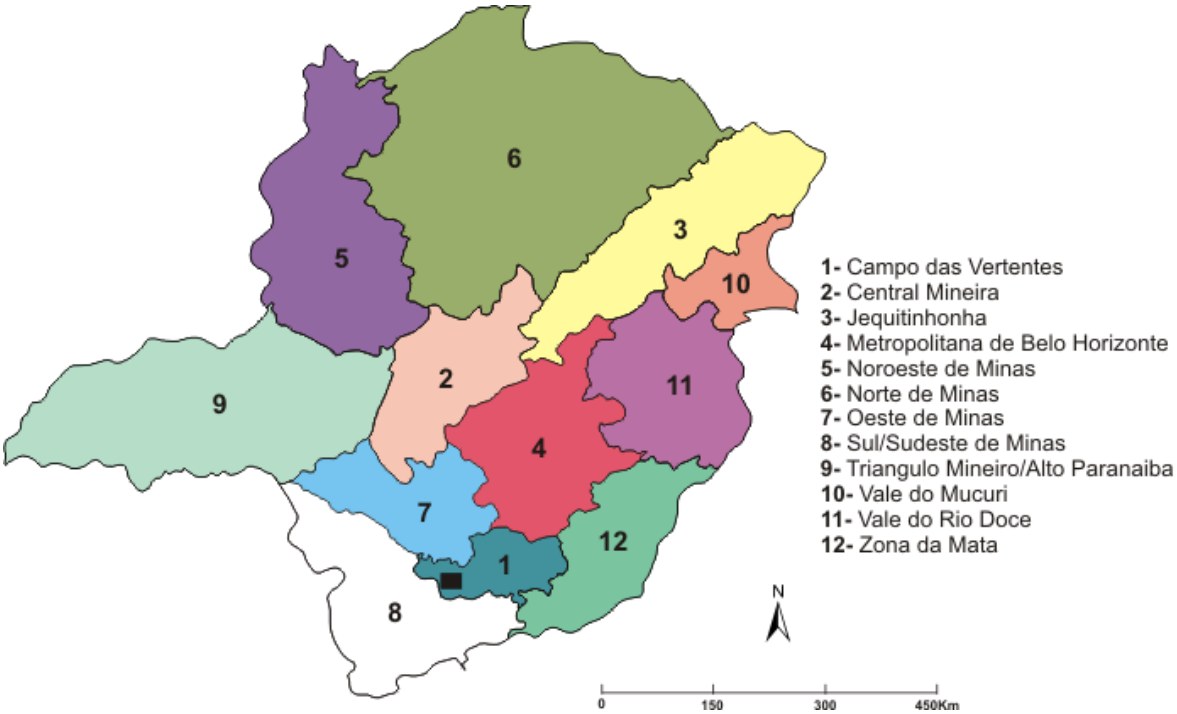


***Figura. 4.2**. Mapa das meso- regiões do estado de Minas Gerais. (modificado do IBGE)*

***Figura. 4.3**. Mapa do estado de Minas Gerais com ênfase na localização da área de estudo indicada na cor amarela. (modificado do IBGE)*

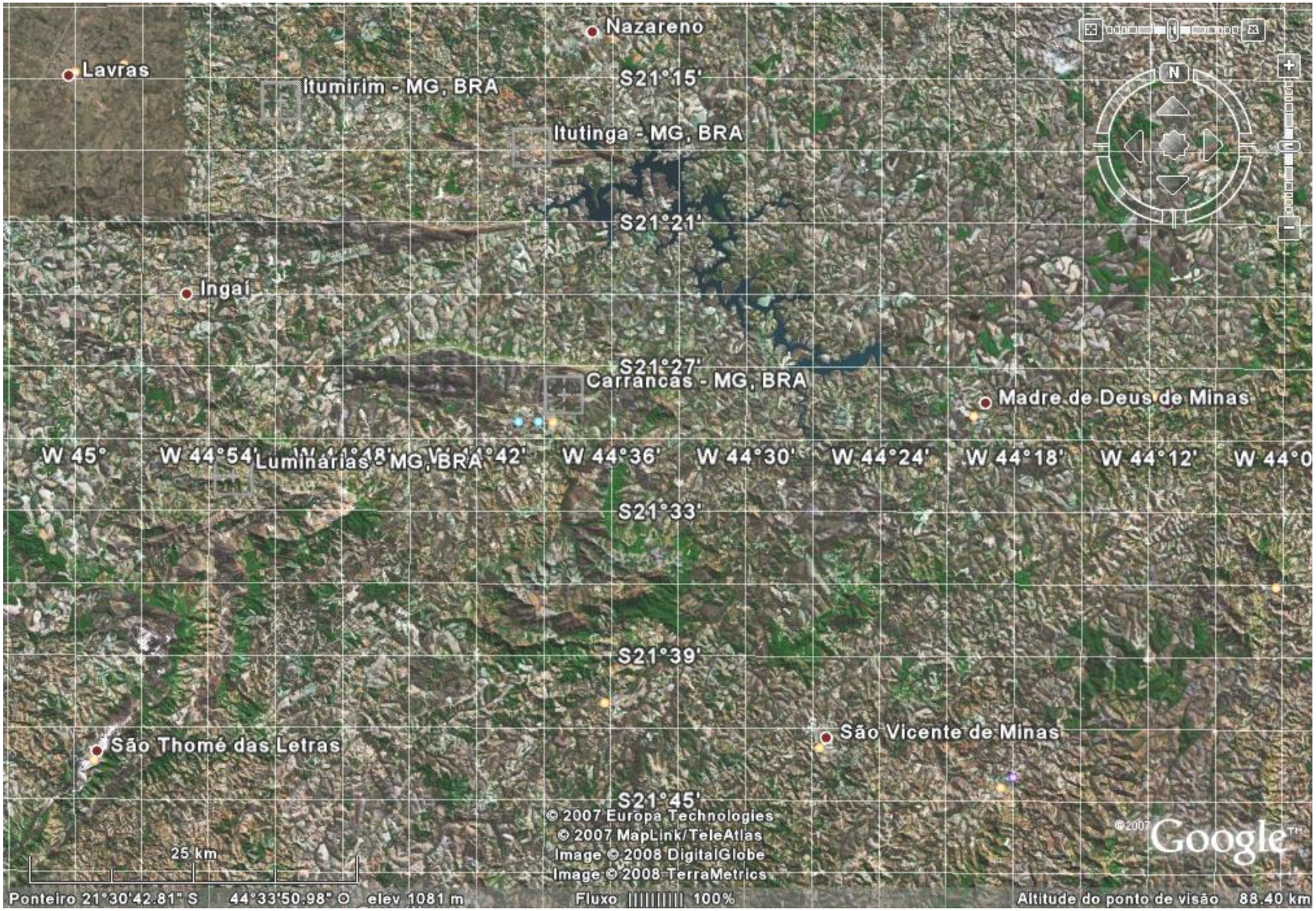


Figura. 4.4*. Imagem de satélite extraída do Google Earth mostrando a área de estudo e seus arredores. Nota-se ainda o complexo serrano em formato de "Z" e a represa de Itutinga a norte.*

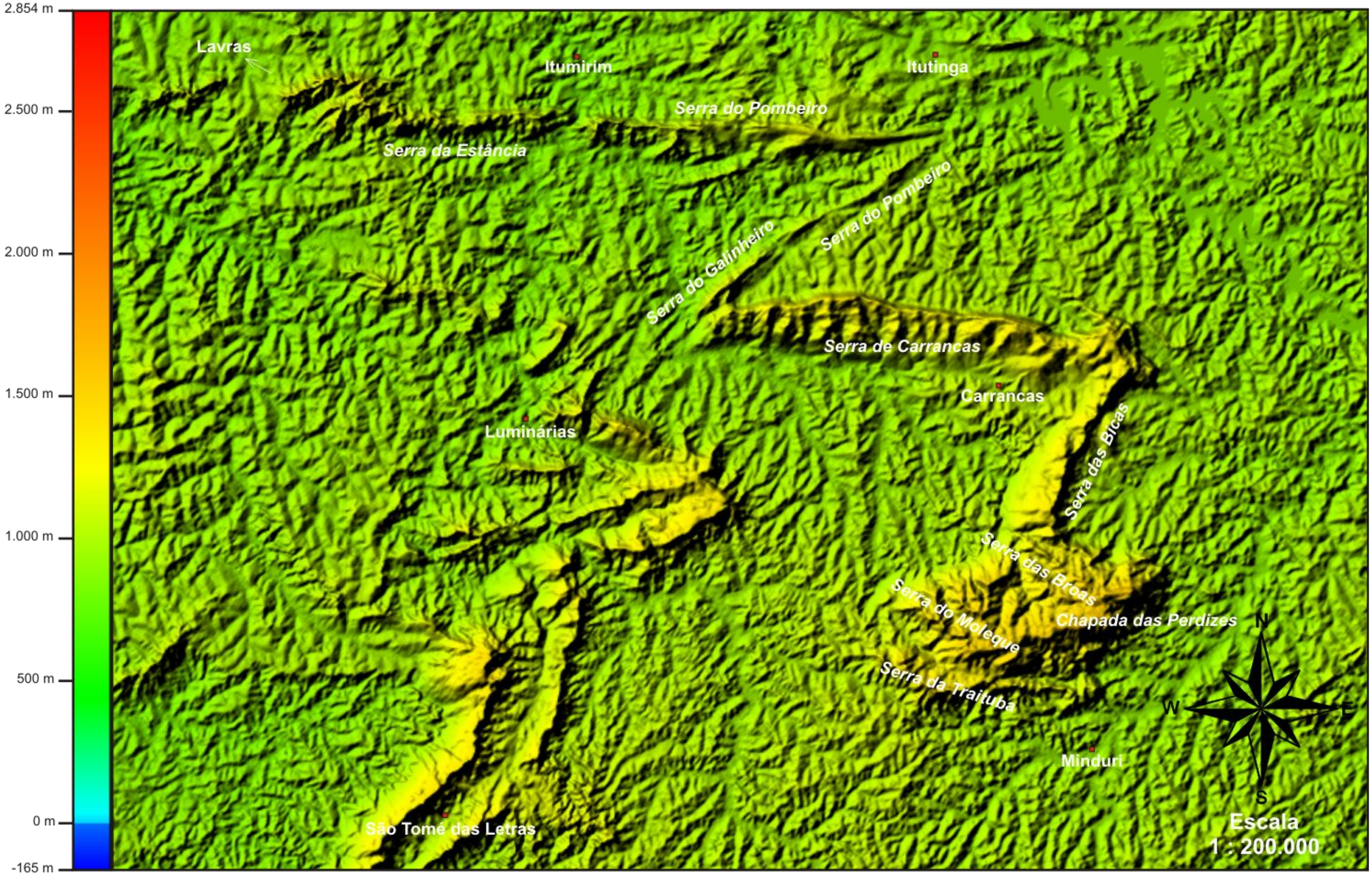


Figura. 4.5*. Imagem SRTM plano- altimétrica extraída a partir do programa Global Mapper, enfatizando a disposição e localização das principais serras da região.*

5. Revisão Bibliográfica

5.1. Geologia Regional

5.1.1. Breve Histórico e trabalhos pioneiros

No início do século XX foram efetuados os primeiros trabalhos de mapeamentos geológicos regionais (Derby, 1905 e 1906) que delimitaram contatos importantes entre rochas metassedimentares meso ou epimetamórficas (sistema algoniano) e rochas gnáissicas com metassedimentos incluídos (sistema arqueano), contribuindo para a compreensão do pré-cambriano no Brasil. Derby (1905 e 1906), em seus trabalhos pioneiros, dividiu ainda os metassedimentos do sistema algoniano em Série Minas e Série Lavras, com base no contraste de fácies metamórfica entre ambas.

Lamego (1938) identificou uma discordância angular, separando micaxistos da Série Minas de gnaisses granitizados arqueanos. Barbosa (1954) introduziu os termos Série Mantiqueira e Série Barbacena, sendo a primeira composta de gnaisses granitizados arqueanos que se estendem pelo Rio de Janeiro e Serra da Mantiqueira, até a borda oeste do Quadrilátero Ferrífero. A Série Barbacena seria constituída de xistos granitizados e xistos ultramáficos - “xistos verdes” associados a calcários, quartzitos e gonditos. Para Oliveira & Leonardos (1943) a Série Barbacena deveria pertencer a uma série intermediária entre a Série Minas e a Série Mantiqueira, devido à discordância já referida por Barbosa (1954).

Já na década de 50, trabalhos de mapeamento mais detalhados (1:100.000) na região do sul de Minas Gerais foram elaborados por Heinz Ebert, redefinindo o arqueano (Grupo Barbacena) com a definição da Formação Lafaiete, Seqüência Granítico-Migmatítica e Gnaisses Piedade, além do algoniano (metassedimentos). Ebert (1955) observou que os metassedimentos na região de São João Del Rei não eram invadidos por intrusões graníticas, e que, portanto, não pertenciam a Série Barbacena como proposto por Barbosa (1954). Identificou ainda que o metamorfismo regional aumentava de norte para sul em um padrão invertido, resultado da tectônica de nappes com imbricamentos e cavalgamentos, estabelecendo assim correlações regionais entre metassedimentos alóctones (Ebert, 1956, 1957, 1958, 1968, 1984). Os vários horizontes estratigráficos identificados, incluindo os quartzitos Carrancas-Luminárias-São Tomé das Letras, apresentavam muitas variações litológicas. Tais variações foram interpretadas por Ebert (1984) como mudanças laterais de fácies sedimentares ou devido às diferenças no grau metamórfico.

Na região de Carrancas, Dayan & Baptista (1974 *apud* Paciullo 1997, 1984, 1987) enfatizou a trama estrutural e a litoestratigrafia da região, reconhecendo duas fases de deformação com padrões de interferência do tipo 2 (Ramsay, 1967), e três unidades mapeadas *(vide item 5.2.1)*.

Os modelos estruturais e litoestratigráficos mais atuais da região de Carrancas-Itumirim-Minduri são resultado de trabalhos sistemáticos na escala 1:25.000 e 1:50.000, realizados na década de 80 pela UFRJ, com apoio de mestrandos e equipes de graduação. O Grupo Carrancas foi redefinido como constituído pela Formação São Tomé das Letras e Formação Campestre, e afetado por três fases deformacionais (D1, D2 e D3) sob regime de metamorfismo do tipo barroviano (Trouw *et al*., 1980, 1982, 1983, 1984, 1986; Paciullo, 1980; Ribeiro, 1980; Ribeiro & Heilbron, 1982, Heilbron, 1984). Nessa concepção, o Grupo Carrancas, por apresentar litotipos semelhantes ao dos Grupos São João Del Rei e Andrelândia, foi considerado como uma fácies sedimentar transicional entre esses grupos, pertencendo ao mesmo ciclo deposicional como anteriormente proposto por Ebert (1968) (Paciullo, 1997; Ribeiro *et al*., 1995).

5.1.2. Contexto Geotectônico

O Escudo Atlântico, localizado na porção oriental da Plataforma Sul-Americana, compreende uma extensa área de terrenos pré-cambrianos que podem ser compatimentados em quatro principais províncias estruturais: São Francisco, Borborema, Tocantins e Mantiqueira (Almeida *et al*., 1977, 1981) *(Figura. 5.1)*. Essas províncias preservam importantes registros tectônicos, magmáticos e sedimentares do neoproterozóico durante o Ciclo Brasiliano ao longo dos diversos estágios do ciclo de Wilson (Almeida, 1967; Brito Neves *et al*., 1999).

A Colagem Brasiliana no sudeste brasileiro pode ser sintetizada em dois sistemas orogênicos maiores, Tocantins e Mantiqueira (Brito Neves *et al*., 1999; Campos Neto, 2000) ou Faixas Brasília e Ribeira (Trouw *et al*., 2000b; Campos Neto *et al*., 2004). Essa colagem é resultado da aglutinação de diversos terrenos em múltiplas orogêneses, que culminaram na formação do protocontinente Gondwana durante o neoproterozóico (Campos Neto & Caby, 1999). O Orógeno Brasília Meridional registra epsódios de subducção e colisão no fechamento do paleo-oceano Goianides, fragmentos estes oriundos da quebra de Rodínia durante o Toniano (1Ga), representando a convergência e subducção da placa Sanfranciscana sob a placa Paranapanema (Maragoni, 1994; Mantovani & Brito Neves, 2005). Já o Sistema Orogênico Mantiqueira está relacionado ao fechamento do paleo-oceano Adamastor, onde foram reunidos diversos terrenos e microplacas, sendo finalizado pelo Orógeno Araçuaí na convergência da margem passiva Sanfranciscana com o Terreno Juiz de Fora (Campos Neto *et al*., 2004).

Esses sucessivos orógenos, praticamente diacrônicos, resultaram em uma grande zona de interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira (Trouw *et al*., 1994, 2000a; Peternel *et al*., 2005) que se estende por quase toda Megassequência Andrelândia (Paciullo, 1997; Paciullo *et al*., 2000). Na região de Três Corações são identificadas quatro fases deformacionais: D_1 e D_2 ou D_{B1} e D_{B2} interpretadas como fases deformacionais continuas relacionadas ao transporte tectônico da Faixa Brasília; e mais dois pulsos deformacionais e metamórficos (D_{R1} e D_{R2}, possivelmente D_3 e D_4) relacionados a colocação posterior da Faixa Ribeira (Heilbron *et al*., 2000). Segundo Peternel *et al.* (2005) a primeira fase de deformação D_1 atuou no início da fase colisional entre as paleoplacas Sanfranciscana e Paranapanema (*Nappe* Socorro- Guaxupé), atingindo seu auge metamórfico em D_2 com a formação de sillimanita no topo da *Nappe* Varginha. As deformações relativas a Faixa Ribeira se desenvolveram em fácies anfibolito de baixa pressão, sendo que a primeira (D_3) gerou dobras de vergência para NW relacionados aos empurrões para NNW, e a segunda (D_4) gerou dobras abertas com eixos N-S e zonas de cisalhamento NE-SW, relacionadas a compressão E-W tardia, registrada em todo segmento central da Faixa Ribeira *(Figura. 5.2).*

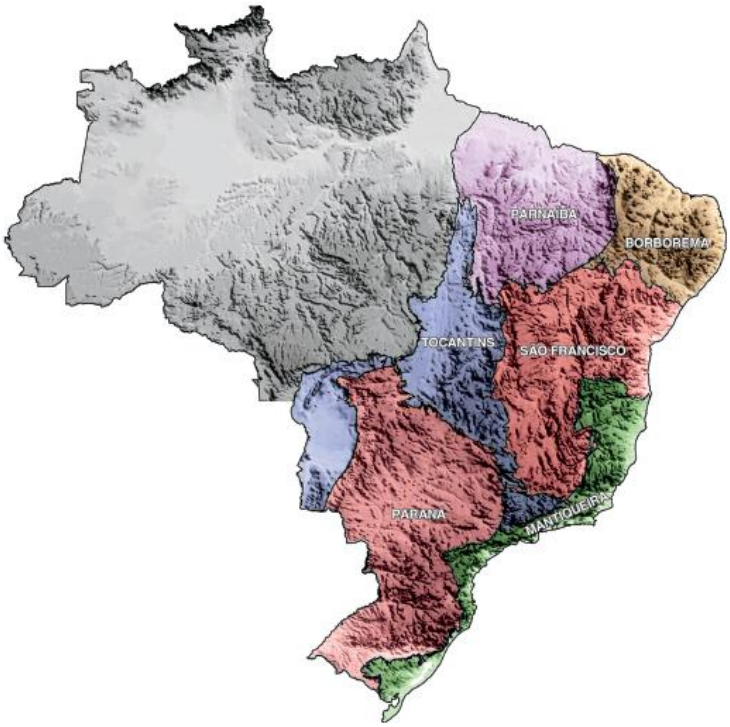


Figura. 5.1. *Províncias estruturais do Escudo Atlântico (Bizzi et al., 2003) modificado de (Almeida et al., 1977, 1981) sobre o modelo digital do terreno (Smith & Sandwell, 1997)*

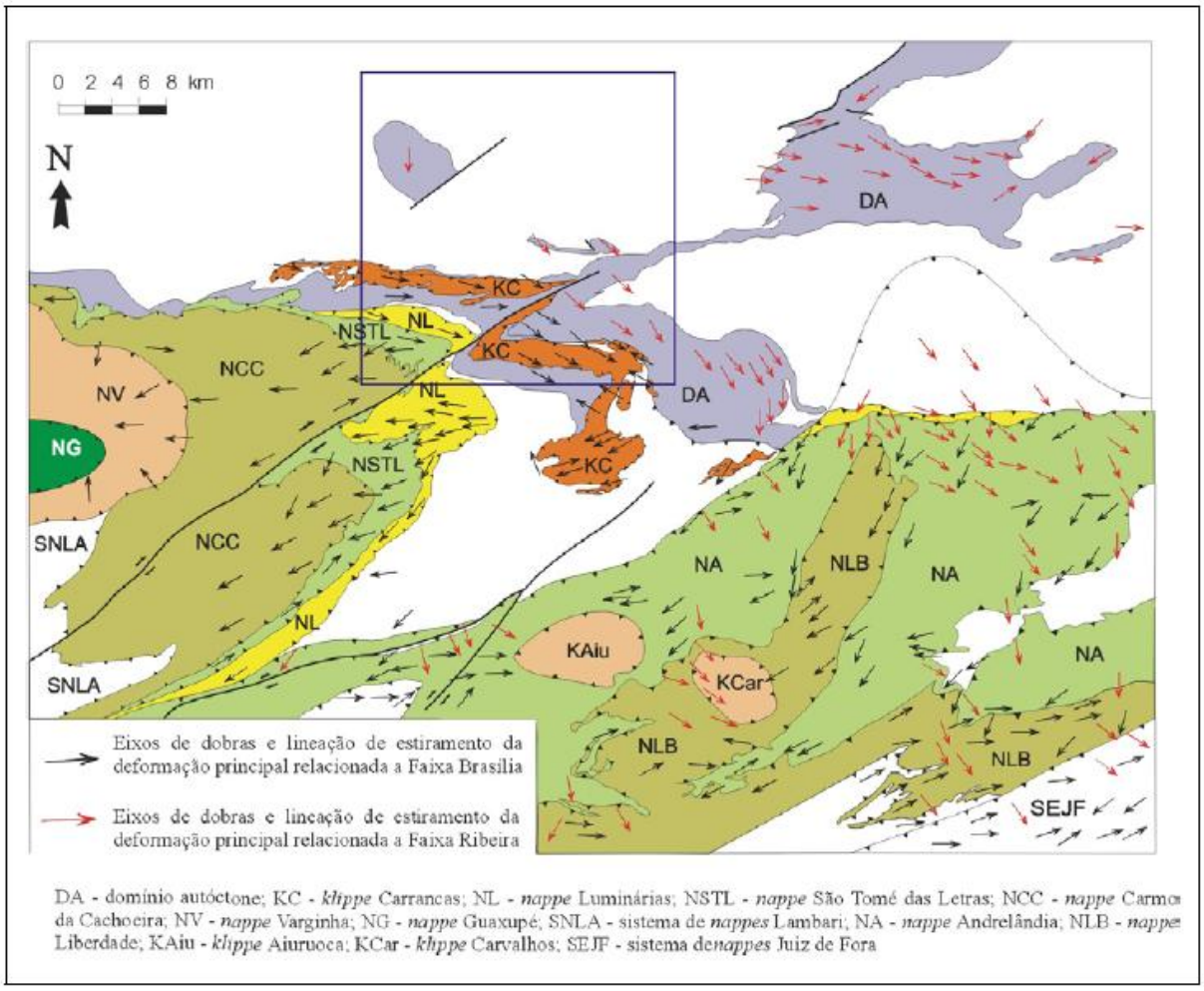


***Figura. 5.2**. Mapa simplificado da zona de interferência entre o extremo sul da faixa Brasília e o segmento central da faixa Ribeira, destacando a folha Lavras (Quéméneur et al., 2002) (modificado de Paciullo, 1997 e Trouw et al., 2000b)*

5.1.3. O Orógeno Brasília Meridional

O Orógeno Brasília Meridional, segundo Campos Neto *et al.* (2004), representa uma pilha colisional de *nappes* compartimentada em três ambientes tectônicos principais: domínio de arco magmático, desenvolvido na margem continental ativa da Placa Paranapanema (*Nappe* Socorro- Guaxupé, *nappe superior*), domínio continental subductado (Terreno Andrelândia e/ou Sistema de *Nappes* Andrelândia (Campos Neto *et al*., 2007)- *nappes intermediárias*) e domínios com afinidades de margem passiva, relacionados à Placa Sanfranciscana (Sistema de *Nappes* Carrancas e *Nappe* Lima Duarte - *nappes inferiores*) *(Figuras. 5.3 e 5.4).*

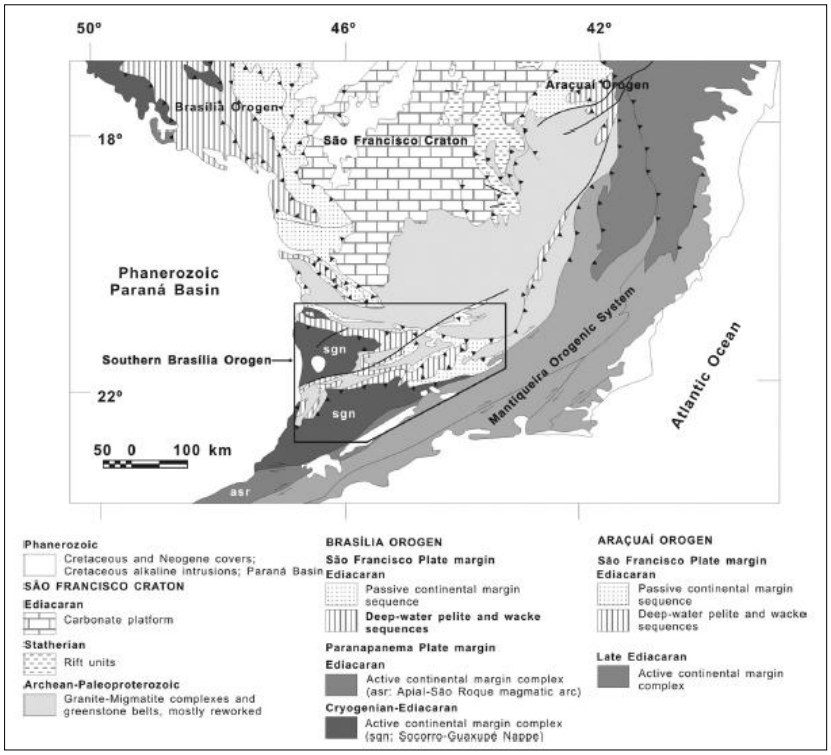


Figura. 5.3. *Mapa tectônico da porção sudeste do Cráton do São Francisco e Faixas Móveis neoproterozóicas ao seu redor, destacando o Orógeno Brasília Meridional (Campos Neto et al., 2010)*

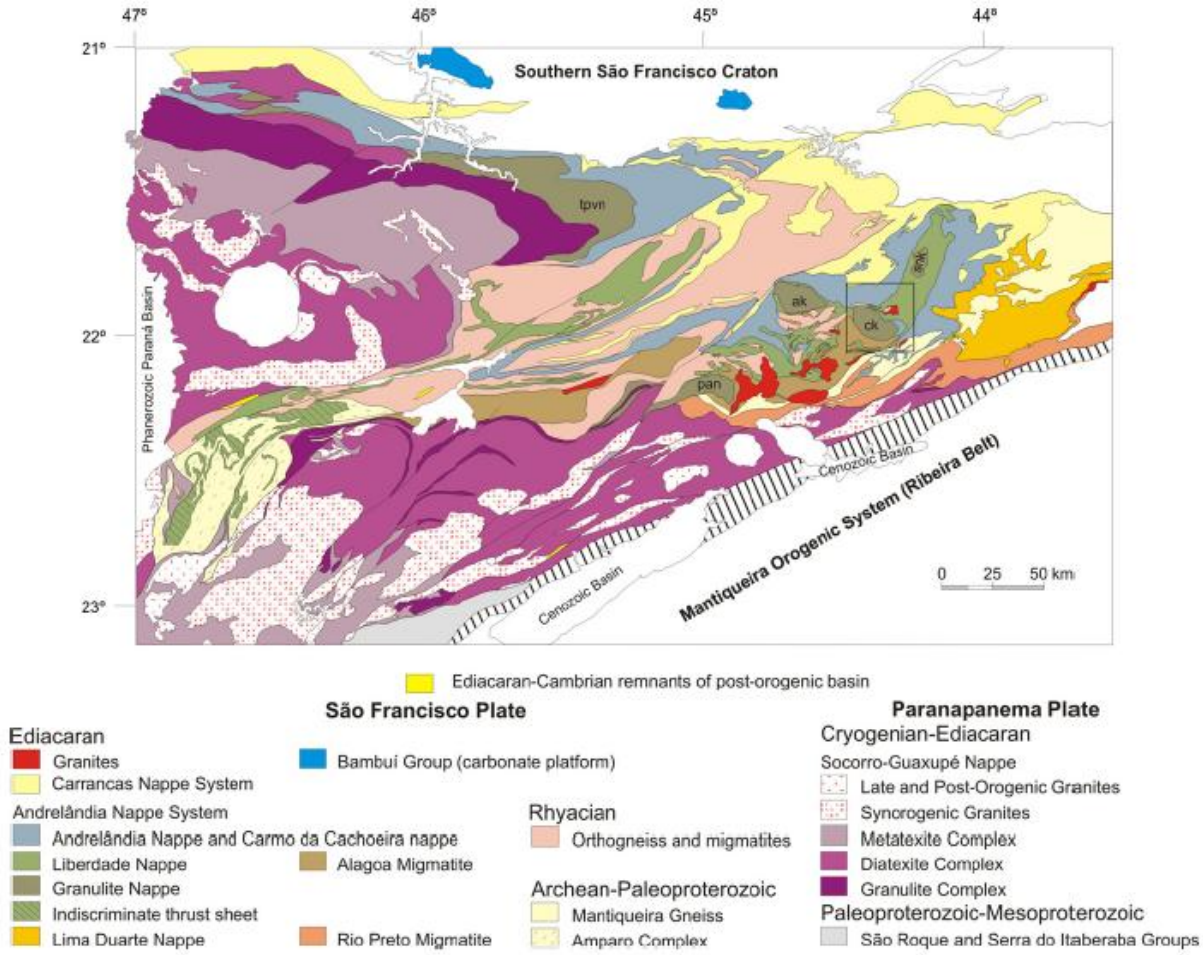


Figura. 5.4. *Compartimentação tectônica do Orógeno Brasília Meridional (Campos Neto et al., 2010)*

- *Nappe Socorro Guaxupé*

A *nappe* superior Socorro-Guaxupé é tida como uma espessa lasca de até 15 km de espessura, de idade neoproterozóica, organizada em uma pilha alóctone segmentada em dois lobos, Guaxupé a norte e Socorro a sul, separados por rampas verticais de alto ângulo. Esta pilha é composta por três unidades de crosta continental profunda: Unidade Granulítica Basal, Unidade Diatexítica Intermediária e Unidade Migmatítica Superior (Campos Neto & Caby, 2000).

A *Unidade Granulítica Basal* consiste de Grt-Bt-Opx granulito gnaisses bandados, enderbíticos à charnoenderbíticos, intercalados com gnaisses gabro-noritos. Esses granulitos félsicos possuem assinatura geoquímica cálcio-alcalina e composição intermediária, enquanto que os granulitos máficos apresentam assinatura de toleítos (Janasi, 1999; Campos Neto *et al*.,1996; Choudhuri *et al*., 1995). Na *Unidade Diatexítica Intermediária* predominam Bt-Grt diatexitos graníticos rosados, derivados da fusão por quebra de biotita a partir de fontes metaluminosas à peraluminosas (Haddad *et al*., 1997). A *Unidade Migmatítica Superior* é constituída por gnaisses migmatíticos metatexíticos com estrutura estromática, cujos mesossomas apresentam assinaturas químicas e isotópicas de metagrauvacas e de metapelitos (Janasi, 1999).

Supersuítes magmáticas ocorrem em diferentes níveis estratigráficos da *nappe*, compondo corpos de dimensões batolíticas. As suítes mais profundas são derivadas da fusão de granulítos da unidade basal (Campos Neto *et al*.,1988; Janasi *et al*., 1997 a e b), ao passo que no nível intermediário predominam granitóides híbridos, produtos da contaminação da crosta inferior por rochas básicas de zonas de subducção (Janasi, 1997). Os batólitos apresentam composição cálcio-alcalina, ocorrendo em corpos descontínuos, intrusivos e/ou *in situ* na porção superior da nappe (Campos Neto *et al.,* 2004).

Todas as unidades apresentam foliação metamórfica de baixo ângulo, com indicadores cinemáticos de topo para ENE, e lineação mineral desenvolvida em condições de deformação não-coaxiais.

O metamorfismo de ultra-alta temperatura, segundo dados geocronológicos, ocorreu há 625± 5Ma, gerando rochas intrusivas sin- tectônicas e restitos de fusão. As unidades superiores atingiram condições de 900± 50ºC – 6,5± 2kbar mostrando uma trajetória de aquecimento quase isobárico, análogos a ambientes de margem ativa com manto astenosférico raso (Campos Neto *et al*., 2004). Já a unidade granulítica basal atingiu gradiente bárico mais elevado 850ºC - 14kbar, podendo ser interpretado como uma raiz profunda de um arco magmático (Campos Neto & Caby, 2000; Garcia e Campos Neto, 2003; Freitas, 2000; Del Lama *et al*., 2000).

- *Sistema de Nappes Andrelândia*

O Sistema de *Nappes* Andrelândia (Campos Neto *et al*., 2007), primeiramente redefinido por Trouw *et al*., (1983) como Grupo Andrelândia e também retratado como Terreno Andrelândia (Campos Neto *et al*., 2004), é composto por uma pilha alóctone de aproximadamente 4.500m de espessura e estruturada por uma foliação metamórfica principal S_2 sub-horizontal. A foliação foi desenvolvida durante um intenso processo de cisalhamento dúctil, sob condições metamórficas de alta pressão, tanto em fácies anfibolito como em fácies granulito, preservando em alguns casos núcleos de retro-eclogitos (Campos Neto *et al*., 2004, 2007). Esse sistema de *nappes* é constituído por três alóctones maiores: a *Nappe* superior Pouso Alto e *klippen* adjacentes Aiuruoca, Carvalhos e Serra da Natureza; *Nappe* Liberdade, intermediária; e *Nappe* Andrelândia como base do sistema, em contato com topo do Sistema de *Nappes* Carrancas.

A *Nappe* Pouso Alto e as *klippen* Aiuruoca, Carvalhos e Serra da Natureza expõem rochas metapelíticas em fácies granulito com paragêneses de Opx + Ky + Grt + K-felds + Rt (Trouw *et al*., 1998; Cioffi, 2009; Campos Neto *et al*., 2010; Motta *et al*., 2010) que estão preservadas em bacias sinformais sobre micaxistos e/ou no *front* dos Migmatitos Alagoa. As *klippen* evidenciam um deslocamento mínimo da *nappe* na ordem de 100 km para N45ºE e registram pico metamórfico a T~900º e P~15kbar (Campos Neto *et al*., 2004).

A *Nappe* Liberdade (Trouw *et al.*, 2000a) é constituída por uma seqüência matassedimentar (xistos pelíticos, quartzítos, paragnaisses e rochas calciossilicáticas) em fácies anfibolito de alta pressão, que contém lascas de anfibolito *budinadas,* rochas metaultramáficas e retro-eclogitos, além de ortognaisses que compõem a infraestrutura paleoproterozóica e o Migmatito Alagoas que registra intensa anatexia neoproterozóica (Campos Neto *et al*., 2007). A presença de piroxênio sódico jadeíta em inclusões nas granadas indica que a seqüência foi submetida a condições de fácies eclogito retrometamorfizada (Trouw, 1992; Trouw *et al*., 2000a, 2000b; Campos Neto & Caby, 1999), remontando um ambiente de crosta continental em zona de subducção com profundidade mínima de 60Km (T~680ºC- P~17Kbar)(Campos Neto & Caby, 1999). A foliação S_2 principal da *nappe* é plano axial de dobras recumbentes orientadas na direção do transporte, E-NE na retaguarda e NE no *front,* e é estruturada em uma pilha de *nappes* anticlinais acompanhada de estiramento e budinagem durante o processo de exumação (Campos Neto *et al*., 2007). Zonas de cisalhamento de médio a alto ângulo também facilitaram o transporte da *nappe* funcionando como rampas laterais.

A *Nappe* Andrelândia (Trouw *et al*., 2000), que repousa sobre o Grupo Carrancas (Ribeiro & Heilbron, 1982), possui cerca de 1500m de espessura e compreende metapelitos na base, seguidos de *metawackes* e uma sequência metapelitos-psamítica no topo. É

dividida em três unidades litoestratigráficas principais (Campos Neto *et al*., 2007): Xisto Rio Capivari- unidade basal composta por um Sill-Ky-Grt-Ms-Bt xisto porfiroblástico com intercalações esparsas de metamáficas e quartzitos; Xisto Santo Antônio (Trouw *et al*., 1983)- unidade intermediária constituída por um Grt- Bt-Pl-Qtz xisto homogêneo *(metawacke),* cor acinzentada e que possui inúmeras venulações de quartzo centimétricas; Xisto Serra da Boa Vista- unidade do topo que inicia-se na base por um pacote de quartzito de ~300m de espessura, gradando no topo para um Chl-Ky-Grt-Ms-Qtz xisto porfiroblástico, localmente com mega-porfiroblastos de rutilo de até 10cm. A foliação S_2 é plano axial de dobras recumbentes geradas durante o transporte tectônico para NE com algumas inflexões, e é dobrada por D3 em dobras vergêntes para N-NW que rompem em cavalgamento na direção da vergência (Campos Neto *et al.,* 2007). Segundo Santos (2004) essa *nappe* foi submetida a um pico metamórfico de T~680ºC- P~12Kbar durante a deformação neoproterozóica datada de 602-611Ma (Campos Neto *et al*., 2007), e compatível com datações de Fetter *et al*. (2001), Valeriano *et al*. (2004) e Trouw & Pankhurst (1993).

- *Nappe Lima Duarte*

A *Nappe* Lima Duarte situa-se na porção oriental do sistema orogênico, sendo limitada a sul pela Zona de Cisalhamento Rio Preto que separa o Terreno Juiz de Fora (Costa *et al*., 1998; Pedrosa Soares & Noce, 1998). É cavalgada a sudeste pelo Sistema de *Nappes* Andrelândia e ambas cavalgam o Sistema de *Nappes* Carrancas, base do orógeno. Difere do Terreno Andrelândia (Campos Neto *et al*., 2004) ou Grupo Andrelândia (Trouw *et al*., 1983), principalmente no conteúdo litológico, registro metamórfico e na antiga infraestrutura alóctone incorporada (Complexo Mantiqueira). Consiste de quartzitos muito grossos, recristalizados em textura milonítica, onde ortoquartzitos predominam sobre quartzitos imaturos com restritas fácies ferríferas bandadas. Os quartzitos ocorrem em espessas lascas de até 750 m, imbricadas com Sil-Grt-Bt gnaisses migmatíticos (paragnaisses) que possuem intercalações esparsas e delgadas de gnaisses cálciossilicáticos. Ocorre um núcleo Mesoarqueano inserido como lasca na estrutura alóctone, composto de Hbl-Bt gnaisses e tonalito-trondjemíticos migmatíticos polimetamórficos (Campos Neto *et al*., 2004).

Na porção sul da estrutura o pacote metassedimentar encontra-se descolado sobre os Migmatitos Rio Preto gerando estruturas em *klippe* (Rocha, 2011), onde lineações minerais indicam fluxo da *nappe* para ENE a sul, sofrendo uma inflexão para NNE a norte. Esse transporte dos metassedimentos, na ordem de 60 km, foi controlado pela foliação de

baixo ângulo para SE e na forma de duplex rúptil, *thin-skinned,* posterior ao dobramento da foliação de vergência para NW (Campos Neto *et al*., 2004).

A presença de ortopiroxênio e sillimanita em quartzitos (Vilela, 2000) indica condições de ultra-alta temperatura na região de Lima Duarte. Granulitos básicos atingiram 950°C – 12 Kbar, com um resfriamento quase isobárico a uma profundidade de 35 Km, sugerindo uma cristalização sin-metamórfica de magma de composição intermediária. Já os paragnaisses não atingiram temperaturas maiores do que 800°C, apesar de já terem sofrido alguma anatexia. Este contraste parece indicar que o transporte da seqüência de paragnaisses ocorreu independente ao transporte dos quartzitos (Campos Neto *et al*., 2004).

O pico do metamorfismo progressivo dos paragnaisses é marcado pela quebra da muscovita, atingindo o campo de estabilidade da silimanita com temperatura de 807± 25ºC e pressão de 10± 0,6kbar. Registra uma trajetória inicial horária, descompressiva ao campo da sillimanita, diferentemente das rochas metabásicas e charnockíticas que evidenciam trajetórias anti-horárias. Desta forma, o avanço da *nappe* metassedimentar pode ter sido responsável pelo soterramento das rochas metabásicas e charnockíticas do Complexo Mantiqueira, explicando assim a pressão elevada nesses litotipos (Rocha, 2011).

- <u>*Sistema de Nappes Carrancas*</u>

O Sistema de *Nappes* Carrancas (Campos Neto *et al*., 2004) é organizado em uma pilha metassedimentar dividida em 4 escamas de cavalgamento que constituem o terreno frontal do Orógeno Brasília Meridional: *Nappe* Luminárias, *Klippe* Carrancas, Alóctone Serra da Bandeira e Alóctone Madre de Deus. Constitui-se basicamente de muscovita xistos grafitosos ± porfiroblásticos (Grt-St-Ky-Cld) com intercalações quartzíticas e de muscovita quartzitos placosos com mica esverdeada, Formação Campestre e Formação São Tomé das Letras respectivamente, que compõem o Grupo Carrancas (Trouw *et al*., 1980, 1983). É cavalgado pela *Nappe* Andrelândia e pela *Nappe* Lima Duarte, sendo sua infra-estrutura composta por Bt gnaisses granadioríticos finamente bandados e Hbl-Bt gnaisses bandados, ambos com intrusões de corpos metaultramáficos (Almeida, 1998) que delimitam as principais zonas de cavalgamento e recobrem aparentemente os gnaisses antigos da borda sul do Cráton do São Francisco.

A noroeste desse sistema de *nappes*, ocorre uma seqüência de quartzitos, micaxistos e rochas meta-ultramáficas que correspondem ao Complexo Petúnia, interpretada como fragmentos descontínuos de restos de crosta oceânica (Choudhuri *et al*., 1995), com idade arqueana de 2,94Ga, e que não apresentam registro isotópico de retrabalhamento paleoproterozóico.

As rochas meta-ultramáficas podem exibir paragêneses de Spl+Ol+Opx, e assim como parte dos gnaisses associados, registram condições de pico metamórfico a 800-850ºC- 12kbar que remetem a ambientes de inicio de soterramento em zonas de subducção, contrastando com os metassedimentos barrovianos do Grupo Carrancas. Esse contraste sugere que o soterramento das rochas gnáissicas e meta-ultramáficas foi independente ao dos metassedimentos, evidenciando grande aloctonia dos gnaisses em relação ao Grupo Carrancas (Campos Neto *et al*., 2004).

5.2. Geologia Local *(Região de Itumirim, Itutinga e Carrancas)*

5.2.1. Estratigrafia

Como continuação dos trabalhos iniciados por Ebert na década de 50, Dayan e Baptista (1974 *apud* Paciullo 1997, 1984) foi o primeiro a propor uma litoestratigrafia para a região de Carrancas, chamando o embasamento de complexo gnáissico e separando os metassedimentos observados em Grupo Rio Capivarí (xistos biotíticos também chamados de Xistos Angola), Fácies semi-pelítico (Quartzitos Pombeiro e Xistos Pedra Redonda) e Quartzitos Mato Dentro (quartzitos esverdeados) *(Figura. 5.5).*

Grupo Rio Capivarí xistos biotíticos
Fácies semi-pelítico **-** Fácies psamítico *(Quartzitos Pombeiro)* ***(domínio indiviso)*** Fácies pelítico *(Xistos Pedra Redonda)*
Quartzitos esverdeados *(Quartzitos Mato Dentro)*
Embasamento Complexo gnáissico

Figura. 5.5. *Litoestratigrafia da área de Carrancas proposta por Dayan (1974, 1984), modificada de Paciullo (1997).*

Dissertações de mestrado na região de Minduri (Paciullo, 1980), Itumirim (Ribeiro, 1980) e Carrancas, corroboraram para redefinir a sequência de xistos e quartzitos como **Grupo Carrancas** alóctone (Trouw *et al*., 1980), constituído pelas *Formações São Tomé das Letras e Campestre*. A *Formação São Tomé das Letras* seria composta por quartzitos

com mica esverdeada, contendo pequenas intercalações de muscovita xisto, também com mica esverdeada e possível enriquecimento em cromo. Já a *Formação Campestre* compreenderia um espesso pacote de filitos cinzas grafitosos com intercalações quartzíticas indivisas. Uma associação de gnaisses finos bandados, quartzitos, filitos, xistos verdes, gonditos, rochas meta-ultramáficas e ortognaisses, corresponderiam ao embasamento arqueano. A unidade do biotita xisto, assim como os quartzitos de Itutinga que afloram a norte da Serra da Estância, são colocados por esses autores como unidades autóctones pertencentes ao **Grupo São João del Rei** *(Figura. 5.6).*

Região de Itumirim e Itutinga (Autóctone) ***Grupo São João Del Rei***	**Região de Itumirim-Carrancas-Minduri (Alóctone)** ***Grupo Carrancas***
Biotita xisto Quartzito de Itutinga	*Formação Campestre*- filitos cinzas, grafitosos com intercalações quartzíticas. *Formação São Tomé das Letras*- quartzitos com mica esverdeada intercalado com poucos xistos.
Embasamento- Gnaisse fino bandado, filitos, quartzitos, xistos verdes, gonditos, rochas meta-ultramáficas e ortognaisses.	

Figura. 5.6. *Litoestratigrafia do Grupo Carrancas (Paciullo, 1980; Ribeiro, 1980; Trouw et al., 1980) na região de Itutinga, Itumirim, Carrancas e Minduri.*

Ribeiro & Heilbron (1982), a partir do agrupamento de colunas litoestratigráficas regionais, propuseram uma divisão do Grupo Carrancas em três fácies sedimentares alóctones, além de uma fácies sedimentar autóctone pertencente ao Grupo São João Del Rei, todas mostrando gradações laterais e verticais entre si. São:

- *Fácies sedimentar Itumirim- Carrancas- Minduri (Alóctone)*- Essa fácies sedimentar é subdividida em duas formações: Formação São Tomé das Letras e Formação Campestre. Descrevem a *Formação São Tomé das Letras* como sendo composta basicamente por um quartzito micáceo com muscovita esverdeada e turmalina que ocorrem freqüentemente associadas a opacos. São observados ainda níveis ricos em cianita, níveis de quartzito maciços, filitos e/ou xistos com muscovita verde, além de níveis esporádicos de micro-metaconglomerados ao sul de Itumirim. O quartzito possui variações texturais sendo no

geral de granulação fina a média, podendo se tornar de granulação grossa. A espessura estimada da formação é de 50 a 100m, dispondo-se no mapa em grandes lentes. Já a *Formação Campestre* é caracterizada pela alternância em diferentes escalas de quartzito com muscovita branca, mica cinzenta grafitosa e quartzo-muscovita filitos ou xistos, apresentando turmalina e ilmenita como minerais acessórios comuns.

- *Fácies Três Pontas- Luminárias (Alóctone)*- Nessa fácies as Formações São Tomé das Letras e Campestre apresentam gradações verticais e laterais, contrastando com a fácies Carrancas, cujo contato é brusco. São descritos níveis esporádicos de filitos grafitosos encaixados no quartzito na região de Luminárias onde próximo a Serra Mandembe, juntamente com a transformação de filitos em xistos, surgem estaurolita e cianita.

- *Fácies São Tomé das Letras- Conceição de Rio Verde (Alóctone)* - Na Serra de São Tomé das Letras o principal litotipo é um muscovita verde quartzito capeado por um filito de micas verdes. Ocorrem localmente bancos de quartzitos maciços, grosseiros até micro-metaconglomeráticos. A base da Serra de São Tomé é constituída por xistos grafitosos associados à biotita xistos e quartzitos, intercalados com biotita gnaisses. Essa região é interpretada como uma zona de mistura tectônica, onde lentes de metassedimentos estão encaixados nos gnaisses do embasamento. Entre esses gnaisses, litotipos muito semelhantes aos biotita xistos do Grupo Andrelândia são observados. Devido a este fato, a zona de mistura tectônica é interpretada (Ribeiro & Heilbron.,1982) como zona de transição para o Grupo Andrelândia, que pode ser verificada na continuação direta da Serra de São Tomé a sul, com o muscovita verde quartzito mudando lateralmente e gradualmente para quartzito e quartzo xisto com muscovita e sillimanita.

- *Fácies metassedimentar autóctone*- Essa fácies é composta por um biotita xisto homogêneo, além de quartzitos, filitos e xistos equivalentes ao da Formação Campestre. O biotita xisto é composto de quartzo, clorita, muscovita e biotita, contendo como minerais acessórios mais comuns carbonato, apatita, plagioclásio, turmalina e opacos. Dispõe-se sobre os filitos grafitosos, separados por uma zona de transição gradual que contém quartzitos e xistos com biotita e grafita. Outra característica desta zona de transição é o enriquecimento de feldspato nos metassedimentos e o biotita xisto que se torna semelhante ao do Grupo Andrelândia.

Ribeiro & Heilbron (1982) consideram como embasamento dos metassedimentos um biotita gnaisse tonalítico bandado, com estruturas migmatíticas intensamente deformadas

Com significativos avanços no mapeamento geológico da área (Heilbron, 1983; Chrispim, 1983), Trouw (1983) inseriu como unidade da base do Grupo Carrancas, um biotita gnaisse fino bandado com intercalações de anfibolito, rochas meta-ultramáficas, quartzitos e xistos, além de rochas calciossilicáticas *(Figura. 5.7)*. Trouw *et al*., (1984) também correlacionaram os Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia aos Grupos Canastra e Araxá, por possuírem semelhanças litoestratigráficas, estruturais e metamórficas.

Um nível de metaconglomerados com seixos estirados na direção x do elipsóide de deformação, contendo intercalações quartzíticas é descrito (Quéméneur *et al*., 2002) como sendo a base do Grupo Carrancas, evidenciando que a deposição é proximal em relação aos sedimentos da *Nappe* Luminárias *(Figura. 5.8).*

Grupo Carrancas
Formação Campestre filitos grafitosos com quartzito intercalado ***Formação São Tomé das Letras*** quartzito com micas esverdeadas ***Biotita gnaisse fino bandado***
Embasamento migmatitos, ortognaisses e granulitos (Grupo Mantiqueira); Gnaisse Piedade; faixas vulcano-sedimentares com ortognaisses asociados (Grupo Barbacena e Complexo Campos Gerais)

Figura. 5. 7*. Coluna litoestratigráfica do Grupo Carrancas segundo Trouw (1983) e Trouw et al., (1984).*

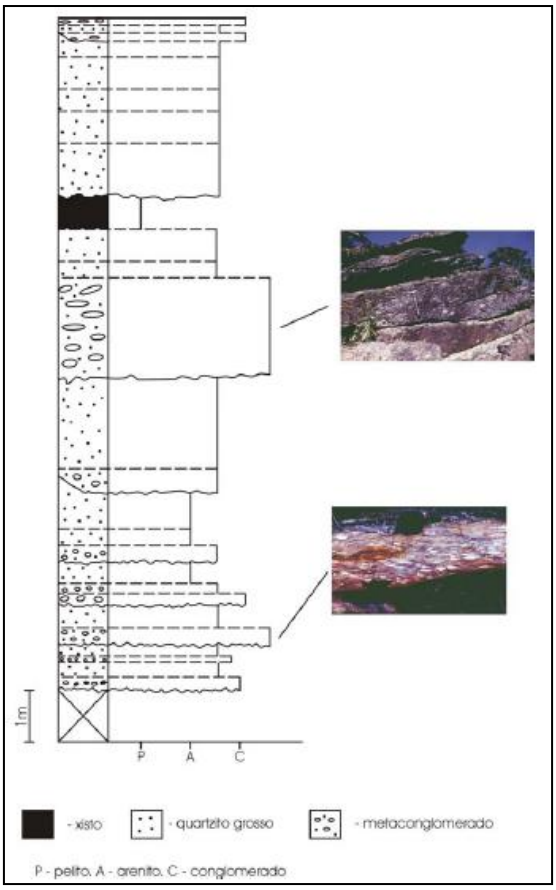


Figura. 5.8. *Perfil estratigráfico da ocorrência de metaconglomerado na base da Klippe Carrancas (Quéméneur et al., 2002).*

Mais recentemente, tanto o Grupo Carrancas como o Grupo Andrelândia, foram agrupados e redefinidos como “Ciclo Deposicional Andrelândia” (Ribeiro *et al*., 1995; Paciullo, 1997) ou “Megassequência Andrelândia” (Paciullo *et al*., 2003). Caracteriza-se pela sucessão metassedimentar neoproterozóica, constituída de litofácies distintas com rochas

ígneas associadas. Essa associação de litofácies foi compartimentada em seis unidades mapeadas, que da base para o topo são: A1 ou Na_1- paragnaisses com anfibolito associado; A2 ou Na_2- paragnaisses com quartzito, xisto e anfibolito intercalado; A3 ou Na_3- quartzito com mica verde e intercalações de xistos subordinadas; A4 ou Na_4- filitos e/ou xistos cinza grafitosos com intercalações quartzíticas; A5 ou Na_5- biotita xisto; A6 ou Na_6- biotita xisto/gnaisse com intercalações de rochas calciossilicáticas e anfibolitos.

São reconhecidas na Megassequência Andrelândia (Paciullo *et al*., 2003) duas seqüências deposicionais distintas. Uma delas é *Sequência Carrancas* da qual fazem parte a *Nappe* São Tomé das Letras, *Nappe* Luminárias e a *Klippe* Carrancas, todas estruturas pertencentes a domínios alóctones que englobam as litofácies Na_1, Na_2, Na_3 e Na_4. A outra sequência são os biotita xistos da *Sequência Serra do Turvo* (Na_5), interpretada como autóctone por sobre o Cráton do São Francisco. As duas seqüências deposicionais gradam para sucessões distais semelhantes que perfazem a unidade Na_6 *(Figuras. 5.9 e 5.10).*

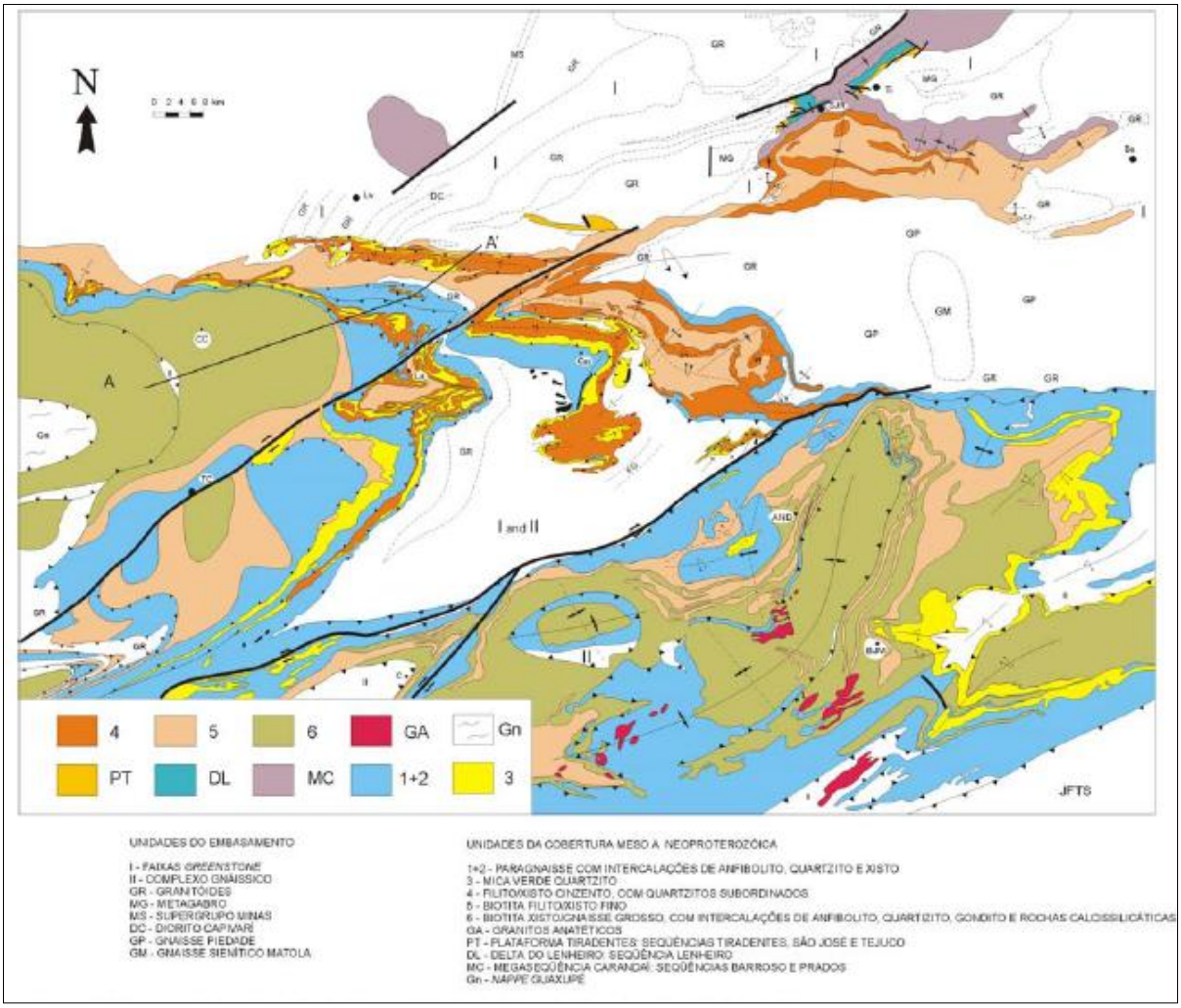


Figura. 5.9. *Mapa geológico regional enfatizando a distribuição da Megassequência Andrelândia (Paciullo, 1997; Trouw et al., 2000a)*

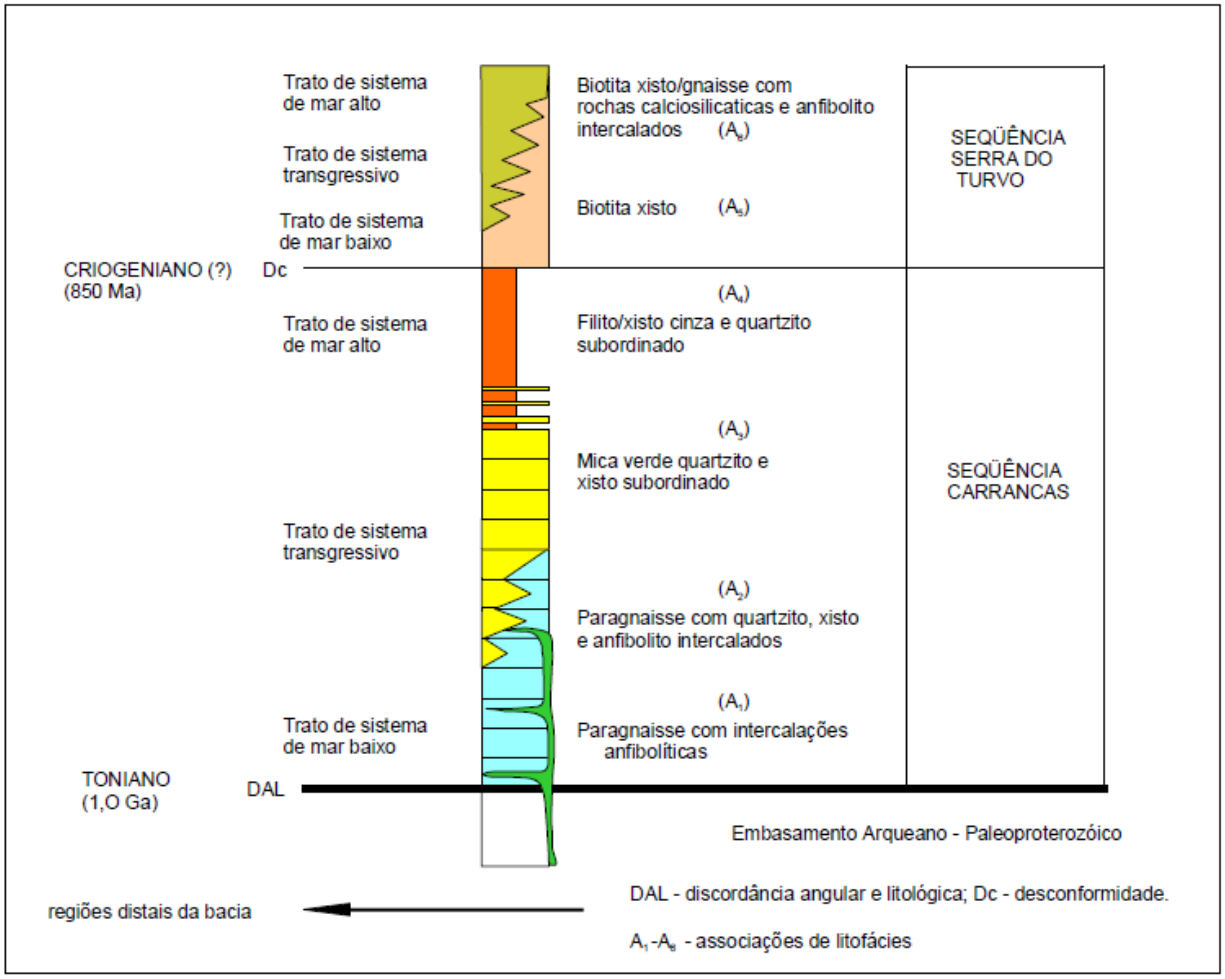


Figura. 5.10. *Coluna litoestratigráfica da Megassequência Andrelândia (modificado de Paciullo, 1997)*

5.2.2. Proveniência, geocronologia e paleoambiente deposicional

A sequência sedimentar pelítica-psamítica do Grupo Carrancas é referida como pertencente à margem passiva da placa Sanfranciscana, hoje estabilizada como Cráton do São Francisco (Campos Neto, 2000; Trouw *et al*., 2000; Campos Neto *et al*., 2004).

Campos Neto *et al*. (1990) e Campos Neto (1991), em integrações regionais da Faixa Alto do Rio Grande, agruparam essas unidades metassedimentares em três grandes seqüências deposicionais com base no conceito de estratigrafia de seqüências (Vail *et al*, 1977): *Sequência Deposicional Carrancas*, de caráter plataformal e transgressiva; *Sequência Deposicional Andrelândia*, com afinidade vulcano-grauváquica e turbidítica, retratando sistemas marinhos profundos em ambientes tectonicamente ativos; *Sequência Deposicional Itapira* que relata o preenchimento a bacia em estágio de pouca subsidência ou grande recuo do nível do mar.

São também interpretados como extensos cordões litorâneos, portanto sedimentos marinhos, divididos em unidades ("Megassequência Andrelândia") que retratam ambientes deposicionais distintos dentro de uma sequência sedimentar de margem passiva (Ribeiro *et al*., 1995; Paciullo, 1997; Paciullo *et al*., 2003) *(Figura. 5.11).*

Unidade	***Ambiente Sedimentar***
Na_6	Composta de rochas pelíticas e semi-pelíticas com intercalações de rochas máficas, calciossilicáticas e chert, esta unidade é interpretada como sucessão distal da megassequência, depositada sobre assoalho oceânico e provavelmente representa depósitos turbidíticos e hemipelágicos de fundo marinho.
Na_5	É constituída na base por uma sucessão de turbiditos pelíticos (alóctone) localmente com seixos pingados, e no topo, por pelitos hemipelágicos transgressivos (autóctone). A sedimentação em períodos de mar alto e mar baixo estariam controladas pelas variações glacio-eustáticas.
Na_4	Interpretada como parassequências retrogradacionais depositadas em trato de sistema de mar alto. Representariam um período de inundação máxima da bacia, com pelitos extravasando o limite sul da bacia original e recobrindo as unidades da base Na_1, Na_2, o embasamento e os pelitos da Megassequencia Carandaí.
Na_3	Unidade interpretada como parassequências agradacionais plataformais (*shoreface*) depositadas em trato de sistema transgressivo. É composta de quartzo metarenitos com intercalações delgadas de metapelitos e raros metaconglomerados. Os quartzitos incluem lentes delgadas e lâminas de xistos com muscovita esverdeada, representando superfícies de inundação ou recobrimento pelítico em estratos cruzados. Nas sucessões quartzíticas da *Klippe* Carrancas, predomina a estratificação média a espessa com poucas intercalações pelíticas, enquanto nas *nappes* Luminárias e São Tomé das Letras, predomina a estratificação média a delgada com maior quantidade de intercalações pelíticas. Essas variações faciológicas são interpretadas como diferentes posições desses depósitos na bacia sedimentar original. Porém as freqüentes intercalações de lâminas micáceas parecem registrar curtos períodos de detenção de correntes e decantação de finos, sugerindo ambiente dominado por marés.
Na_2	Constituem parassequências retrogradacionais de trato de sistema transgressivo, onde os quartzitos e xistos representam a entrada do mar na bacia (retrogradação), acarretando na deposição das unidades superiores Na_3 e Na_4.
Na_1	Paragnaisses interpretados como intercalações de arenitos feldspáticos e pelitos, possivelmente depositada em ambientes parálicos e como depósitos turbidíticos, em período de trato de sistema de mar baixo, no início do preenchimento da bacia. Os anfibolitos associados representariam basaltos subalcalinos toleíticos, com afinidade de fundo oceânico (MORB), cuja atividade ígnea máfica foi contemporânea a sedimentação.

Figura. 5.11*. Paleoambientes deposicionais da Megassequência Andrelândia interpretados por Paciullo et al., 2003.*

A idade deposicional da pilha metassedimentar é admitida como neoproterozóica, cujas análises U-Pb_{Zr} em cristais detríticos de dois níveis de quartzito da Formação Campestre, forneceram idades de até 1,04 Ga, uma delas com população modal de 1,2-1,3 Ga para a área-fonte do pacote metassedimentar (Valladares *et al*., 2001). Resultados similares foram obtidos por Valladares *et al.*, (2004), que analisando zircões detríticos de quartzitos por LA-ICPMS, a partir do método $^{207}Pb/^{206}Pb$, obtiveram idades entre 1,0Ga e 3,1Ga com predomínio de idades entre 1,2- 1,3Ga e 2,1- 2,2Ga, admitindo 1,05Ga como idade de deposição máxima.

Através da análise de geoquímica elemental e isotópica, e datações de zircões detríticos pelo sistema U-Pb, Teixeira (2011) executou uma detalhada análise de proveniência sedimentar e ambientes tectônicos.

Comparando a Unidade do Biotita Xisto (domínio autóctone Ribeiro & Heilbron (1982) ou Unidade Na5 (Paciullo *et al*., 2003)) que ocorre na região de Carrancas, com o Xisto Santo Antônio do Grupo Andrelândia (Trouw *et al*., 1983, Campos Neto *et al*., 2007), Teixeira (2011) notou que apresentam grandes afinidades geoquímicas de sedimentos do tipo *wacke,* remontando paleoambientes deposicionais proximais a área fonte. Essas áreas fontes teriam tido predomínio de intemperismo físico, com exposição (soerguimento) praticamente contemporânea a sedimentação. A forte anomalia negativa de Eu, aliada aos padrões ETR típicos de rochas pós- arqueanas, fortalecem a hipótese da contribuição de rochas ígneas evoluídas pertencentes ao arco magmático (margem ativa- Placa Paranapanema). A idade mínima de sedimentação dessas unidades é tida em torno de 611Ma- 630Ma.

Já para a Formação Campestre (Trouw *et al.,* 1980), contrariamente a Unidade do Biotita Xisto, Teixeira (2011) sugere intensa reciclagem e retrabalhamento dos sedimentos, além de altas taxas de intemperismo do sedimento original em condições de clima úmido e quente. As razões isotópicas confirmam que a proveniência dos sedimentos do Grupo Carrancas é puramente de crosta continental antiga, confirmada pelos zircões de idades do Estateriano, Riaciano, Neoarqueano e Mesoarqueano, que podem estar relacionados ao Cráton do São Francisco (Placa Sanfranciscana).

Teixeira (2011), concluí em seu trabalho, que a unidade do Biotita Xisto é alóctone, e que o Grupo Carrancas, ao que tudo indica, não possui afinidades de deposição em ambientes de margem passiva, e sim, com um ambiente de rift que antecede a deriva continental, permitindo sua correlação com o Grupos Canastra.

5.2.3. Estrutural

Os metassedimentos do Grupo Carrancas, na região que se estende de Itumirim até Minduri, são interpretados em diversos trabalhos (Trouw *et al*., 1980; Ribeiro, 1980; Paciullo, 1980; Trouw *et al*., 1982; Trouw *et al*., 1984; Heilbron, 1984) como estruturados em uma *klippe,* isolada no *front* da *Nappe* Luminárias e nomeada de *Klippe* Carrancas. A *klippe* é constituída por sinformais recumbentes que sustentam as Serras de Carrancas, Itumirim e Minduri, geradas ao longo do evento deformacional D2, com lineações de estiramento que se desenvolveram paralelamente aos eixos de dobras parasitas D2.

A estrutura da *Klippe Carrancas* é segmentada ao meio pela "*Zona de Cisalhamento de Três Corações",* sub-vertical, de direção NE-SW e movimentação lateral destral, estando relacionada à fase deformacional D3. Estende-se por dezenas de quilômetros, desde Itutinga até depois de Três Corações, atingindo espessuras de até 2 km com deslocamento horizontal estimado de 12 km (Peternel, 1999).

Dayan & Baptista (1984) e Dayan *et al*. (1987) identificaram 2 fases de deformação na região da Serra das Bicas que formam padrões de interferência do Tipo 2 (Ramsay, 1967): $\mathbf{F_{\underline{n-1}}}$ – deformação dúctil com geração de dobras isoclinais milimétricas a quilométricas vergêntes para norte. Linhas de charneira com suave caimento para NW e SE e superfícies axiais paralelas a S_{n-1}. Lineações de estiramento paralelas aos eixos de dobras (lineações minerais, intersecção S_0/S_1, *rods* de quartzo); $\mathbf{F_{\underline{n+1}}}$- dobras com características rúpteis representadas por chevrons, com caimento para SSW e NNE e planos axiais íngremes.

Trouw *et al.* (1980, 1982), Paciullo (1980), Ribeiro (1980) e Heilbron (1984) foram os primeiros a propor modelos geológico-estruturais baseados em 3 fases de deformação, D1, D2 e D3, sucintamente descritas a seguir:

• *Fase deformacional D1:* responsável pela repetição imbricada das unidades metassedimentares com fatias do embasamento gnáissico durante o início do transporte das *nappes*. É associada a essa fase, uma clivagem ardosiana penetrativa S1, desenvolvida em condições metamórficas do início de fácies xisto verde, e redobrada em D2 resultando em padrões de interferência.

• *Fase deformacional D2:* auge da deformação dúctil e do metamorfismo progressivo que afetou não apenas os metassedimentos como também as rochas do embasamento, deixando vestígios em LS tectonitos. Formaram-se dobras em diversas escalas, milimétricas a quilométricas, no geral fechadas e recumbentes, cuja foliação plano axial S2 é a superfície metamórfica principal regional. Os eixos das dobras D2 possuem orientação E-W ou SE-NW, sendo praticamente paralelos as lineações de estiramento mineral L2 e aos eixos de

elongação de verdadeiras dobras em bainha ("*sheath folds*"), desenvolvidas durante o auge do transporte tectônico das *nappes* para leste e sudeste. A paralelização do estiramento mineral ao eixo de dobras é um fato comum em zonas de cisalhamento (Willians & Zward 1977; Hobbs *et al*., 1976; Trouw, 1973), devido ao confinamento das dobras entre rampas laterais convergentes (Almeida, 1992).

• Fase deformacional D3: é caracterizada por uma deformação rúptil-dúctil desenvolvida em níveis crustais mais rasos que D2. As dobras D3 variam de fechadas ou quase isoclinais a suaves e abertas, possuindo um padrão assimétrico (flanco curto de alto mergulho e flanco longo com mergulho mais suave) vergênte para NW, superfícies axiais íngremes, e eixos de dobras e crenulações de médio caimento para S, SW e SE. Duas importantes zonas de cisalhamento (*Zona de cisalhamento de Três Corações*) sub-verticais, de direção NE-SW e movimentação lateral destral, ocorrem na área evidenciando o caráter rúptil-dúctil. Essas zonas de cisalhamento controlam a intensidade da deformação D3, sendo a faixa central constituída por milonitos bordejados por zonas de dobramentos fechados, que se tornam abertos e suaves a medida que se afasta do segmento central. As lineações L2 sofrem um giro nas proximidades das zonas de cisalhamento D3, e sofrem uma torção nas zonas de charneira.

Devido à orientação espacial e as relações com o metamorfismo principal, as fases de deformação D1 e D2 (D_{B1} e D_{B2}) são tratadas como eventos deformacionais progressivos e contínuos, atribuídos a evolução da parte sul da Faixa Brasília. Já as estruturas relacionadas à fase D3 (D_{R1}) são interpretadas como pertencentes à evolução do segmento central da Faixa Ribeira, sendo a área, portanto, uma região de interferência entre as duas faixas móveis (Trouw *et al*., 1994, 2000a; Ribeiro *et al*., 1995; Peternel *et al*., 2005).

A tabela a seguir sintetiza a disposição geométrica dos principais elementos estruturais e as respectivas fases de deformação a eles relacionadas *(Figura. 5.12):*

	D1	***D2***	***D3***
Principais estruturas	- empurrões - clivagem ardosiana S1 - poucas dobras redobradas nas charneiras D2 - formação local de "*sheath folds*"	- clivagem de crenulação e geração da foliação principal regional S2 - dobramento recumbente ou reclinado, localmente associados a empurrões - formação local de "*sheath folds*" - indicadores cinemáticos evidenciando transporte da *nappe* para E	- zonas de cisalhamento sub-verticais com movimentação lateral destral - crenulação de S2 - dobramentos assimétricos, localmente com S3 desenvolvida
Abertura das dobras	- apertada à isoclinal - localmente aberta	isoclinal	- geralmente aberta ou suave - localmente fechada
Orientação dos eixos e superfícies axiais	- eixo sub-horizontal NW-SE e E-W - plano axial provavelmente sub-horizontal	- eixo E-W e NW-SE, normalmente sub-horizontais - xistosidade sub-horizontal ou levemente inclinado para W ou SW	- eixos NE-SW com baixo caimento, localmente íngreme para SE - planos axiais íngremes NE-SW mergulhando para SE, localmente N-S mergulhando para S
Lineações	Localmente lineação mineral e/ou de intersecção S0/S1	Lineação mineral, estiramento e crenulação L2, sub-paralela aos eixos B2	Lineações de crenulação L3
Atividade ígnea associada		Anatexia local com geração de veios e lentes graníticas durante o auge do metamorfismo	Pegmatitos e corpos graníticos pós-D2

Figura. 5.12. *Síntese da evolução estrutural da região de Carrancas-Itumirim-Itutinga-Minduri (Trouw et al., 1980, 1982, 1984; Ribeiro, 1980; Paciullo, 1980; Heilbron, 1984)*

5.2.4. Metamorfismo

No metamorfismo neoproterozóico (Trouw *et al*., 2000a, b; Campos Neto *et al*., 2004) da região entre Itutinga, Carrancas e Minduri são reconhecidas duas gerações de paragêneses minerais, ambas desenvolvidas sob condições de pressão intermediária do tipo barroviano, e cujo auge metamórfico foi atingido em D2 (Paciullo, 1980; Ribeiro, 1980; Trouw *et al*., 1980; Ribeiro & Heilbron, 1982; Heilbron, 1983, 1984, 1985).

Uma delas, diz respeito ao metamorfismo progressivo sin-D2, que aumenta de NW para SE, variando desde fácies xisto verde nas serras do Pombeiro e Estância, com paragêneses de Grt+Cld+Chl+Ms+Qtz, até o fácies anfibolito médio nas serras de Carrancas, Bicas e Minduri (auge do metamorfismo), que apresentam paragêneses com Grt+St+Ms+Qtz ± Ky *(Figura. 5.13).* É também descrita (Ribeiro & Heilbron, 1982; Heilbron, 1984) uma região em fácies xisto verde alto, tida como zona de transição entre o fácies xisto verde e o fácies anfibolito, marcada pela paragênese de Grt+St+Cld. Cristais de sillimanita ou aglomerados de fibrolita são raramente observados, registrando o fácies anfibolito alto.

A segunda geração de paragêneses está relaciona ao retrometamorfismo pós-cinemático tarde ou pós-D3, onde porfiroblastos de granada e estaurolita são substituídos parcialmente ou totalmente por clorita ou por grandes cristais de cloritóide. Cristais de muscovita também crescem por sobre a foliação principal S2 evidenciando o retro-metamorfismo.

Ribeiro & Heilbron (1982) e Heilbron (1984, 1985) mapearam três isógradas que cortam obliquamente a direção das camadas *Klippe* Carrancas, registradas pelos xistos grafitosos da Formação Campestre: 1ª- aparecimento da almandina, 2ª- aparecimento da estaurolita e cianita; 3ª- desaparecimento do cloritóide primário sin-S2. O fato das isógradas cortarem a direção das camadas, passando pelos metassedimentos alóctones e autóctones sem registro de pulo metamórfico, evidencia que as isógradas foram estabelecidas após os empurrões D1 responsáveis pelo empilhamento desses metassedimentos (Ribeiro & Heilbron, 1982). Heilbron (1985) interpreta que durante a evolução da Faixa Brasília, as isógradas ali geradas foram conseqüentemente deformadas, não preservando a posição original.

O auge do metamorfismo sin-S2 é estimado em 500ºC e 7 kbar no *front* do alóctone (Serra do Pombeiro) para a paragênese Grt+Chl+Cld+St+Ky, e , 620-636ºC e 7 kbar para a paragênese St+Grt+Ms (Madre de Deus de Minas) (Campos Neto & Caby, 1999; Campos Neto *et al*., 2004).

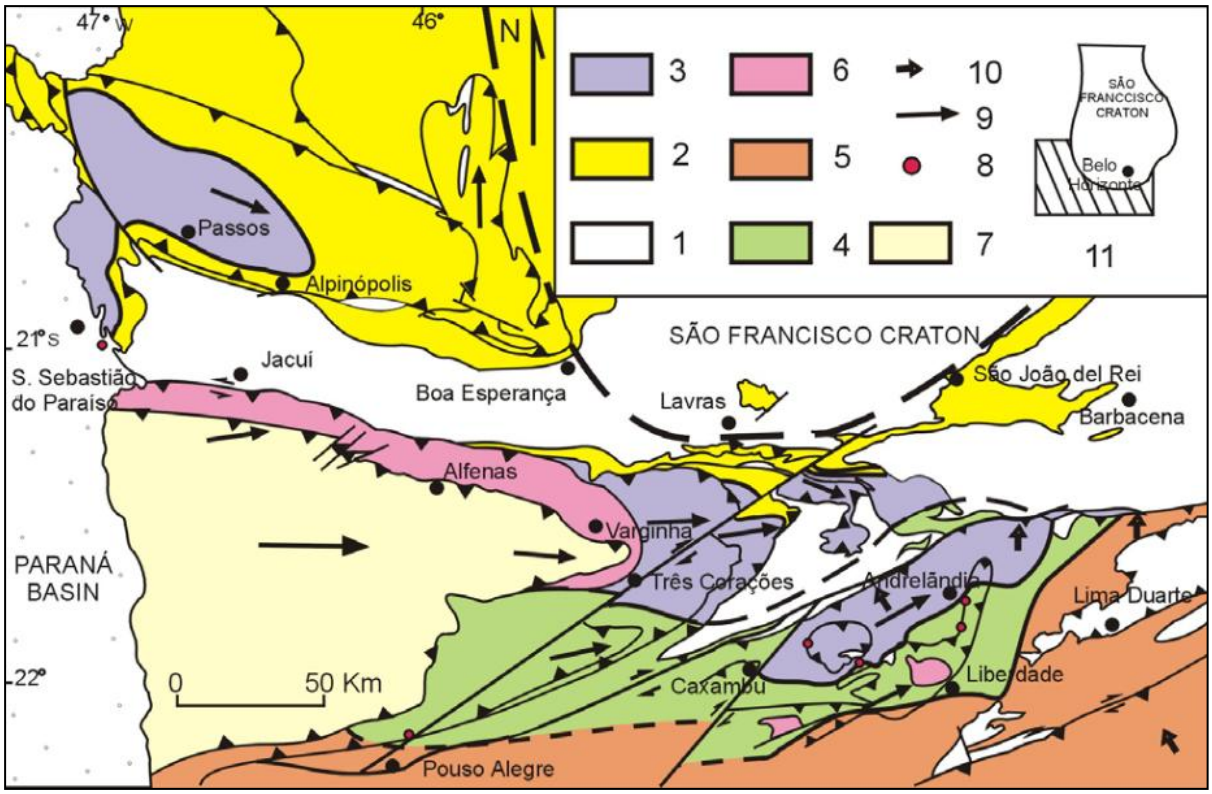


Figura. 5.13. *Mapa metamórfico simplificado destacando a região de Itumirim-Carrancas-Minduri. 1- embasamento pré-1,8 Ga; 2- fácies xisto verde; 3- zona da cianita; 4- zona da cianita + sillimanita; 5- zona da sillimanita; 6- fácies granulito de alta pressão, com cianita + K-feldspato em metapelitos; 7- Nappe Guaxupé, predominantemente em fácies granulito de pressão intermediária; 8-ocorrências de retroeclogito. Direção de transporte tectônico relacionado a: 9- Faixa Ribeira; 10- Faixa Brasília; 11- localização em relação ao Cráton do São Francisco (modificado de Trouw et al 2000a).*

Silva (2010) observou estaurolita na serra da Estância, além de sillimanita e biotita na Serra das Bicas. Com base na análise de química total em amostras de xistos grafitosos da Formação Campestre, coletadas na Serra da Estância e Serra das Bicas, confeccionou diagramas termodinâmicos (pseudosseções) e realizou estudos de geotermobarometria detalhados na região, identificando as principais paragêneses minerais e traçando mapa de isógradas *(Figura. 5.14).* Na Serra da Estância obteve condições de pico metamórfico de aproximadamente 577ºC e 10 kbar, enquanto que na Serra das Bicas foi aproximadamente de 608ºC e 12 Kbar. O retro-metamorfismo mostrou resultados de estabilização a 541ºC e 7 kbar. Os resultados mostram na Serra da Estância os xistos estiveram próximos a condições de fácies xisto azul-eclogito, enquanto que as rochas da Serra das Bicas foram submetidas a pressões de fácies eclogito, sofrendo uma rápida descompressão evidenciada pela presença de Bt+Sill.

Os resultados possuem implicações geotectônicas, onde segundo Silva (2010), a diferença de 2 kbar entre as duas serras, implica numa diferença de soterramento de 9km de espessura, não compatível com a observação dos orógenos atuais. Tal fato mostra que na Zona de Cisalhamento de Três Corações pode ter ocorrido não só um deslocamento horizontal (Peternel, 1999), como também um grande deslocamento vertical, colocando rochas de diferentes profundidades lado a lado.

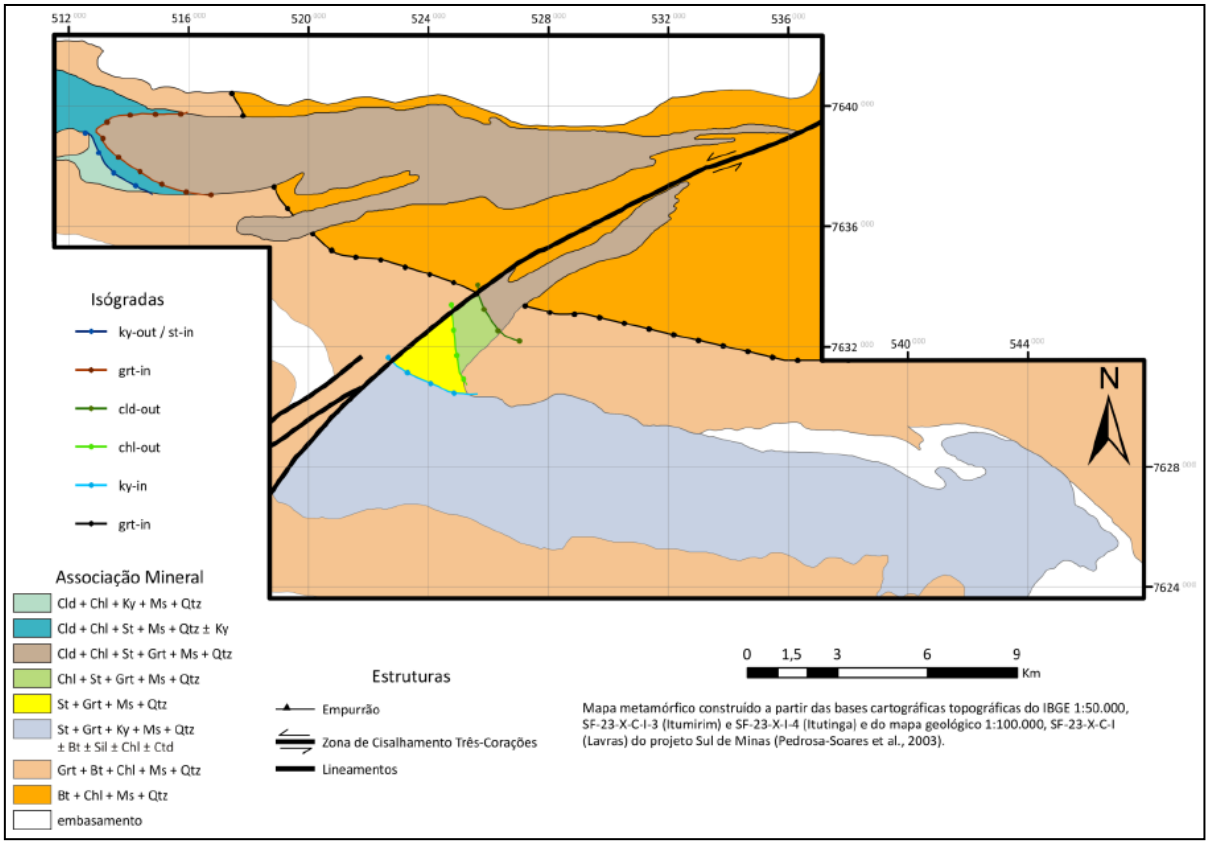


Figura. 5.14. *Mapa matamórfico das Serras da Estância, Carrancas e Bicas (Silva, 2010).*

6. Geologia Local

6.1. Descrição das unidades litoestratigráficas

6.1.1. Embasamento, infraestrutura e rochas associadas (Arqueano / Paleoproterozóico)

- Metagranitóides

Dispostos a norte da Serra da Estância e a oeste da Serra do Galinheiro, esses granitóides representam o embasamento cratônico autóctone da *nappe* metassedimentar. Foram observados em campo dois principais litotipos que diferem macroscopicamente, porém, muito semelhantes em seções delgadas. Afloram em extensos lajedos ou pequenos afloramentos arredondados.

A norte da Serra da Estância ocorre um metagranito hololeucocrático, cor branca, de granulação média a grossa, textura granoblástica e estrutura foliada muitas vezes incipiente ou marcada pelos cristais de feldspato orientados *(Figura. 6.1)*. É afetado por inúmeras zonas de cisalhamento discretas de dimensões decimétricas, onde adquire aspecto de milonitos, com forte foliação, matriz finamente recristalizada e porfiroclastos de feldspato que desenvolvem sombra de pressão *(Figura. 6.7)* Quando alterado, se torna um solo caulinitico de cor rosada onde é comum a formação de voçorocas.

No oeste da Serra do Galinheiro aflora um biotita gnaisse de composição granodiorítica a granítica, estrutura foliada e textura predominantemente granoblástica. Possui grandes porfiroclastos de feldspatos rosados que originalmente constituíam fenocristais centimétricos. Por aflorarem próximo a zona de cisalhamento de Três Corações estão intensamente deformados, variando de milonitos a protomilonitos, dependendo da intensidade da recristalização dinâmica. *(Figura. 6.2 e 6.3)*.

Ambos os litotipos podem ser considerados ortognaisses que variam a composição de granítica a granodiorítica, sendo basicamente constituídos de quartzo (25-35%), microclínio (10-35%) e plagioclásio (20-40%), e subordinadamente possuem biotita, muscovita, hornblenda, clorita, titanita, epídoto, zoizita, apatita, além de opacos, que juntos chegam a totalizar 20% da rocha. É comum uma associação de opaco no núcleo (possivelmente ilmenita), bordejado por titanita que por sua vez é bordejada por epídoto e zoizita, como se fossem aréolas de reação *(Figura. 6.6)*.

Grandes cristais de microclínio com geminação em grade *(Figura. 6.4)* podem conter inclusões de plagioclásio, geralmente com inúmeras inclusões finas de muscovita, epídoto e zoizita, e apresentam mais de uma geração de lamelas de exsolução. Os cristais de plagioclásio possuem no geral extinção ondulante e geminação polissintética levemente deformada em "*kinks*" *(Figura. 6.5).* Mirmequitas são comuns nos contatos intersticiais de plagioclásio com microclínio.

Figura. 6.1. *Aspecto macroscópico da unidade do metagranito hololeucocrático que ocorre a norte da Serra da Estância que compõe parte do embasamento arqueano.*

Figura. 6.2. *Biotita gnaisse granodiorítico protomilonítico, com porfiroclastos de K-feldspato centimétricos.*

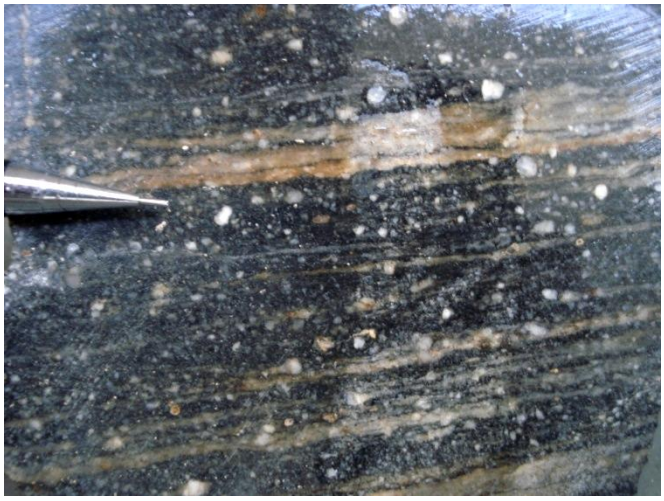


Figura. 6.3. *Biotita gnaisse granodiorítico com estrutura milonítica. Notar que os cristais centimétricos foram estirados e a matriz finamente recristalizada.*

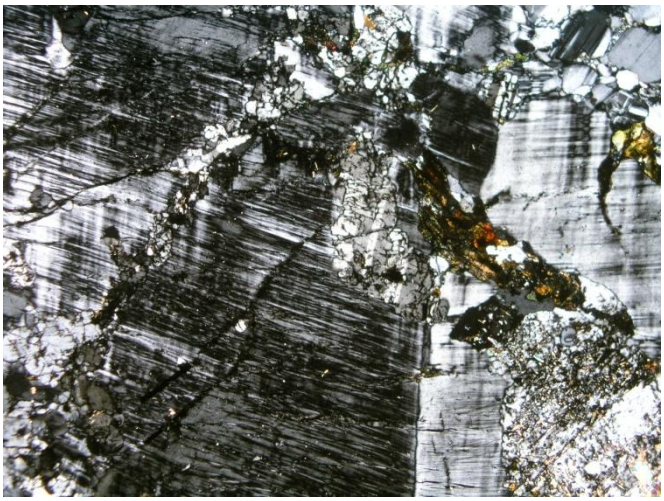


Figura. 6.4. *(Car-I-V) Aspecto da textura granoblástica. Grandes cristais de microclinio com geminação em grade apresentando extinção ondulante. Nicóis cruzados (Lado maior 3,25mm).*

Figura. 6.5. *(Car-I-12) Cristal de plagioclásio com inúmeras inclusões de muscovita e epídoto. Geminação polissintética deformada. Nicóis cruzados. (Lado maior 3,25mm).*

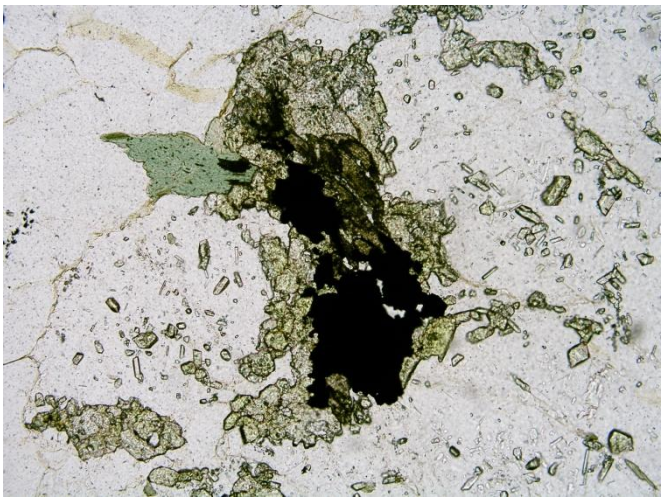


Figura. 6.6. *(Car-I-12) Associação de ilmenita no núcleo bordejada por titanita, epídoto e zoizita. Nota-se ainda clorita substituindo tardiamente. Nicóis cruzados (Lado maior 1,30mm).*

Figura. 6.7. *(Car-I-5) Foliação milonítica com ênfase no porfiroclasto de microclínio com sombra de pressão. Nicóis cruzados. (Lado maior 10,40mm).*

- <u>Gnaisses Migmatíticos</u>

Esses ortognaisses migmatíticos, rochas da infraestrutura alóctone, constituem o principal litotipo que aflora na baixada a sul da Serra de Carrancas, oeste da Serra das Bicas, ocorrendo em lascas menos espessas também a norte da Serra de Carrancas e a leste da Serra das Bicas. No geral não exibem bons afloramentos, expondo-se muito alterados como um solo residual rosado e caulinítico, em ravinas e voçorocas muito características da unidade.

São biotita gnaisses tonalíticos a granodioríticos, granulação grossa e bandamento gnáissico bem desenvolvido, com presença de estruturas migmatíticas produto da anatexia parcial por quebra de muscovita. Bandas leucocráticas quartzo-feldspáticas centimétricas a métricas são observadas, constituindo os leucossomas, envoltos por melanossomas milimétricos compostos de biotita que representam os restitos de fusão. É composto por quartzo, plagioclásio (oligoclásio) e microclínio em proporções variadas, contendo ainda muscovita (~2-3%), biotita (10-15%) e hornblenda (~5%), além de minerais acessórios (<5%) como apatita, epídoto, zoizita, titanita, zircão e opacos.

Extensos e freqüentes corpos metaultramáficos (descritos abaixo) se intercalam nesses gnaisses migmatíticos, além de rochas anfibolíticas budinadas e gnaisses calciossilicáticos. Também ocorrem quartzitos e mica xistos em corpos descontínuos, isolados dentre esses gnaisses, e que associados as rochas metaultramáficas podem ser interpretados com remanescentes de faixas do tipo "*greenstone belts"* (Bittar, 1989; Almeida, 1992).

- Biotita gnaisse fino

Esta unidade tem sua principal ocorrência a sul da Serra de Carrancas, no contato com os quartzitos do topo do Grupo Carrancas, e também a norte constituindo o núcleo da estrutura antiformal da Serra do Galinheiro. São comuns intercalações centimétricas e decimétricas de rochas metaultramáficas, metabásicas e algumas poucas intercalações de rochas calciossilicáticas, quartzitos e biotita xistos com composição semelhante a *wackes.*

É um muscovita-biotita gnaisse, homogêneo e de composição predominantemente tonalítica, cor acinzentada e granulação fina a média, possuindo estrutura bandada milimetricamente e textura lepidogranoblástica. Os cristais de biotita estão dispersos na matriz granoblástica e não formam leitos lepidoblásticos contínuos *(Figuras. 6.8 e 6.9)*. Quando alterado, nota-se bem a alternância dos leitos milimétricos cauliníticos brancos e leitos arroxeados, produto da alteração da biotita.

A rocha é composta por biotita (15-20%), quartzo (25-30%), plagioclásio (30-40%), muscovita (<10%), epídoto (~5%) e opacos, podendo ocorrer como minerais acessórios microclínio, granada e carbonatos. Os cristais de quartzo e feldspato possuem extinção ondulante e contatos lobados entre si. As rochas calciossilicáticas intercaladas são biotita-hornblenda gnaisses/xistos tonalíticos semelhantes ao biotita gnaisse, mas contém bandas contínuas milimétricas com textura lepidonematoblástica, definida pelos cristais prismáticos de hornblenda *(Figura. 6.10).*

Há dúvidas em relação à gênese dessa unidade, que devido a sua composição e associação com outros litotipos, pode ter origem sedimentar, podendo tratar-se, portanto, de paragnaisses tectonicamente imbricados sobre e sob o Grupo Carrancas.

Figura. 6.8. *(Car-VII-34) Aspecto geral do biotita gnaisse com cristais de biotita dispersos na matriz granoblástica e presença de cristais de epídoto. Nicóis descruzados. (Lado maior 1,30mm).*

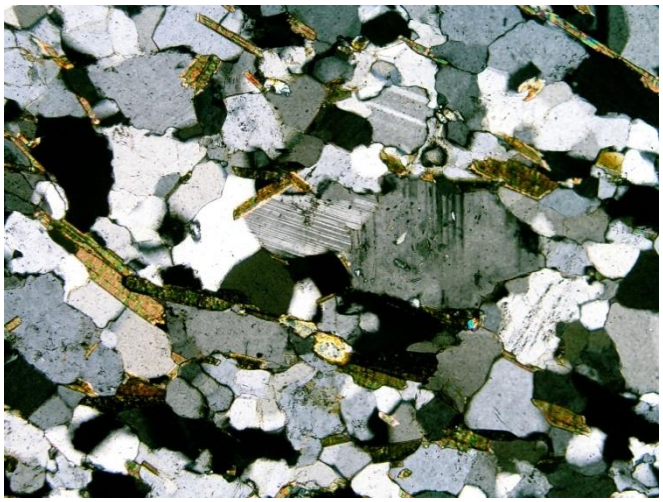


Figura. 6.9. *(Car-VII-34) Biotita gnaisse fino bandado de composição tonalítica e contatos lobados entre os cristais de quartzo e feldspato. Cristais de epídoto com alta cor de interferência. Nicóis cruzados. (Lado maior 1,30mm).*

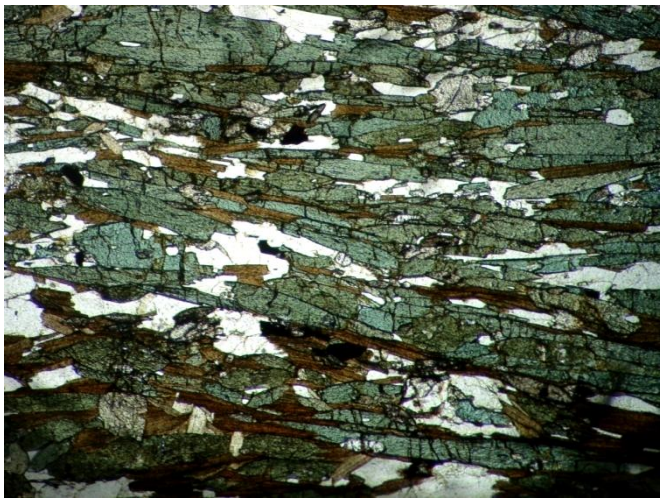


Figura. 6.10. *(CM-VI-97c) Gnaisse calciossilicático com bandas lepidonematoblásticas compostas de Hornblenda e biotita. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).*

- <u>Rochas metaultramáficas</u>

As rochas metaultramáficas ocorrem praticamente associadas a todas as rochas da infraestrutura e do embasamento gnáissico, destacando sua freqüência nos biotita gnaisses migmatíticos no sul e norte da Serra de Carrancas e no oeste e leste da Serra das Bicas. Afloram geralmente em blocos e matacões soltos no topo dos morros, mas possuem

também bons afloramentos como na Fazenda Rui Barbosa e Fazenda da Areia, oeste e leste da Serra das Bicas respectivamente, assim como descritos por Almeida (1998) e Gengo (2010). Na escala de mapeamento esses corpos possuem geometria arredondada e oval, dispostas em calhas sinformais sobre os gnaisses, ocorrendo preferencialmente nas zonas de contato com os metassedimentos do Grupo Carrancas.

As rochas possuem macroscopicamente um forte bandamento composicional e textural, com foliação de certo modo concordante da regional, porém com aspecto mais "caótico" devido a pouca competência dos litotipos quando submetidos a dobramentos.

A oeste da Serra das Bicas afloram geralmente corpos metaultramáficos com maior grau de metassomatismo, representados por talco-clorita xistos com ou sem porfiroblastos de carbonato *(Figura. 6.11)*, clorititos *("Blackwall")* e talco xistos. O núcleo desses corpos, menos metassomatizados, pode ser observado em serpentinitos maciços de textura decussada com porfiroblastos de magnetita *(Figura. 6.12)*, envoltos por serpentina-carbonato-talco-clorita xistos foliados. Macroscopicamente essas rochas possuem granulação fina a média e cor esverdeada, devido à clorita e a serpentina, possuindo leitos de coloração branca compostos de talco e porfiroblastos de carbonato que quando alterados adquirem cor ocre. Os membros xistosos também ocorrem com textura fels, ou seja, com os filossilicatos desorientados.

Já a leste da Serra das Bicas ocorrem rochas como antofilita-clorita-hornblenda fels, cummingtonita-hornblenditos *(Figura 6.13)* fels e olivina-hornblenda-ortopiroxênio fels *(Figura 6.14)* com espinélio, variando do fácie anfibolito até o fácie granulito. Por não estarem metassomatizadas, as rochas possuem estrutura maciça e textura fels.

Por essas rochas se disporem sempre próximas ao contato com o Grupo Carrancas, é possível que tenham colaborado para a eficiência do transporte sin-S2 das *nappes*, servindo como uma rampa "escorregadia" de baixa viscosidade e competência. Tal fato é reforçado pelo intenso metassomatismo em fácies xisto verde ao qual foram submetidas a oeste da Serra das Bicas, dispostas sobre os metassedimentos, devido à interação com fluidos metamórficos desprendidos provavelmente dos quartzitos e xistos do Grupo Carrancas. Já a leste da Serra das Bicas, onde as metaultramáficas se encontram na base dos metassedimentos, elas não interagiram com esses fluidos mantendo-se preservadas em fácie anfibolito superior e fácie granulito (Gengo, 2010).

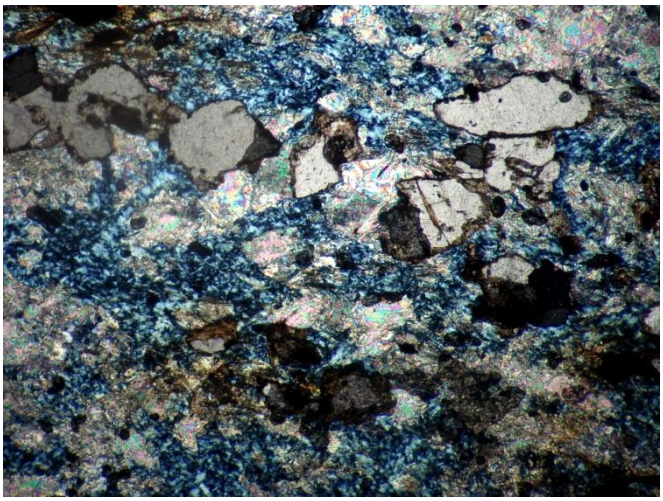


Figura. 6.11. *(CM-VI-1b) Talco-clorita xisto com porfiroblastos de carbonato. Rocha metassomatizada. Nicóis cruzados. (Lado maior 3,25mm).*

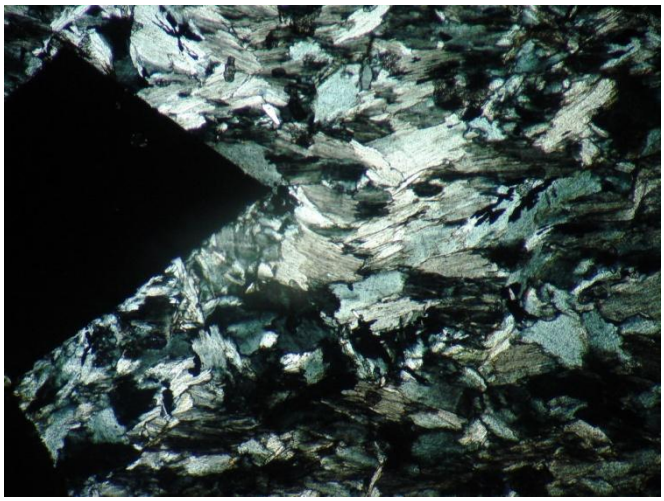


Figura. 6.12. *(IT-VI-33b). Núcleo do corpo metaultramáfico, não metassomatizado, composto de serpentina e porfiroblasto idiomórfico de magnetita. Nicóis cruzados. (Lado maior 3,25mm).*

Figura. 6.13. *(Car-VI-144) Cummingtonita-hornblenditos fels em fácie anfibolito, não metassomatizado, leste da Serra das Bicas. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).*

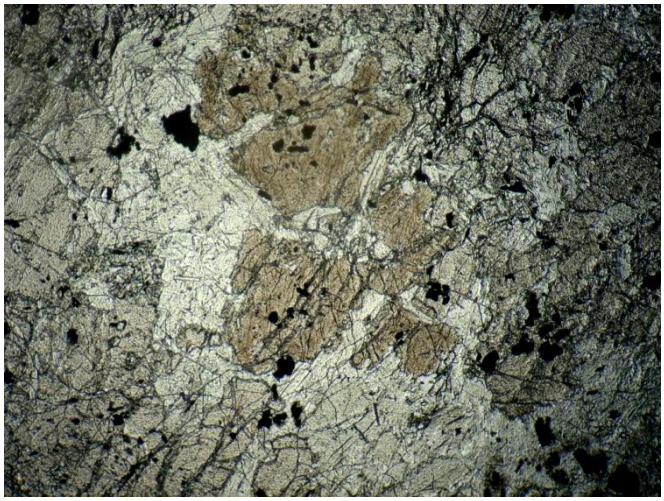


Figura. 6.14. *(CM-V-109) Olivina-hornblenda-ortopiroxênio fels em fácie granulito, leste da serra das Bicas. Detalhe no porfiroblasto de Opx rosado. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).*

- <u>Rochas metabásicas</u>

Essas rochas ocorrem quase sempre associadas aos gnaisses migmatíticos, a sul da Serra de Carrancas e a oeste da Serra das Bicas, podendo também ocorrer nas unidades do biotita gnaisse fino bandado ou em corpos intrusivos a norte da Serra da Estância. Geralmente dispõem-se como corpos tabulares budinados concordantes com a foliação, que quando alterados adquirem uma coloração ocre característica.

No geral são representadas pelo litotipo zoizita-epídoto-hornblenda anfibolito (fácie epídoto anfibolito), com estrutura foliada e textura granonematoblástica dada pela orientação dos cristais prismáticos de hornblenda, gerados a partir da quebra de actinolita *(Figura. 6.15).* Em apenas um litotipo foi observado porfiroblasto de granada, marcando a entrada no fácie anfibolito médio a alto a partir da reação de quebra da hornblenda *(Figura. 6.16).*

Também foram observadas rochas básicas indeformadas ou pouco deformadas com estruturas ígneas completamente preservadas (menos hidratadas), que correspondem ao núcleo desses corpos. Nesse caso trata-se de microgabros de granulação média, mesocráticos, estrutura maciça e com texturas intergranular e sub-ofítica, onde os cristais de piroxênio cálcico (augita) encontram-se isolados por entre trama de plagioclásios (labradorita) com hábito ripiforme *(Figura. 6.17).* Ocorrem também termos intermediários em fácie xisto verde, onde as características ígneas estão ainda preservadas, porém, os cristais de piroxênio possuem bordas substituídas ou estão completamente substituídos por actinolita. Titanita é um mineral acessório a todos os litotipos encontrados.

Figura. 6.15. *(Car-VIII-161) Hornblenda anfibolito com textura lepidonematoblástica. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm)*

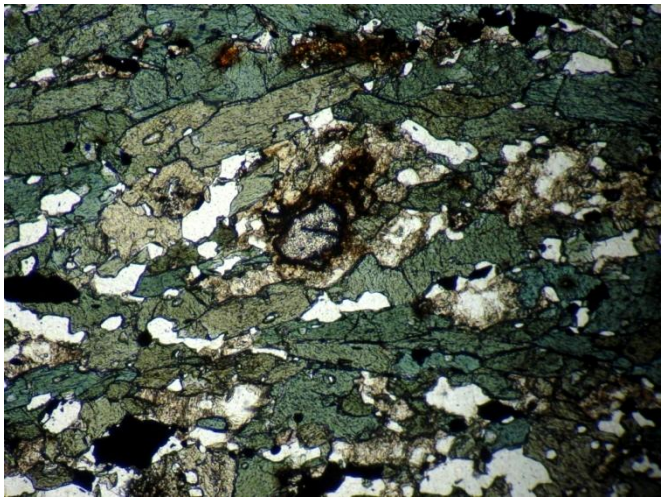


Figura. 6.16. *(Car-VII-77) Granada-hornblenda anfibolito. Detalhe no porfiroblasto de Grt. Nicóis descruzados. (Lado maior (3,25mm).*

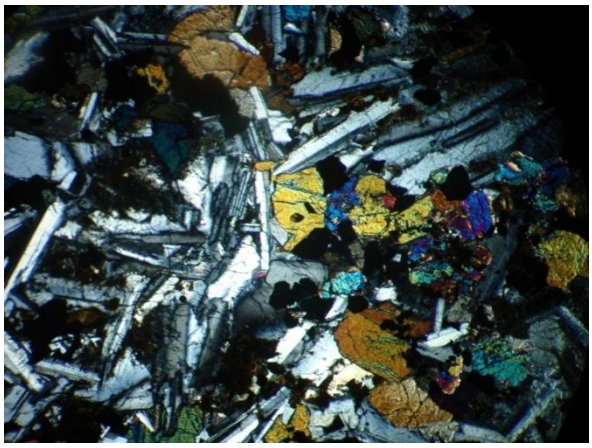


Figura. 6.17. *(C-2a) Núcleo de corpo metabásico indeformado. Textura intergranular e plagioclásios ripiformes. Nicóis cruzados. (Lado maior 3,25mm)*

- Faixas de sedimentos do tipo greenstone belts

A norte da Serra da Estância ocorre uma sequência de quartzitos, muscovitas xistos ± grafitosos e biotita gnaisses finamente foliados, com leitos centimétricos de possíveis leucossomas, associados a rochas meta-básicas. Essa sequência é cortada por inúmeros veios de quartzo discordantes da foliação, além de intrusões graníticas não observadas no Grupo Carrancas.

No sul da Serra de Carrancas e oeste da Serra das Bicas, também ocorrem quartzitos e muscovitas xistos associados a rochas meta-ultramáficas, dispostos sobre gnaisses migmatíticos. Os afloramentos são escassos e descontínuos, dificultando o mapeamento geométrico da unidade.

Esses sedimentos foram interpretados como sendo fragmentos descontínuos de faixas arqueanas do tipo "*greenstone belts",* assim como colocados por Bittar (1989), Almeida (1992) e Quéméneur *et al*. (2002).

6.1.2. Cobertura- Rochas Metassedimentares (Neoproterozóico)

- Grupo Carrancas (Alóctone)

Os metassedimentos do Grupo Carrancas, objeto de estudo, estão amplamente distribuídos compondo as serras da região e se estendem desde Itumirim (NW da área), até Minduri, no extremo SE. Foram divididos em três formações litoestratigráficas que gradam tanto lateralmente como verticalmente, a partir de contatos transicionais normais: Formação São Tomé das Letras que constitui a base; Formação Campestre, intermediária; Formação Chapada das Perdizes, definida neste trabalho como litologicamente idêntica a Fm. São Tomé das Letras, porém disposta no topo do Grupo Carrancas.

• *Formação São Tomé das Letras (base) e Formação Chapada das Perdizes (topo)*

Essas duas formações, equivalentes do topo e base, sustentam escarpas importantes, como a da Serra de Carrancas, e são constituídas predominantemente por muscovita quartzitos com micas esverdeadas, que transicionam para muscovita- quartzo xistos e muscovita xistos, também com micas esverdeadas, variando basicamente no conteúdo de quartzo *(Figuras. 6.18 e 6.19).* Pela composição que favorece resistência ao intemperismo químico, quando presentes, essas rochas afloram continuamente em corpos tabulares placóides com orientação controlada pela foliação metamórfica principal, constituindo importantes marcos estruturais.

Figura. 6.18. *Formação São Tomé das Letras e Chapada das Perdizes. Nota-se a mudança lateral entre muscovita quartzitos e muscovita xistos com mica verde crenulado. Presença de dobras isoclinais D2 com plano axial S2 foliação principal.*

Figura. 6.19. *Muscovita xisto verde com intercalações milimétricas e centimétricas de quartzo na Serra das Bicas.*

Assim como dito anteriormente, de acordo com a porcentagem de quartzo, essas formações podem ser descritas em três fácies sedimentares transicionais, tanto verticalmente como lateralmente, de difícil individualização na escala de mapeamento 1:25.000.

- ***Muscovita quartzito***- rocha inequigranular fina a média, estrutura foliada e textura granoblástica poligonizada (intensa recristalização estática) *(Figura. 6.20).* É constituída por quartzo (90-95%) e muscovita esverdeada (5-10%) que não define leitos lepidoblásticos, estando os cristais dispersos na matriz granoblástica de quartzo. Os cristais de quartzo que possuem contatos lobados entre si podem apresentar extinção ondulante (deformação intracristalina) nos locais de recristalização estática menos intensa *(Figura. 6.21).*

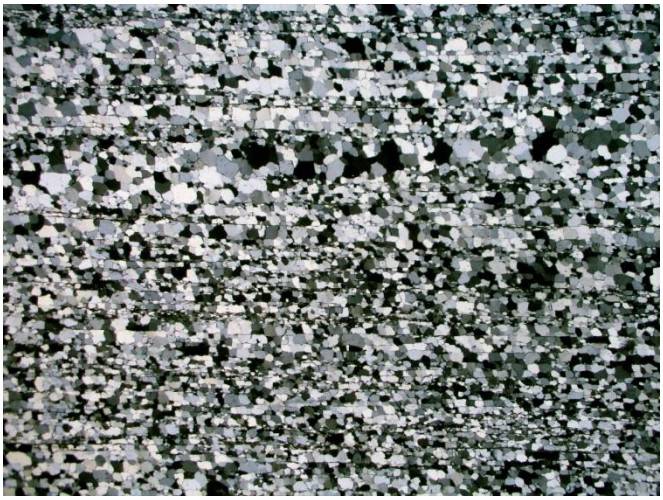


Figura.6.20. *(Car-III-02) Muscovita quartzito foliado com cristais poligonizados pela intensa recristalização estática. Nicóis cruzados. (Lado maior 10,40mm)*

Figura. 6.21. *(Car-VI-27) Muscovita quartzito com leve foliação oblíqua. Cristais de quartzo com extinção ondulante e contatos lobados. Nicóis cruzados (Lado maior 6,5mm)*

Estruturas relacionadas ao transporte tectônico dessas rochas são comumente observadas em *ribbons*, *rods* e *mullions* associadas principalmente ao evento deformacional D2.

- ***Muscovita-quartzo xisto***- essa fácie, assim como as outras, é composta basicamente por muscovita esverdeada (25-35%) e quartzo (65-75%). Possui granulação fina a média, estrutura foliada e textura marcada pela alternância sub-milimétrica de níveis lepidoblásticos constituídos de muscovita e níveis granoblásticos de quartzo. A foliação principal sigmoidal anastomosada, quase sempre possui aspecto blastomilonítico, onde os níveis de quartzo granoblástico se dispõem em *ribbons* estirados em D2, e os níveis lepidoblásticos formam arranjos sigmoidais e "*fishes"* de muscovita. Alguns porfiroclastos de feldspato podem ocorrer reforçando o caráter sin-S2 milonítico da rocha, obliterado por uma intensa recristalização estática, que poligonizou os cristais de quartzo anteriormente estirados sob regime de recristalização dinâmica *(Figura. 6.22).* Associados a esta fácie, são comuns intercalações de níveis centimétricos, no geral de até 5cm, de orto-quartzitos de granulação grossa e textura granoblástica.

Figura. 6.22. *(Car-IX-08). Visão geral do muscovita- quartzo xisto, onde se destacam os níveis granoblásticos formando ribbons e os níveis lepidoblásticos em arranjos sigmoidais. No canto superior esquerdo nota-se ainda um porfiroclásto de feldspato indicando movimentação sinistral. Nicóis cruzados. (Lado maior 10,40mm).*

- ***Muscovita xisto***- ocorre subordinadamente às outras fácies, com espessuras que variam de centimétricas a métricas. Possui granulação média, estrutura xistosa e textura lepidoblástica, sendo composto basicamente por muscovita verde (90-95%) e quartzo (5-10%), disposto em níveis milimétricos granoblásticos poligonizados *(Figuras. 6.23 e 6.24).*

Os níveis deste xisto sempre estão intensamente crenulados com crescimento de muscovita plano axial, arcos poligonais bem desenvolvidos, produto da recristalização estática de dobras intrafoliais sin-S2 e presença de *microlithons* que mostram uma foliação pretérita S1 transposta.

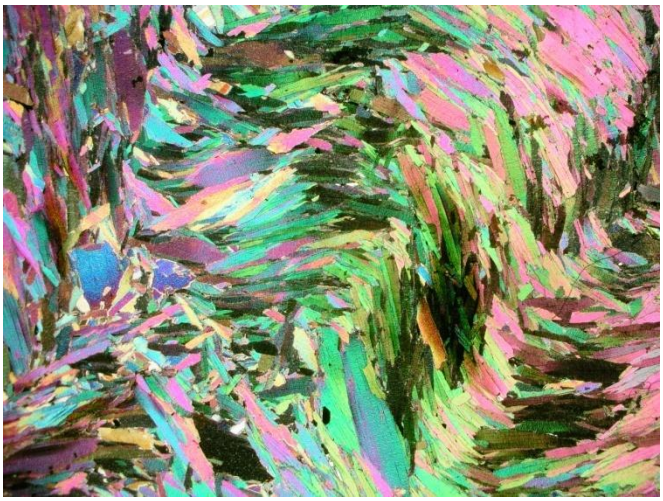


Figura. 6.23. *(Car-IX-22) Aspecto geral da fácie muscovita xisto, intensamente crenulada. Nicóis cruzados. (Lado maior 10,40mm)*

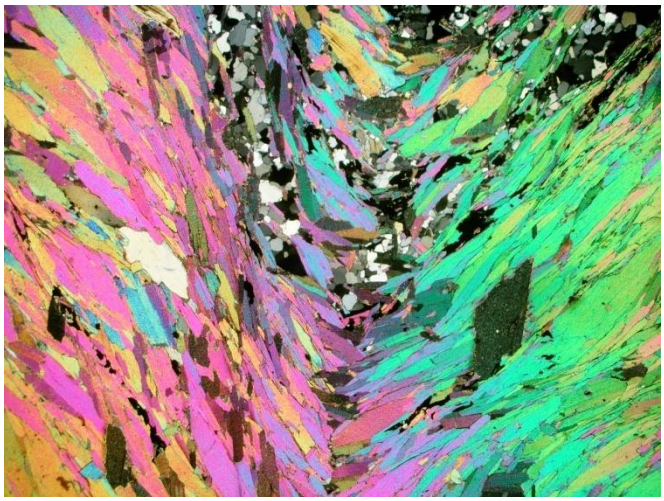


Figura. 6.24. *(Car-IX-30) Níveis milimétricos de quartzo granoblástico e crenulação com crescimento de muscovita plano axial. Nicóis cruzados (Lado 10,40mm)*

Como minerais acessórios comuns (<3%) a todas as fácies sedimentares, foram observados turmalina, zircão e opacos, este muitas vezes com hábito acicular na fácie do muscovita xisto. Menos comumente também ocorrem microclínio e plagioclásio, além de biotita e cianita, observados apenas nas serras do Galinheiro, Carrancas e Bicas *(Figura. 6.27 e 6.28)*

No sul da Serra de Carrancas, foi encontrado um nível restrito de minerais pesados com espessura aproximada de 50cm, composto por quartzo e muscovita (40%), além de minerais pesados e opacos que perfazem 60% da rocha *(Figuras. 6.25 e 6.26).* Dentre esses minerais estão presentes zircão, turmalina, rutilo, monazita e opacos, que evidenciam um alto índice de minerais ultra-estáveis depositados em um ambiente de alta energia, reforçando que a superfície deposicional S0 se encontra paralela a foliação metamórfica S2.

Associado ao muscovita- quartzo xisto foi observado na escarpa leste da Serra das Bicas, uma rara ocorrência do mineral kanonaita *(Figuras. 6.29 e 6.30),* um alumínio silicato de manganês, isomorfo da andalusita (Novák & Škoda, 2007), com forte pleocroísmo, disposto macroscopicamente como manchas verdes irregulares na rocha.

Figura. 6.25. *(Car-VII-36b) Nível de minerais pesados, crenulado, presente no quartzito da Serra de Carrancas. Nicóis descruzados. (Lado maior 10,40mm).*

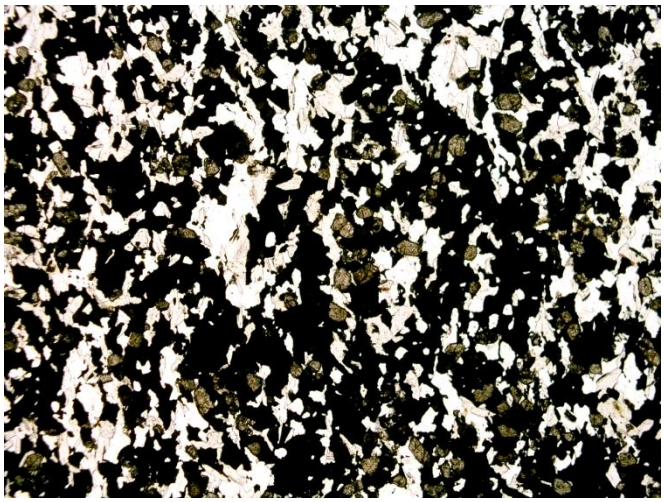


Figura. 2.26 *(Car-VII-36b) Detalhe do nível de minerais pesados, mostrando a quantidade de minerais opacos, além de cristais de zircão e monazita com relevo alto. (Lado maior 3,25mm).*

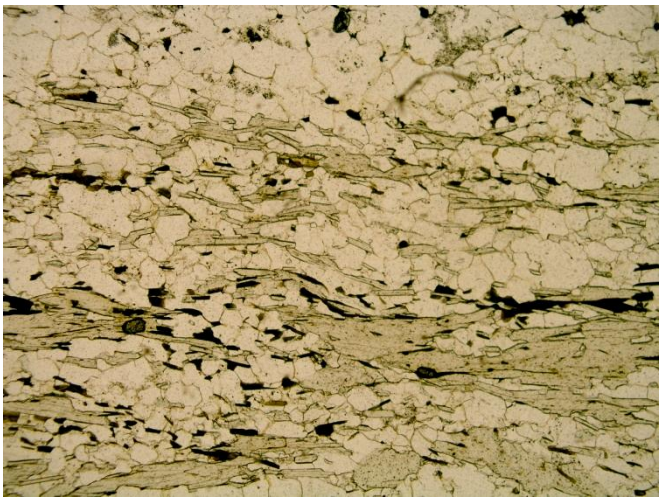


Figura. 6.27. *(Car-VII-03). Presença de cristais de biotita na fácie do muscovita-quartzo xisto (Serra de Carrancas). Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).*

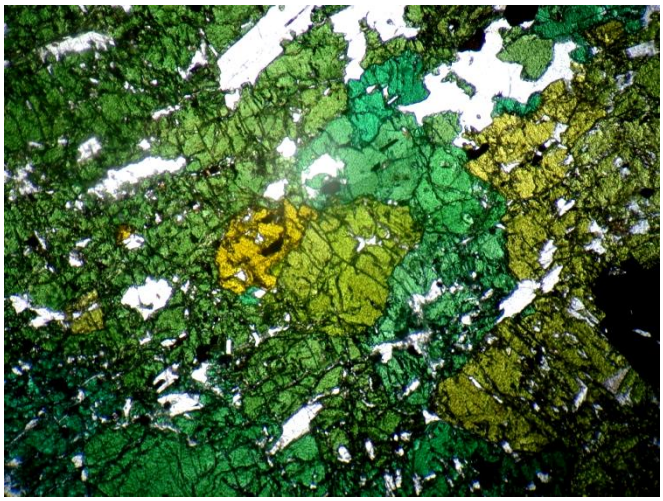


Figura. 6.29. *(CM-III-142a) Mineral kanonaíta com forte pleocroísmo variando de verde a amarelo. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).*

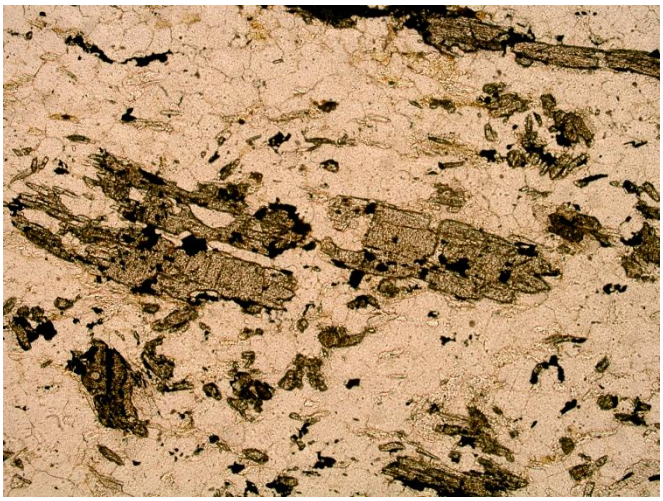


***Figura. 6.28**. (Car-IV-28). Porfiroblastos de cianita esqueletal na Serra do Galinheiro. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).*

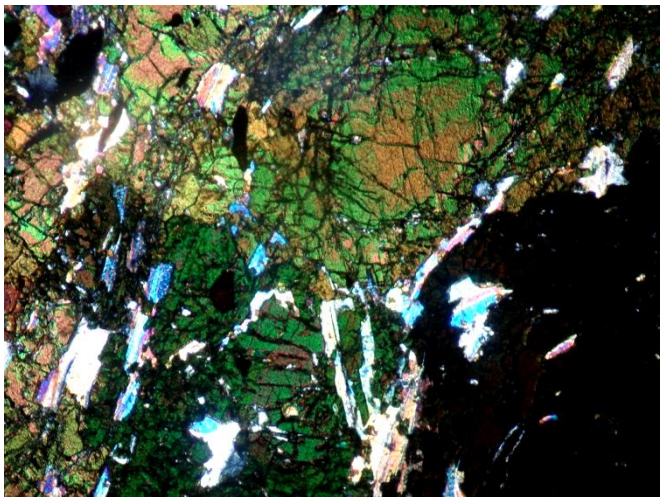


***Figura. 6.30.** (CM-III-142a) Mineral kanonaíta observado sob nicóis cruzados. Notar as altas cores de interferência. (Lado maior 3,25mm).*

• *Formação Campestre*

A Formação Campestre, de ampla ocorrência pelas serras da região, mas aflorando também na baixada a norte da Serra de Carrancas, é composta por muscovita quartzitos e filitos e/ou xistos grafitosos com intercalações quartzíticas. Os quartzitos exibem ótimos afloramentos, dispostos como corpos tabulares orientados de acordo com foliação principal, sustentando a escarpa da Serra do Pombeiro e Serra da Estância. As serras constituídas puramente de xistos grafitosos não desenvolvem escarpas, sendo o topo delas arredondadas, como por exemplo, a Serra do Campestre a oeste da Serra da Estância. Os xistos grafitosos, quando alterados, se transformam em um solo argiloso roxo, pastilhado e com muitos cristais residuais de granada quando neles presentes.

Na escala de mapeamento 1:25.000 foram individualizadas 3 fácies sedimentares que variam basicamente na porcentagem de quartzitos presentes, e que transicionam verticalmente e lateralmente a partir de contatos normais. São: muscovita quartzitos, xistos grafitosos cinzentos ± porfiroblásticos *(Figura. 6.31 e 6.32)* e uma unidade de intercalação centimétrica a métrica entre xistos grafitosos e muscovita quartzitos.

- ***Muscovita quartzitos***- em geral foram mapeados corpos lenticulares descontínuos, dobrados ou não, com espessuras não muito representativas. Os níveis mais expressivos afloram no núcleo da estrutura antiformal da Serra do Pombeiro e Serra da Estância, constituindo a base da formação.

São muscovita quartzitos, inequigranulares de granulação fina a média, estrutura foliada e textura predominantemente granoblástica. Possui muitas intercalações milimétricas e sub-milimétricas de xistos grafitosos que normalmente ocorrem ausentes de porfiroblastos devido a composição rica em quartzo. Esses níveis de xistos definem leitos lepidoblásticos, que quando próximo as zonas de cisalhamento, muitas vezes presentes, formam pares S-C, sigmóides e "*fishes"* de mica, além de desenvolverem intensa crenulação registrando as fases e dobramento. Leitos de quartzo estirados na forma de *ribbons* também são observados, assim como *mullions,* freqüentes nas zonas de charneira D3 ou relacionados a D2.

Os cristais de quartzo possuem contatos retilíneos e poligonizados, evidenciando recristalização estática, mesmo muitas vezes apresentado extinção ondulante. Ocorrem zircão, feldspato, granada, cianita, cloritóide, biotita e turmalina como principais minerais acessórios às vezes presentes. Associados a esses quartzitos, foram observados níveis centimétricos de hematita, constituindo possíveis níveis de formações ferríferas bandadas *(Figura. 6.34)*.

- ***Xistos grafitosos e unidade de intercalação***- essas fácies possuem grande variação mineralógica e textural ao longo da estrutura, condicionadas pelas condições metamórficas diferenciadas aos quais foram submetidas.

Assim como dito anteriormente, a <u>unidade de intercalação</u> é caracterizada pela alternância rítmica centímétrica a métrica de xistos grafitosos e quartzitos. Já a fácie dos xistos grafitosos possui intercalações no geral milimétricas a centimétricas de quartzitos médios de coloração branca *(Figura. 6.33).* Essas finas intercalações quartzíticas apresentam textura granoblástica poligonizada dispostas muitas vezes como ribbons e descrevendo dobras intrafoliais.

No noroeste da área, na <u>Serra da Estância e Pombeiro</u> (alinhamento E-W), os xistos são representados por grafita-muscovita xistos cinzentos, clorita-cloritóide-muscovita xistos e granada-clorita-cloritóide-muscovita xistos, ambos os membros com mais ou menos quatzo (10-20%). Possuem granulação fina a média, estrutura foliada ou xistosa e textura predominantemente lepidoblástica, marcada por cristais de muscovita e clorita, sendo na maioria dos casos também porfiroblástica, definida por porfiroblastos de granada (<7%), no geral de 1 a 3mm de diâmetro. Esses porfiroblastos de granada possuem crescimento inter e sin-cinemáticos a S2, sendo idioblásticos ou até mesmo com hábito em espiral ("snowball

garnets" da região foram detalhadas por Trouw *et al.*, (2008)), desenvolvendo sombras de pressão e trilhas de inclusão de quartzo bem definidas. A textura granonematoblástica e nematoblástica também é característica, onde os finos cristais de cloritóide definem a foliação *(Figura. 6.35).* Localmente o cloritóide também pode ocorrer como porfiroblastos prismáticos octaédricos milimétricos sin-S2 *(Figura. 6.36).* Pontualmente, foram observados no oeste da Serra da Estância raros porfiroblastos sin-S2 de cianita e estaurolita em paragênese com cloritóide. Como mostrado acima, os xistos de Estância e Pombeiro encontram-se normalmente em fácie xisto verde, podendo localmente ter atingido o fácie de transição (Ky+St+Grt+Cld+Chl) para o fácie anfibolito.

Apenas na Serra da Estância foi observada uma fácie metassedimentar composta de clorita-quartzo-muscovita xistos com porfiroblastos de magnetita, interpretados como uma variação lateral de fácie dos xistos grafitosos.

Curiosamente, no leste da Serra da Estância- Pombeiro e na Serra do Pombeiro (alinhamento NE-SW) os xistos não possuem nenhum mineral índice, e são representados apenas por grafita-muscovita xistos acinzentados de textura lepidoblástica.

Já da Serra do Galinheiro para leste e sul da estrutura, os xistos se tornam extremamente porfiroblásticos (15-40%) e 2-7mm de diâmetro, com paragêneses comuns de Grt+St+Ky, onde a abundância principalmente de estaurolita, faz com que os cristais prismáticos definam leitos de textura nematoblástica *(Figura. 6.37).* Apenas na Serra do Galinheiro é comum a ocorrência da paragênese Grt+St+Ky+Cld, que marca a transição para o fácie anfibolito e o desaparecimento do cloritóide sin-S2. Também são observados em lâmina delgada, apenas no Galinheiro, grandes cristais de cloritóide retro-metamórficos que substituem por completo porfiroblastos de granada e estaurolita.

Na Serra de Carrancas ausentes de cloritóide, afloram granada-estaurolita-muscovita xistos grafitosos porfiroblásticos localmente com cianita *(Figura. 6.38 e 6.39).* Os porfiroblastos de granada sin-S2 possuem núcleo muitas vezes com inclusões de cloritóide, desenvolvidos em D1 e bordas com inclusões de estaurolita, evidenciando seu contínuo crescimento. Os porfiroblastos de estaurolita sempre possuem trilhas de inclusão de grafita, evidenciando crescimento em dois estágios, um pretérito em D1 e sin-S2. Essas rochas se colocam no campo clássico do fácie anfibolito, zona da cianita.

No extremo leste e sul da estrutura, Serra das Bicas, Moleque e Chapada das Perdizes respectivamente, os porfiroblastos de cianita se tornam abundantes formando bandas centimétricas de cianititos, observados na subida da Chapada das *Perdizes (Figura. 6.40)*. Apenas no sul da área ocorre porfiroblastos de biotita em paragênese com granada, estaurolita e cianita (Grt+St+Ky+Bt), dentro do campo do fácie anfibolito médio, onde também são descritos cristais de sillimanita fibrosa (Fibrolita) (Silva, 2010).

Independentemente do local onde afloram, os xistos possuem microestruturas comuns como dobras intrafoliais D2 e D3 (na zona de transposição), *microlithons* e arcos poligonais. A foliação principal S2 é observada normalmente como uma clivagem espaçada ou uma xistosidade contínua, sobreposta por clivagens de crenulação zonais e discretas relacionadas à D3 e D4. Também adquire aspecto milonítico e blastomilonítico quando nas proximidades de zonas de cisalhamento D3, sendo comum a presença de pares S-C, S-C' (banda extensional de cisalhamento menos comuns) e foliação sigmoidal anastomosada. Os blastomilonitos também se associam ao evento D2.

Como minerais acessórios comuns destas fácies temos turmalina, zircão, apatita, opacos e rutilo. Níveis centimétricos de formações ferríferas bandadas são escassamente observados nos xistos.

Figura. 6.31. *Aspecto geral dos xistos grafitosos porfiroblásticos. Notar os porfiroblastos de granada de ~5mm muito abundantes na Serra das Bicas.*

Figura. 6.32. *Xisto grafitoso acinzentado sem porfiroblastos, com intensa lineação de crenulação.*

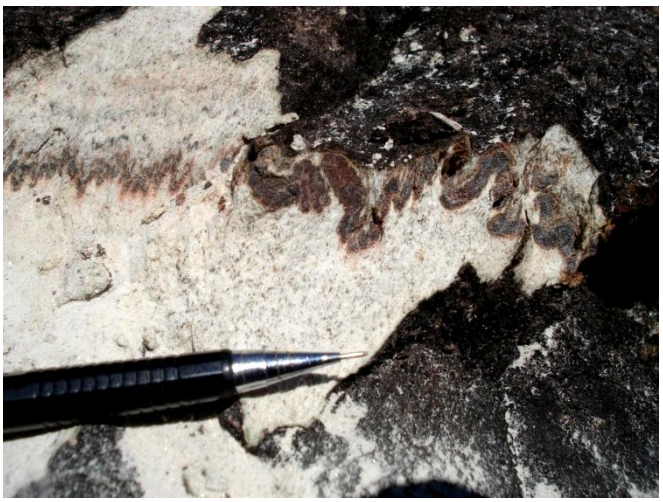


Figura. 6.33. *Xisto grafitoso com intercalações centimétricas de quartzito branco e presença de crenulação D3 na Serra da Estância.*

Figura. 6.34. *Nível centimétrico de hematita constituindo possível formação ferrífera bandada associada.*

Figura. 6.35. *(Car-I-45b) Cloritóide-muscovita- quartzo xisto com níveis com textura nematoblástica definida por finos prismas de cld. Serra da Estância Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).*

Figura. 6.36. *(Car-II-108a) Porfiroblastos de cloritóide sin-S2 dobrados na crenulação D3. Nicóis descruzados. Serra da Estância (Lado maior 3,25mm).*

Figura. 6.37. (Car-VII-141b).Níveis nematoblásticos constituídos de St dobrada. Paragênese de St+Grt na Serra de Carrancas. Descruzado. (Lado maior 1,30mm)

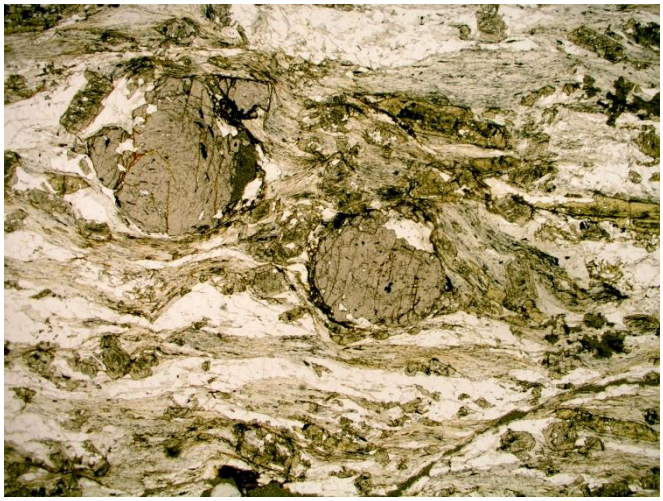


Figura. 6.38. *(Car-VII-141b) Aspecto geral dos grt-st xistos grafitosos porfiroblásticos da Serra de Carrancas. Nicóis descruzados (Lado maior 10,40mm)*

Figura. 6.39. *(CM-VI-02) Xistos grafitosos porfiroblásticos com paragênese de Grt+St+Ky. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).*

Figura 6.40. *Bloco de níveis decimétricos de cianitito na Chapada das Perdizes.*

- <u>Unidade do Biotita Xisto</u> (Alóctone)

Praticamente ausente nas serras, esta unidade compõe grande parte das baixadas, aflorando em dois segmentos principais que estão separados pela Serra do Pombeiro e pela Zona de Cisalhamento de Três Corações, ambas de direção NE-SW. Um desses segmentos se localiza a sul da Serra da Estância, e o outro, a norte da Serra de Carrancas se estendendo para leste da Serra das Bicas. Ocorre nas serras em apenas um local, quase no topo da Serra das Bicas, compondo uma estrutura de *klippe* em uma dobra sinformal pinçada. Possui afinidade geoquímica de sedimentos do tipo *wacke* e são semelhantes texturalmente, estruturalmente e mineralogicamente a unidade do Xisto Santo Antônio, pertencente ao Sistema de *Nappes* Andrelândia.

Aflora geralmente em extensas lajes ou em drenagens, possuindo cor acinzentada e abundantes venulações descontínuas de quartzo, milimétricas a centimétricas (até 2cm de espessura), que descrevem sigmóides, *rods, mullions* e dobras intrafoliais sin-S2, muito características da unidade *(Figura. 6.41)*. Altera para um solo argiloso avermelhado (típica alteração da biotita), destacando assim as venulações de quartzo e restando no solo inúmeras pastilhas de muscovita.

Embora simplificadamente chamado de biotita xisto, a rocha é composta por granada (0-10%), clorita (10-15%), biotita (15-20%), muscovita (20-25%), quartzo e plagioclásio (40-50%), sendo, portanto, um (grt)-chl-bt-ms-qtz-(pl) xisto. Como minerais acessórios comuns, ocorrem turmalina, zircão, opacos e localmente carbonato intersticial.

Possui granulação fina a média, estrutura foliada sigmoidal anastomosada e textura porfiroblástica blastomilonítica, sendo a matriz marcada pela alternância sub-milimétrica de níveis granoblásticos e níveis lepidoblásticos. Os porfiroblastos de granada variam no geral de 1 a 3mm de diâmetro, ocorrendo de forma euédrica, sem muitas inclusões nas bordas ou na forma espiralada "*snowball garnets*", com trilhas de inclusões internas desenvolvidas durante o crescimento inter-cinemático S1/S2 com auge sin-S2 *(Figuras.6.42 e 6.43)*. Os leitos lepidoblásticos são constituídos por biotita, clorita e muscovita, está última, disposta em arranjos sigmoidais quase como "*fishes"*. Os leitos granoblásticos, compostos por quartzo e plagioclásio, formam *ribbons,* lentes estiradas em D2 e dobradas de modo intrafolial, crenuladas em D3 e D4. Esses *ribbons*, gerados durante o auge do transporte tectônico sin-S2, não possuem indícios de recristalização dinâmica, fato esse explicado pela intensa recristalização estática posterior ao transporte, deixando os cristais de quartzo e plagioclásio com contatos retilíneos e poligonizados entre si, e formando arcos poligonais em micas, caracterizando a textura blastomilonítica. A extinção ondulante é comum em cristais de quartzo e plagioclásio com contatos lobados, menos afetados pela recristalização estática.

Figura. 6.41. *Aspecto macroscópico da unidade do biotita xisto, ressaltando as venulações sigmoidais descontínuas milimétricos e centimétricas de quartzo.*

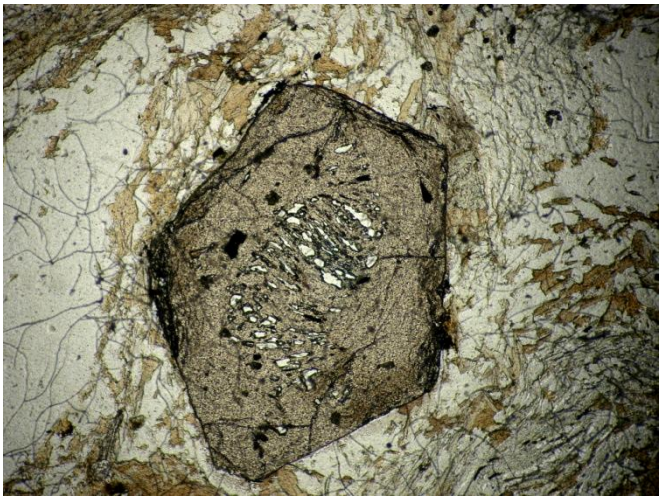


Figura. 6.42. *(CM-III-25b) Porfiroblasto de granada euédrico com trilhas de inclusão no núcleo e bordas límpidas. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).*

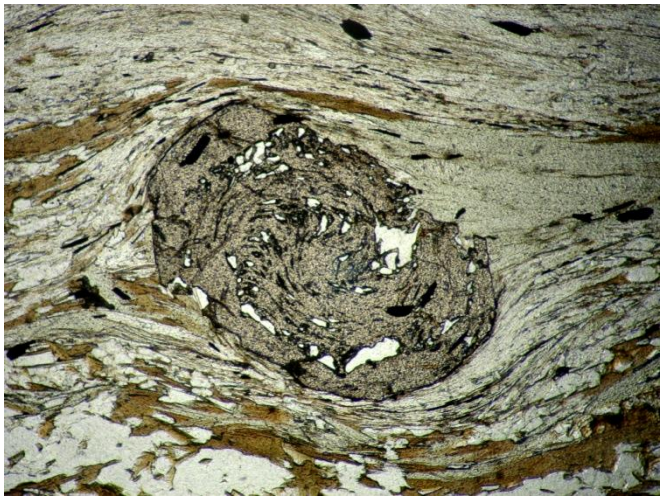


Figura. 6.43. *(C-345b) Porfiroblasto de granada em espiral, com trilhas de inclusão evidenciando movimentação destral. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).*

- <u>Pegmatitos</u>

Os pegmatitos, rochas ígneas intrusivas, possuem uma ocorrência restrita, limitando-se a norte e a leste da Serra das Bicas e de modo mais escasso a norte da Serra do Pombeiro. Na Serra das Bicas, essas rochas dispõem-se próximo ao contato dos metassedimentos do Grupo Carrancas com as rochas gnáissicas que compõem sua infraestrutura, ocorrendo como corpos tabulares concordantes e discordantes da foliação principal S2, sin e pós/tarde-S2 respectivamente *(Figuras. 6.44 e 6.45)*. A norte da Serra do Pombeiro, intrudem concordantemente a unidade do granito hololeucocrático (embasamento autóctone) preferencialmente nas zonas de cisalhamento, de dimensões no geral decimétricas, dispostas no *front* da *nappe.* Ao que tudo indica, esses pegmatitos estão relacionados ao transporte sin-S2 da nappe, onde ocorre na base uma percolação de fluidos metamórficos, que interagem com a rocha, abaixando o ponto de fusão e facilitando a fusão *in-situ.*

Possuem estrutura maciça e textura fanerítica grossa a muito grossa, sendo composta basicamente por quartzo, feldspatos e muscovita muitas vezes esverdeada *(Figura. 6.46).* Na *klippe* quartzítica, localizada a leste da Serra das Bicas, esses pegmatitos se tornam muito abundantes e possuem significativas mineralizações de hematita *(Figura. 6.47)*. A análise de difratometria de raios-X nesses pegmatitos mineralizados, confirmou apenas a presença de hematita como mineral opaco, e revelou teores anômalos elevados de cromo (Cr), vanádio (V) e bário (Ba) nas muscovitas esverdeadas (Coutinho, 2008).

Figura. 6.44. *Pegmatito sin-S2 concordante com a foliação principal.*

Figura. 6.45. *Intrusão pegmatítica pós/tarde-S2 truncando a foliação principal.*

***Figura. 6.46**. Aspecto textural, estrutural, granulométrico e mineralógico do pegmatito.*

***Figura. 6.47.** Bloco de pegmatito mineralizado com hematita, leste da Serra das Bicas.*

6.2. Análise Estrutural

6.2.1. A foliação metamórfica regional principal e o evento deformacional D2

O evento deformacional D2, atuou em condições de temperaturas relativamente elevadas, sendo responsável pelo transporte e rápida exumação dos metassedimentos, estruturados em *nappe*. Essa deformação se deu sob regime de intensa deformação ductil não coaxial, onde zonas de cisalhamento de baixo ângulo constituíram o principal mecanismo de transporte. No decorrer do processo de colocação da *nappe*, foram geradas dobras isoclinais sinfoliais a D2 *(Figuras. 6.2.1, 6.2.2, 6.2.4, 6.2.5, 6.2.6),* cujo plano axial constitui a foliação principal regional S2. Concomitante a formação das dobras D2 e da foliação S2, foram geradas lineações L2 de estiramento, *mullions* e *rods (Figuras. 6.2.7, 6.2.9, 6.2.10)* (LS tectonitos), todas elas subparalelas entre si e que registram juntamente com indicadores cinemáticos (principalmente porfiroblastos com caldas assimétricas), um transporte sin-S2 da *nappe* no sentido leste e sudeste.

Algumas duvidosas dobras em bainha *"sheath folds"* foram observadas relacionadas a esta fase, com eixo de elongação paralelo aos eixos B2 e as lineações de estiramento L2. Na região de Luminárias, próximo a área de estudo, foram observadas verdadeiras dobras em bainha, relacionadas ao transporte para leste da *Nappe* Luminárias, mantendo as características acima descritas.

A formação da foliação S2 foi acompanhada da transposição total de S0//S1, observada como superfícies dobradas nas sinfoliais D2, formando uma lineação L2 de intersecção composicional S1/S2 *(Figura. 6.2.8).* A superfície S0//S1, transposta em D2, também é preservada em pequenas dobras intrafoliais D2 de flanco inferior rompido, e

principalmente em microestruturas do tipo *microlithons* (lentes tectônicas, *Figura. 6.2.3*), arcos poligonais e trilhas de inclusões em porfiroblastos inter e sin-cinemáticos a S2. Essas estruturas sugerem que os eventos D1 e D2 foram contínuos e progressivos, com auge da deformação e recristalização metamórfica em D2.

No noroeste da área, Serra da Estância e Serra do Pombeiro, a foliação S2 é normalmente observada como sendo uma clivagem espaçada (Figura. 6.2.3) com bandamento diferencial S2, enquanto que para leste e sul da Serra do Galinheiro, é observada como sendo normalmente uma xistosidade contínua de caráter blastomilonítico, onde *ribbons* de quartzo gerados sob recristalização dinâmica em D2 sofreram posterior recristalização estática. Nessas regiões, ou na proximidade de zonas de cisalhamento D3, a foliação adquire um aspecto sigmoidal anastomosado, com estruturas do tipo S-C e S-C' (bandas extensionais de cisalhamento) que indicam a direção do transporte tectônico.

Algumas dobras isoclinais D2, com dimensões de dezenas a centenas de metros também foram observadas, tanto na Serra da Estância como a principal da área que aflora na Serra das Bicas, próximo a zona de interferência do tipo 2 *(descrita no item 6.2.3),* importante zona de charneira D2, cujos eixos B2 são representados por *rods* de quatzo.

O detalhe da disposição geométrica dos elementos planares e lineares relacionados ao evento D2 se encontram descritos a seguir no item *6.2.3.*

Figura. 6.2.1. *Dobra isoclinal D2.*

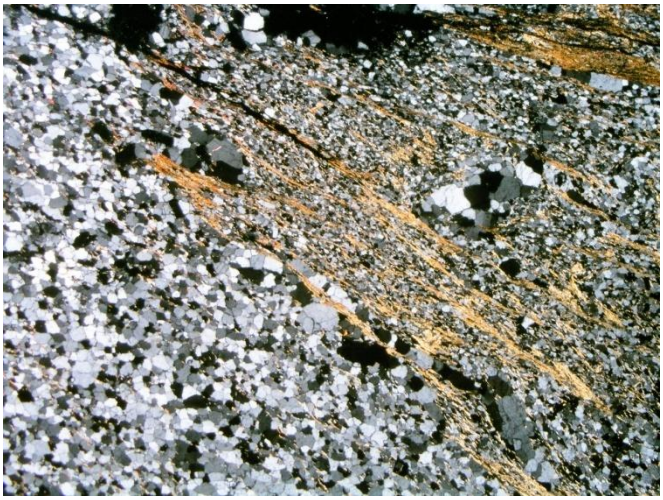


Figura. 6.2.2. *(Car-III-22) Micro dobras isoclinais sinfoliais a D2 com foliação principal plano axial. Ênfase para a foliação S0//S//S2. Nicóis cruzados. (Lado maior 6,5mm)*

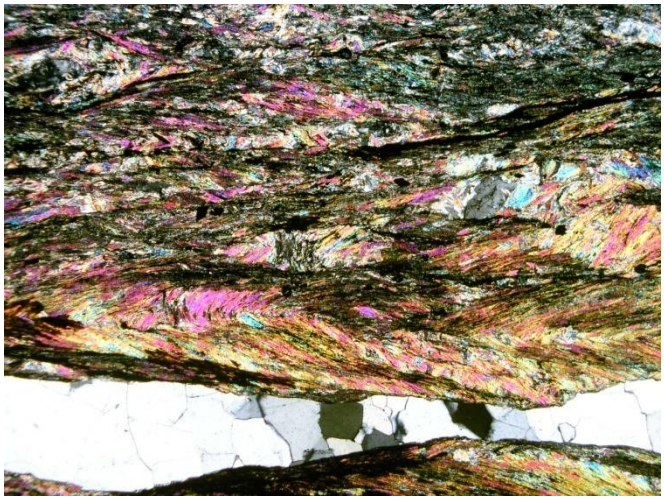


Figura. 6.2.3. (Car-II-111) *(Clivagem espaçada S2 com bandamento diferencial. Abundantes microlithons preservam a xistosidade pretérita S0//S1 em lentes tectônicas. Nicóis cruzados. (Lado maior 3,25mm).*

Figura. 6.2.4. *Dobras isoclinais sinfoliais a D2. Notar a foliação principal plano axial.*

Figura. 6.2.5. *Foliação S0//S1 dobrada em isoclinal sinfolial D2, gerando uma lineação L2 de intersecção composicional na Serra da Estância.*

Figura. 6.2.6. *Dobras intrafoliais D2, descontínuas e de flanco rompido na Serra da Estância.*

Figura. 6.2.7. *Intensa lineação L2 de estiramento na Serra do Pombeiro.*

Figura. 6.2.8. *Lineação L2 de intersecção composicional de S0//S1 com S2 na Serra do Pombeiro.*

Figura. 6.2.9. *Lineação L2 do tipo Mullion na Serra da Estância. Notar o alto caimento para SE.*

Figura. 6.2.10. *Rods de quartzo L2 que compõem os eixos do mega dobramento D2 na Serra das Bicas. Presença de lineação L3de intersecção mineral de muscovita, paralela aos rods de mais alta temperatura.*

6.2.2. O evento de deformação D3 e a fase de dobramento D4

Após o transporte sin-S2 da *nappe*, os esforços não cessaram, propagando para níveis crustais mais rasos, ainda sob influência de intenso cisalhamento simples, porém em um regime de deformação rúptil-ductil. Neste cenário que a deformação D3 atuou, dobrando a foliação principal regional S2 e gerando importantes zonas de cisalhamento com movimentação lateral destral.

As dobras D3 se desenvolveram, no geral, com eixos B3 sub-paralelos aos mullions e lineações L2, apresentando em diversos pontos da área figuras de interferência do tipo 3 (Ramsay, 1967), e sendo portanto uma fase homoaxial a D2, embora ocorram variações, onde as lineações L2 são dobradas quase que ortogonalmente nas charneiras D3 *(Figura. 6.2.11).* Devido ao fato do Grupo Carrancas ser constituído grosso modo de xistos e quartzitos, há um grande contraste de competência entre os litotipos, fazendo com que a deformação atuasse de modo heterogêneo. O padrão de dobramento D3 é típico de uma deformação do tipo *"buckling",* concentrando os esforços preferencialmente na charneira dos dobramentos e deformando pouco os flancos. São dobras com espessamento de charneira, em geral da sub-classe 1C ou similar, assimétricas, com flanco inferior curto de alto mergulho e flanco superior longo com mergulho mais suave, geradas em condições de temperatura ainda relativamente elevadas. Por estarem redobradas em um padrão D4, a vergência dessas dobras, assim como a orientação dos eixos B3, variam de acordo com o local da estrutura em "Z", detalhados no item *6.2.3*.

Zonas de cisalhamento importantes foram geradas no evento deformacional D3, dentre elas a Zona de Cisalhamento de Três Corações, que segmenta a área de estudo ao meio, sendo sub-vertical, de direção NE-SW e com movimentação lateral destral. Outras zonas de cisalhamento, mais discretas e descontínuas, atuaram na face norte da Serra da Estância, e possuem alto mergulho para sul e direção E-W, com movimentação também lateral destral. Essas zonas de cisalhamento dissipam grande parte do esforço da deformação D3, onde as dobras se tornam mais fechadas em suas proximidades, chegando à transposição para S3, onde se paraleliza com S2. Esse é o caso das serras da Estância, Galinheiro e Pombeiro que rompem em cisalhamento e cavalgamentos, no flanco inferior suas enormes estruturas antiformais de 1ªordem.

A fase de dobramento D4, atuou em níveis crustais mais rasos, dobrando e crenulando os elementos estruturais planares e lineares gerados em D2 e D3. As dobras D4 possuem eixos de direção NE-SW e N-S, com caimento para S e SW, planos axiais íngremes e vergência para NW. Formam-se clivagens de crenulação zonal e discreta associadas a esta fase, marcadas pela recristalização de muscovita plano axial. A fase D4 é

responsável pela formação da mega estrutura em geometria de “Z”, com esforço que atuou preferencialmente na direção E-W.

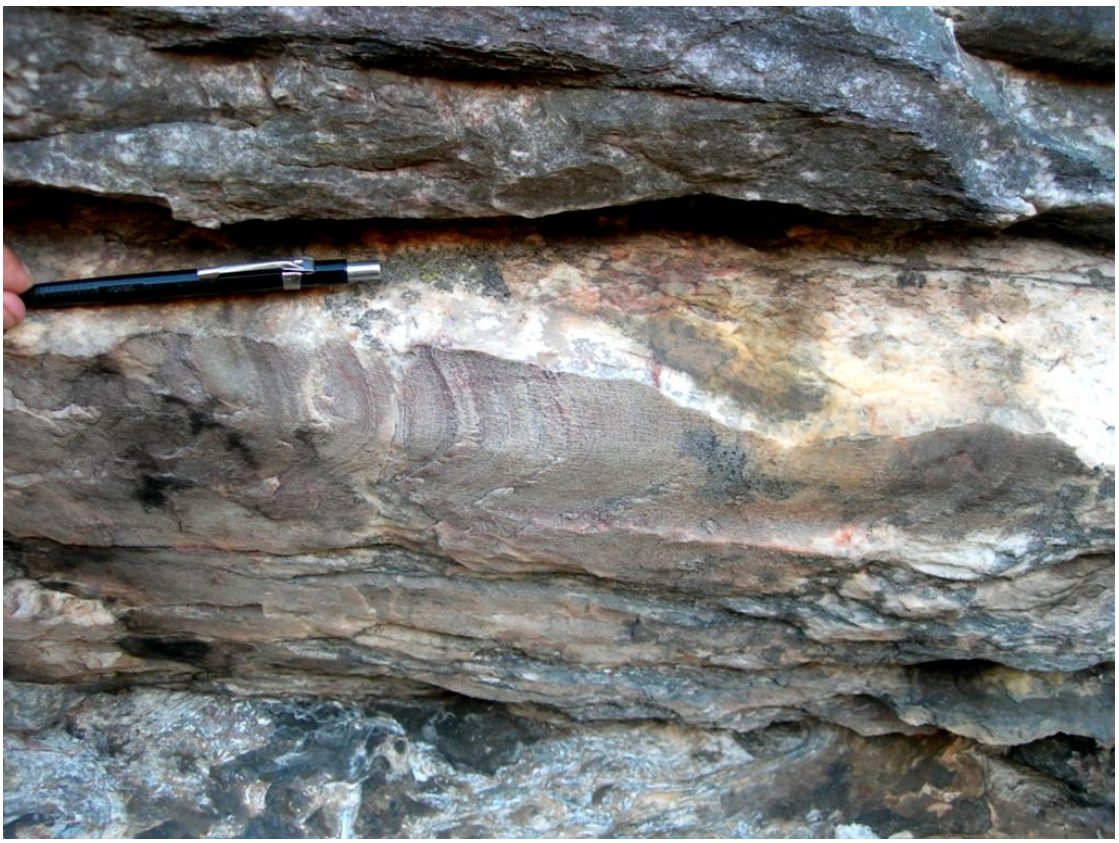


Figura. 6.2.11. *Lineação L2 de intersecção dobrada na charneira de dobra D3 na Serra da Estância.*

6.2.3. Detalhamento por domínio estrutural

Devido à grande quantidade de dados estruturais, e principalmente pela complexidade da geometria da mega estrutura da *nappe* em formato de “Z”, a área foi dividida em sete domínios e alguns sub-domínios estruturais, condicionados pela disposição e orientação das serras da região *(Figura. 6.2.12).* São: **I-** Domínio da Serra da Estância-Pombeiro (Sub-domínios Oeste, Central e Norte) ; **II-** Domínio da Serra do Pombeiro; **III-** Domínio Serra do Galinheiro; **IV-** Domínio Serra de Carrancas; **V-** Domínio Serra das Bicas (Sub-domínios Norte, Sul e *Klippe* Quartzítica; **VI-** Domínio Serra do Moleque; **VII-** Domínio Chapada das Perdizes. Para melhor visualização das estruturas geológicas referidas abaixo, o mapa geológico, assim como os perfis, se encontram nos *Anexos III e IV*.

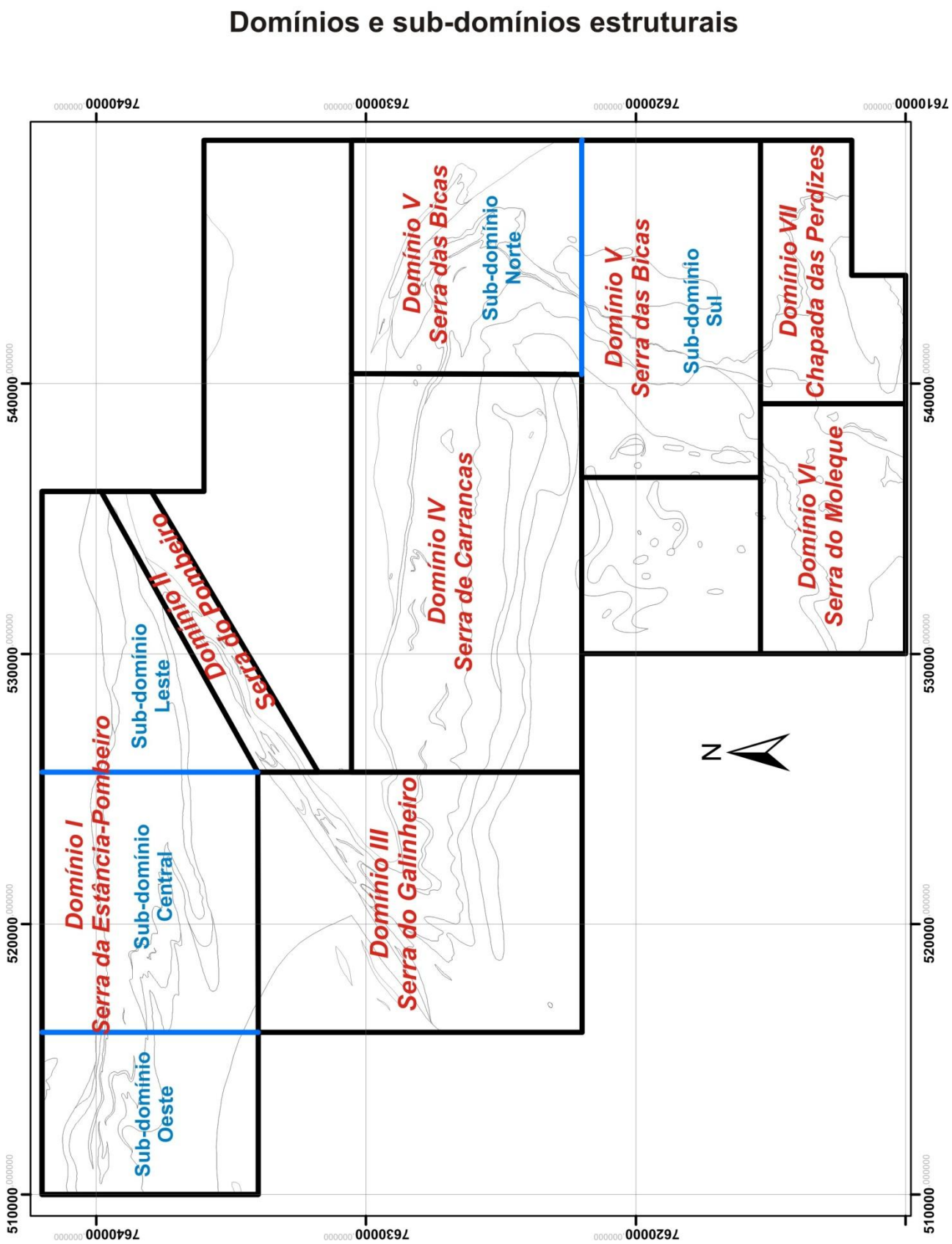


Figura. 6.2.12. *Disposição dos domínios e sub-domínios estruturais.*

- I- Domínio Serra da Estância- Pombeiro (E- W)

(Pranchas 1, 2, 3, 4A, 4B, 5, 6A e 6B)

A Serra da Estância-Pombeiro se estrutura em um enorme dobramento antiformal de 1ª ordem relacionado à fase D3. Esse dobramento possui dimensões quilométricas, é assimétrico e vergênte para norte, sendo o núcleo da estrutura composto por quartzitos da Formação Campestre, que vistos de longe apresentam dobras simétricas em "M" correspondentes a zona de charneira D3 *(Figura. 6.2.13)*. O sul da serra constitui o flanco superior da mega-estrutura, onde são observadas dobras assimétricas (flanco inferior curto e flanco superior longo) de 2ª e 3ª ordem, com espessamento de charneira típicas da sub-classe 1C *(Figura. 6.2.14).* Nessa região, sul do sub-domínio Central, são observadas importantes zonas de terminações periclinais D3, (dobramentos simétricos em "M") cujos eixos B3, também em estruturas do tipo *mullion*, possuem caimento invariavelmente para WSW *(Figura. 6.2.19 e 6.2.20)*. Os planos axiais e xistosidades S3, são sub-verticais ou de forte mergulho para sul, mostrando alguma dispersão E-W devido à interferência dos dobramentos abertos D4, com eixos N-S e NE-SW, e planos axiais íngremes de mergulho para SE. Localmente foram observadas em pequena escala, interferência do tipo 1 entre B3 e B4, cuja distinção nem sempre é possível.

Muitas lineações de intersecção composicional L2 (S1/S2), assim como *mullions* L2, estão dobrados nessas zonas de charneira evidenciando fases de dobramentos superpostos. Foram descritas neste domínio, figuras de interferência do tipo 3 (laço), onde a foliação S2 é dobrada com eixos B3 paralelos aos *mullions* L2, mostrando o caráter homoaxial dos dobramentos. As lineações L2 de estiramento, paralelas aos *mullions* L2, e sub-paralelas as lineações de crenulação e intersecção L3, possuem no geral fraco caimento para ESE, estando relacionadas ao transporte sin-S2 da *nappe* para leste e sudeste. Já as lineações L3, embora sub-paralelas a L2, apresentam fraco caimento tanto para ESE como WSW, deformadas em D4 com orientação já referida anteriormente.

Diferentemente do sul da serra, o norte da Serra da Estância é dominado por zonas de cisalhamento D3 de direção E-W e movimentação lateral destral (topo para W e NW). Ocorre verticalização da foliação principal S2 e formação de estruturas típicas de zonas de cisalhamento como pares S-C, foliação sigmoidal anastomosada e *boudins (Figuras. 6.2.16, 6.2.17 e 6.2.18).* Os dobramentos D3, nas proximidades dessas zonas de cisalhamento se tornam mais fechados, chegando à paralelização com S2 e caracterizando a transposição para S3 *(Figura. 6.2.15).* A transposição da foliação S2 para S3 se dá no rompimento do flanco inferior da mega-estrutura antiformal, com as zonas de cisalhamento.

Figura. 6.2.13. *Mega dobras D3 em "M" registrando o núcleo da charneira antiformal de 1ª ordem da Serra da Estância.*

Figura. 6.2.14. *Padrão assimétrico D3 de 3ª ordem que constitui o flanco superior da estrutura antiformal da Serra da Estância. Notar o espessamento de charneira típico da sub classe 1C.*

Figura. 6.2.15. *Intensa crenulação D3 fechada transpondo S2 na proximidade da zona de cisalhamento de movimentação lateral destral de direção E-W.*

Figura. 6.2.16. *Foliação sigmoidal anastomosada presente nas zonas de cisalhamento D3 de direção E-W.*

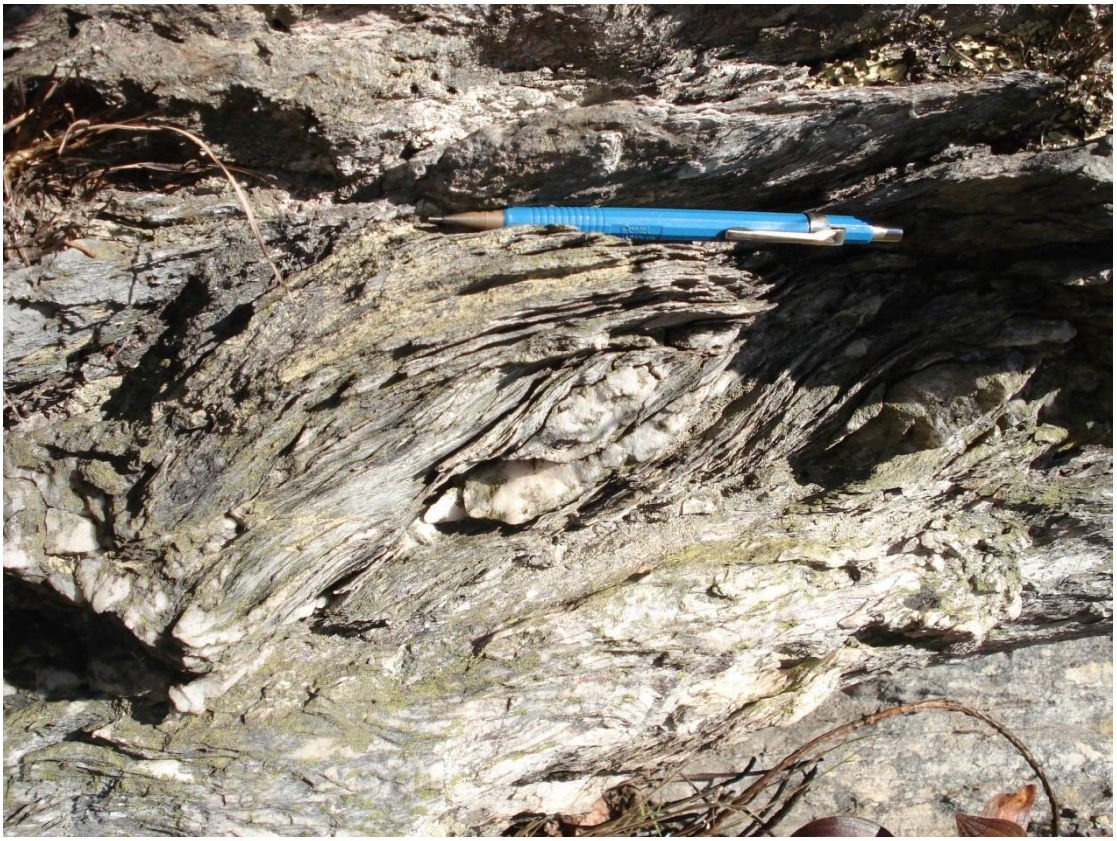


Figura. 6.2.17. *Pares S-C evidenciando movimentação lateral destral na zona de cisalhamento D3 na face norte da serra da Estância.*

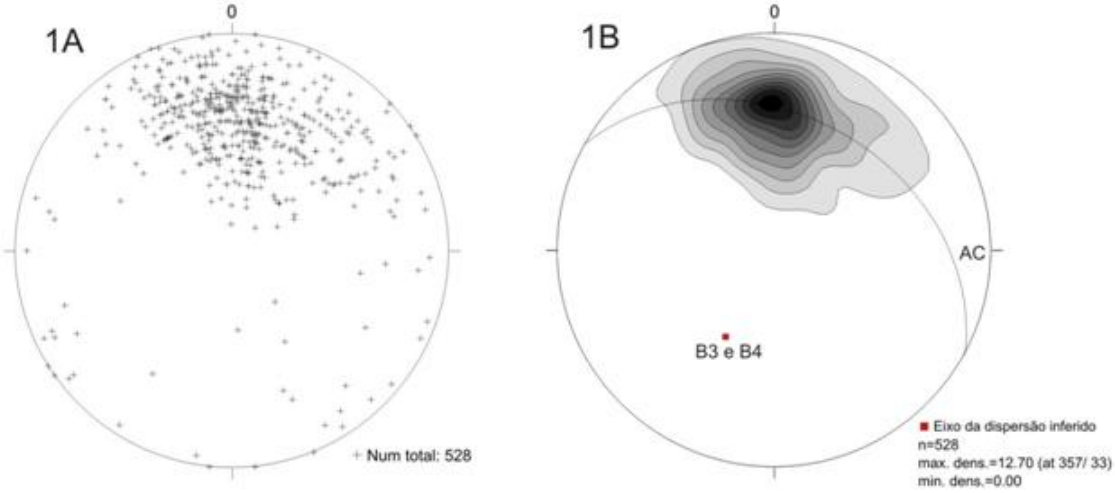
Figura. 6.2.18. *Nível de xisto budinado com crenulações D3 associadas nas zonas de cisalhamento D3.*

Figura. 6.2.19. *Importante zona de fechamento periclinal em de zona de charneira D3. Grandes dobras simétricas em 'M".*

Figura. 6.2.20. *Linha de charneira B3 com caimento para WSW e dobra vergênte para norte.*

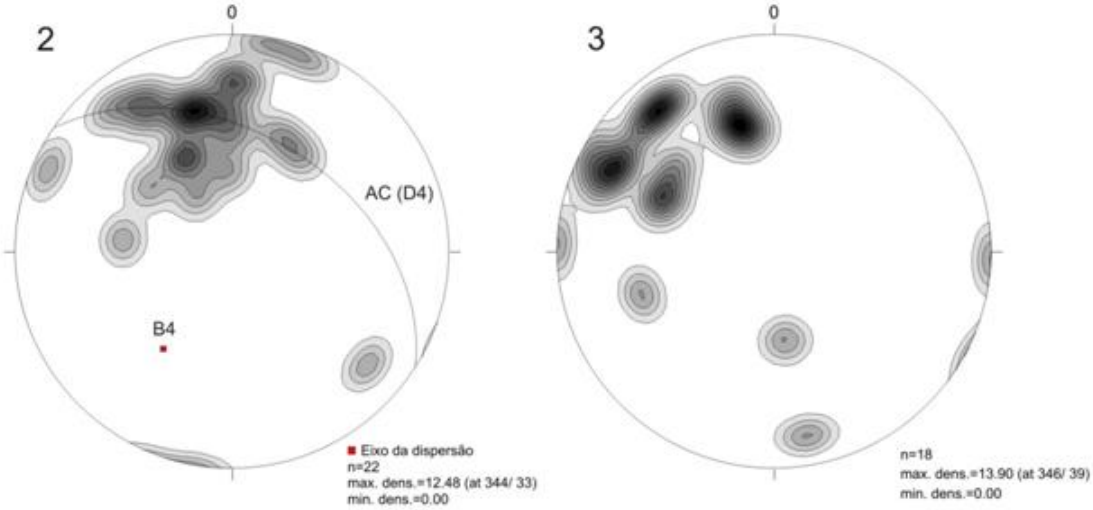
Prancha 1- Elementos estruturais planares
(Domínio I- Serra da Estância-Pombeiro)
-Sub-domínio Oeste-

Foliação e/ou xistosidade principal S2

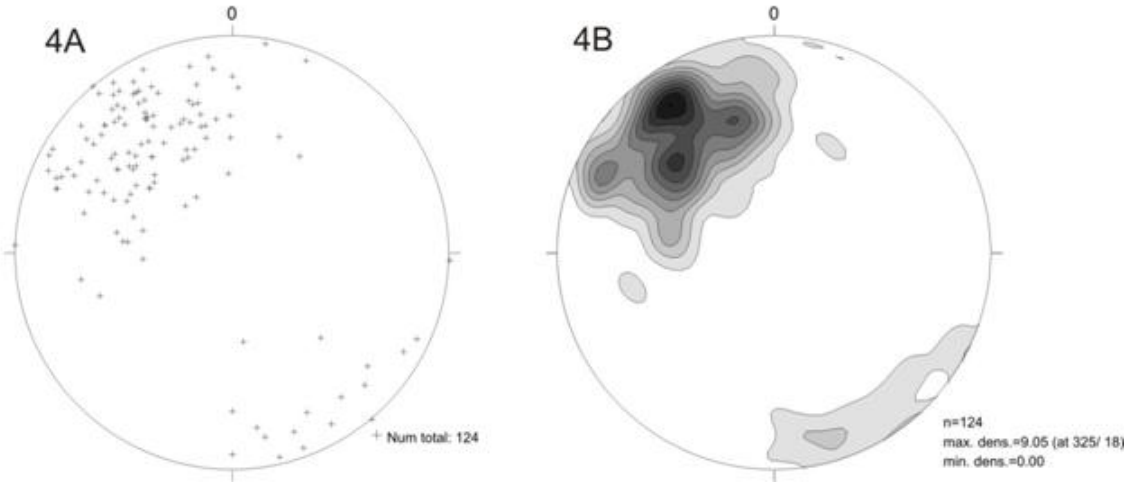


Clivagem de crenulação e/ou xistosidade S3

Clivagem de crenulação S4



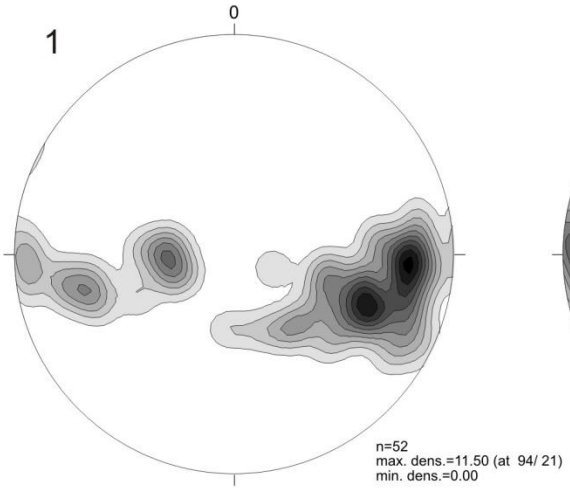
Clivagem de crenulação e/ou xistosidade oblíqua sem hierarquia estabelecida



Prancha 2- Elementos estruturais lineares
(Domínio I- Serra da Estância-Pombeiro)
-Sub-domínio Oeste-

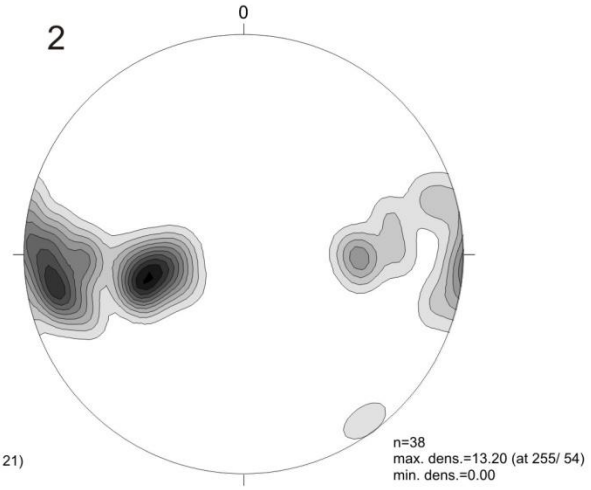
Lineações de estiramento L2

1



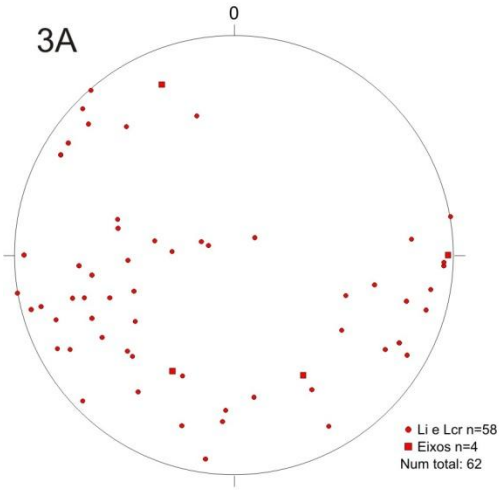
Mullions L2 e L3 sub-paralelos

2

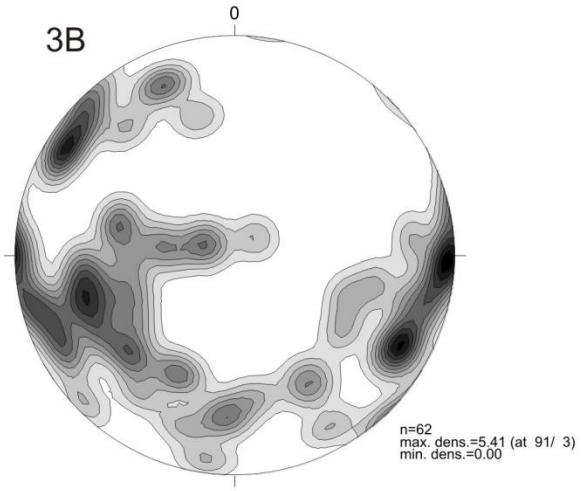


Eixos B3 e lineações de crenulação L3 e/ou intersecção S3/S2

3A

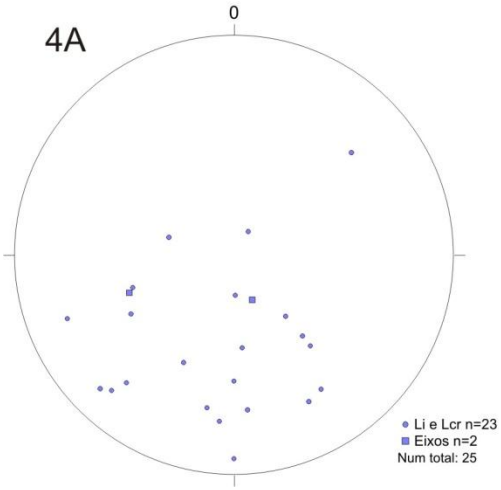


3B

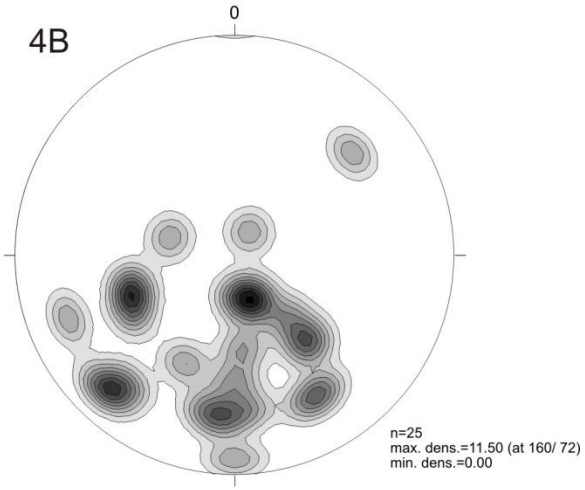


Eixos B4 e lineações de crenulação L4 e/ou intersecção S4/S2

4A

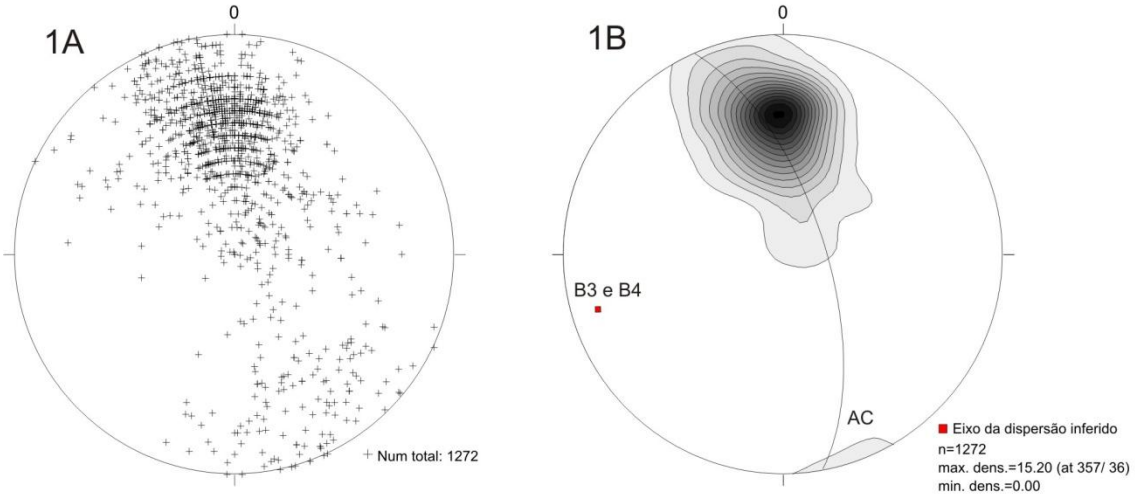


4B

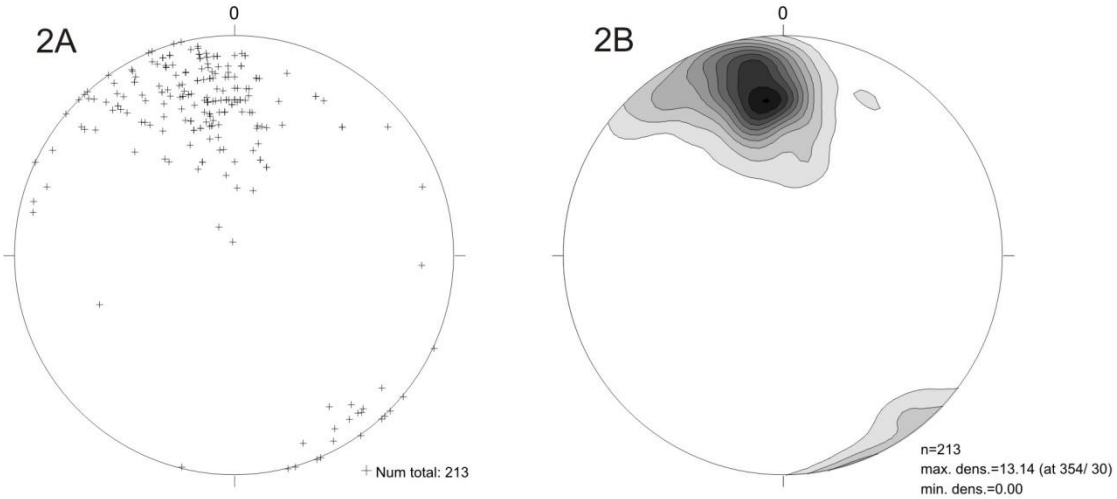


Prancha 3- Elementos estruturais planares
(Domínio I- Serra da Estância-Pombeiro)
-Sub-domínio Central-

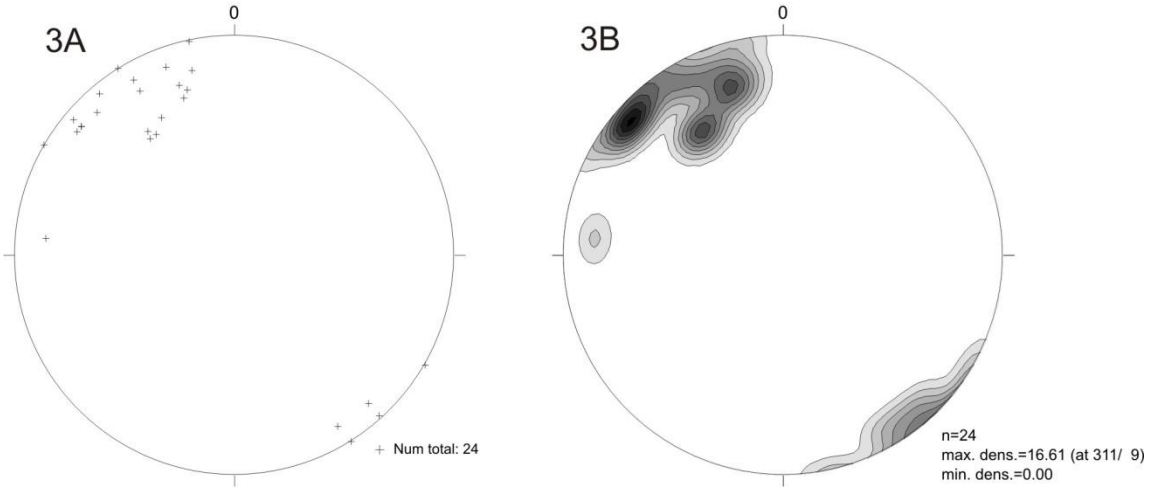
Foliação e/ou xistosidade principal S2



Clivagem de crenulação e/ou xistosidade S3

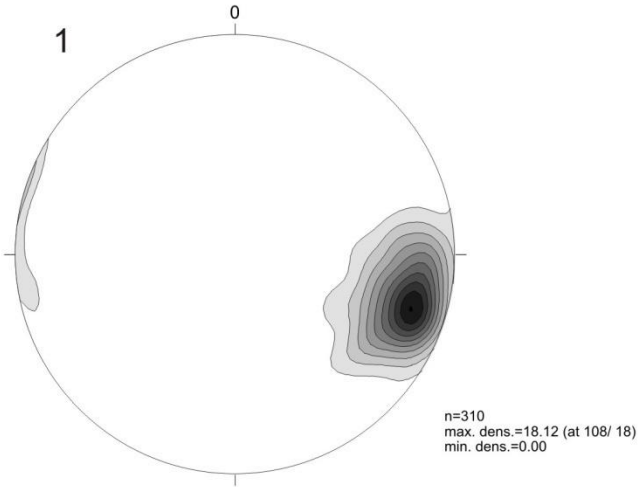


Clivagem de crenulação e/ou xistosidade S4

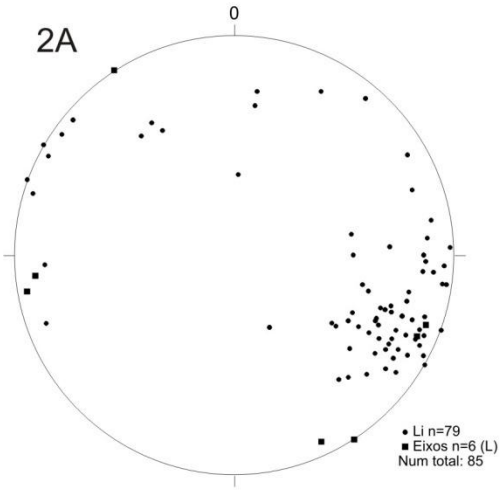


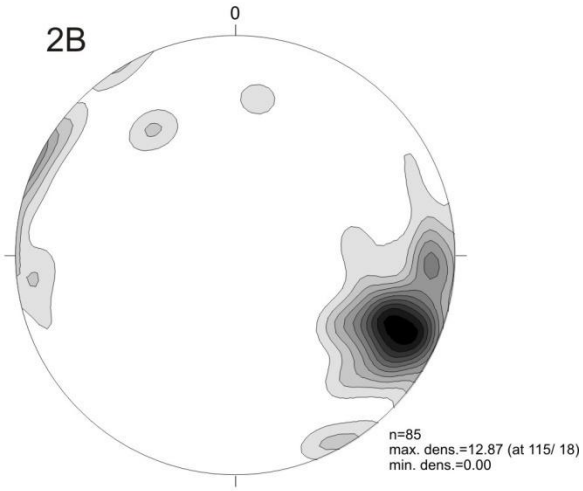
Prancha 4A- Elementos estruturais lineares
(Domínio I- Serra da Estância-Pombeiro)
-Sub-domínio Central-

Lineações de estiramento L2

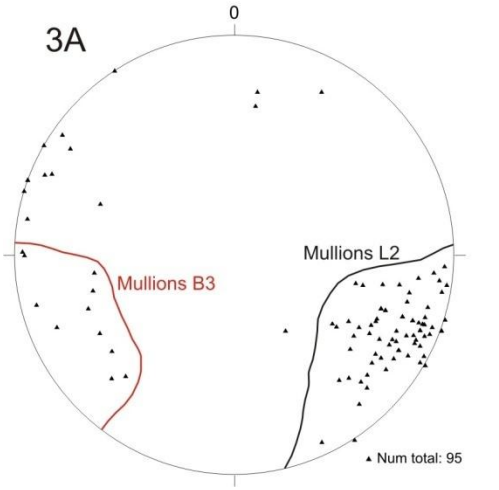


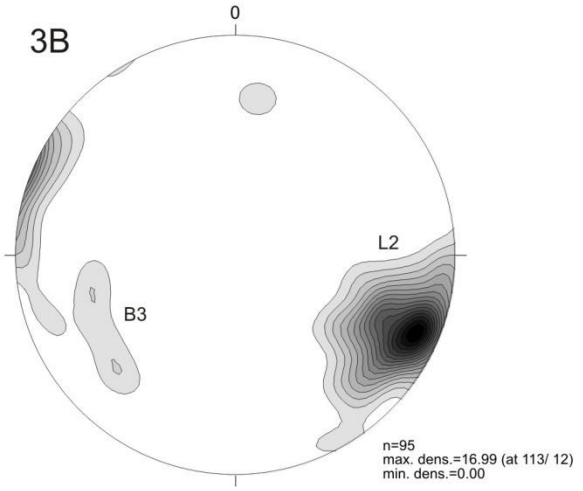
Lineações L2 de intersecção S1/S2





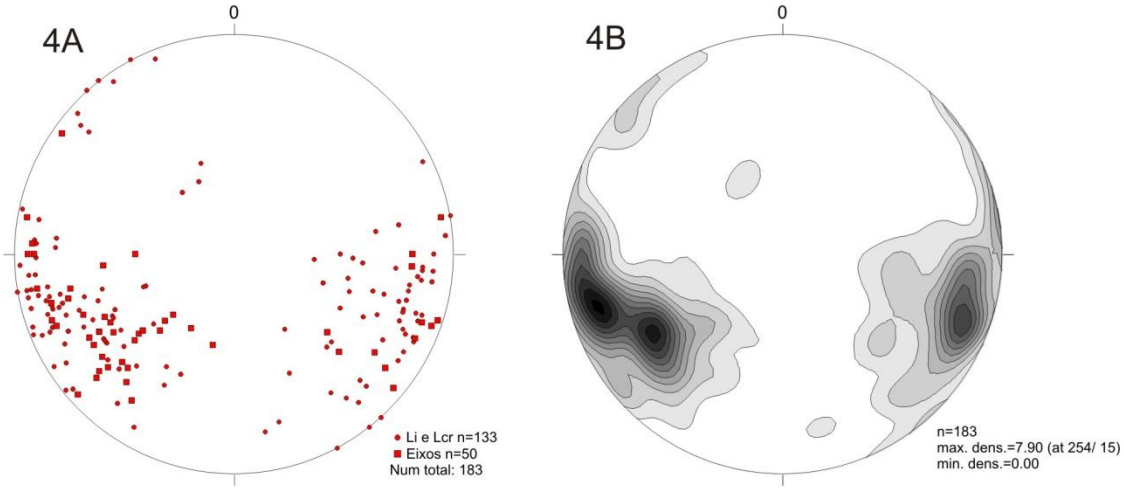
Mullions L2 e L3



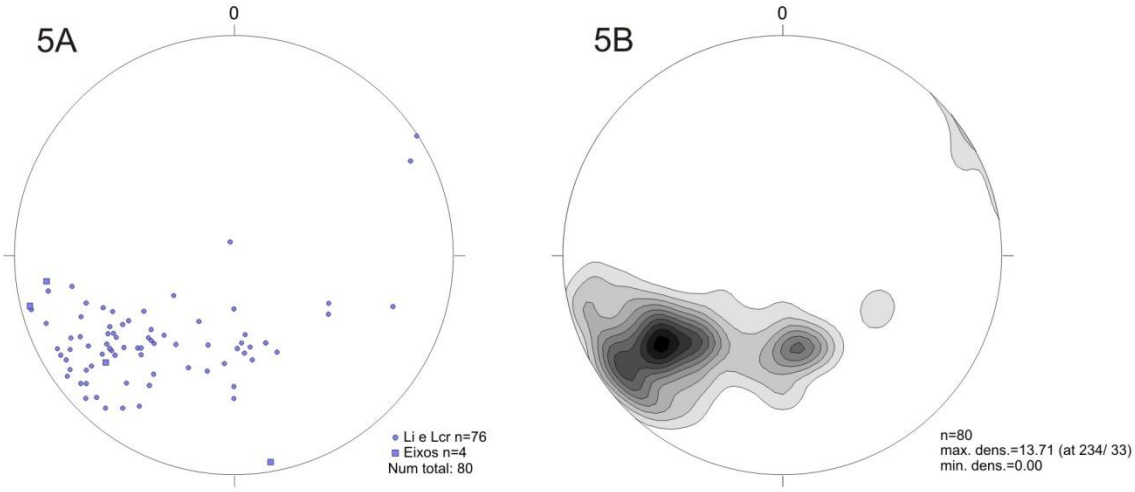


Prancha 4B- Elementos estruturais lineares
(Domínio I- Serra da Estância-Pombeiro)
-Sub-domínio Central-

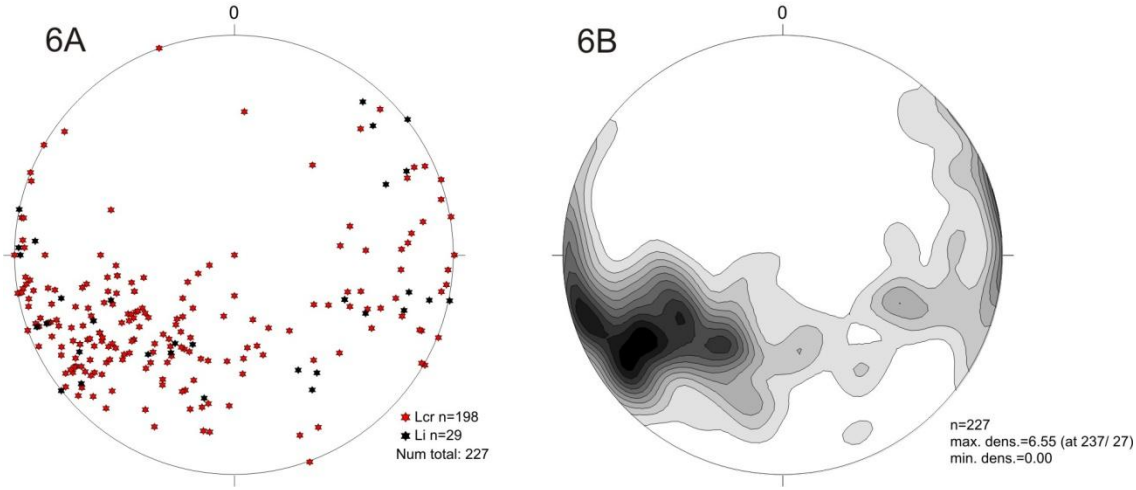
Eixos B3 e lineações de crenulação L3 e/ou intersecção S3/S2



Eixos B4 e lineações de crenulação L4 e/ou intersecção S4/S2

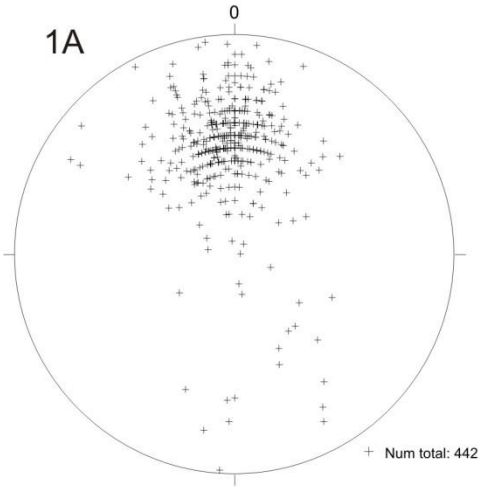


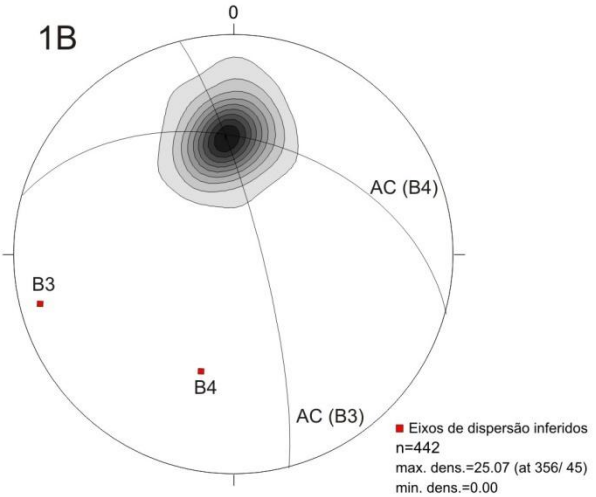
Lineações de crenulação e intersecção sem hierarquia estabelecida



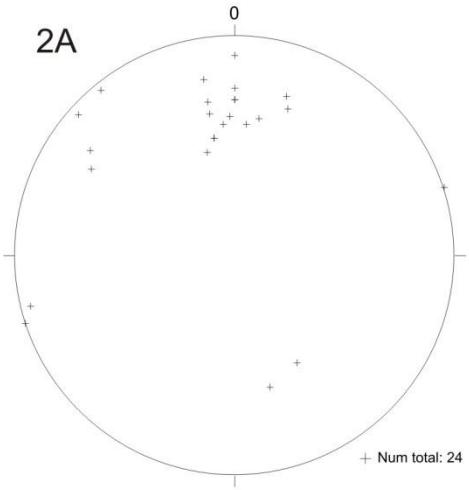
Prancha 5- Elementos estruturais planares
(Domínio I- Serra da Estância-Pombeiro)
-Sub-domínio Leste-

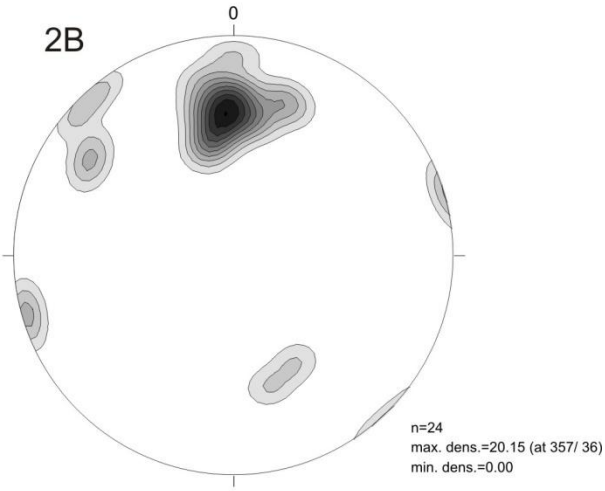
Foliação e/ou xistosidade principal S2



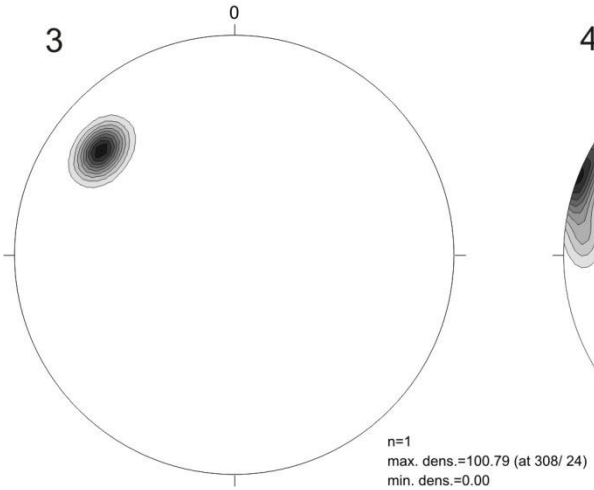


Clivagem de crenulação e/ou xistosidade S3

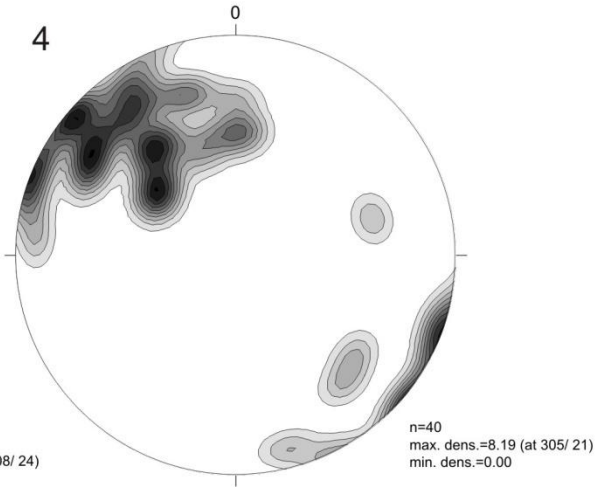




Clivagem de crenulação S4



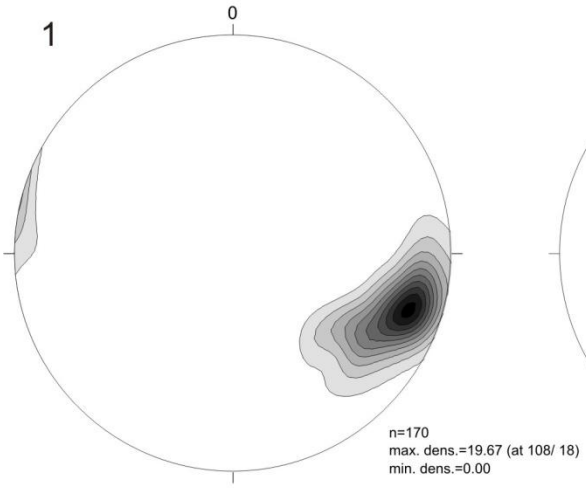
Clivagem de crenulação sem hierarquia estabelecida



Prancha 6A- Elementos estruturais lineares
(Domínio I- Serra da Estância-Pombeiro)
-Sub-domínio Leste-

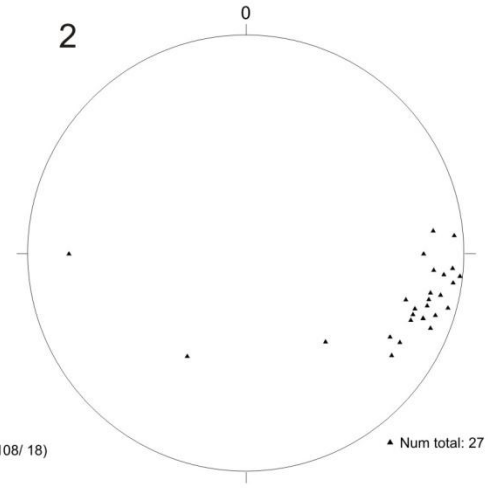
Lineações de estiramento L2

1



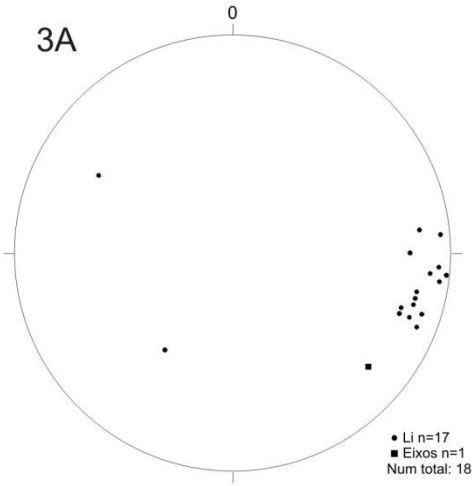
Mullions L2 e L3 sub-paralelos

2

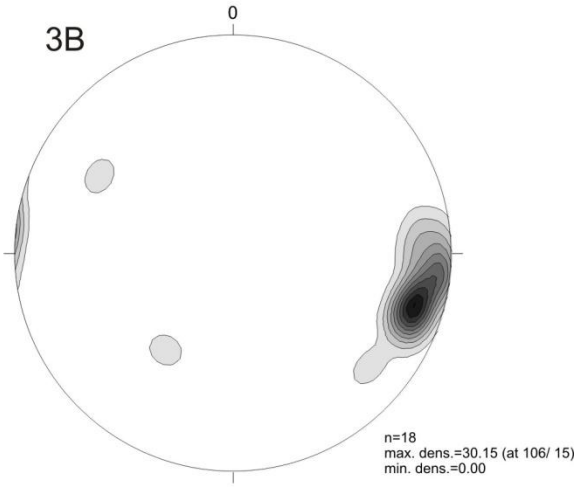


Lineações L2 de intersecção S1/S2

3A

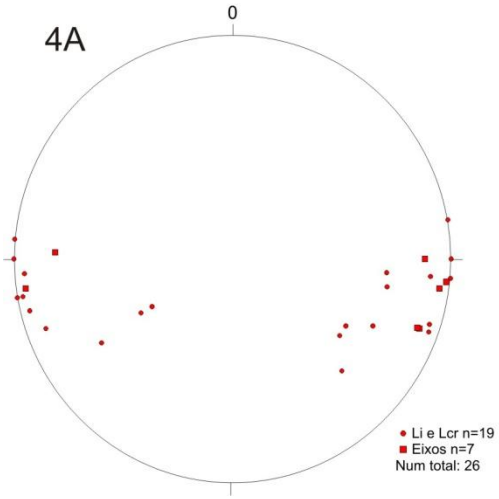


3B

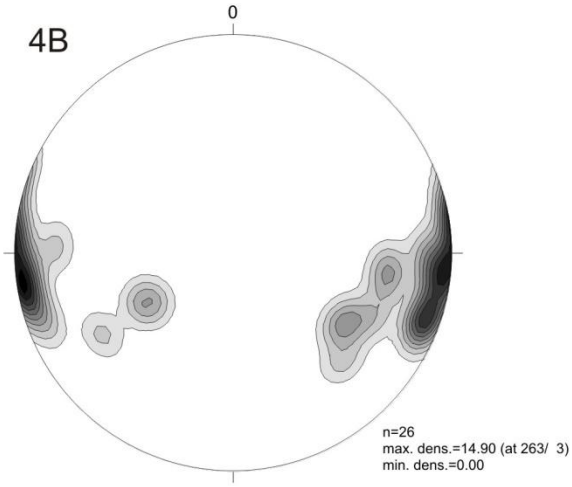


Eixos B3 e lineações de crenulação L3 e/ou intersecção S3/S2

4A

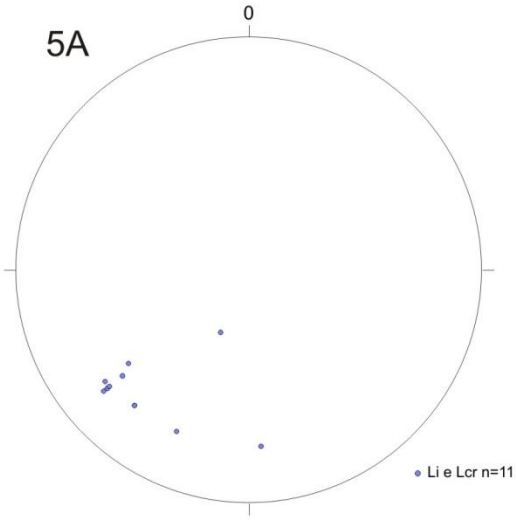


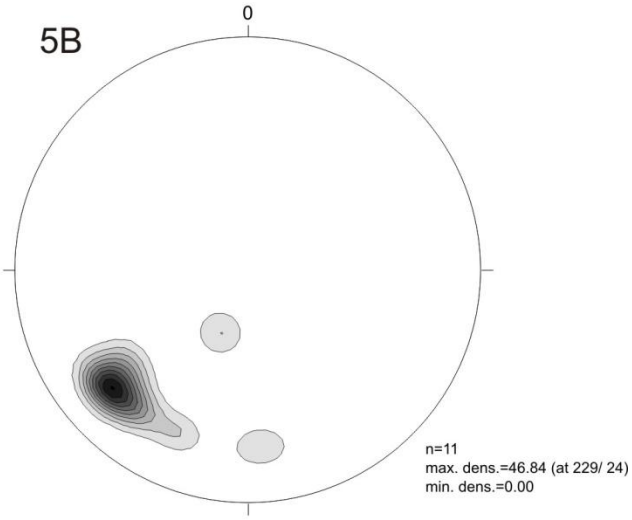
4B



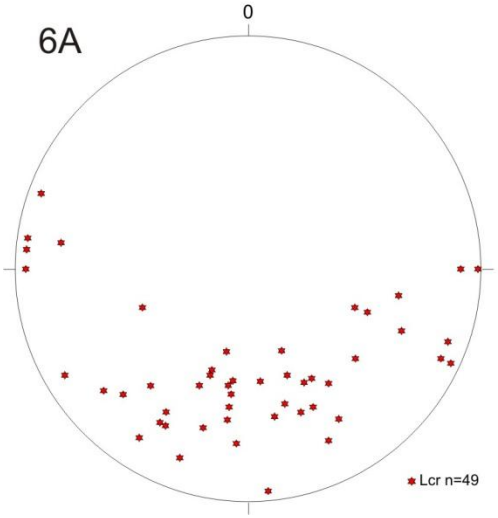
Prancha 6B- Elementos estruturais lineares
(Domínio I- Serra da Estância-Pombeiro)
-Sub-domínio Leste-

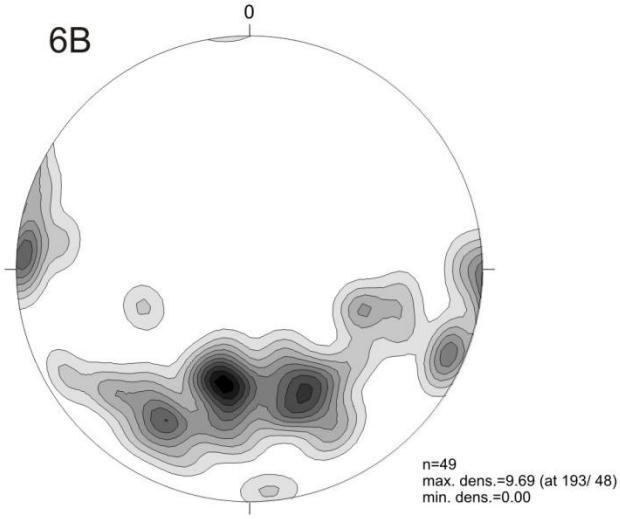
Eixos B4 e lineações de crenulação L4 e/ou intersecção S4/S2





Lineações de crenulação e intersecção sem hierarquia estabelecida





- II- Domínio Serra do Pombeiro (NE- SW)

(Pranchas 7, 8A e 8B)

A Serra do Pombeiro é limitada a oeste pela Zona de Cisalhamento de Três Corações, de direção NE-SW, alto mergulho para SE ou sub-vertical e movimentação lateral destral. A dispersão dos pólos da foliação principal S2, reflete os dobramentos D3 com eixos NE-SW e caimento preferencial para SW, onde os planos axiais, assim como a xistosidade S3 possuem alto mergulho para SE, marcando vergência para NW.

A serra se estrutura em uma dobra antiformal D3, fechada, de 1ª ordem, cujo núcleo da antiforma é composto por quartzitos da Formação Campestre, similar ao domínio da Serra da Estância *(Figura. 6.2.21)*. No topo da serra, onde aflora o núcleo da estrutura, são observadas dobras parasitas simétricas em "M" que correspondem à zona de charneira desse dobramento *(Figura. 6.2.22).* Parasitas em "S" e em "Z" também forma descritas compondo respectivamente o flanco inferior e superior da estrutura. Ocorre segregação de quartzo na zona de charneira desse dobramento, formando *rods* B3 monominerálicos. As lineações L3 de crenulação e intersecção, e os *mullions* B3, que estruturalmente correspondem ao eixo do dobramento, possuem direção NE-SW com planos axiais S3 de alto mergulho para SE, compatível com a vergência para NW do dobramento.

As lineações e *mullions* L2, tanto de intersecção como de estiramento, estão dispostas em duas famílias principais: uma com forte caimento para SE e outra invariavelmente sub-paralela as lineações L3. Essas lineações de estiramento de caimento para SE, podem também estar relacionada à fase deformacional D3, registrando um cavalgamento sin-S3 para NW, onde ocorre transposição da foliação S2. Já as lineações sub-paralelas a L3 registra o caráter homoaxial entre D2 e D3. O cavalgamento sin-S3 acima citado, rompe o flanco inferior da estrutura antiformal na zona de cisalhamento de Três Corações, ocorrendo transposição para S3.

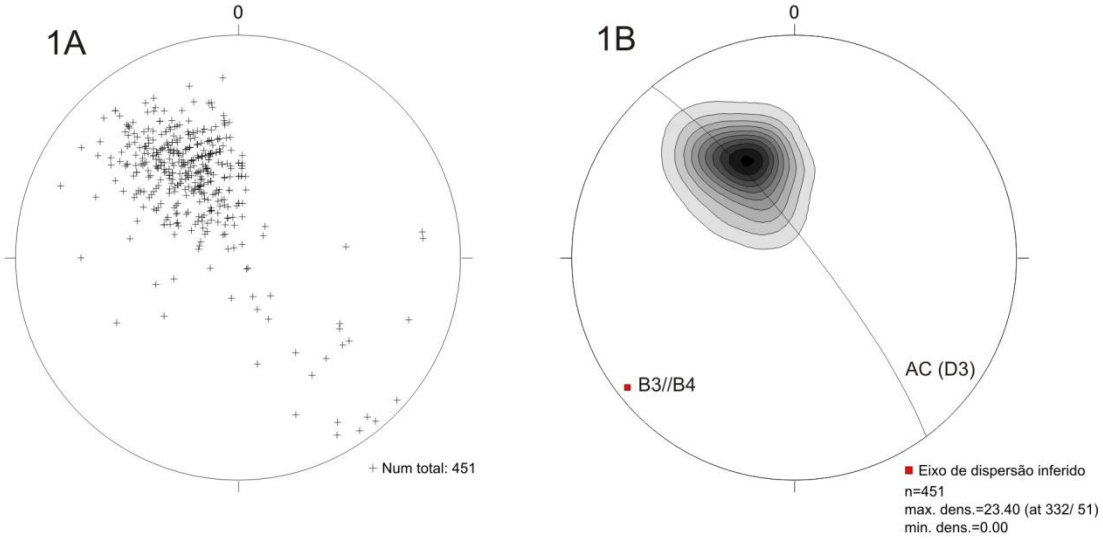
Embora tenha sido observada em apenas dois afloramentos, aparentemente a fase de dobramento D4, também possui eixos de direção NE-SW e plano axial sub-paralelo a S3. Foi identificado em uma zona de transposição, onde a foliação S2 transposta para S3 dispunha-se dobrada em D4 aberta.

Figura. 6.2.21. *Núcleo antiformal D3 composto por quartzitos da Formação Campestre na Serra do Pombeiro.*

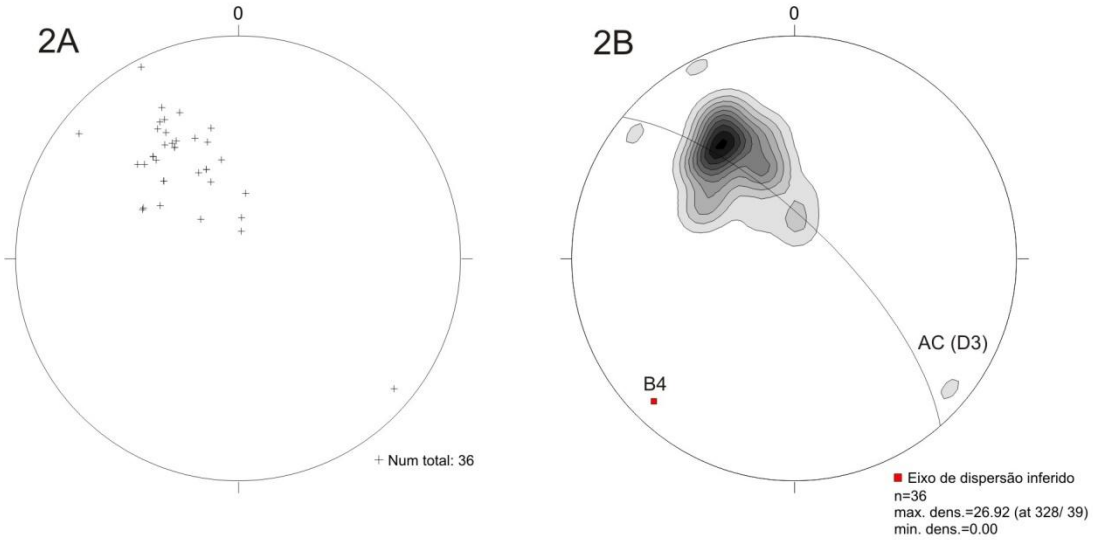
Figura. 6.2.22. *Dobras D3 simétricas em "M", evidenciando charneira do núcleo antiformal.*

Prancha 7- Elementos estruturais planares
(Domínio II- Serra do Pombeiro)

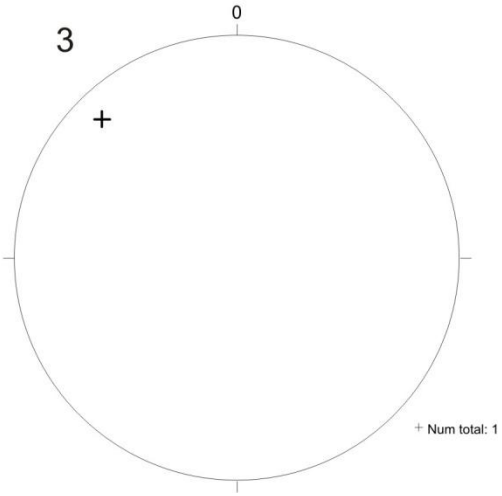
Foliação e/ou xistosidade principal S2



Clivagem de crenulação e/ou xistosidade S3

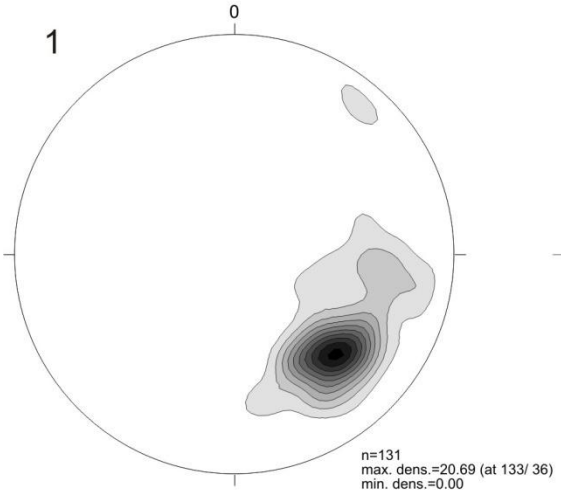


Clivagem de crenulação e/ou xistosidade S4

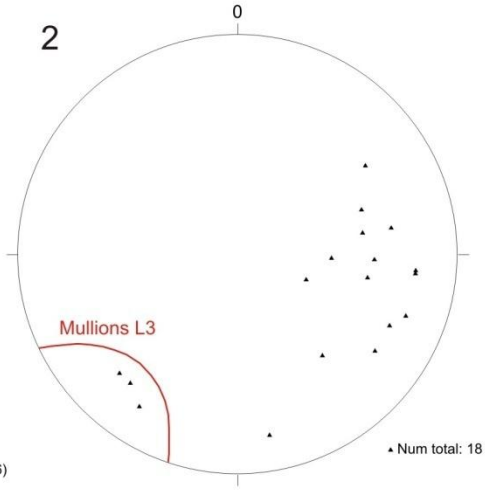


Prancha 8A- Elementos estruturais lineares
(Domínio II- Serra do Pombeiro)

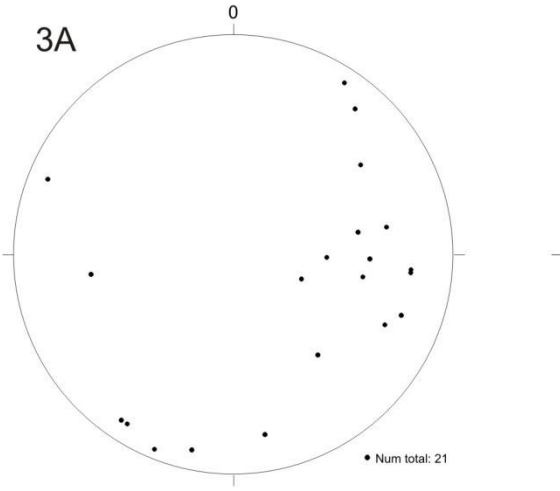
Lineações de estiramento L2

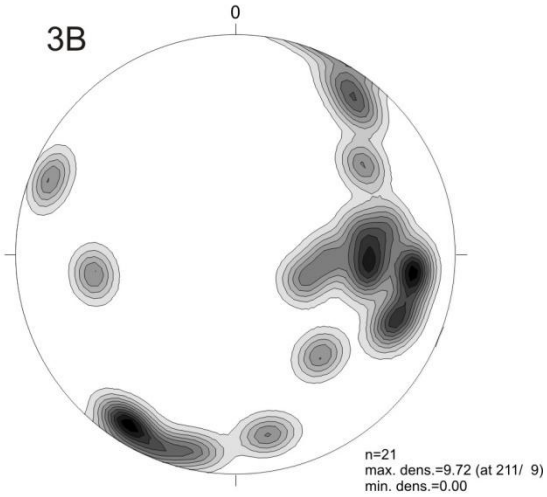


Mullions L2 e L3

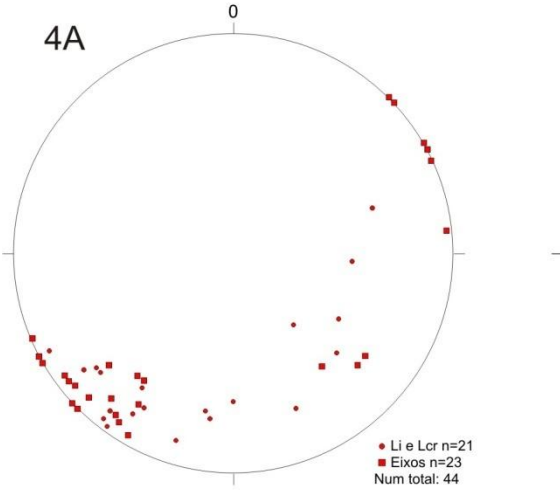


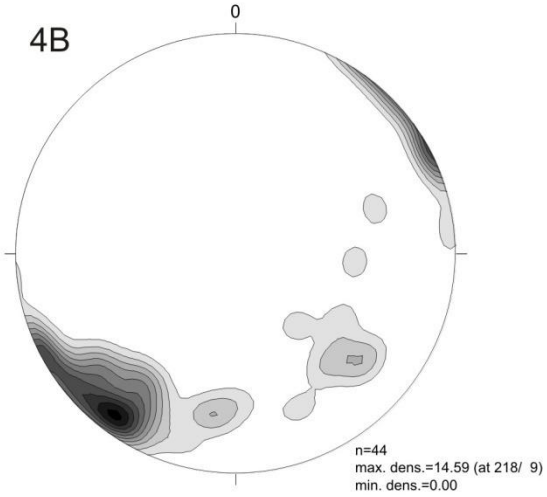
Eixos B2 e lineações de intersecção L2 (S1/S2)





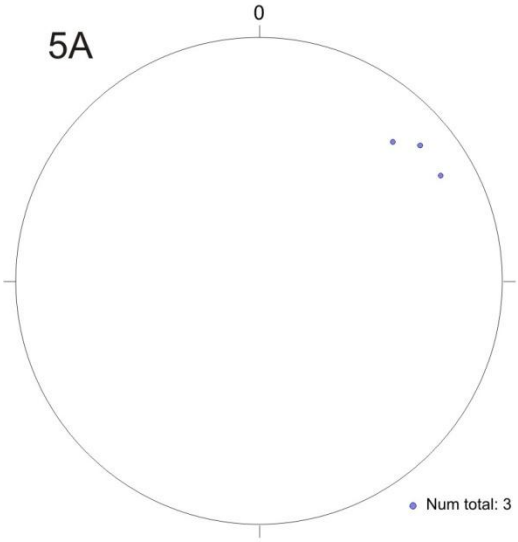
Eixos B3 e lineações de crenulação L3 e/ou intersecção S3/S2

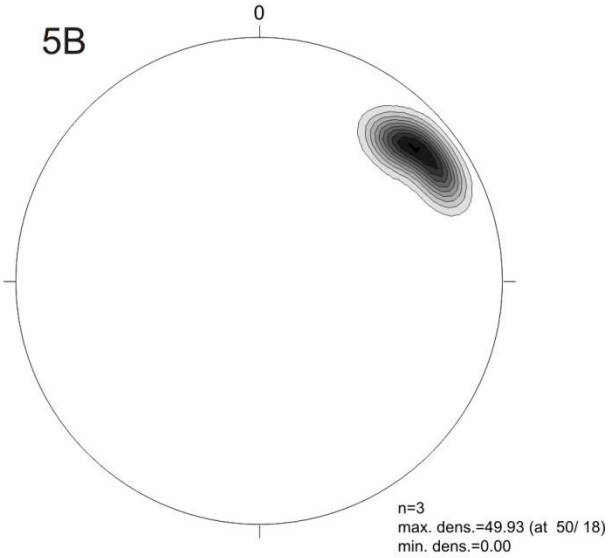




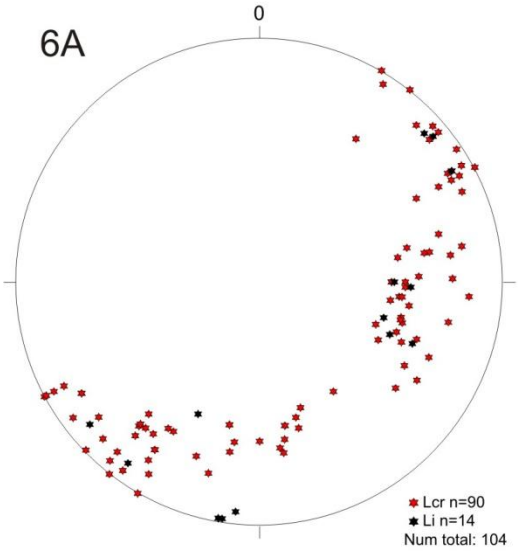
Prancha 8B- Elementos estruturais lineares
(Domínio II- Serra do Pombeiro)

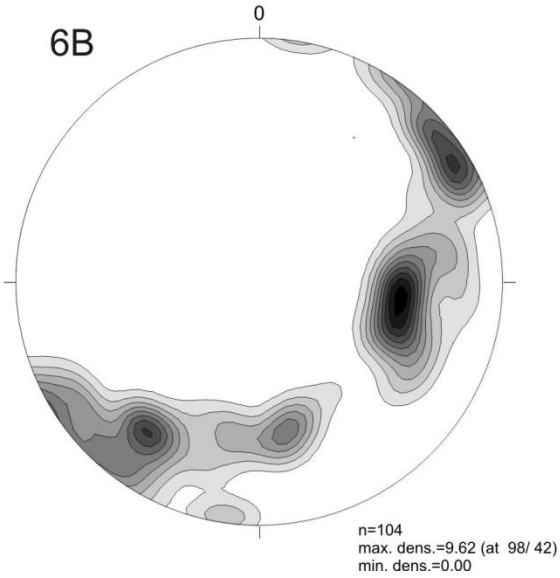
Eixos B4 e lineações de crenulação L4 e/ou intersecção S4/S2





Lineações de crenulação e intersecção sem hierarquia estabelecida





- <u>III- Domínio Serra do Galinheiro (charneira)</u>

(Pranchas 9,10A e 10B)

A Serra do Galinheiro, constitui uma importante zona de charneira da mega-estrutura em formato de ”Z” da *Nappe* Carrancas, sendo limitada a oeste pela importante Zona de Cisalhamento de Três Corações com movimentação lateral destral.

Essa charneira compõe uma estrutura antiformal D4 na confluência da Serra de Carrancas (E-W) com a Serra do Galinheiro (NE-SW), com formação de dobras “M” na zona de charneira e intensa recristalização plano axial S4 *(Figuras. 6.2.23 e 6.2.24)* de mergulho acentuado para SE. A estrutura antiformal D4 possui eixo com caimento para SW, vergência para NW e plano axial íngreme de alto mergulho para SE.

As lineações L2 e L3, sub-paralelas (dobramentos homoaxiais), chegam da Serra de Carrancas com direção grosso modo E-W ou com caimento para ESE, curvando-se na zona de charneira D4 com uma tendência a paralelização com L4, o que explica a forte dispersão das lineações nas projeções estereográficas. Tanto a foliação S2 como a foliação S3, mostram dispersão dos pólos compatível com a deformação D4.

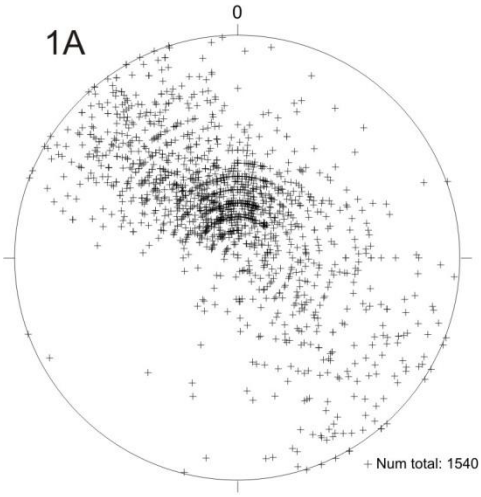
As lineações L2 de estiramento, embora associadas ao transporte sin-S2 da *nappe* para leste e sudeste, e originalmente dispostas na direção E-W, apresenta-se dobrada juntamente com a foliação S2 e indicadores cinemáticos relacionáveis a esta fase, sendo difícil neste domínio a caracterização do transporte tectônico principal.

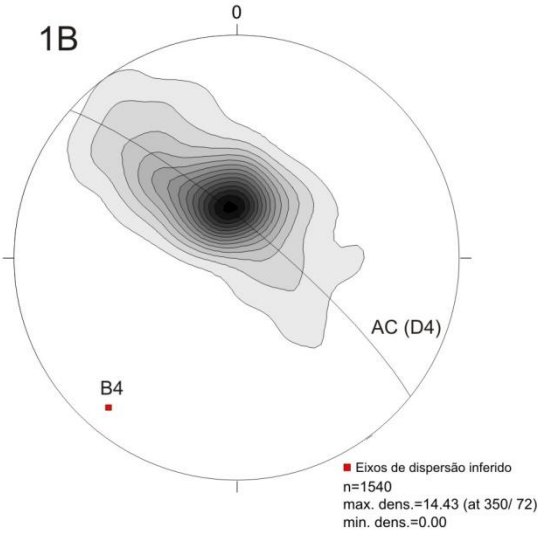
***Figura. 6. 2.23**. Núcleo antiformal D4 composto pelos quartzitos as Formação São Tomé das letras. Vista da Serra do Galinheiro para a Serra de Carrancas.*

***Figura. 6.2.24.** Dobras simétricas em M da zona de charneira da estrutura antiformal D4.*

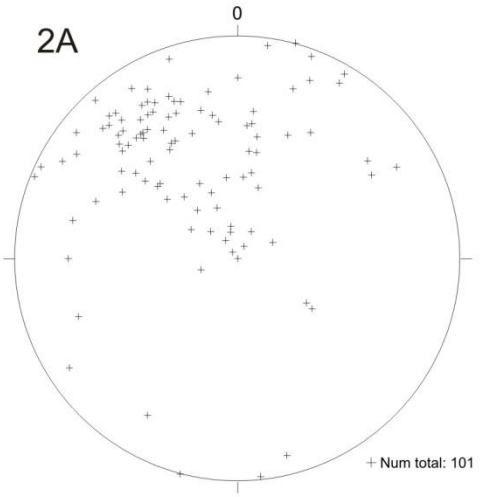
Prancha 9- Elementos estruturais planares
(Domínio III- Serra do Galinheiro)

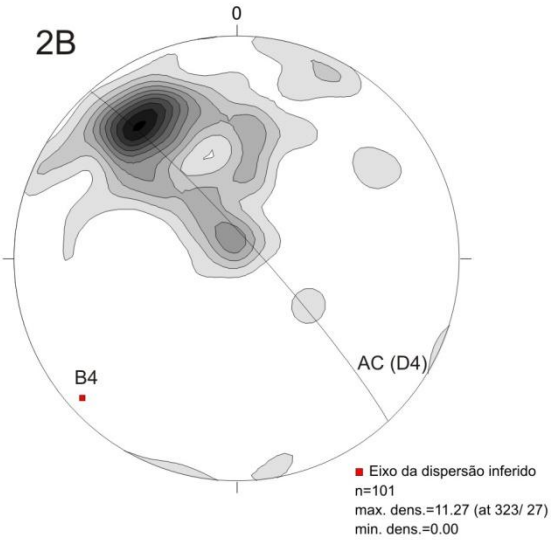
Foliação e/ou xistosidade principal S2



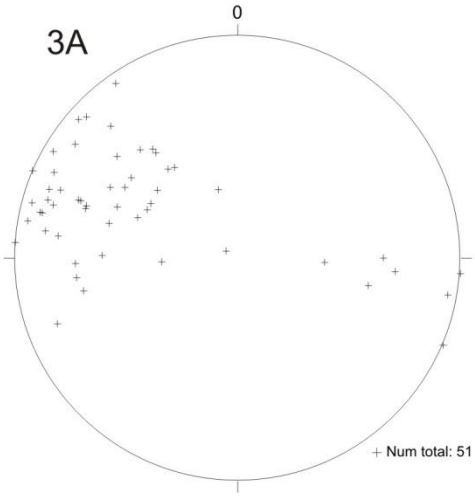


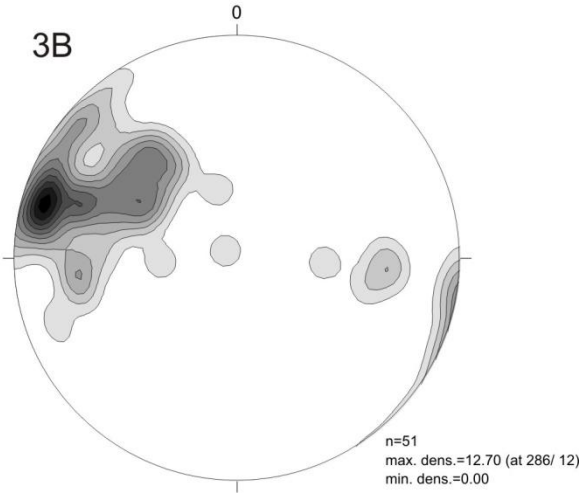
Clivagem de crenulação e/ou xistosidade S3





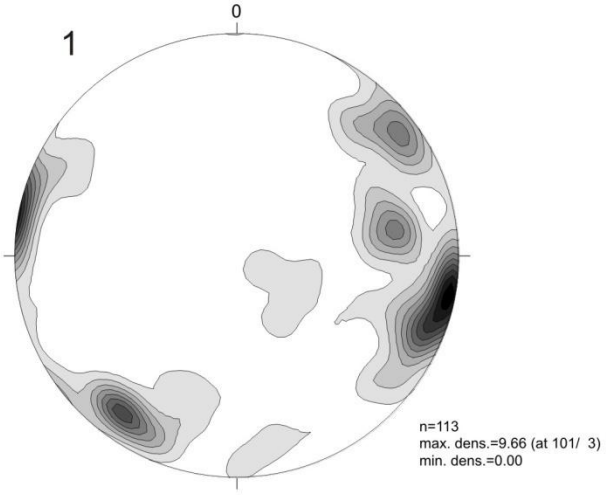
Clivagem de crenulação e/ou xistosidade S4



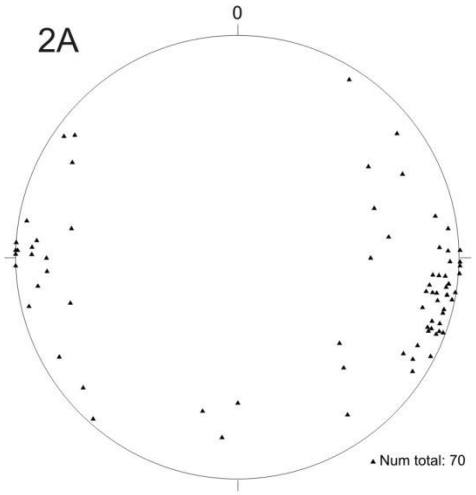


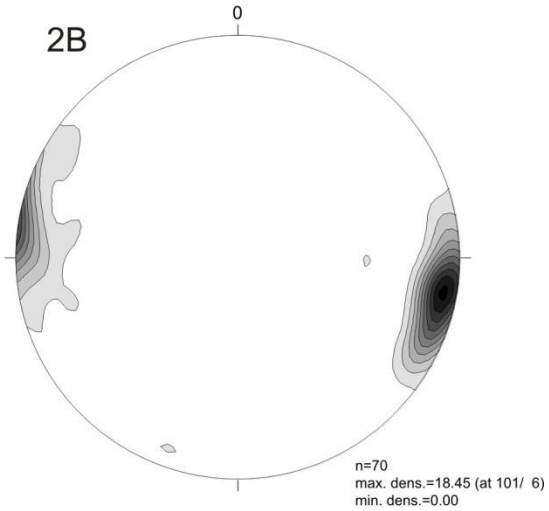
Prancha 10A- Elementos estruturais lineares
(Domínio III- Serra do Galinheiro)

Lineações de estiramento L2

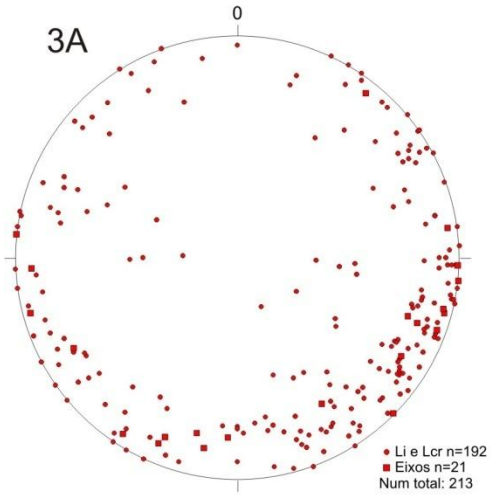


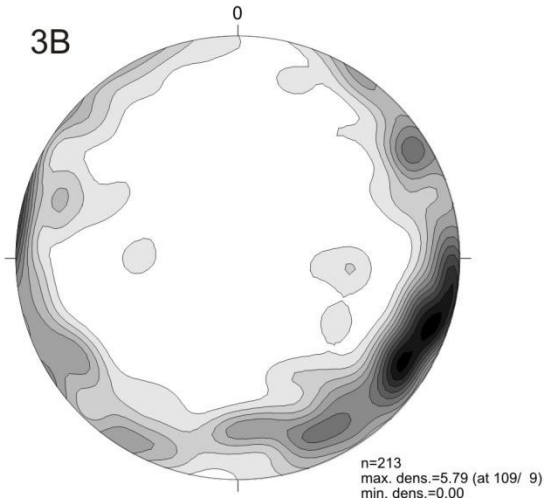
Mullions L2





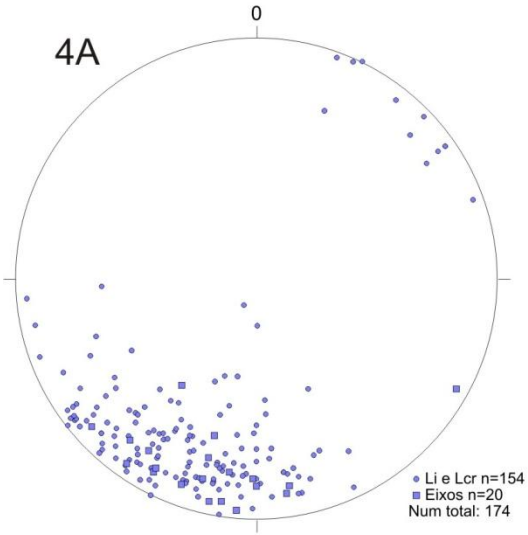
Eixos B3 e lineações de crenulação L3 e/ou intersecção S3/S2

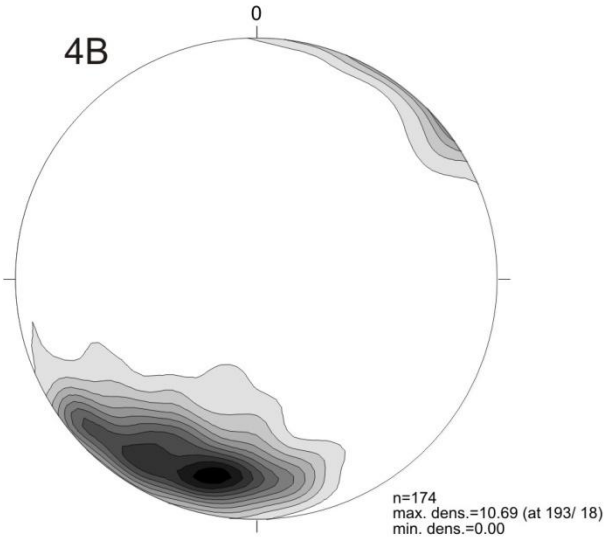




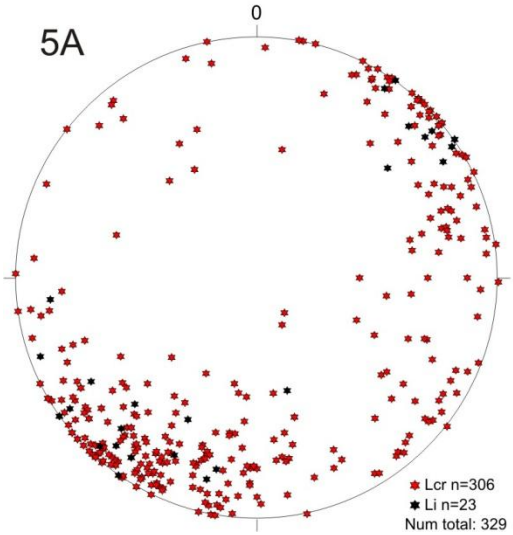
Prancha 10B- Elementos estruturais lineares
(Domínio III- Serra do Galinheiro)

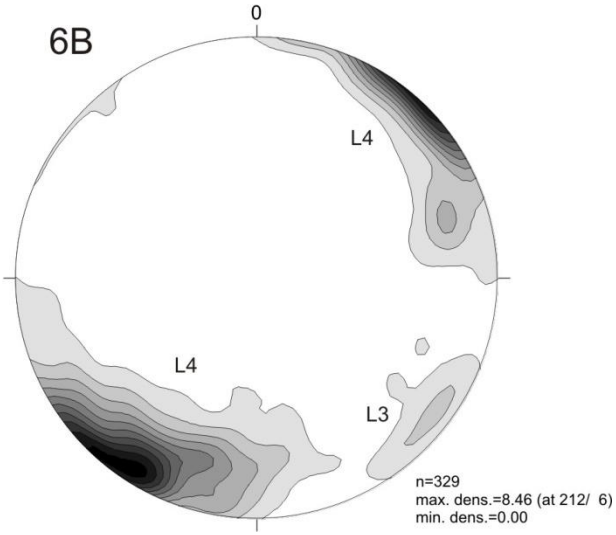
Eixos B4 e lineações de crenulação L4 e/ou intersecção S4/S2





Lineações de crenulação e intersecção sem hierarquia estabelecida





- <u>IV- Domínio Serra de Carrancas</u>

(Pranchas 11 e 12)

Na Serra de Carrancas, a foliação principal S2 não possui praticamente dispersão, apenas uma pequena variação de mergulho do norte para o sul da serra, sendo em torrno de 20º a 30º no norte e de 5º a 10º no sul. Devido a ausência de dobras parasitas, indicaticativas de topo, base e charneira de dobramentos, a Serra de Carrancas é interpretada como sendo uma estrutura monoclinal D2.

Foram observadas no campo, duas fases de dobras abertas com comprimento de onda na ordem de 1 a 2m e amplitudes centimétricas, uma com eixo de caimento para S e outra com eixo sub-horizontal E-W, ambas afetando a foliação principal S2. Essas dobras são compativeis coma as lineaçôes de crenulação e intersecção L3 de direção E-W e L4 de direção N-S e caimento para sul.

As lineações L3 de diração E-W, se associam a planos axiais S3 de mergulho moderado para sul e dispersão compatível com os dobramentos D4. Já as lineações L4, que possuem direção N-S e caimento para S, estão relacionadas a planos axiais S4 de mergulho acentuado normalmente para E, mostrando vergência para W. Por D3 e D4 possuírem eixos ortogonais, é comum a presença de interferência do tipo 1 (domos e bacias) observados no plano da foliação S2. Dobras D3, rompidas no flanco inferior, típicas de deformação de flanco de dobras, evidenciam o caráter ruptil-ductil desta fase deformacional, cuja movimentação do cisalhamento foi de topo para NE *(Figura. 6.2.25).*

Os *mullions* L2 são paralelos as lineações de estiramento com direção ESE-WNW, que aliados a indicadores cinemáticos do tipo porfiroblastos com caldas assimétricas e *ribbons* sigmoidais, evidenciam transporte sin-S2 de topo para leste e sudeste. Esses mullions e lineações L2 também são sub-paralelos as lineações de crenulação e intersecção L3, mostrando que D2 e D3 são fases homoaxiais.

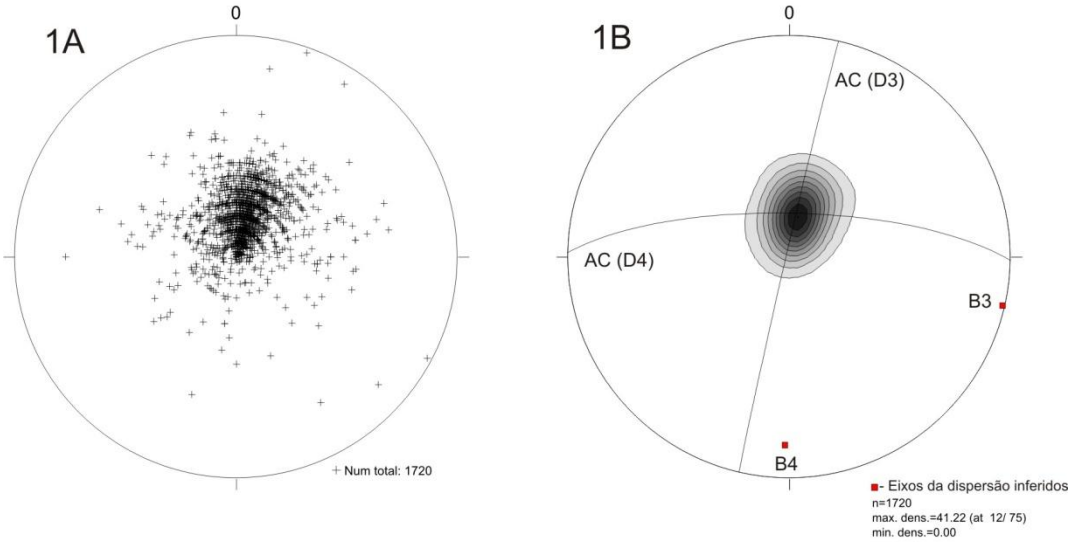
Uma fase de deformação ruptil, tardia a todas as outras, é observada apenas na Serra de Carrancas e parte da Serra das Bicas, onde intensos e frequentes fraturamentos losangulares formam duas famílias principais: uma de direção NW-SE e outra de direção NE-SW *(Figura. 6.2.26).*

Figura. 6.2.25. *Dobras D3 com plano axial rompido em zona de cisalhamento rúptil-ductil.*

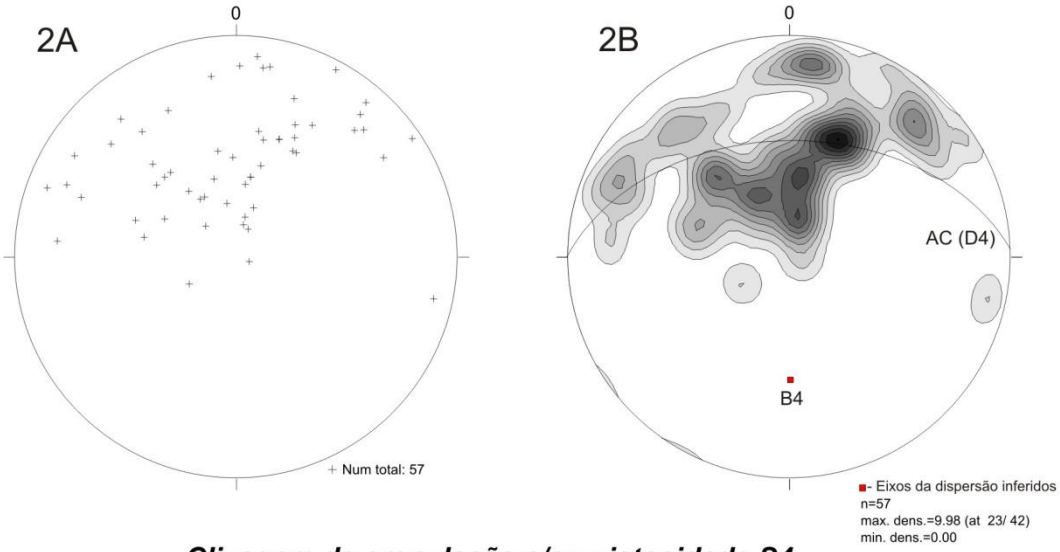
Figura. 6.2.26. *Fraturamento losangular observado apenas na Serra de Carrancas e Localmente na base da Serra das Bicas. Fase deformacional rúptil tardia.*

Prancha 11- Elementos estruturais planares
(Domínio IV- Serra de Carrancas)

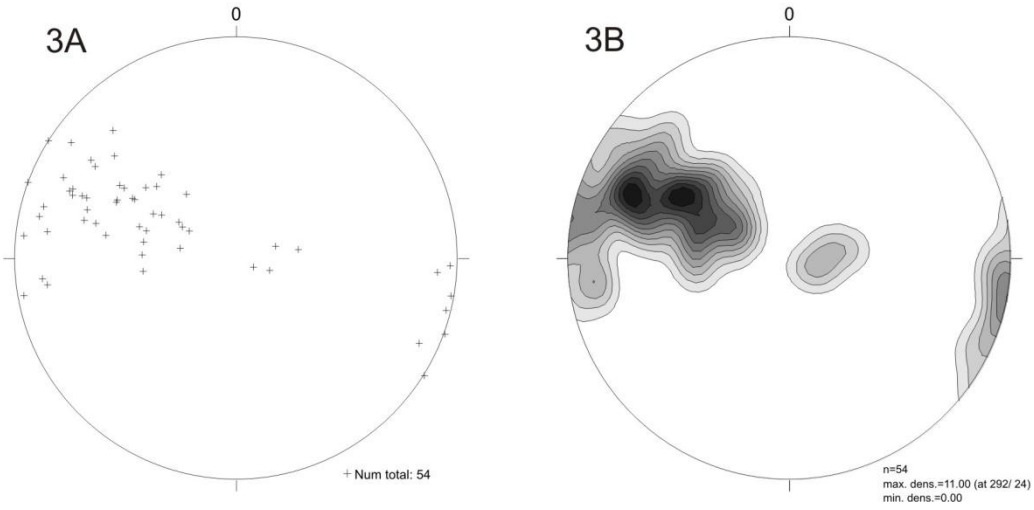
Foliação e/ou xistosidade principal S2



Clivagem de crenulação e/ou xistosidade S3



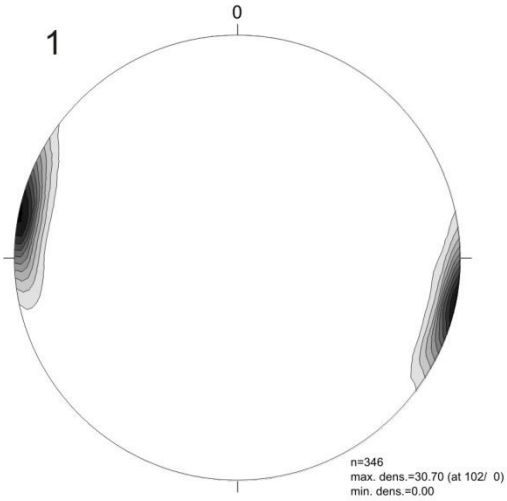
Clivagem de crenulação e/ou xistosidade S4



Prancha 12- Elementos estruturais lineares
(Domínio IV- Serra de Carrancas)

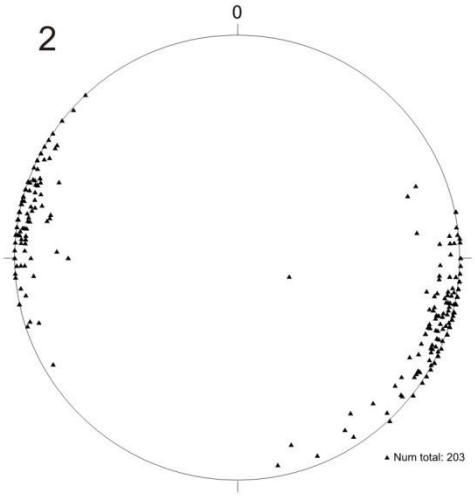
Lineações de estiramento L2

1



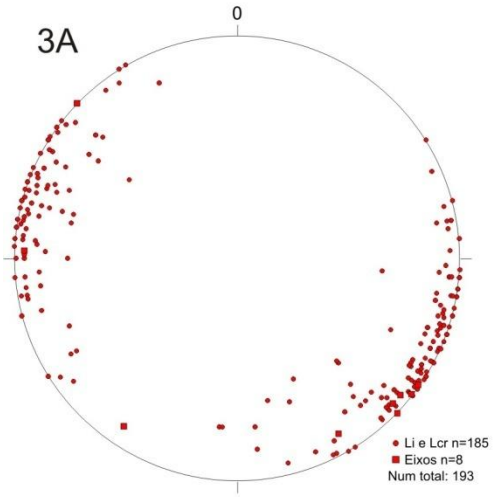
Mullions L2

2

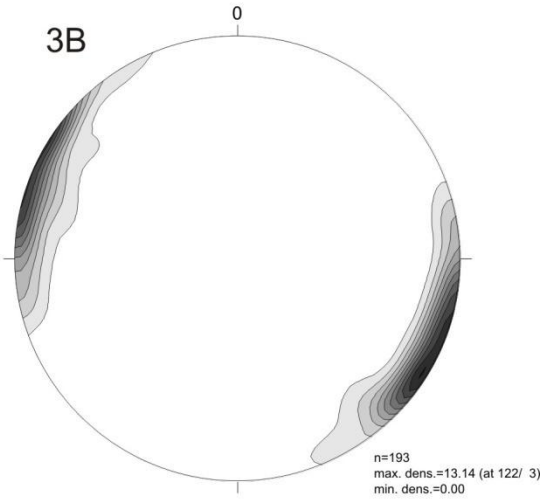


Eixos B3 e lineações de crenulação L3 e/ou intersecção S3/S2

3A

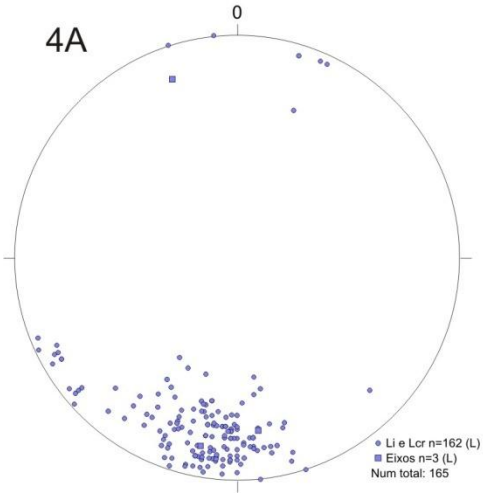


3B

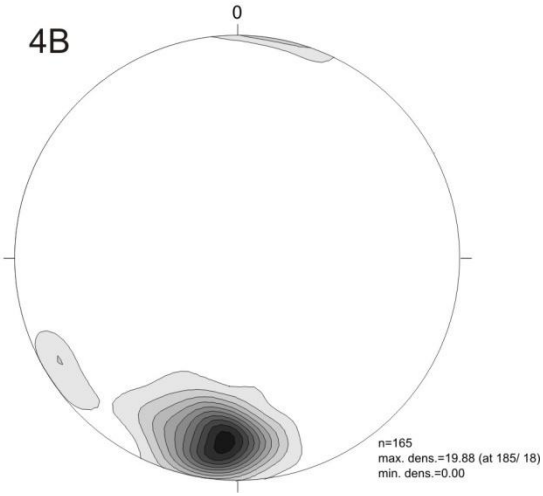


Eixos B4 e lineações de crenulação L4 e/ou intersecção S4/S2

4A



4B



- V- Domínio Serra das Bicas

(Pranchas 13, 14A, 14B, 15, 16, 17 e 18)

A dispersão da foliação S2 no sub-domínio norte, retrata uma grande estrutura sinformal aberta, com eixo de caimento para SW, interpretada como uma dobra tarde-D3. È tida como relacionada ao evento tarde-D3, pelo fato das lineações L2 e L3 sub-paralelas, assim como a xistosidade S3, estarem dobradas descrevendo a mega-estrutura. Não está relacionada ao dobramento D4, pois este gera crenulações N-S que cortam a estrutura sinformal aberta.

Uma enorme dobra sinformal D2, que pode ser vista inclusive de satélite *(Figura. 6.2.27),* admite a foliação principal regional S2 como plano axial, possuindo como eixo B2 *mullions* e *rods* paralelos as lineações de estiramento L2 *(Figura. 6.2.28)*. Esses eixos possuem direção E-W a norte, sendo redirecionados para direção NW-SE e N-S, à medida que entramos na estrutura sinformal aberta mais a sul. As lineações de crenulação e intersecção L3, são sub-paralelas as lineações L2 do tipo *mullion,* porém se associam a uma xistosidade S3 oblíqua de recristalização de muscovita. Exibem o mesmo padrão de deformação das lineações L2, dispondo-se E-W mais a norte e infletindo para NW-SE e N-S para sul da estrutura sinformal aberta tarde-D3.

No topo da Serra das Bicas afloram zonas de charneira D3 com dobras parasitas simétricas em “M” *(Figura. 6.2.32).* Essas dobras possuem eixos B3 de direção NW-SE, vergência para NE e planos axiais de mergulho moderado para SW. Neste afloramento são observadas figuras de interferência do tipo 3 (laço) entre dobras isoclinais D2 redobradas no padrão D3, evidenciando o caráter homoaxial das duas fases deformacionais, além de confirmar que B2//B3 estão realmente sendo dobrados na mega-estrutura sinformal.

As dobras e crenulações D4, dobram as lineações de crenulação e intersecção L3 em suas charneiras *(Figura. 6.2.29 e 6.2.34)* registrando a superposição de dobramentos. As dobras D4 *(Figura. 6.2.33)* possuem pouco espessamento de charneira, e por ser a última fase de dobramento se mantém sempre com eixos e crenulações N-S, vergência para W e planos axiais sub-verticais. A norte, onde as lineações L2//L3 possuem direção E-W, ocorre um padrão de interferência do tipo 1 (domos e bacias) com as lineações L4 de direção N-S *(Figura. 6.2.30 e 6.2.31),* dispostas ortogonalmente. Para sul este padrão vai se tornando oblíquo até a paralelização de L3 e L4 no sub-domínio sul.

No sub-domínio sul, a foliação S2 não possui grandes dispersões, evidenciando apenas dobras abertas com eixos NE-SW onde B3 e B4 encontram-se sub-paralelos. A leste da Serra das Bicas ocorre uma estrutura sinformal D2, isolada no meio da infraestrutura gnáissica compondo uma *klippe* quartzítica, cujos eixos são *mullions* L2 com caimento para NW e SE. As lineações L2 de estiramento mineral (inclusive de cianita), paralelas aos *mullion* B2, evidencia transporte tectônico para leste e sudeste, aliada a indicadores cinemáticos do tipo porfiroblastos de granada com caldas assimétricas.

Figura. 6.2.27. *Mega dobra sinformal D2 na Serra das Bicas.Vista para leste.*

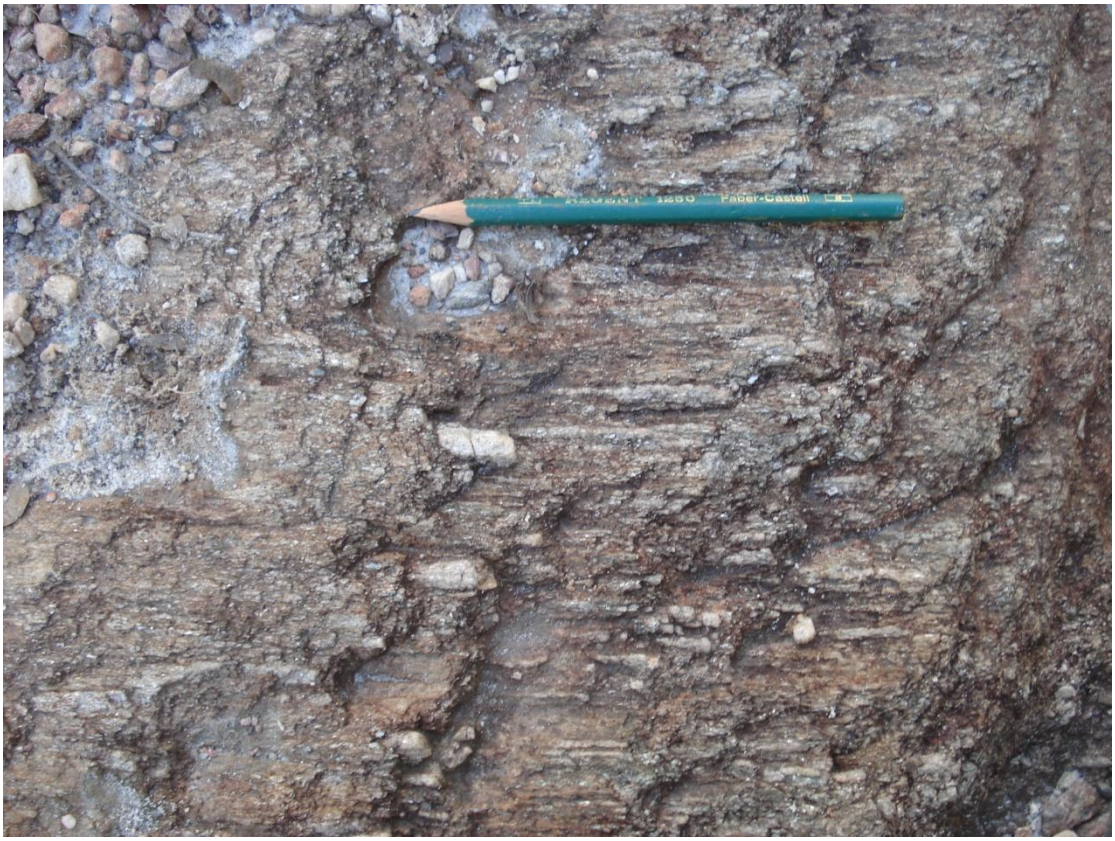


Figura. 6.2.28*. Mullions e rods L2 , paralelos a lineação de estiramento e que correspondem aos eixos da mega estrutura sinformal D2.*

Figura. 6.2.29. *Lineação de crenulação L3 deformada em zona de dobramento D4 com eixo ortogonal.*

Figura. 6.2.30. *Lineações de intersecção mineral L3 e L4 dispostas ortogonalmente.*

Figura. 6.2.31. *Lineações de eixo L3 e L4, ortogonais com padrão de interferência do tipo 1 (domos e bacias).*

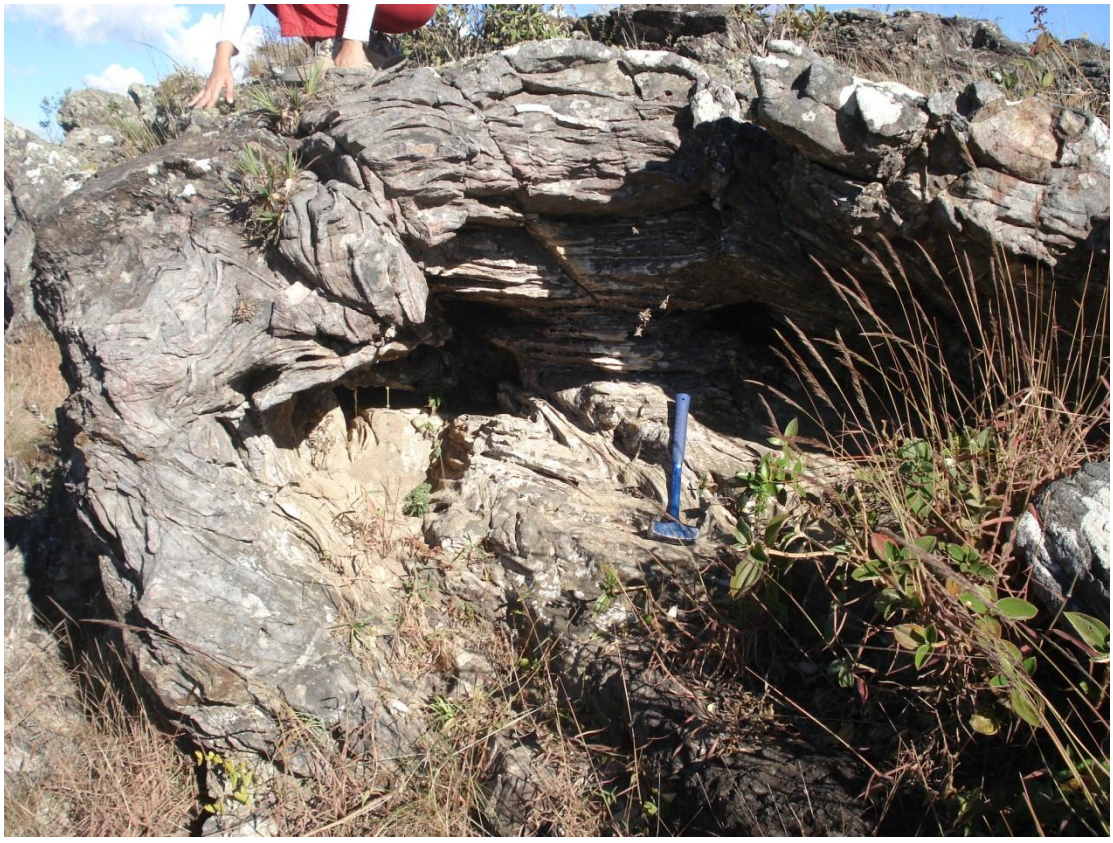


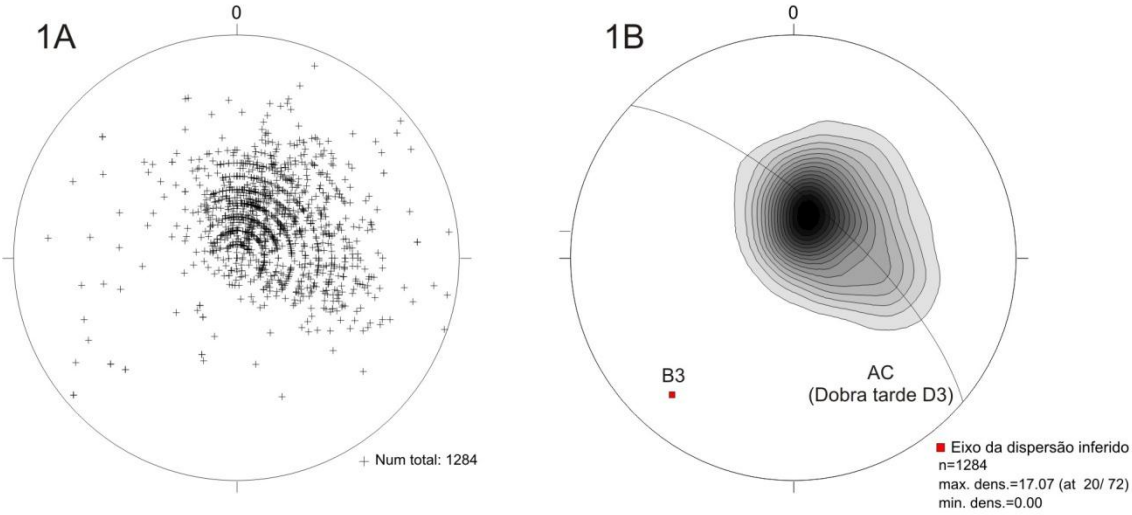
Figura. 6.2.32. *Zona de charneira D3, com eixo NW-SE e vergência para NE.*

Figura. 6.2.33*. Dobra D4 raramente observada, com pouco espessamento de charneira, eixos N-S e vergência para oeste.*

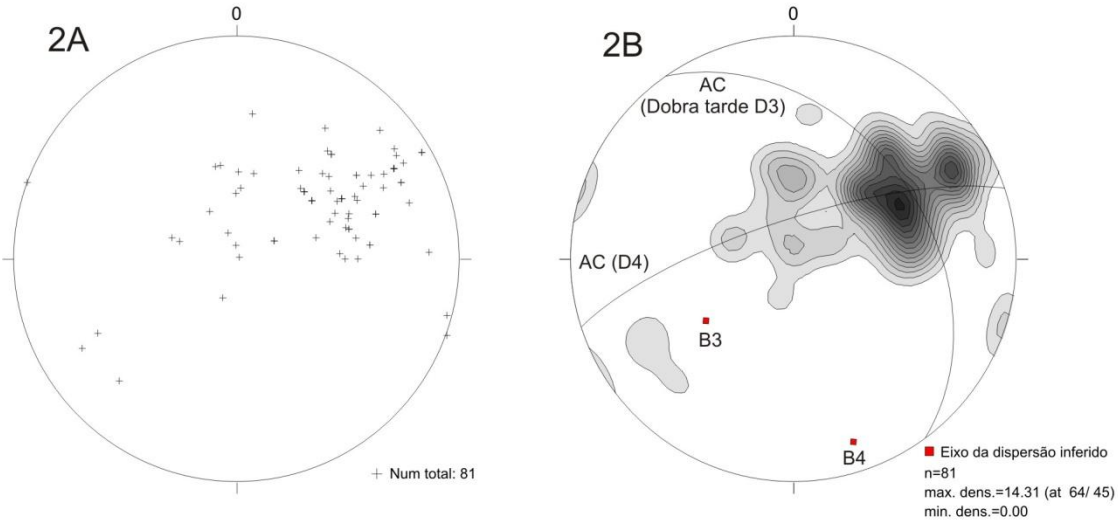
Figura. 6.2.34*. Intensa crenulação D4 de eixo N-S, largamente observada na Serra das Bicas e Serra de Carrancas.*

Prancha 13- Elementos estruturais planares
(Domínio V- Serra das Bicas)
-Sub-domínio Norte-

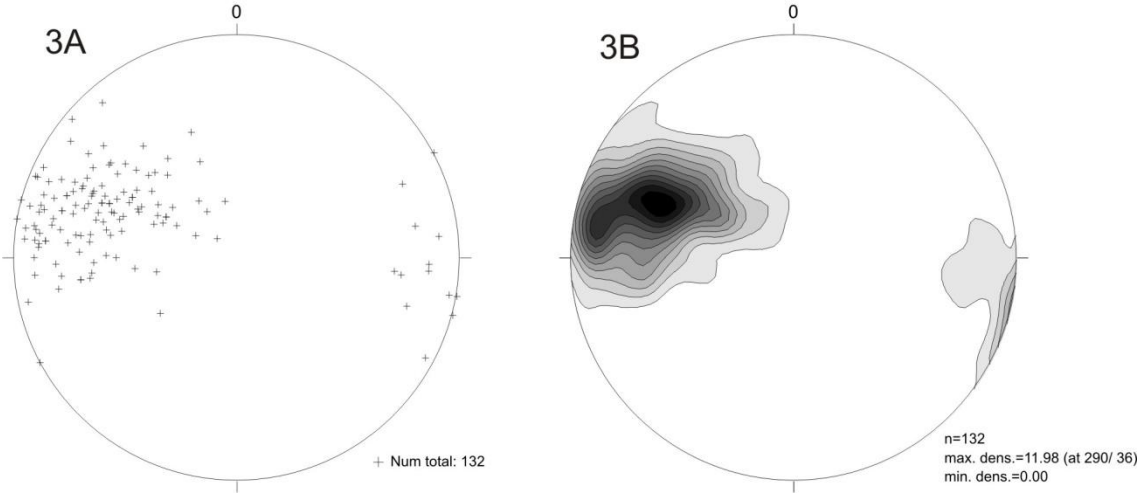
Foliação e/ou xistosidade principal S2



Clivagem de crenulação e/ou xistosidade S3

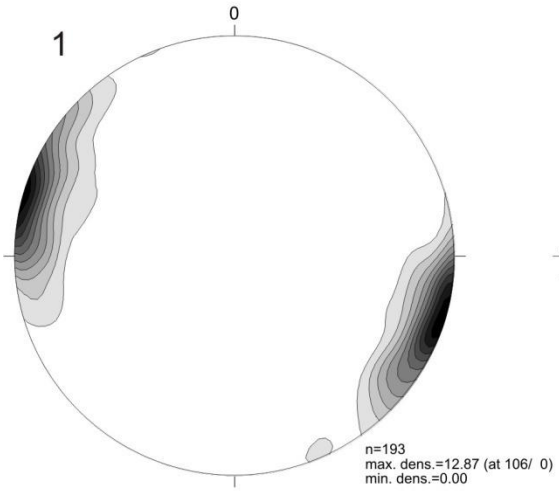


Clivagem de crenulação e/ou xistosidade S4

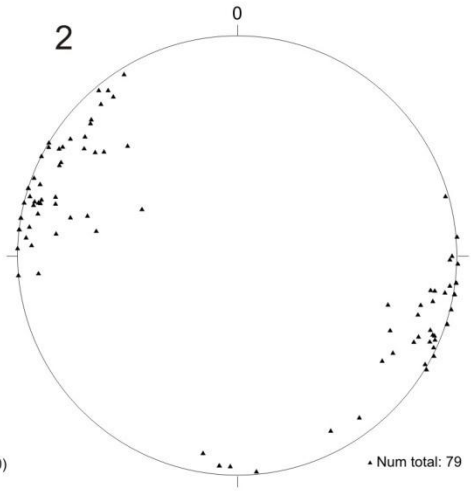


Prancha 14A- Elementos estruturais lineares
(Domínio V- Serra das Bicas)
-Sub-domínio Norte-

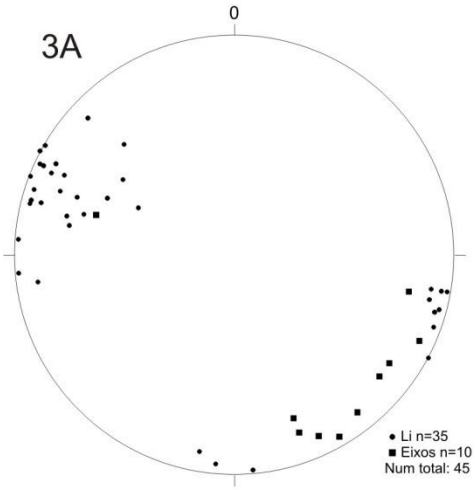
Lineações de estiramento L2

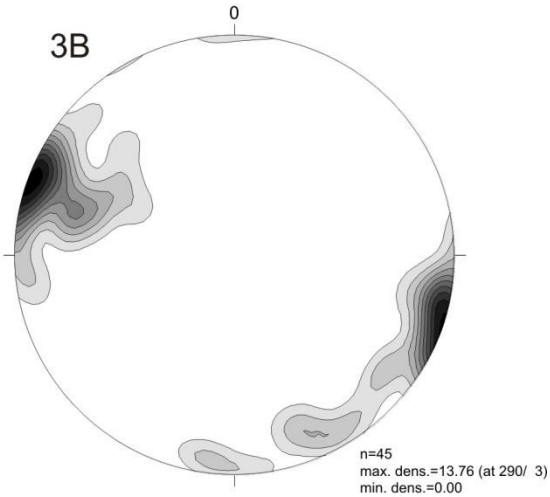


Mullions L2

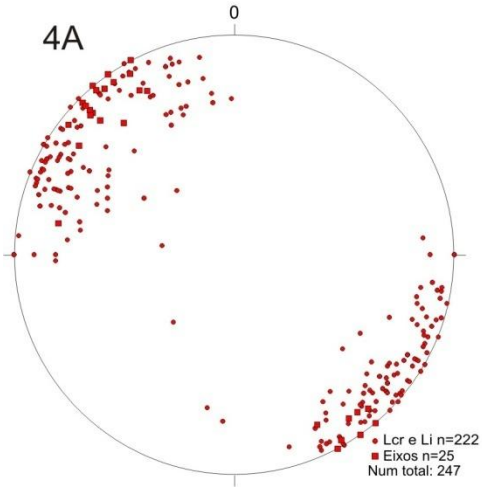


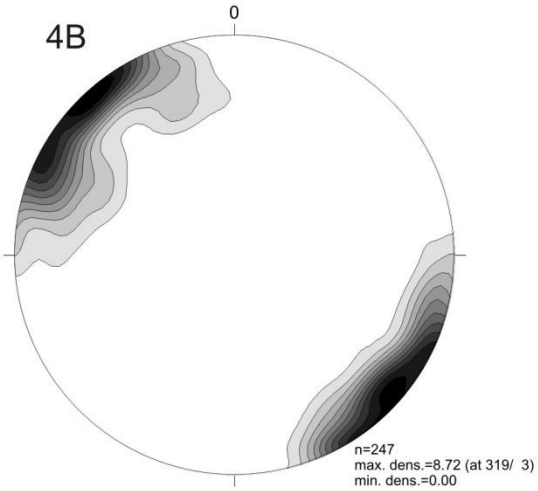
Eixos B2 e lineações de intersecção L2 (S1/S2)





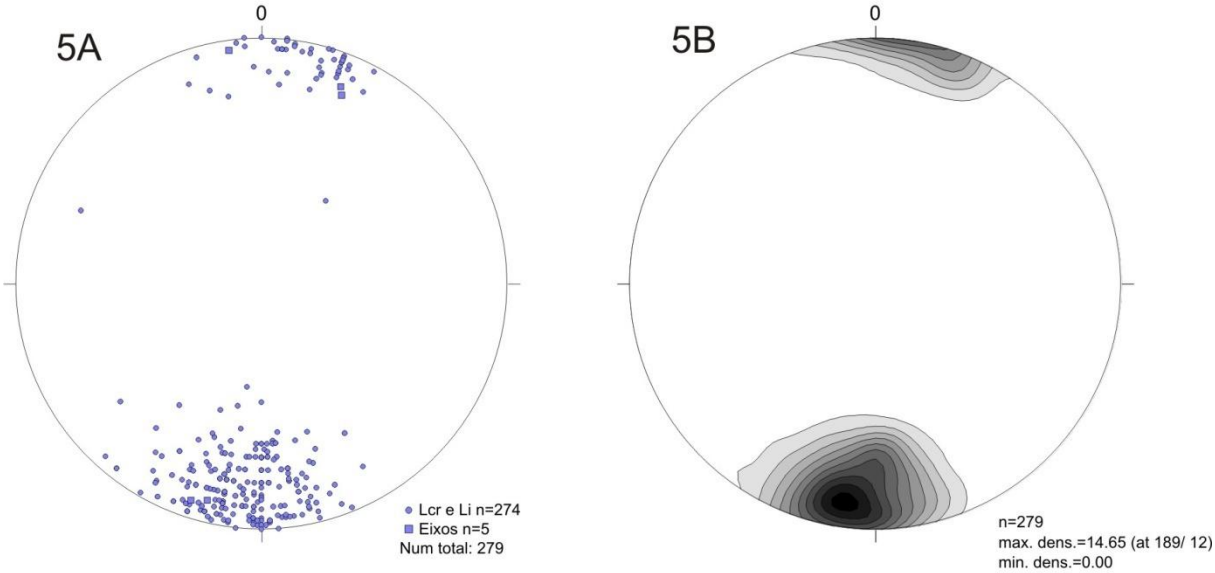
Eixos B3 e lineações de crenulação L3 e/ou intersecção S3/S2



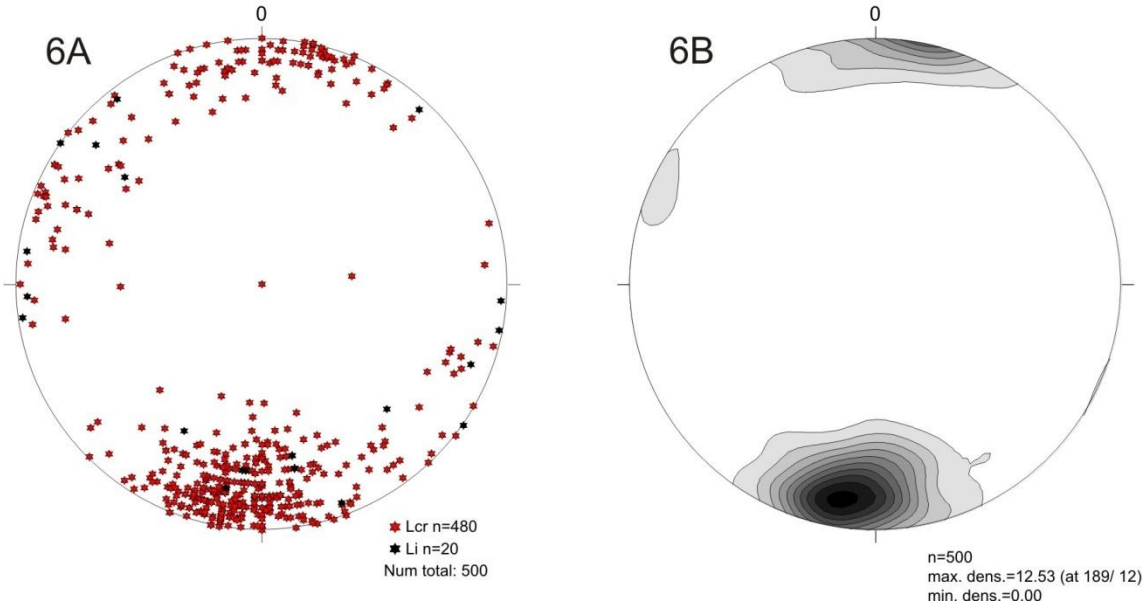


Prancha 14B- Elementos estruturais lineares
(Domínio V- Serra das Bicas)
-Sub-domínio Norte-

Eixos B4 e lineações de crenulação L4 e/ou intersecção S4/S2

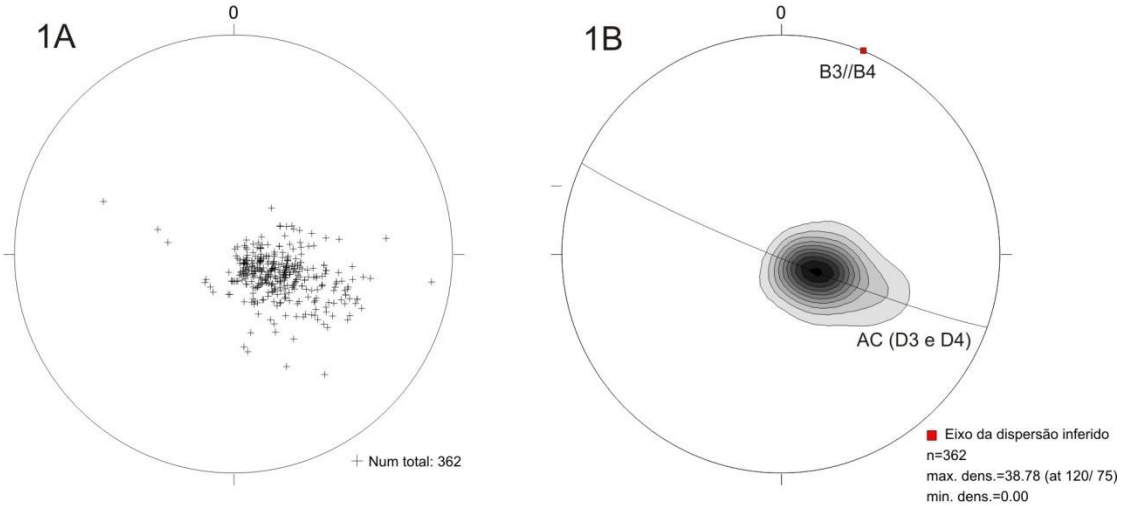


Lineações de crenulação e intersecção sem hirarquia estabelecida

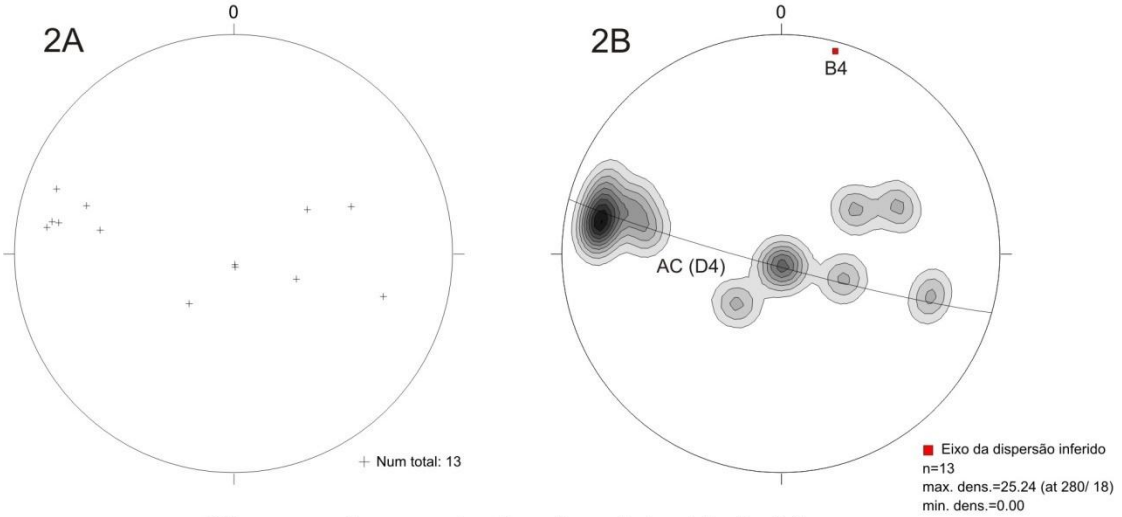


Prancha 15- Elementos estruturais planares
(Domínio V- Serra das Bicas)
-Sub-domínio Sul-

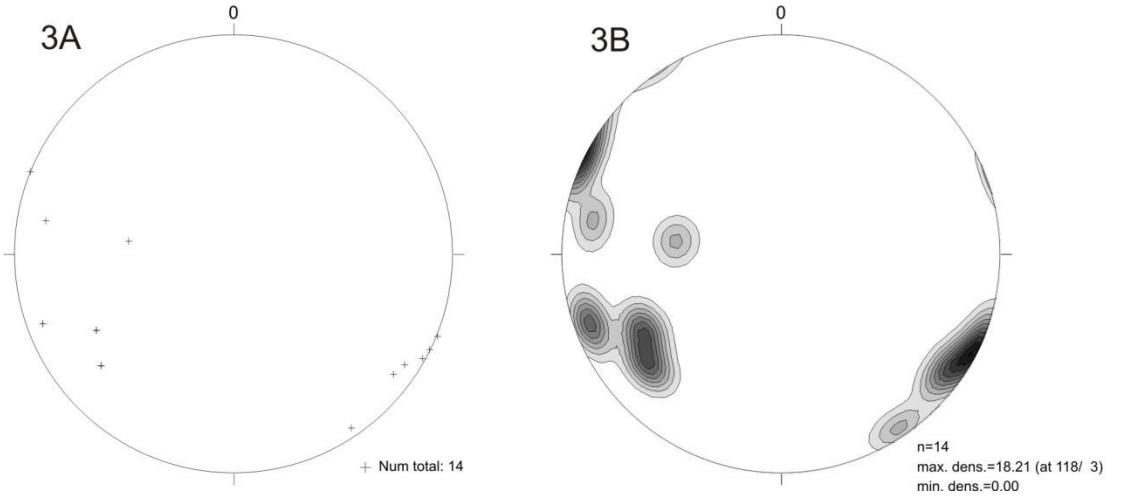
Foliação e/ou xistosidade principal S2



Clivagem de crenulação e/ou xistosidade S3



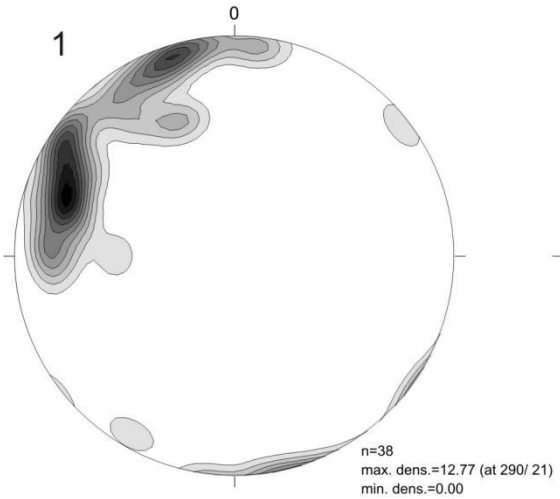
Clivagem de crenulação e/ou xistosidade S4



Prancha 16- Elementos estruturais lineares
(Domínio V- Serra das Bicas)
-Sub-domínio Sul-

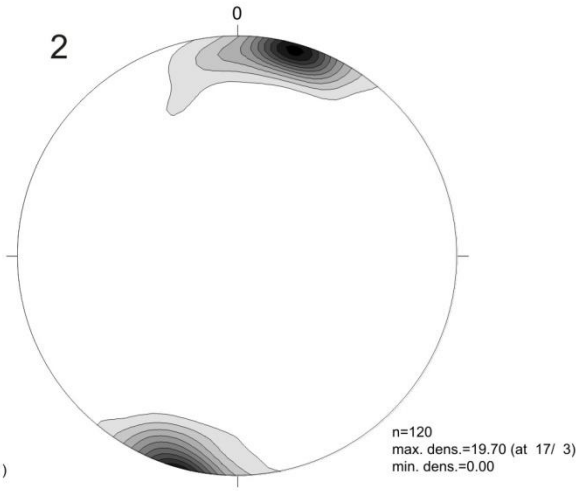
Lineações de estiramento L2

1



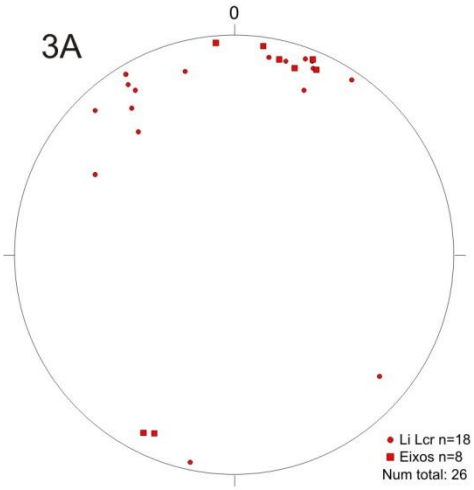
Li e Lcr sem hirarquia estabelecida

2

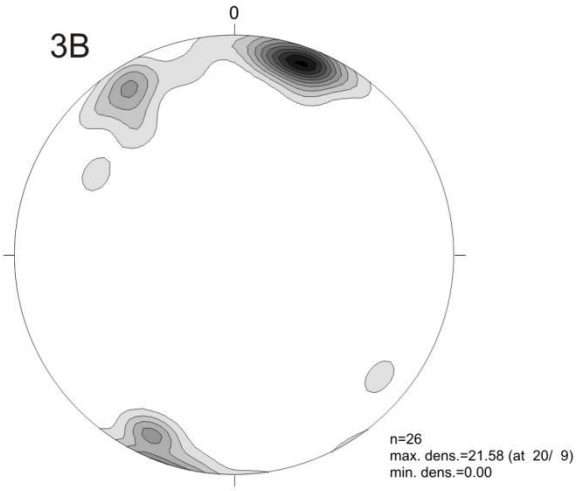


Eixos B3 e lineações de crenulação L3 e/ou intersecção S3/S2

3A

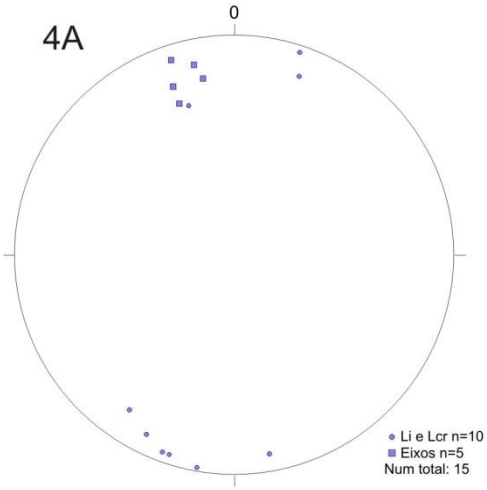


3B

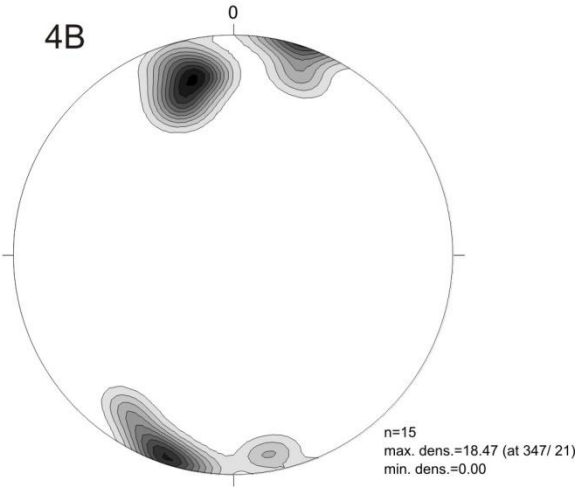


Eixos B4 e lineações de crenulação L4 e/ou intersecção S4/S2

4A

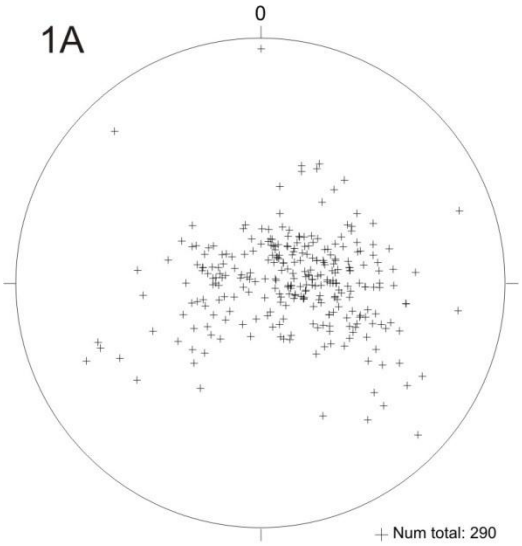


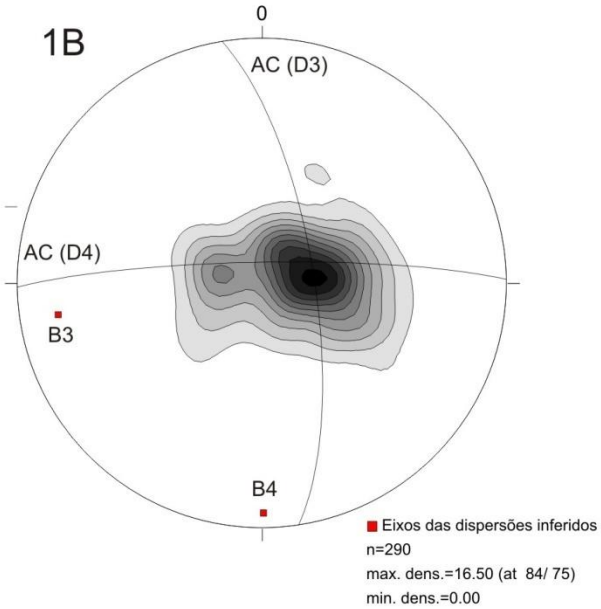
4B



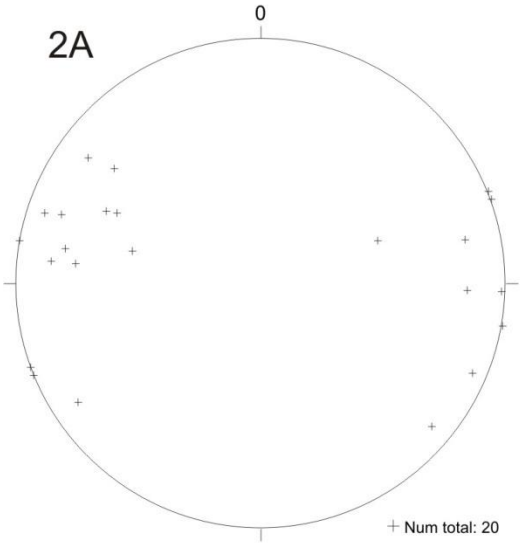
Prancha 17- Elementos estruturais planares
(Domínio V- Serra das Bicas)
-Sub-domínio Sul- Klippe Quartzítica

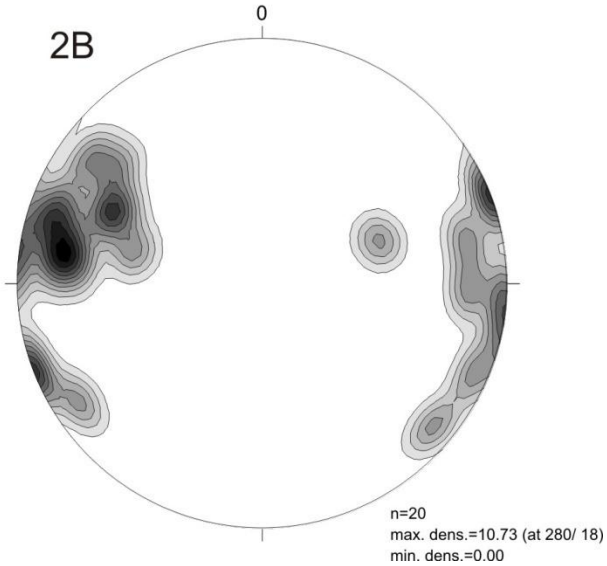
Foliação e/ou xistosidade principal S2





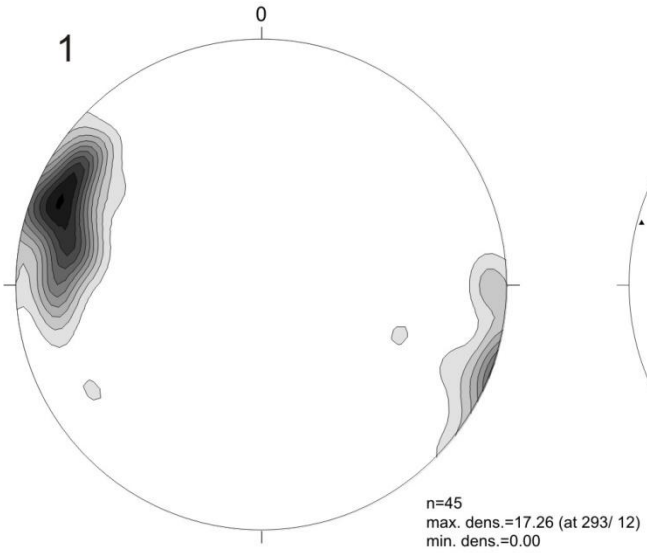
Clivagem de crenulação e/ou xistosidade S4



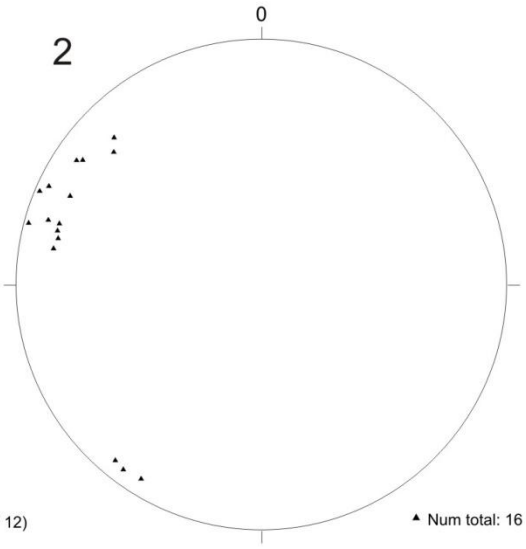


Prancha 18- Elementos estruturais lineares
(Domínio V- Serra das Bicas)
-Sub-domínio Sul- Klippe Quartzítica

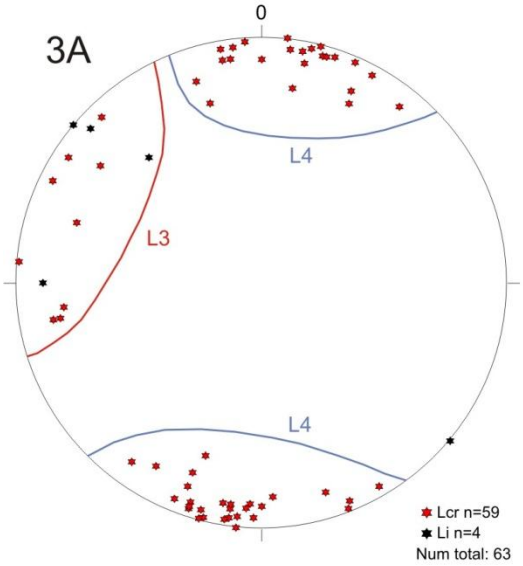
Lineações de estiramento L2

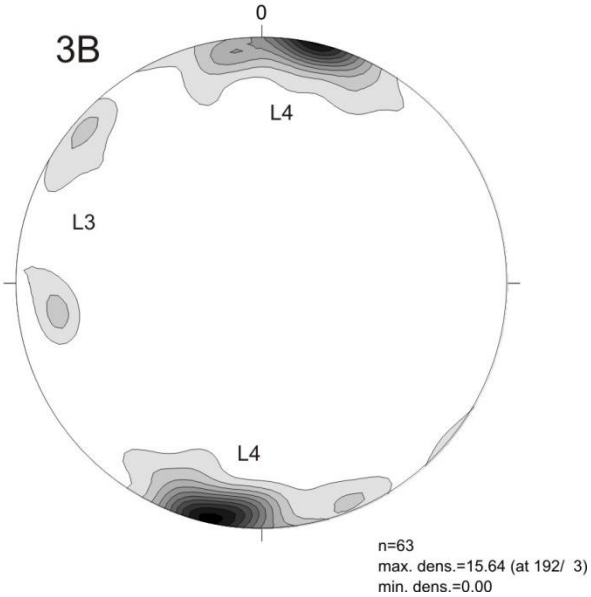


Mullions L2



Lineações de crenulação e intersecção





- VI- Domínio Serra do Moleque

(Pranchas 19 e 20)

O domínio da Serra do Moleque é estruturalmente mais simples do que os outros domínios anteriormente descritos. A dispersão dos pólos da foliação S2 nas projeções estereográficas reflete apenas a geometria dos dobramentos D3 observados em campo. As dobras D3 observadas são ondulações abertas com comprimento de onda métrico e amplitude centimétrica. A foliação S2 ondulada é no geral de baixo ângulo com mergulho preferencial para NW e SE.

Esses dobramentos possuem eixos de crenulação L3 com direção NE-SW, no geral com fraco caimento para NE e planos axiais S3 sub-verticais, mergulhando tanto para SE como para NW. Refletem uma estrutura monoclinal, como continuação do flanco sul da sinformal aberta tarde-D3 da Serra das Bicas.

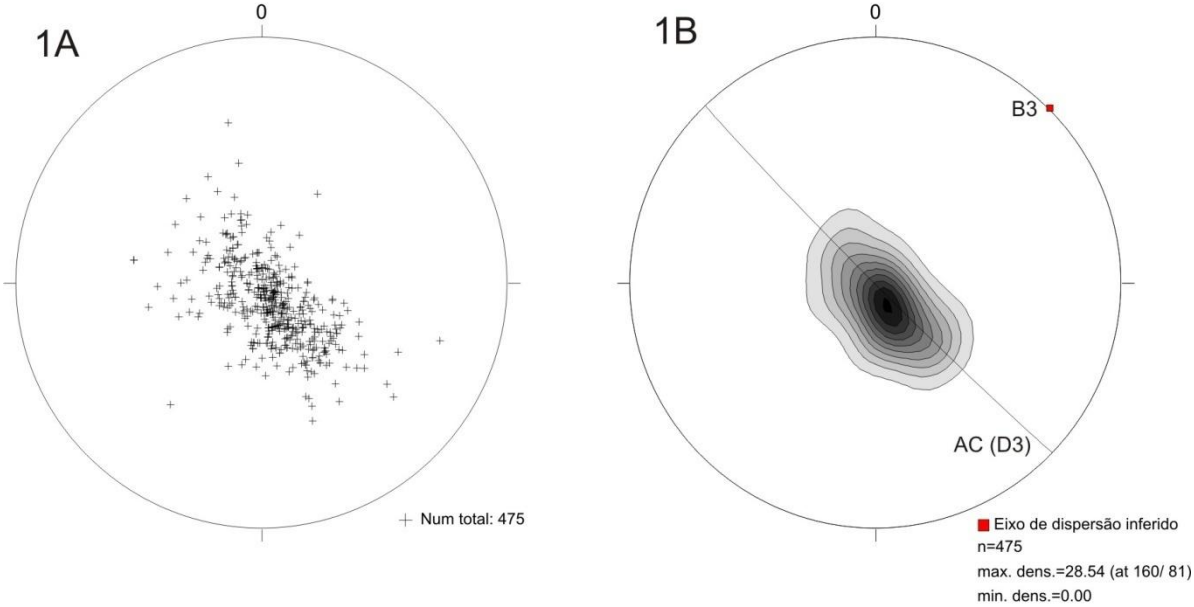
Foi observado *boudins* de foliação (Figura. 6.2.35), indicando distensão em um nível quartzítico preferencial, sem que houvesse contraste de competência entre litotipos. Essa distensão é compatível com o eixo x de estiramento mineral para leste.

Não foi observada evidencias de dobramentos D4 neste domínio estrutural.

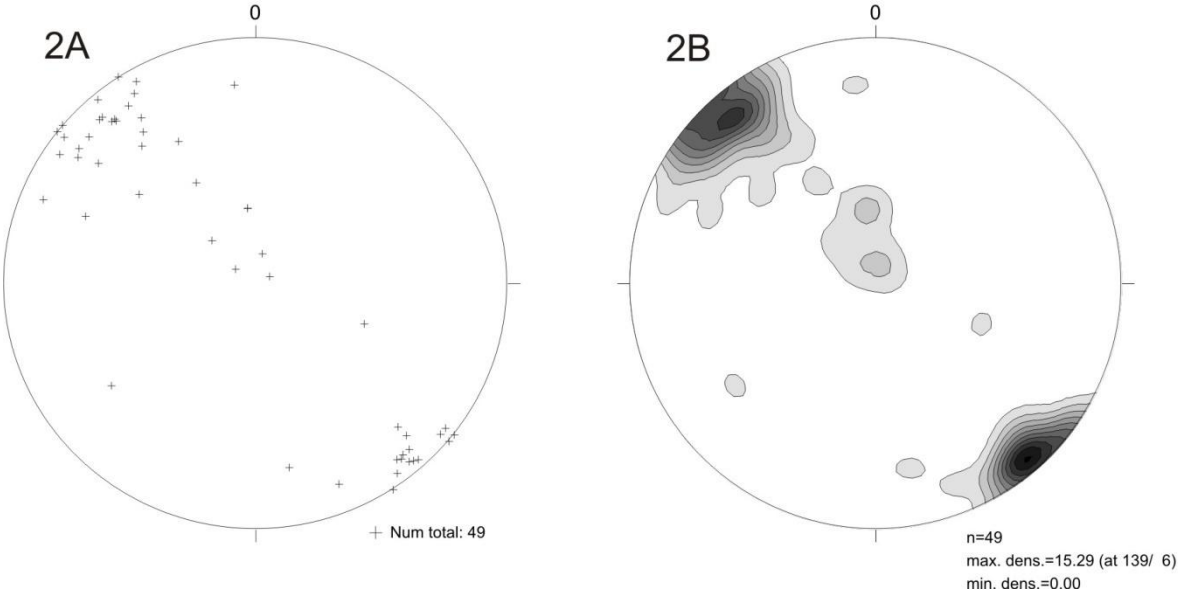
Figura. 6.2.35. *Boudins de foliação compatível com eixo x de estiramento mineral.*

Prancha 19- Elementos estruturais planares
(Domínio VI- Serra do Moleque)

Foliação e/ou xistosidade principal S2

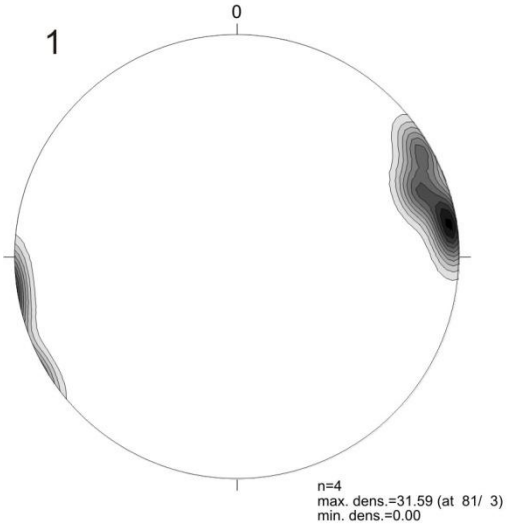


Clivagem de crenulação e/ou xistosidade S3

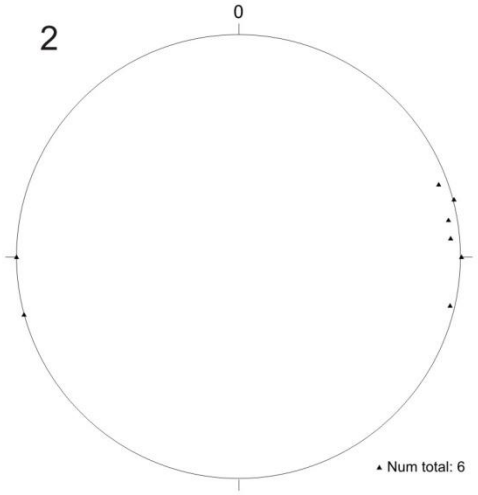


Prancha 20- Elementos estruturais lineares
(Domínio VI- Serra do Moleque)

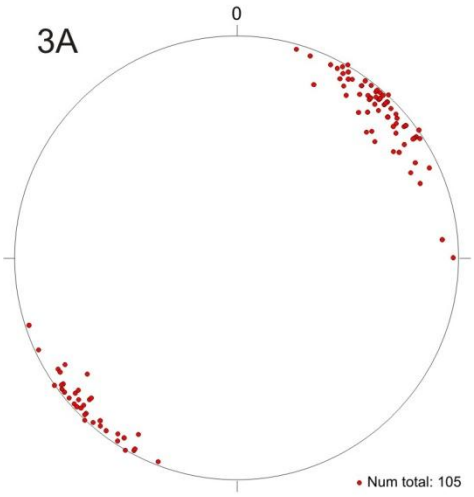
Lineações de estiramento L2

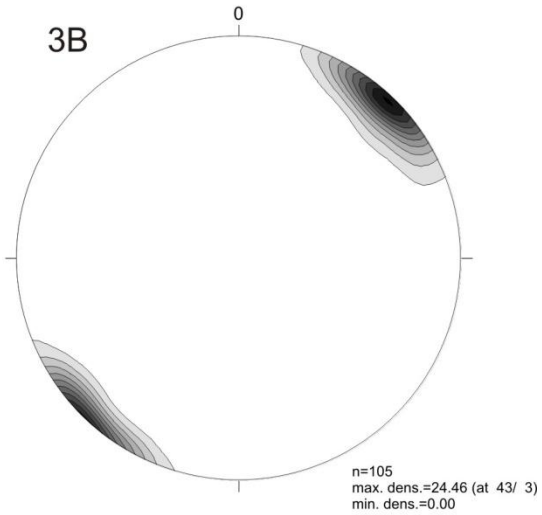


Mullions L2

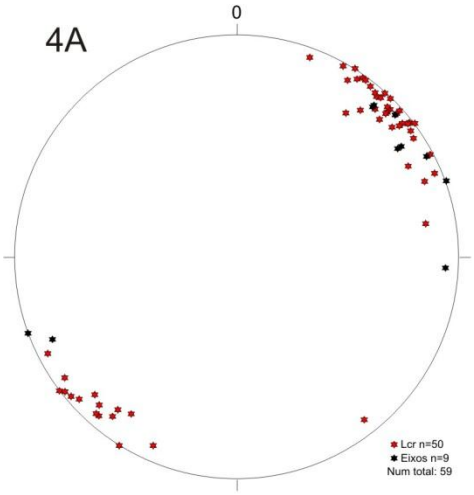


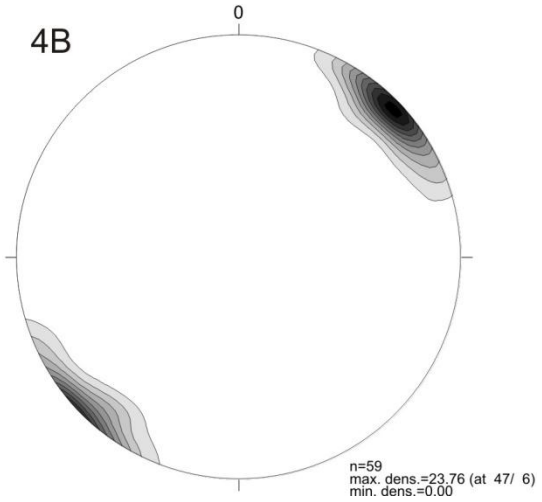
Eixos B3 e lineações de crenulação L3 e/ou intersecção S3/S2





Lineações de crenulação e intersecção sem hierarquia estabelecida





- <u>VII- Domínio Chapada das Perdizes</u>

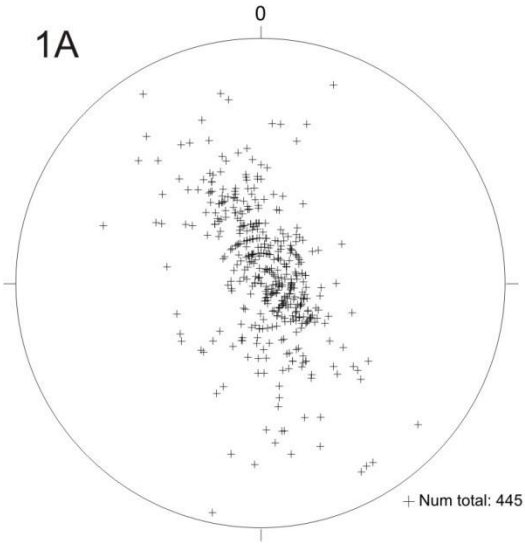
(Pranchas 21 e 22)

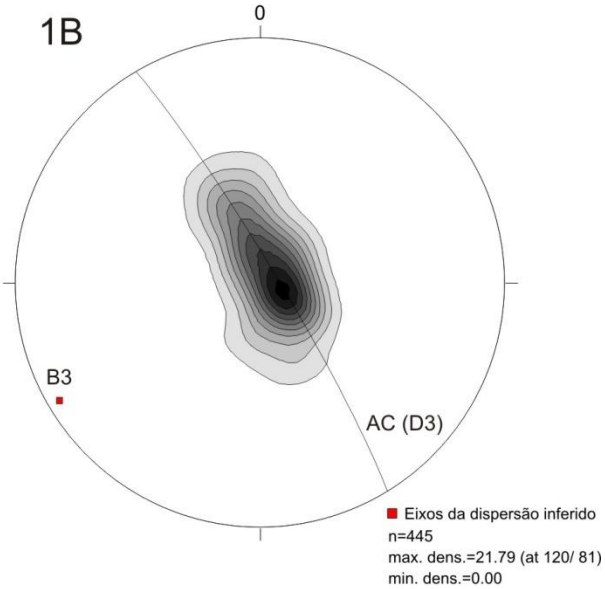
A Chapada das Perdizes é caracterizada pela foliação S2 de baixo ângulo, quase sub-horizontal, estruturadas em uma sinformal aberta D3 com dimensões de centenas de metros. Devido ao fato da foliação ser sub-horizontal, esse domínio propiciou o levantamento de uma importante coluna litoestratigráfica, que permitiu a correlação com seção da Serra de Carrancas, possibilitando definir a Formação Chapada das Perdizes, topo do Grupo Carrancas.

A sinformal aberta D3, possui eixo de fraco caimento para SW, compatível com as lineações de crenulação observadas, e planos axiais sub-verticais que mergulham tanto para SE como para NW. *Mullions* e lineações L2 são invariavelmente paralelos as lineações de crenulação L3, mais uma vez confirmando que D2 e D3 são fases deformacionais homoaxiais.

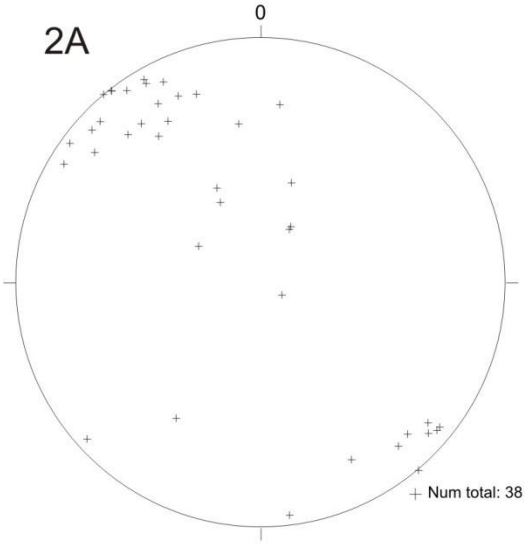
Prancha 21- Elementos estruturais planares
(Domínio VII- Chapada das Perdizes)

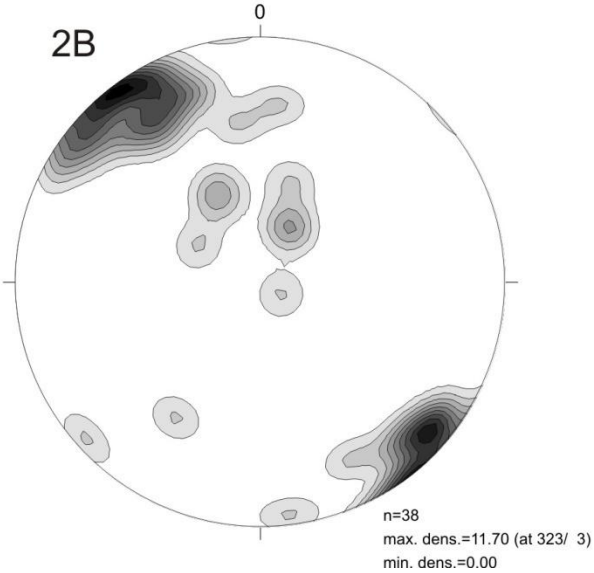
Foliação e/ou xistosidade principal S2





Clivagem de crenulação e/ou xistosidade S3

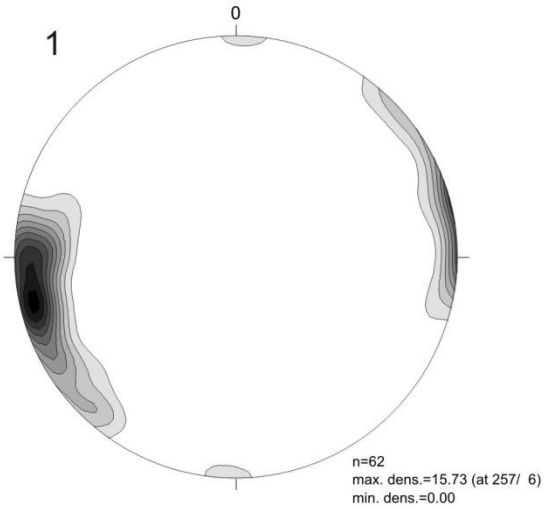




Prancha 22- Elementos estruturais lineares
(Domínio VII- Chapada das Perdizes)

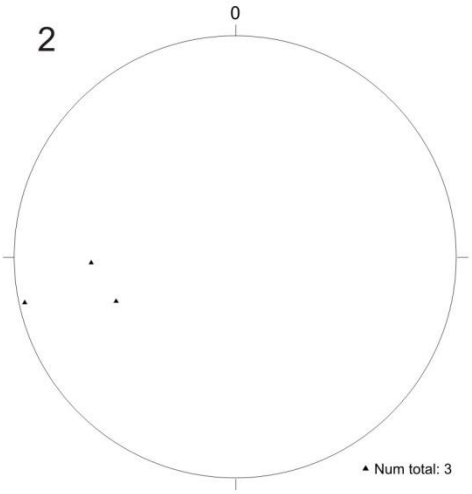
Lineações de estiramento L2

1



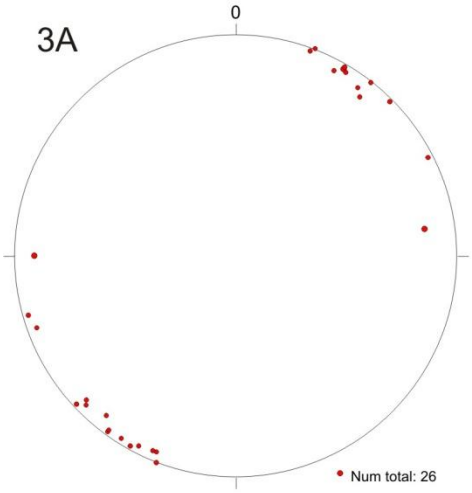
Mullions L2

2

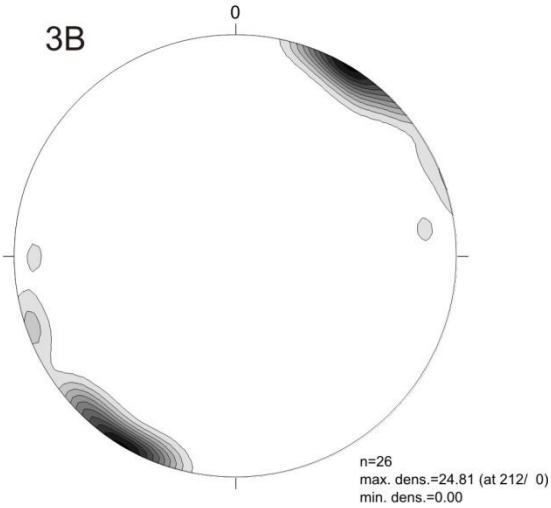


Eixos B3 e lineações de crenulação L3 e/ou intersecção S3/S2

3A

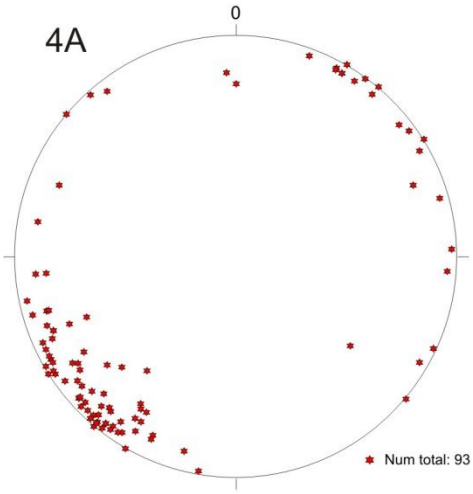


3B

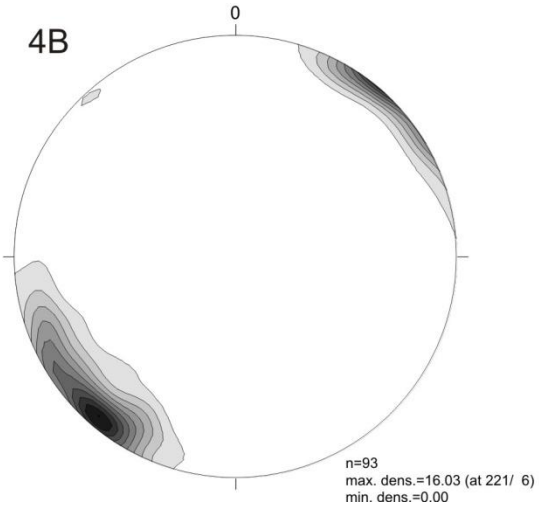


Lineações de crenulação e intersecção sem hierarquia estabelecida

4A



4B



6.2.4. Síntese estrutural

Os metassedimentos do Grupo Carrancas na região de Itumirim, Itutinga, Carrancas e Minduri, estão estruturados em uma *nappe* com auge do transporte sin-S2 para leste e sudeste, paralelo aos eixos e mullions B2, cuja orientação preferencial é de baixo caimento para ESE. Dobras isoclinais e intrafoliais D2, possuem intensa recristalização plano axial admitindo S2 como foliação principal regional, formada durante processo de exumação ductil, facilitado por de zonas de cavalgamento de baixo ângulo.

A *Nappe* Carrancas, assim definida, após o transporte tectônico principal, foi afetada pela fase deformacional D3 e pela fase de dobramento D4, adquirindo uma complexa geometria em formato de "Z". A fase de deformação D3, de caráter rúptil-ductil, gerou dobras em diversas escalas, no geral dobras parasitas assimétricas com espessamento de charneira, além de importantes zonas de cisalhamento com movimentação lateral destral. Essas zonas de cisalhamento são sub-verticais, possuem direção NE-SW (Zona de Cisalhamento de Três Corações) e E-W na face norte da Serra da Estância. Aparentemente controlam a intensidade da deformação D3, onde em suas proximidades as dobras se tornam mais fechadas, rompendo no flanco inferior em cavalgamentos discretos, seguidos de transposição para S3. É o caso da Serra da Estância (E-W) e da Serra do Pombeiro (NE-SW), que estão estruturadas em antiformais D3 de 1ª ordem, que rompem o flanco inferior nessas zonas de cisalhamento, evidenciando cavalgamentos sin-D3 para N e NW. O estudo detalhado das zonas de fechamento periclinal D3, no sul da Serra da Estância, mostrou que eixos B3 possuem invariavelmente caimento para WSW, implicando que a unidade do biotita xisto se dispõe no núcleo das estruturas sinformais, estando alóctone sobre o Grupo Carrancas.

Os elementos estruturais, lineares e planares, previamente formados em D2 e D3, estão dobrados nas zonas de charneira tarde-D3 e D4, como na Serra das Bicas e Serra do Galinheiro, respectivamente. A Serra do Galinheiro constitui uma mega-charneira D4, onde claramente as lineações L2 e L3 sofrem um giro, tendendo a se paralelizar com L4 de direção NE-SW. Já a Serra das Bicas, se estrutura em uma sinformal aberta tarde-D3, com lineações L2 e L3 paralelas (interferência do tipo 3), que se curvam descrevendo o dobramento com eixo de fraco caimento para SW, recortado por lineações L4 de direção N-S. A estrutura monoclinal da Serra de Carrancas, registra padrões de interferência do tipo 1 entre L3 (E-W) e L4 (N-S) ortogonais, além do paralelismo entre os mullions B2//L2 de estiramento e as lineações L3 de crenulação e intersecção, ambas de direção E-W.

A fase de dobramento D4 possui eixos de direção NE-SW e NS, com caimento para sul e vergência para W e NW. São dobras desenvolvidas em níveis crustais relativamente rasos, com charneiras quase sem espessamento, contrastando com as dobras D3 da sub-

classe 1C, com muito espessamento de charneira, desenvolvidas numa deformação do tipo *buckling* em níveis crustais ainda profundos, produto da progressão da deformação D2. Os dobramentos D4 evidenciam uma compressão das rochas no sentido E-W, responsável pela geometria em ”Z” de *Nappe* Carrancas.

A análise estrutural da região, apontou algumas diferenças em relação aos trabalhos da década de 80 de Trouw *et al.* (1980, 1982), Paciullo (1980), Ribeiro (1980) e Heilbron (1984), os quais podem ser citados:

• os metassedimentos do Grupo Carrancas foram interpretados neste trabalho como estruturados em uma *nappe* sin-S2 (*Nappe* Carrancas), diferentemente dos trabalhos anteriores onde eram definidos como estruturados em uma *klippe,* isolada na frente da *Nappe* Luminárias. Há fortes evidências para essa reinterpretação, sendo uma delas, a análise detalhada em zonas de terminações periclinais de dobramentos D3 no sul da Serra da Estância, mostrando que os eixos desses dobramentos possuem caimento para WSW. A principal implicação é em relação à disposição da unidade do biotita xisto, onde foi verificado que esta unidade compõe o núcleo das estruturas sinformais, estando portanto alóctone sobre o Grupo Carrancas, descaracterizando a estrutura da *klippe.*

• a *Klippe* de Serra de Carrancas anteriormente interpretada como uma estrutura sinformal recumbente, foi revista como uma estrutura monoclinal. Devido ao fato da unidade do biotita gnaisse fino bandado e dos biotita gnaisses migmatíticos cavalgarem a porção sul da serra, houve uma inversão no contato tectônico também descaracterizando a *klippe*. Outro argumento é a ausência de dobras parasitas sinfoliais D2, indicativos de topo e base, e a diferença do mergulho da foliação S2 no norte e no sul da serra, 20º-30º e 5º-10º respectivamente, dificultando a interpretação como uma dobra recumbente.

• foram descritas zonas de cisalhamento de movimentação lateral destral, dispostas no norte da Serra da Estância, afetando os metassedimentos do Grupo Carrancas. Tais estruturas não haviam sido referidas nos trabalhos anteriores.

• o modelo estrutural foi baseado em 3 fases deformação D1, D2 e D3, além da fase de dobramento D4, que forma em diversos pontos da estrutura interferência do tipo 1 em L3 e L4. O modelo anterior previa apenas D1, D2 e D3 como atuantes na área.

6.3. Litoestratigrafia

São considerados como embasamento autóctone dos metassedimentos, os metagranitóides e milonitos dispostos na face norte da Serra da Estância e a oeste da Serra do Galinheiro *(vide item 6.1.1).* Biotita gnaisses finos bandados e biotita gnaisses migmatíticos que ocorrem a sul da Serra de Carrancas e oeste da Serra das Bicas, compõem a infraestrutura gnáissica alóctone, cavalgando o Grupo Carrancas em zonas de cisalhamento de baixo ângulo sin-S2. Esses gnaisses também estão presentes como lascas tectônicas no norte da Serra de Carrancas e a leste da Serra das Bicas, entre a unidade do biotita xisto e o Grupo Carrancas.

O alóctone Grupo Carrancas, na região estudada, é constituído por uma sequência pelítica-psamítica de aproximadamente 400m de espessura, cujas seções típicas correlacionáveis são as da Serra de Carrancas e da Chapada das Perdizes, locais estes onde a foliação se encontra sub-horizontalizada *(Anexo IV).* Nessas seções litoestratigráficas, foram identificadas três formações metassedimentares que possuem gradações laterais e verticais entre si, a partir de contatos transicionais normais. A Formação São Tomé das Letras constitui a base do Grupo Carrancas, sendo composta predominantemente por muscovita quartzitos e muscovita quartzo xistos com micas esverdeadas, além de níveis subordinados de muscovita xistos também com muscovita esverdeada. A Formação Campestre, intermediária, se caracteriza pela intercalação de xistos grafitosos ± porfiroblásticos (Grt-St-Ky-Cld) e níveis muitas vezes expressivos de muscovita quartzitos com mica branca, mapeáveis na escala 1:50.000. O topo da sequência, definido neste trabalho, é a Formação Chapada das Perdizes, litologicamente semelhante à formação da base São Tomé das Letras.

A unidade do biotita xisto *(metawackes)*, mostra relações de aloctonia tanto no sul da Serra da Estância como nas proximidades da Serra das Bicas. No sul da Serra da Estância, importantes zonas de fechamento periclinal de dobramentos D3 de 1ª ordem, evidenciam que os biotita xistos se encontram no núcleo de estruturas sinformais, estando, portanto, sotopostos tectonicamente ao Grupo Carrancas. Uma ocorrência restrita desta unidade no topo da Serra das Bicas mostra as mesmas relações de aloctonia, dispondo-se em uma estrutura sinformal pinçada que constitui uma *klippe*.

Tal interpretação difere dos trabalhos de Ribeiro & Heilbron (1982) e Heilbron (1983, 1984) que colocam a unidade do biotita xisto como autóctone, assim como a unidade dos gnaisses migmatíticos a sul da Serra de Carrancas.

Segue abaixo uma esquematização litoestratigráfica da região *(Figura. 6.3.1 e 6.3.2)*. As colunas litoestratigráficas detalhadas, assim como os perfis geológicos podem ser vistos no *Anexo IV*.

1 ***Infraestrutura gnáissica (Alóctone)***

Gnaisses migmatíticos

Biotita gnaisse fino bandado

Unidade do biotita xisto

(Alóctone)

Grupo Carrancas (Alóctone)

Formação Chapada das Perdizes

Formação Campestre

Formação São Tomé das Letras

Figura. 6.3.1. *Coluna litoestratigráfica esquemática da Serra de Carrancas.*

2 ***Unidade do biotita xisto (Alóctone)***

Grupo Carrancas (Alóctone)

Formação Chapada das Perdizes

Formação Campestre

Embasamento (Autóctone)

Metagranitóides

Figura. 6.3.2. *Coluna litoestratigráfica esquemática da Serra da Estância-Pombeiro.*

6.4. Metamorfismo

6.4.1. Paragêneses minerais e suas relações com as principais fases deformacionais

- Grupo Carrancas (Xistos Grafitosos da Formação Campestre)

A fácie dos xistos grafitosos, assim como a fácie de intercalação, pertencentes à Formação Campestre *(vide item 6.1.2),* ocorrem amplamente pela área, exibindo variações principalmente mineralógicas que refletem mudanças de fácie metamórfica ao longo da estrutura. Esses xistos grafitosos são metapelitos de alto alumínio *(Figura. 6.4.2)*, oriundos do metamorfismo de sedimentos argilosos, se caracterizando pela composição aluminosa, além da baixa relação álcalis / alumínio (Ca+Na+K / Al). Tal composição é ideal para o aparecimento de polimorfos de Al_2SiO_5, dentre muitos outros como, por exemplo, granada, estaurolita, cloritóide e biotita. Os pelitos de alto alumínio se diferem dos pelitos comuns da série barroviana pela baixa relação Fe+Mg / Al *(Figura. 6.4.1),* favorecendo o aparecimento do cloritóide na zona da biotita, ao invés de biotita como esperada na clássica série barroviana. Os pelitos da região também são enriquecidos em manganês (Silva, 2010; Trouw *et al*., 2008) *(Figura. 6.4.3),* fazendo com que os porfiroblastos de granada comecem a se desenvolver até 130ºC antes do normalmente esperado, particionando o Mn, que fica aprisionado no núcleo dos porfiroblastos empobrecendo a matriz (Spear & Cheney, 1989). A alta concentração de manganês também acarreta na diminuição do campo de estabilidade de Bt+Cld, paragênese essa raramente observada na natureza.

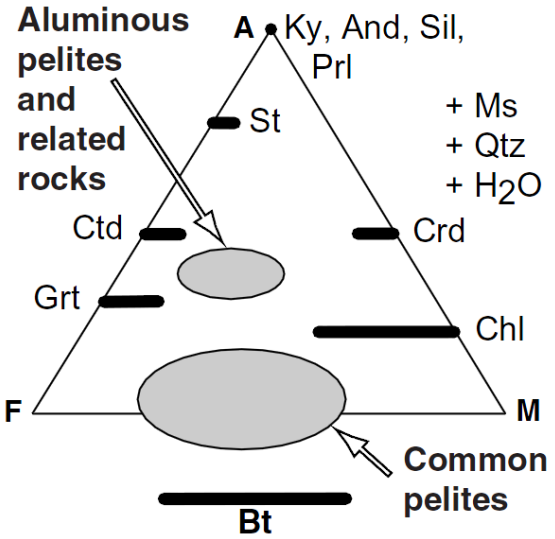


Figura. 6.4.1. *Diagrama AFM projetado a partir H2O+Ms+Qtz, mostrando o campo composicional de pelitos comuns e pelitos aluminosos (Pattison, 2001).*

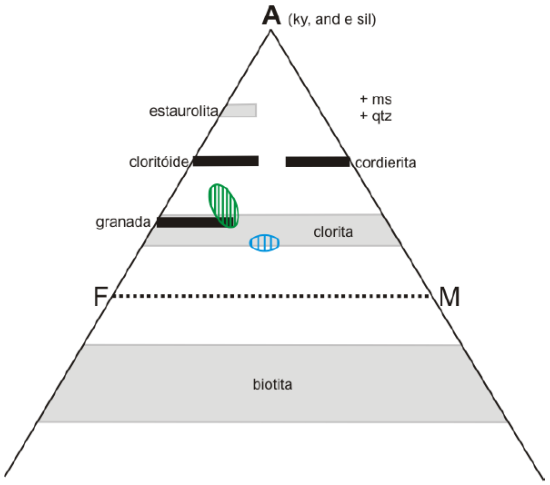


Figura. 6.4.2. *Diagrama AFM (Thompson, 1957) com amostras de xistos da Serra da Estância destacado em verde e Serra de Carrancas em azul (segundo Silva, 2010).*

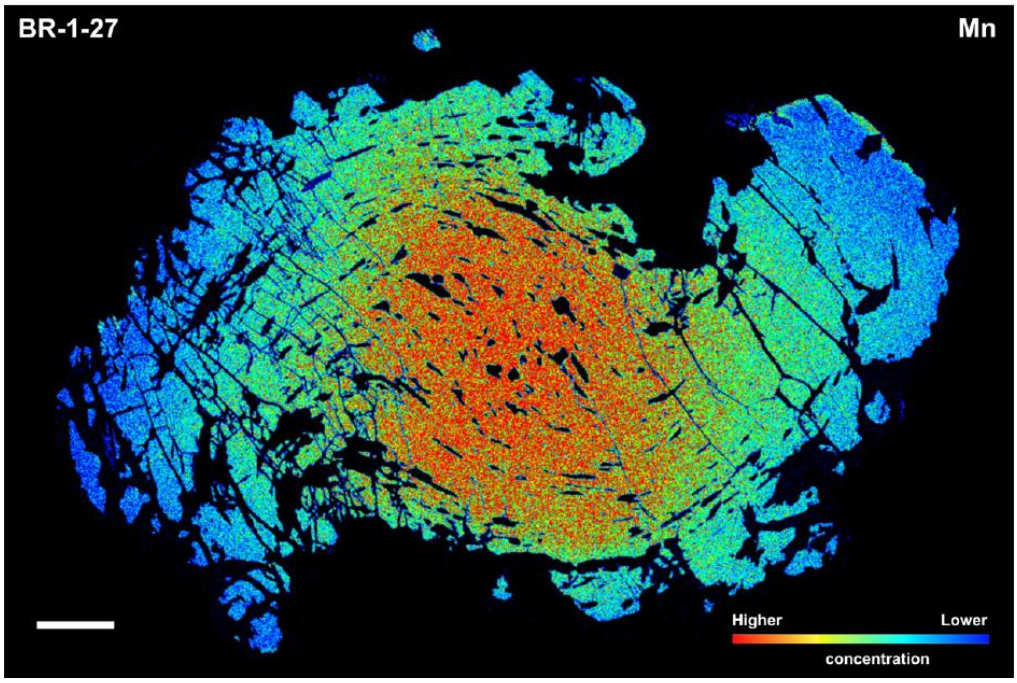


Figura. 6.4.3. *Granada sin-cinemática do tipo "snowball", mostrando crescimento ao longo da capa de deformação rica em micas ("mica rich strain caps"). Ênfase variação composicional de Mn com núcleo enriquecido do início da blastese (modificado de Trouw, 2008).*

Na Serra da Estância e Serra do Pombeiro, normalmente os xistos grafitosos possuem paragênese de **Grt+Chl+Cld**, típica fácie xisto verde superior, onde finos prismas de cloritóide definem a foliação S2, circundando os porfiroblastos inter e sin-cinemáticos a S2 *(Figura. 6.4.5).* O cloritóide também ocorre localmente como porfiroblastos octaédricos sin-S2 *(Figura. 6.4.6).*

Apenas em algumas lâminas delgadas, foram observados escassos porfiroblastos de estaurolita sin-S2 e pós-S2, que crescem consumindo cloritóide *(Figuras. 6.4.7 e 6.4.8),* sugerindo a paragênese **St+Cld**, na transição para a fácie anfibolit**o**. Pontualmente, próximo a região onde ocorre estaurolita, foi descrita a paragênese de fácie xisto verde baixo **Ky+Cld** *(Figura. 6.4.9 e 6.4.10).* A entrada de cianita e cloritóide pode ter ocorrido pela quebra de clorita e pirofilita no início da fácie xisto verde, embora não tenha sido observado tal mineral. Já os porfiroblastos de estaurolita estão relacionados à quebra de clorita e cloritóide. A seguir são mostradas algumas reações sugestivas da entrada de Ky e Cld em fácie xisto verde e de estaurolita na transição para o fácie anfibolito:

$$Prl = Ky \quad (1)$$

$$FeChl + Prl = Fe\text{-}Cld + Qtz + H_2O \quad (2)$$

$$Cld + O2 = St + Mag + H2O \quad (3)$$

$$Cld + Ky = St + Chl + H_2O \quad (4)$$

$$Chl + Qtz = St + Mg\text{-}Chl + H2O \quad (5)$$

A associação estável de **Cld + Chl + Grt** *(Figura. 6.4.11)* marca o início do metamorfismo em fácies xisto verde, que evolui para a paragênese de **Cld + Chl + St** *(Figura. 6.4.12)* já na transição para a fácie anfibolito, ambas no auge do metamorfismo sin-S2. O quadro abaixo simplifica a visualização da relação de blastese mineral com as respectivas fases de deformação na Serra da Estância e Pombeiro *(Figura. 6.4.4).*

	D1	D2	D3	Pós-cinemático
Granada	---------	----------		
Clorita	----------	----------		
Cloritóide	----------	----------		
Estaurolita		----------		----------
Cianita	----------	----------		

Figura. 6.4.4. Relação de blastese mineral das principais fases minerais e suas respectivas fases de deformação na Serra da Estância e Serra do Pombeiro.

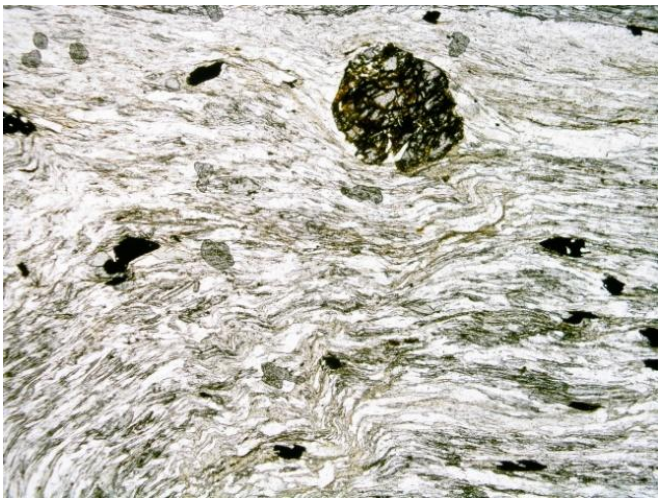


Figura. 6.4.5. *(Car-II- 108A). Porfiroblasto de granada sin-S2 em meio a finos prismas de cloritóide que determinam a foliação S2. Nicóis descruzados (Lado maior 3,25mm).*

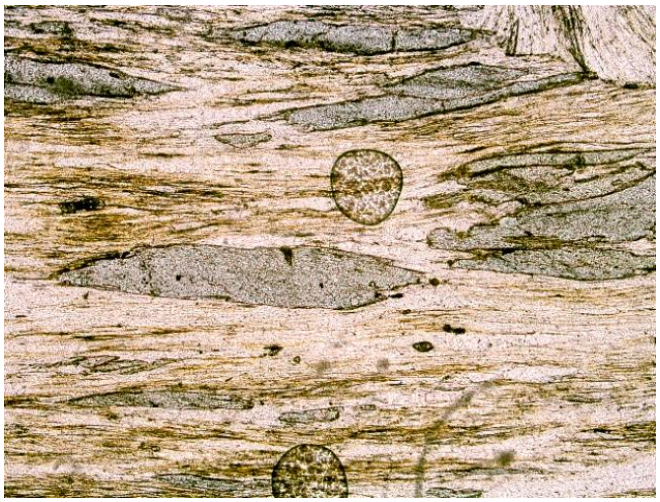


Figura. 6.4.6. *(Car-I-45). Porfiroblastos octaédricos de cloritóide sin-S2. Nicóis descruzados. (Lado maior 1,30mm).*

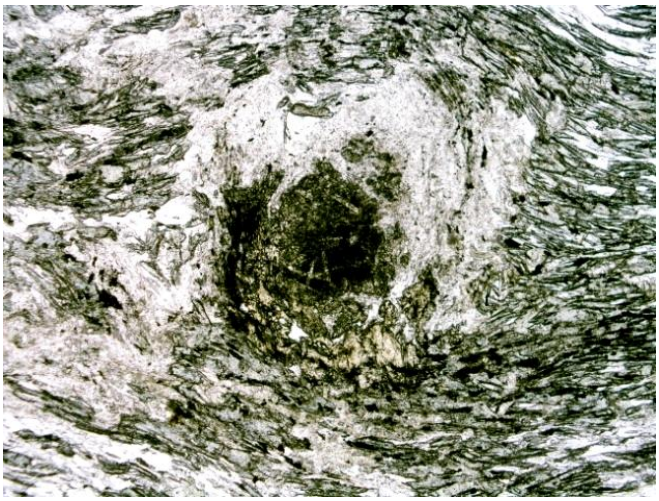


Figura. 6.4.7. *(Car-I-48) Porfiroblasto de estaurolita sin-S2, substituindo prismas cloritóide da foliação e sendo substituído por mica branca. Serra da Estância. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).*

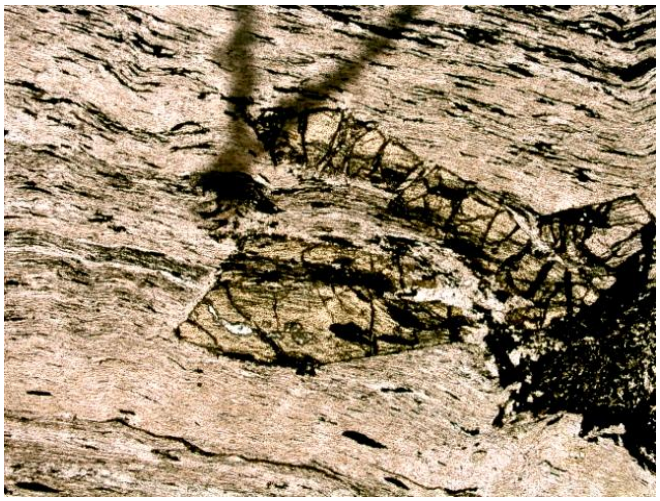


Figura. 6.4.8. *(Car-I-92) Porfiroblasto de estaurolita pós-cinemático, carimbando a foliação. Serra da Estância. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).*

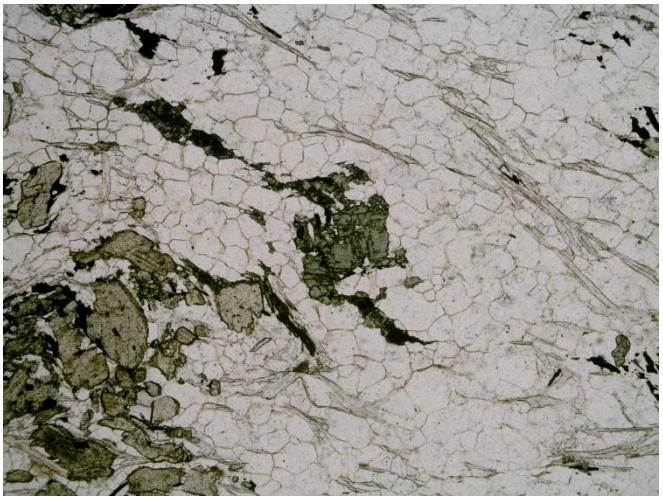


Figura. 6.9.9. *(Car-I-33) Paragênese de Ky+Cld na Serra da Estância. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).*

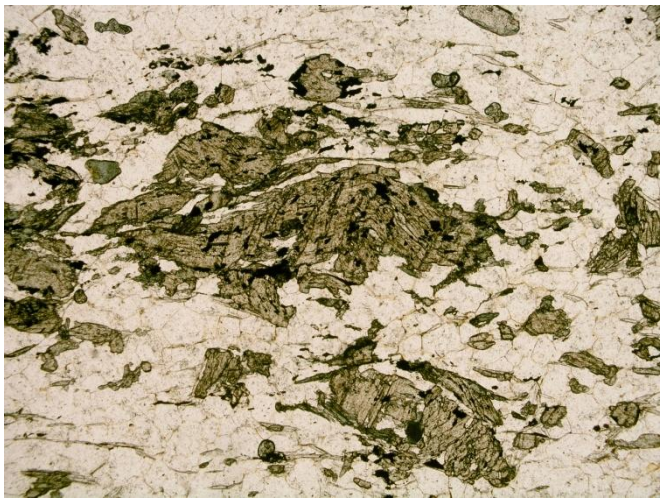
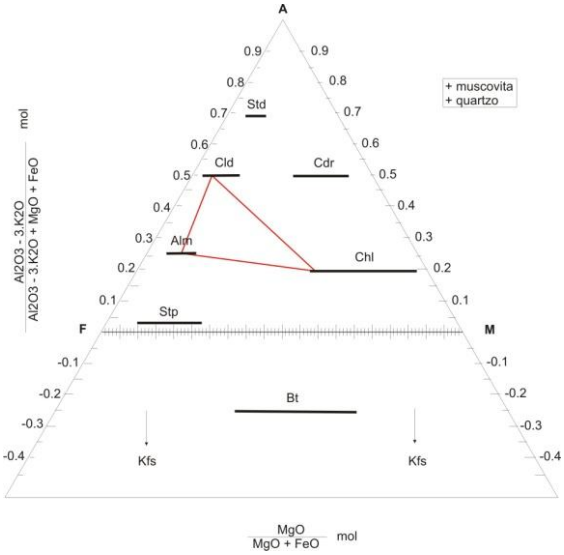
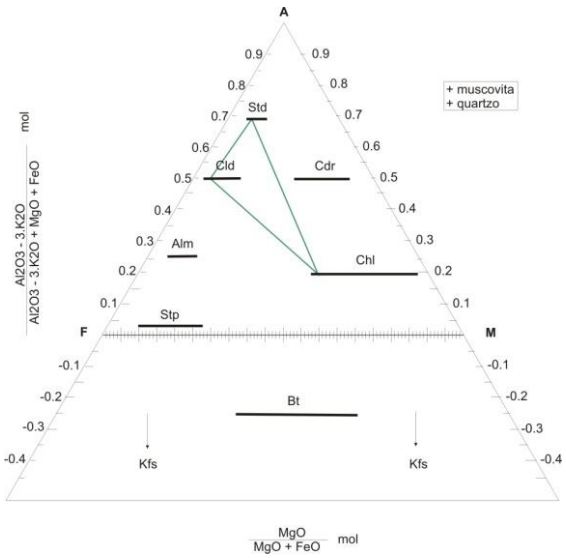


Figura. 6.9.10. *(Car-I-33) Porfiroblastos de cianita esqueletal em paragênese com cloritóide. Serra da Estância. Nicóis descruzados. (Lado maior 1,30mm)*





Figuras. 6.4.11 e 6.4.12. *Diagrama AFM (modificado de Thompson, 1957) ilustrando a paragênese Grt+Chl+Cld em fácie xisto verde, zona da granada e a paragênese St+Chl+Cld em fácie de transição de xisto verde para anfibolito.*

A Serra do Galinheiro, grande charneira antiformal, é o local da estrutura onde os xistos porfiroblásticos encontram-se na transição da fácie xisto verde para a fácie anfibolito, marcada pela paragênese sin-S2 de **Grt+St+Ky+Cld**. Essa região é caracterizada tanto pelo aparecimento abundante de cianita sin-S2 em fácie anfibolito, como também pelo desaparecimento do cloritóide sin-S2, que a partir deste ponto, não ocorre mais para leste e sul da estrutura, já em fácies anfibolito.

Na Serra de Carrancas os xistos possuem grande quantidade de porfiroblastos de granada e estaurolita, contrastando com os xistos da Serra do Pombeiro e Serra da Estância. Esses xistos porfiroblásticos são caracterizados pela ausência de cloritóides sin-cinemáticos à S2, que aparentemente foram totalmente consumidos no metamorfismo progressivo na entrada do fácie anfibolito, assim como dito anteriormente. O cloritóide está presente apenas em inclusões nos porfiroblastos de granada, evidenciando o início do metamorfismo progressivo em fácies xisto verde *(Figura. 6.4.15).* Já os porfiroblastos de granada são inter e sin-S2, e são sincrônicos ou antecedem os porfiroblastos de estaurolita. Estes exibem um crescimento contínuo em condições inter-cinemáticas a S1 e S2, possuindo duas gerações de trilhas de inclusões de grafita que evidenciam tal fato. As feições texturais entre os porfiroblastos de granada e estaurolita mostram duas principais relações do metamorfismo progressivo: porfiroblastos de estaurolita substituindo granada e porfiroblastos de granada sin-S2 com inclusões de estaurolita *(Figuras. 6.4.16 e 6.4.17).*

A cristalização precoce dos porfiroblastos de granada em relação aos de estaurolita, indica que o metamorfismo atuou em pressões relativamente elevadas. A entrada precoce da granada, assim como a cristalização concomitante com estaurolita, pode ser descrita pelas reações abaixo:

$$FeCld + Chl = Grt\ (Alm) \quad (6)$$

$$Cld + Qtz = Grt + St + H_20 \quad (7)$$

Da Serra das Bicas, estendo-se a sul para a Serra do Moleque e Chapada das Perdizes, os porfiroblastos de cianita sin-S2 se tornam abundantes e freqüentes, marcando o pico metamórfico das unidades do Grupo Carrancas com a paragênese de **St+Grt+Ky.** A reação que marca o pico metamórfico nessas rochas é a da substituição de estaurolita por granada e cianita, descrita abaixo (reação 8) e ilustrada na *Figura. 6.4.13.* Apenas nesses locais da estrutura é que também podem ser observados porfiroblastos de biotita em paragênese com granada, cianita e estaurolita, registrando uma rápida descompressão dos metassedimentos *(Figura. 6.4.18).*

$$FeSt + Qtz = Grt\ (Alm) + As\ (Ky) + H_20 \quad (8)$$

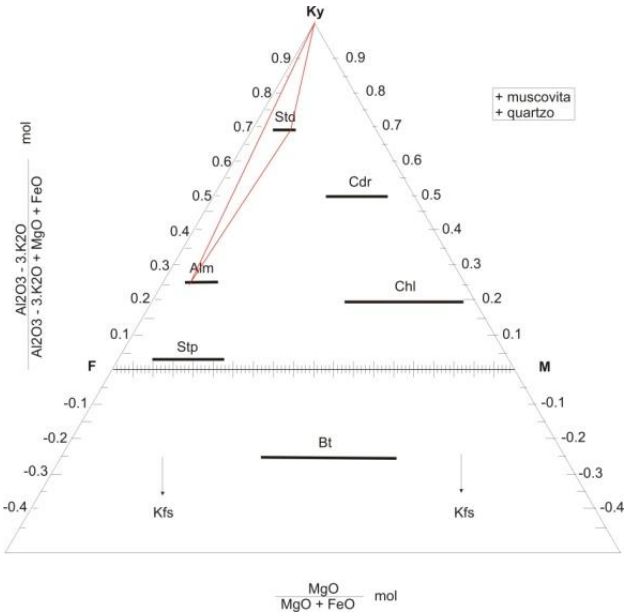


Figura. 6.4.13. *Diagrama AFM (modificado de Thompson, 1957) ilustrando a paragênese Grt+St+Ky em fácie anfibolito médio.*

O retrometamorfismo nesses xistos é representado pela substituição dos porfiroblastos de estaurolita e granada por clorita e cloritóide pós-cinemáticos, no fácie xisto verde *(Figura. 6.4.19).* Apenas nas proximidades da Serra do Galinheiro esse retrometamorfismo foi muito efetivo com a substituição quase por completo dos porfiroblastos de granada e estaurolita por grandes cristais pós-cinemáticos de cloritóide, possivelmente sob influência da Zona de Cisalhamento de Três Corações *(Figura. 6.4.20).*

	D1	D2	S3	Pós-cinemático
Granada	--------	----------		
Clorita	----------	----------		----------
Cloritóide	----------			----------
Estaurolita	----	----------		
Cianita		----------		
Biotita		-----		

Figura. 6.4.14. *Blastese mineral das Serras das Bicas, Moleque e Chapada das Perdizes.*

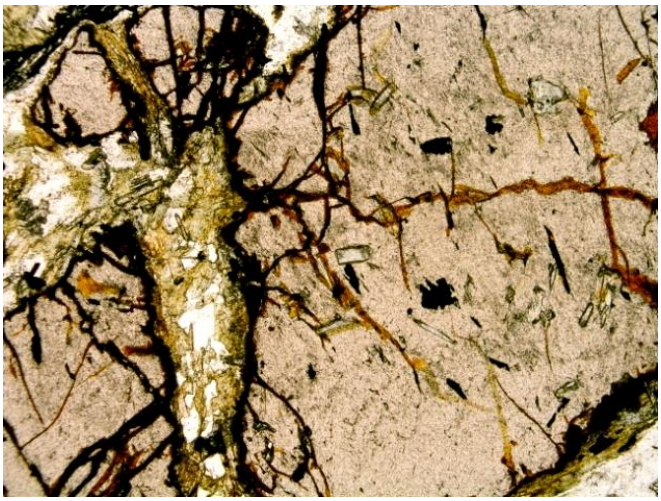


Figura. 6.4.15. *(Car-IX-26). Inclusões de cloritóide nos porfiroblastos de granada sin-S2; notar que eles também estão presentes na fratura associados à clorita, substituindo a granada no retrometamorfismo pós- cinemático. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).*

Figura. 6.4.16. *(Car-IX-26). Grande porfiroblasto de estaurolita prismática se desenvolvendo substituindo porfiroblastos de granada no metamorfismo progressivo. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).*

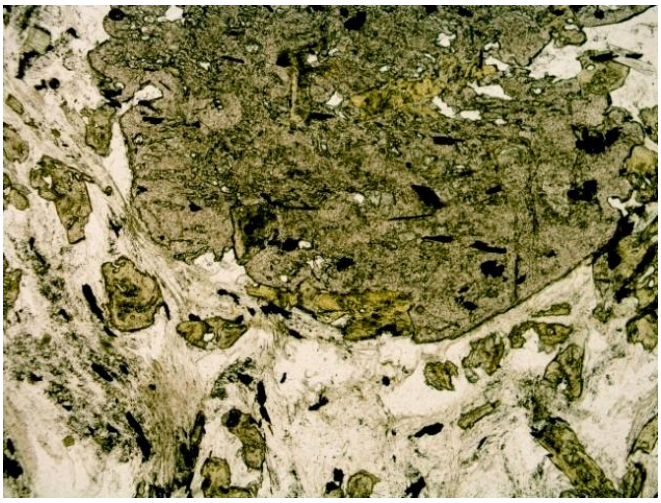


Figura. 6.4.17*. (Car-VI-46). Cristais de estaurolita inclusos nos porfiroblastos de granada que crescem em D2 substituindo estaurolita. Descruzados. (Lado maior 3,25m).*

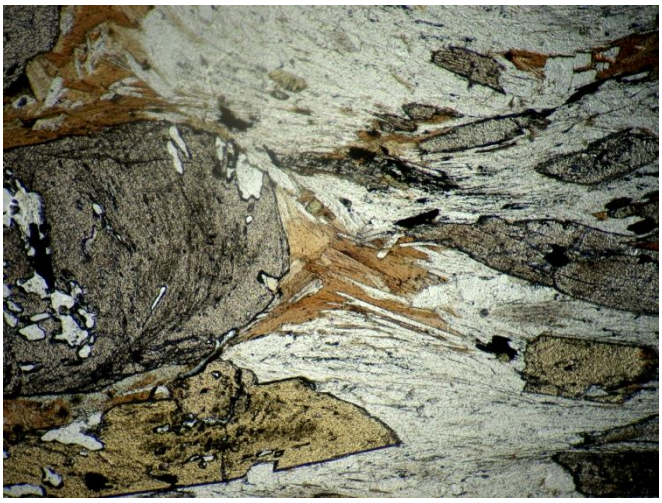


Figura. 6.4.18. *(CM-VI-150) Paragênese de Grt+Ky+St+Bt marcando descompressão da rocha em fácies anfibolito. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm.*

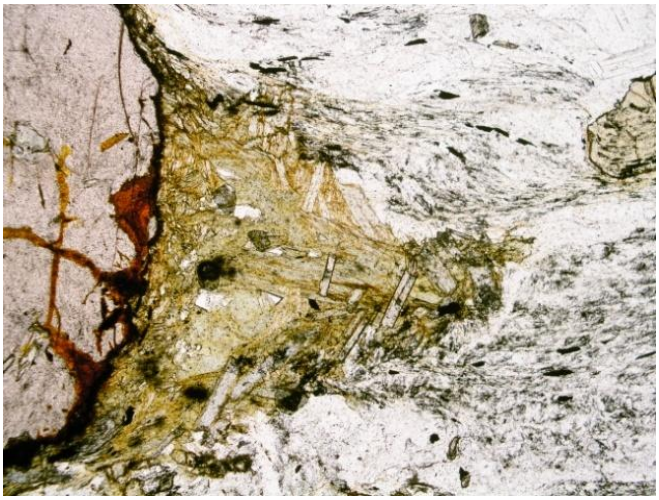


Figura. 6.4.19. *(Car-IX-26) Substituição de granada por Chl+Cld no retrometamorfismo pós-cinemático. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).*

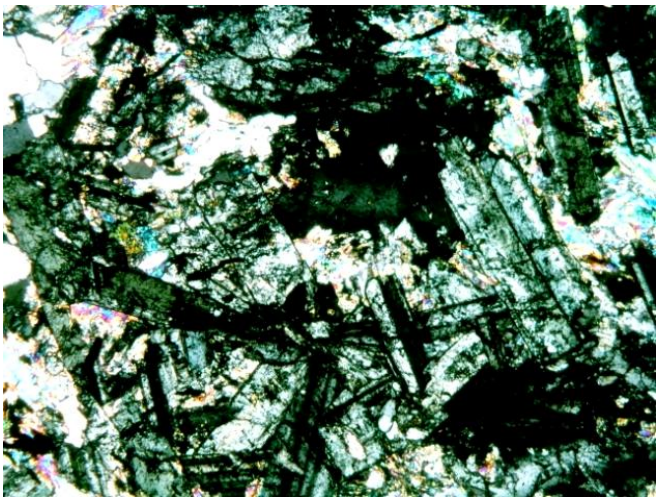


Figura. 6.4.20*. (Car-VI-03) Grandes cristais de cloritóide retrometamórficos. Nicóis cruzados. (Lado maior 3,25mm).*

- *Unidade do Biotita Xisto*

A unidade do biotita xisto, assim como descrita no item *6.1.2,* aflora nos dois extremos da área, a sul da Serra da Estância e a leste da Serra das Bicas, não apresentando variações mineralógicas que reflitam na mudança de fácie metamórfica, contrastando com os metassedimentos pelíticos do Grupo Carrancas. É representada por um chl-bt-ms-qtz±(pl) xisto com granada ou grt-chl-bt-ms-qtz±(pl) xisto e possuem assinatura geoquímica de sedimentos relativamente proximais e imaturos do tipo *wacke,* cuja composição apresenta uma alta relação Na+Ca/Al, também favorável ao aparecimento minerais índices e polimorfos de Al_2SiO_5 (andalusita-cianita-sillimanita).

Os porfiroblastos de granada se encontram sempre inter e sin-cinemáticos a S2, em equilíbrio químico com cristais de clorita e biotita que determinam a foliação S2. A entrada na zona da granada, iniciada em D1 e se prolongando até D2 (eventos deformacionais contínuos) pode ser exemplificado pela reação abaixo:

$$Chl + Bt + Qtz = Grt + Bt + H_2O$$

Essa reação marca o pico metamórfico desta unidade na deformação D2, chegando à fácie xisto verde na zona da granada, estabilizando a paragênese Grt+ Chl + Bt *(Figuras. 6.4.21 e 6.4.22).*

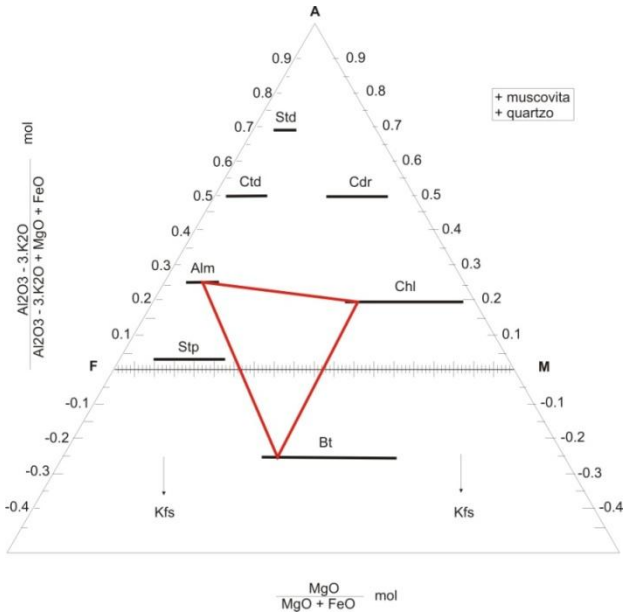


***Figura. 6.4.21**. Diagrama AFM (modificado de Thompson, 1957) ilustrando a paragênese Grt+Chl+Bt.em fácies xisto verde, zona da granada.*

O retrometamorfismo em fácie xisto verde é marcado pela substituição dos porfiroblastos de granada por clorita, biotita e muscovita pós-cinemáticas. Essa substituição geralmente ocorre nas bordas do porfiroblasto, podendo ser mais efetiva, e substituindo por completo e formando pseudomorfos de granada *(Figura. 6.4.23)*.

As relações de blastese mineral com suas respectivas fases deformacionais podem ser mais bem exemplificadas na *Figura. 6.4.24.*

Figura. 6.4.22. *(Car-I-14) Porfiroblasto de granada sin-S2 com bordas retrometamórficas substituídas por clorita e biotita. Sul da Serra da Estância. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).*

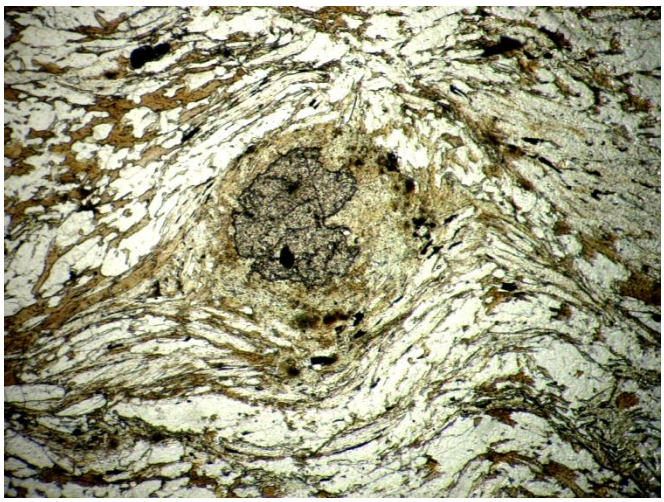


Figura. 6.4.23*. (IT-I-53b) Porfiroblasto de granada sin-S2, intensamente substituído por clorita e granada retrometamórficas. Nicóis descruzados. (Lado maior 3,25mm).*

	D1	D2	D3	Pós-cinemático
Granada	-----	----------		
Biotita	----------	----------		----------
Clorita	----------	----------		----------

Figura. 6.4.24. *Relação de blastese mineral com as principais fases de deformação.*

6.4.2. Considerações

Os metassedimentos do Grupo Carrancas, na região que se estende de Itumirim a Minduri, exibem uma transição metamórfica da fácie xisto verde, representada pela paragênese Grt+Chl+Cld (Serra da Estância e Pombeiro) até a fácie anfibolito médio, com paragênese de pico metamórfico sin-S2 de Grt+St+Ky, passando por uma zona de transição marcada pelo equilíbrio químico de Grt+St+Ky+Cld (Serra do Galinheiro). Essas paragêneses observadas remetem que o metamorfismo progressivo da área aumenta de noroeste para sudeste, compatível com os trabalhos propostos na literatura da década de 80 (Ribeiro & Heilbron, 1982; Heilbron, 1983, 1984, 1985).

Na Serra da Estância, embora a maioria das amostras apresente paragênese típica de fácie xisto verde, a presença pontual de cianita e estaurolita em associação com cloritóide, evidencia que tais rochas atingiram condições metamórficas condizentes com a fácie de transição xisto verde-anfibolito, similar ao que ocorre na região da Serra do Galinheiro. Silva (2010) coloca que as rochas da Serra da Estância atingiram pressões extremamente elevadas, próximo ao fácie xisto azul-eclogito, embora com temperaturas relativamente baixas. A ocorrência de biotita no sul da Serra das Bicas, na Serra do Moleque e na Chapada das Perdizes, foi descrita apenas por Silva (2010), que interpreta seu aparecimento a uma rápida descompressão, provavelmente devido também a um rápido soerguimento e/ou exumação.

Já a unidade do biotita xisto, se apresenta independentemente do local da estrutura sempre em fácie xisto verde, contrastando com o Grupo Carrancas tanto na sua composição como nas condições metamórficas a que foram submetidos. Esse fato torna difícil sua correlação com o Grupo Carrancas, sendo essa unidade interpretada uma *nappe*, portanto alóctone, disposta sobre o Grupo Carrancas, e provavelmente pertencente à mesma sequência deposicional do Grupo Andrelândia, porém submetido a um metamorfismo de baixo grau.

7. Conclusões

O Sistema de *Nappes* Carrancas, base do Orógeno Brasília Meridional, está posicionado na margem do sul do Cráton do São Francisco, disposto sobre gnaisses e metagranitóides arqueanos e paleoproterozóicos que compõem o embasamento. È constituído pelo Grupo Carrancas, de idade neoproterozóica, composto por uma pilha metassedimentar alóctone, com aproximadamente 400m de espessura, de quartzitos (metapsamitos) e xistos grafitosos (metapelitos), divididos em três formações que gradam tanto lateralmente como verticalmente, a partir de contatos normais transicionais. A Formação São Tomé das Letras constitui a base da seqüência, contendo predominantemente muscovita quartzitos, muscovita-quartzo xistos e subordinadamente muscovita xistos, ambos litotipos com muscovitas esverdeadas. A Formação Campestre, intermediária, é caracterizada por uma intercalação de xistos grafitosos ± porfiroblásticos (Grt-St-Ky-Cld) e níveis expressivos de muscovita quartzitos com mica branca. Já a Formação Chapada das Perdizes é litologicamente equivalente a Formação São Tomé das Letras, porém disposta no topo da sequência.

O mapeamento detalhado das regiões de fechamento periclinal dos grandes dobramentos D3 no sul da Serra da Estância, evidenciou que a unidade do biotita xisto *(metawacke),* sempre com estrutura milonítica presente, se encontra tectonicamente sobre o

Grupo Carrancas, dispondo-se no núcleo das estruturas sinformais, e sendo, portanto, uma unidade metassedimentar alóctone. No topo da Serra das Bicas, com restrita ocorrência, essa unidade se dispõe sobre o Grupo Carrancas em uma *klippe,* estruturada como uma sinformal pinçada.

O Grupo Carrancas e a unidade do biotita xisto, assim como parte da infraestrutura gnáissica alóctone engajada na deformação, estão estruturados em *nappes* sin-S2 com transporte tectônico para leste e sudeste, paralelo aos *mullions* e *rods* B2. Esse transporte, relacionado aos eventos contínuos progressivos D1 e D2, ocorreu a partir de zonas de cisalhamento ductil de baixo ângulo, sob regime de deformação não-coaxial, responsável pela geração de dobras isoclinais e intensa recristalização plano axial que constituí a foliação principal regional S2. Um exemplo a ser citado é no sul da Serra de Carrancas, oeste Serra das Bicas, onde gnaisses migmatíticos e biotita gnaisses finos bandados da infraestrutura, cavalgam os metassedimentos a partir de contatos de baixo ângulo.

A complexa estruturação da *Nappe* Carrancas se deve ao evento deformacional D3 e a fase de dobramento D4, responsáveis pela deformação dos principais contatos tectônicos sin-S2 e importantes zonas de cisalhamento que afetam a área. A deformação D3, produto da progressão da deformação em níveis crustais mais rasos, possuiu caráter rúptil-ductil, onde foram geradas dobras assimétricas em diversas escalas, com espessamento de charneira e no geral homoaxiais a D2 (B2//B3). Importantes zonas de cisalhamento com movimentação lateral destral estão relacionadas a esta fase, como a Zona de Cisalhamento de Três Corações, de direção NE-SW e zonas de cisalhamento dispostas no norte da Serra da Estância. Nas proximidades dessas zonas de cisalhamento, a foliação se torna sub-vertical e as dobras D3 apertadas, ocorrendo transposição para S3 (S2//S3). Os dobramentos D4 possuem direção NE-SW e N-S, eixos com caimento para SW e S, e são vergêntes para W e NW. Esforços de direção E-W atuaram em D4, e foram responsáveis pela configuração da geometria em “Z” da *Nappe* Carrancas, redobrando e crenulando os elementos estruturais anteriormente formados.

O metamorfismo registrado nos xistos grafitosos da Fm. Campestre, aumenta de modo geral de NW para SE, com paragêneses sin-S2 que variam de Grt+Chl+Cld a Grt+Ky+St+Cld na Serra da Estância, Pombeiro e Galinheiro, evidenciando condições de fácie xisto verde na transição para o fácie anfibolito, considerando pressões intermediárias. Já para sul da Serra de Carrancas, a paragênese predominante é de Grt+St+Ky, típica da fácie anfibolito na zona da cianita. Contrastando com o Grupo Carrancas, a unidade do biotita xisto se encontra sempre em fácie xisto verde, marcada pela paragênese de Grt+Chl+Bt. O retrometamorfismo pós-cinemático, atuante em todas as unidades metassedimentares é de fácie xisto verde, com recristalização de Chl+Cld+Ms nos xistos grafitosos e Chl+Bt+Ms na unidade do biotita xisto.

8. Referências bibliográficas

ALMEIDA, F. F. M. 1967. *Origem e Evolução da plataforma brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM, 36 p. (Boletim 241).

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, *Anais,* 363-391.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sciences Review*, **17**: 1- 29.

ALMEIDA, J. C. H. 1992. Mapeamento geológico da Folha Luminárias-MG (1:50.000), com ênfase na análise estrutural dos metassedimentos do Ciclo Deposicional Andrelândia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, *Dissertação de Mestrado,* 102 p.

ALMEIDA, S. 1992. Petrografia e Geoquímica de rochas ultramáficas na região de Liberdade e Carrancas, Minas Gerais. Inst. de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, *Dissertação de Mestrado,* 166 p.

ALMEIDA, S. 1998. Petrologia de rochas ultramáficas associadas ao Grupo Andrelândia e seu embasamento, na região de Liberdade, Arantina, Andrelândia, São Vicente de Minas e Carrancas, MG. *Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências*, Universidade de São Paulo. 194 f.

BARBOSA, O. 1954. Évulution Du géosynclinal Espinhaço. In: INTERNATIONAL GEOLOGY CONGRESS 19º, Alger, 1952, *Comptes Rendus*, sec.13, fasc. 14, p. 17-36.

BEST, M. G. 2003. *Igneous and metamorphic petrology, 2nd edition.* Blackwell Publishing, 729p.

BITTAR, S. 1989. *Mapeamento Geológico-Estrutural da Folha Caxambu e da Parte Sul da Folha Luminárias, Minas Gerais.* Inst. de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro*, Dissertação de Mestrado*, 226 p.

BIZZI, L. A.; SCHOBBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M. & GONÇALVES, J.H. 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. *CPRM, Serviço Geológico do Brasil*, 692p.

BOYER, S. E. & ELLIOT, D. 1982. Thrust Systems, *AAPG Bull.* **66** (9): 1196-1230.

BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. C.; FUCK, R. A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana, na approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes,* **22**:155-166.

CAMPOS NETO, M. C. 1991. A porção ocidental da Faixa Alto do Rio Grande- ensaio da evolução tectônica. IGC-USP, *Tese de Doutoramento*, 210p.

CAMPOS NETO, M. C. 2000. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-PanAfrican Cycle and Orogenic Collage in Southeastern. *In*: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31º IGC, 335-365.

CAMPOS NETO, M. C. & CABY, R. 1999. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the *nappe* system south of the São Francisco craton, southeast Brazil. *Precambrian Research,* **97**: 3-26.

CAMPOS NETO, M. C. & CABY, R. 2000. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of Southeast Brazil: Petrologial and structural constraints. *Tectonics*, **14**: 669-687.

CAMPOS NETO, M. C.; FIGUEIREDO, M. C. H.; JANASI, V. A.; BASEI, M. A. S.; FRYER, B. J. 1988. The São José do Rio Pardo Mangeritic-Suite, southeastern Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, **2:** 185-199.

CAMPOS NETO, M. C.; PERROTTA, M. M.; PELOGGIA, A. U. G. 1990. A porção ocidental da Faixa Alto do Rio Grande (SP-MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. Anais, SBG, vol. 6, p.2615-2630.

CAMPOS NETO, M. C.; LIMA, G. A.; BASEI, M. A. S.; SIGA JUNIOR, O.; FIGUEIREDO, M. C. H. 1996. Controle metamórfico e estrutural entre terrenos da borda SE do cráton do São Francisco e os terrenos Juiz de Fora: região de Lima Duarte- Rio Preto-Valença (MG-RJ), In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador. *Anais*, **6**: 95- 97.

CAMPOS NETO, M. C.; BASEI, M. A. S.; VLACH, S. R. F.; CABY, R.; SZABÓ, G. J.; & VASCONCELOS, P. 2004. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: Um esboço da colagem brasiliana no sul do cráton do São Francisco, SE-Brasil. *Revista do Instituto de Geociências*, Universidade de São Paulo, **4** (1): 13-40.

CAMPOS NETO, M. C.; JANASI, V. A.; BASEI, M. A. S.; SIGA JR, O. 2007. Sistema de Nappes Andrelândia, setor oriental: litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, Universidade de São Paulo, **37**: Suplemento 4, p. 47-60.

CAMPOS NETO, M. C.; CIOFFI, C. R.; MORAES, R.; MOTTA, R. G.; JUNIOR, O. S.; BASEI, M. A. S. 2010. Structural and metamorphic control on the exhumation of high-P granulites: The Carvalhos Klippe example, from the oriental Andrelândia Nappe System, southern portion of the Brasília Orogen, Brazil. *Precambrian Research*, **180** (3-4): 125 – 142.

CHRISPIM, S. J. 1983. Dados preliminares sobre a geologia estrutural das Serras da Bocaina e Faria, Lavras, MG. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, *Anais*, SBG-MG, bol. 3, p. 376-386.

CHOUDHURI, A.; SCHRANK, A.; ROIG, H. L.; SZABÓ, G. A. J. 1995. Negative Ce anomaly in mafic rocks of a possible Late Proterozoic ophiolite from SW Minas Gerais, Brazil. In:. SRIVASTAVA, R. K.; CHANDRA, R. (Eds.) Magmatism in relation to diverse tectonic settings. *Oxford: IBH Publishing Co*, p. 283-290.

CIOFFI, C. R. 2009. Geologia dos granulitos de alta pressão da *Klippe* Carvalhos, extensão sul da Faixa Brasília. *Dissertação (Mestrado)* - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 104f.

COSTA, A. G. 1998. The granulite- facies rocks of the northern segment of the Ribeira Belt, eastern Minas Gerais, SE Brazil. *Gondwana Research*, **1**: 367- 372.

COUTINHO, L. 2008. Análise estrutural e litoestratigrafia do Grupo Carrancas na região de Carrancas-Itumirim e Itutinga, Sul do Cráton São Francisco. Universidade de São Paulo- Instituto de Geociências, 54p.

DAVIS, G. H., & REYNOLDS, S. J. 1996. *Structural geology of rocks and regions*. Second Edition, John Wiley & Sons Inc, **776p**.

DAYAN, H. & BAPTISTA FILHO, J. 1984. Caracterização de fabricas tridimensionais nos rods de quartzo da base da Serra de Carrancas, SE de Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 1984, *Anais do Congresso*, vol. **7**: 3371- 3392.

DAYAN, H.; BAPTISTA, FILHO, J.; FONSECA, M. S. & MANSUR, R. L. 1987. Determinação do Estado de Deformação Finita em Quartzitos das Serras de Carrancas e Bicas, SE de Minas gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **59**(3): 203-211.

DEL LAMA, E. A.; ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M. A. F.; MORALES, N. 2000. Exhumation of high-pressure granulites of the Guaxupé Complex, Southeastern Brazil. *Geological Journal*, **35**: 231-249.

DENNIS, J. G.; PRICE, R. A.; SALES, J. K.; HATCHER, R.; BALLY, A. W.; PERRY, W. J.; LAUBSCHER, H. P.; WILLIAMS, R. E.; ELLIOTT, D.; NORRIS, D. K.; HUTTON, D. W.; EMMETT, T & MCCLAY, K. R. 1981. What is a thrust? What is a nappe? *Geological Society, London, Special Publications*, **9**: 7-9.

DERBY, A. O. 1905. As lavras diamantinas da Bahia. Sec. Agicultura do Estado da Bahia, bol. III, nº4-6, vol. VI, p. 217-225.

DERBY, A. O. 1906. The Serra do Espinhaço. *Journal Geology*. **14**(5): 396

EBERT, H. 1955. Pesquisas na parte Sudeste de Minas Gerais e no Nordeste. In: Relatório Anual do Diretor, 1954, DGM, Rio de Janeiro, p. 79-89.

EBERT, H. 1956. A tectônica do sul do estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. In: Relatório Anual do Diretor, 1955, DGM, Rio de Janeiro, p. 97-107 e 136-137.

EBERT, H. 1957. Beitrag sur Gliederung des Praakambriums in Minas Gerais. *Geol. Rundschau*, **45**: 471-521.

EBERT, H. 1958. Discordâncias pré- cambrianas em Carandaí, Minas Gerais. In: DGM/DNPM, Rio de Janeiro, bol. 183, 48p.

EBERT, H. 1968. Ocorrências de fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica; hipóteses sobre sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **40**: 215-229.

EBERT, H. 1984*. Aspectos da Geologia da Região de São João del Rei e a bifurcação entre Paraibíades e Araxaíades*. SBG-SP, São Paulo, 114p.

FETTER, A. H.; HACKSPACKER, P. C.; EBERT, H. D.; DANTAS, E. L. & COSTA, A. C. D. 2001. New Sm/Nd and U/Pb geochronological constraints on the Archean to Neoproterozoic evolution of the Amparo basement complex of the central Ribeira belt, Southeastern Brazil. *In:* South American Synposium on Isotope Geology, 3, *Extend Abstracts*, CD-ROM.

FORBES, C. J.; BETTS, P. G.; LISTER, G. S. 2004. Synchronous development of Type 2 and Type 3 fold interference patterns: evidence for recumbent sheath folds in the Allendale Area, Broken Hill, NSW, Australia. *Journal of Structural Geology*, **26**: 113-126.

FREITAS, F. C. 2000. Geotermobarometria e evolução metamórfica das rochas granulíticas da região de Socorro- SP. *Dissertação de Mestrado*, *Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo*, 175p.

FRITZ, H., DALLMEYER, R. D. & NEUBAUER, F. 1996. Thick skinned versus thin-skinned thrusting: Rheology controlled thrust propagation in the Variscan collisional belt (The southeastern Bohemian Massif, Czech Republic – Austria), *Tectonics,* **15** (6): 1389-1413.

GARCIA, M. G. M.; CAMPOS NETO, M. C. 2003. Contrasting metamorphic conditions in the Neoproterozoic collision realted nappes, South of São Francisco Craton, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **15** (8): 853-870.

GENGO, R. M. 2010. Petrologia das rochas metaultramáficas da região entre as serras de Carrancas, Bicas e Moleque, sul de Minas Gerais. Universidade de São Paulo-Instituto de Geociências, *Monografia de Trabalho de Formatura*, 43p.

GODIN, L.; GRUJIC, D.; LAW, R. D.; SEARLE, M. P. 2006. Chanel flow, ductile extrusion and exhumation in continental collision: an introduction. In: LAW, R.D., SEARLE, M.P. & GODIN, L. 2006. *Chanel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones*. Geological Society, London, Special Publications, 268p, 1-23.

GRASEMANN, B.; WIESMAYR, G.; DRAGANITS, E.; FUSSEIS, F. 2004. Classification of Refold Structures. *The Journal of Geology*, **112**: 119-125.

GRUJIC, D. 2006. Chanel flow and continental collision tectonics: an overview. In: LAW, R.D., SEARLE, M.P. & GODIN, L. 2006. *Chanel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones*. Geological Society, London, Special Publications, **268p**, 25-37.

HADDAD, R. C. 1997. O batolito Pinhal-Ipuíuna (SP-MG): um exemplo de magmatismo cácio-alcalino potássico neoproterozóico no sudeste brasileiro. *Tese de doutoramento, IG-USP*, 270p.

HEILBRON, M. 1983. Dados preliminares sobre a geologia e o metamorfismo da área entre Itutinga e Madre de Deus (MG). In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 2, Belo Horizonte. *Anais*, SBG-MG, bol. 3, p. 387-401.

HEILBRON, M. 1984. Evolução metamórfico-estrutural da área entre Itutinga e Madre de Deus de Minas, MG*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado*, 151 p.

HEILBRON, M. 1985. O metamorfismo entre Itutinga e Madre de Deus de Minas. In: *III SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS*, SBG/Núcleo Centro-Oeste Belo Horizonte, *Anais*, **5**: 219-234.

HEILBRON, M.; MOHRIAK, W.; VALERIANO, C. M.; MILANI, E.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M. 2000. From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margim of Brazil. In:W.U. Mohriak & M. Talwani (eds) Atlantic rifts and continental margins. Am. Geoph. Union*, Geophysical Monographss,Washington*, **115**: 1-32.

HOOBS, B. E.; MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F. 1976. *An outline of structural geology*. *Wiley*, New York, 571 p.

JANASI, V. A. 1997. Neoproterozoic mangerite-granite magmatism in the southeastern Brazil: the São Pedro de Caldas massif. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **69**: 267-294.

JANASI, V. A. 1999. Petrogênese de granitos crustais na Nappe de Empurrão Socorro Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elementar e isotópica. *Tese (Livre-Docência), Instituto de Geociências, USP*, São Paulo, 304p.

JANASI, V. A.; HADDAD, R.C.; VLACH, S.R.F. 1997. Comments on the Sm-Nd isotopic systematics of calc-alkaline granitoids from the Pinhal-Ipuíuna batholith (São Paulo and Minas Gerais, Brazil). In*: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY*, 1997. Campos de Jordão. Extend Abstracts. Campos do Jordão: FAPESP/CNPq/CPRM, p. 147-150.

JANASI, V. A.; VLACH, S.R.F. 1997. Sr and Nd isotope systematics of the Capituva and Pedra Branca syenitic massifs (SW Minas Gerais, Brazil): petrogenesis and inference on Neoproterozoic lithospheric mantle reservoirs. In: *SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY*, 1997. Campos de Jordão. Extend Abstracts. Campos do Jordão: FAPESP/CNPq/CPRM, p.143-146.

KRETZ, R. 1983. Symbols for rock- forming minerals. *American mineralogist*. **68**: 277- 279.

LAMEGO, A. R. 1938. O maciço de Itatiaia e regiões circundantes. Rio de Janeiro, SBG, bol. 88.

LAW, R. D.; SEARLE, M. P. & GODIN, L. 2006. *Chanel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones*. Geological Society, London, Special Publications, 268p.

MACCLAY, K. 1987. *The mapping of geological structures*. Geological Society of London handbook. Ed. John Wiley & Sons, Chichester (England), 161p.

MANTOVANI, M. S. M. & BRITO NEVES, B. B. 2005. The Paranapanema Lithospheric Block: Its importance for Proterozoic (Rodinia, Gondwana) Supercontinent theories. *Gondwana Research*, **8**, (3): 303-315.

MARAGONI, Y. R. 1994. Modelo crustal para o norte de Goiás a partir de dados gravimétricos. *Tese (Doutorado), Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo*, São Paulo, 105 p.

MOTTA, R. G.; MORAES, R.; TROUW, R. A. J.; CAMPOS NETO, M. C. 2010. Reconstrução e Comparação de Trajetórias *P-T* no Sistema de *Nappes* Andrelândia, Sul de Faixa Brasília, MG. *Revista do Instituto de Geociências- USP*, **10** (3): 79-96.

NOVÁK, M. & ŠKODA, R. 2007. Mn3+-rich andalusite to kanonaite and their breakdown products from metamanganolite at Kojetice near Třebíč, the Moldanubian Zone, Czech Republic, *Journal of Geosciences*, **52**: 161-167.

OLIVEIRA, A. I. & LEONARDOS, O. H. 1943. *Geologia do Brasil*. SERVIÇO DE INFORMAÇÕES AGRÍCOLAS, MINISTÉRIO DA AGRICULTURA, Rio de Janeiro, Brasil, 813p.

PACIULLO, F. V. P. 1980. Mapeamento geológico-estrutural da área de Minduri, MG. *Dissertação de Mestrado*, IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro, 80p.

PACIULLO, F. V. P. 1997. A Sequência Deposicional Andrelândia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, *Tese de Doutorado*, 245p.

PACIULLO, F. V. P.; RIBEIRO, A.; ANDREIS, R. R.; TROUW, R. A. J. 2000. The Andrelândia basin, a Neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 200-202.

PACIULLO, F. V. P.; TROUW, R. A. J. & RIBEIRO, A. 2003. Geologia da Folha Andrelândia. *In:* A.C. PEDROSA-SOARES, C. M. NOCE, R. A. J. TROUW & M. HEILBRON (orgs.), *Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro*, Projeto Sul de Minas, v.1, p. 84-120.

PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. 1996. *Microtectonics*. Springer Berlin Heidelberg New York, 289p.

PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. 2005. *Microtectonics, 2nd edition.* Springer Berlin Heidelberg New York, 366p.

PATTISON, D. R. M. 2001. Instability of Al_2SiO_5 "triple-point" assemblages in muscovite + biotite + quartz- bearing metapelites, with implications. *American Mineralogist,* **86**: 1414–1422.

PEDROSA-SOARES, A. C, & NOCE, C. M. 1998. Where is the suture zone of the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo Orogen. In: 14Th *International Conference on Basement Tectonics*, 1998, Ouro Preto, Brazil, Abstracts, 35-37.

PETERNEL, R. M. N. 1999. Mapeamento Geologico-Estrutural da Área de Três Corações (MG). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro*, Dissertação de Mestrado*, 160p.

PETERNEL, R. M. N.; TROUW, R. A. J.; SCHMITT, R. S. 2005. Interferência entre duas faixas móveis neoproterozóicas: o caso das Faixas Brasília e Ribeira no sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **35** (3): 297-310.

QUÉMÉNEUR, J. J. G.; RIBEIRO, A.; TROUW, R. A. J.; PACIULLO, F. V. P.; HEILBRON, M. 2002. Geologia da Folha de Lavras. *Projeto sul de Minas* – Etapa I: COMIG-UFMG-UFRJ UERJ, cap. 7: 259- 319.

RAMSAY, J. G. 1967. Folding and fracturing of rocks. New York, McGraw- Hill, 568p.

RAMSAY, J. G. & HUBERT, M. I. 1983. *The techniques of modern structural geology. Volume 1*: Strain Analysis. New York, Academic Press, 307p.

RAMSAY, J. G. & HUBERT, M. I. 1987. *The techniques of modern structural geology. Volume 2*: Folds and Fractures. Academic Press, 700p.

RIBEIRO, A. 1980. Mapeamento geológico-estrutural da área de Itumirim, Minas Gerais*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro*, Rio de Janeiro*, Dissertação de Mestrado*, 57p.

RIBEIRO, A. & HEILBRON, M. 1982. Estratigrafia e metamorfismo dos Grupos Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32. Salvador. Anais. Salvador:* SBG, 1982, v. 1, p.177-186.

RIBEIRO, A.; TROUW, R. A. J.; ANDREIS, R. R.; PACIULLO, F. V. P.; VALENÇA, J. 1995. Evolução das bacias Proterozóicas e o termo tectonismo-brasiliano na margem sul do cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, p. 235- 248.

RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P.; TROUW, R. A. J.; VALENÇA, J. G. 2002. Síntese geológica regional do bloco ocidental (Campo das Vertentes e Sul de Minas). Departamento de geologia, UFRJ, *Projeto Sul da Minas,* Capítulo 3, 51-83p.

ROCHA, B. C. 2011. Evolução metamórfica dos metassedimentos da Nappe Lima Duarte e rochas associadas do Complexo Mantiqueira, sul da Faixa Brasília (MG). *Dissertação de Mestrado- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo*, 201p.

SILVA, M. P. 2010. Modelamento metamórfico de rochas das fácies xisto verde e anfibolito com uso de pseudosseções: exemplo das rochas da Klippe Carrancas, sul de Minas Gerais. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, *Dissertação de Mestrado*, 147f.

SMITH, W. H. F.; SANDWELL, D. T. 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, **277**: 1957-1962.

SPEAR, F. S. 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure temperature time paths.* Mineral Soc. of America. Washington, D.C. 799p.

SPEAR, F. S. & Cheney, J. T .1989. A petrogeneticgridfor peliticschistsinthesystem K2O-FeO-MgO-Al2O3-SiO2-H2O. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **101**: 149-164.

TEIXEIRA, A, W. 2011. O Grupo Carrancas e a frente da *Nappe* Andrelândia na borda sul do Cráton do São Francisco: proveniência sedimentar e implicações tectônicas. Universidade de São Paulo- Instituto de Geociências, *Dissertação de Mestrado*, 164p.

THOMPSON, J. B. 1957. The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *American Mineralogist*, **42** (16): 11-12.

TOZER, R. S. J.; BUTLER, R. W. H.; CORRADO, S. 2002. Comparing thin- thick skinned thrust tectonic models of the Central Apennines, Italy. *EGU Mueller Special Publication Series.* **1**: 181- 194.

TROUW, R. A. J. 1973. Structural geology of the Marsfjallen area, Caledonides of Vaterbotten, Sweden. Sver. *Geol. Unders*. Ser. C. 689, 115 p.

TROUW, R. A. J. 1983. Novos dados sobre os Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia. In: Simpósio de Geologia Minas Gerais, Belo Horizonte, 1983, *Anais*, SBG-MG, bol. 3, p. 468-477.

TROUW, R. A. J. 1992. Evolução tectônica ao sul do Cráton do São Francisco, baseado em análise metamórfica. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37. São Paulo. *Anais*... São Paulo: SBG, p. 327.

TROUW, R. A. J. & PAKHURST, R. J. 1993. Idades radiométricas ao sul do Cráton do São Francisco: Região da folha Barbacena, Minas Gerais. *In:* Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, p. 260-262.

TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P. 1980. Evolução metamórfica e estrutural de uma área a sudeste de Minas Gerais. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 38, Camboriú, 1980. *Anais* **5**: 2273-2284.

TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P.; CHRISPIM, S. J.; DAYAN, H. 1982. Análise da Deformação de uma área à SE de Lavras, MG. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 32, Salvador, *Anais* **1**: 234-235.

TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A. & PACIULLO, F. V. P. 1983. Geologia estrutural dos Grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. *Anais da Academia brasileira de Ciências*, **55** (1): 71-85.

TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P.; HEILBRON, M. 1984. Os Grupos são João del Rei, Carrancas e Andrelândia interpretados como continuação dos Grupos Araxá e Canastra. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais*, vol**. 2**, p. 3227-3240.

TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A.; PACILLO, F. V. P. 1986. Contribuição à geologia da Folha Barbacena- 1:250.000. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, 1986. Anais, SBG, vol. **2**, p. 974-984.

TROUW, R. A. J.; PACIULLO, F. V. P.; RIBEIRO, A. 1994. A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 38**, 3**: 234-235.

TROUW, R. A. J.; PACIULLO, F. V. P.; RIBEIRO, A. 1998. Tectonic significance of Neoproterozoic high pressure granulites in southern Minas Gerais. *In:* International Conference on Basement Tectonics, 14, Ouro Preto, *Anais*, p. 69-71.

TROW, R. A. J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P.; HEILBRON, M. 2000a. Interference between the Neoproterozoic Brasília and Ribeira belts, with special emphasis on high pressure granulites. Pre-Congress Field Trip.31 International Geological Congress, Rio de Janeiro,Brazil, Fiel Trip Bft 08, 45pp.

TROUW, R. A. J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P.; VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R. R. 2000b. The Central Segment of the Ribeira Belt. *In:* Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos Neto, D. A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, IGc, **31**: 287-310.

TROUW, R. A. J.; TAVARES, F. M & ROBYR, M., 2008. Rotate garnets: a mechanism to explain the high frequency of inclusion trail curvature angles around 90º and 180º. *Journal of Structural Geology*, **30**: 1024-1033.

TURNER, F. J. & WEISS. L. E. 1963. Structural analysis of metamorphic tectonites. New York, McGraw- Hill, 545p.

VAIL, P. R.; MITCHUM JR.; R. M. & THOMPON, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 3: Relative changes sea level from coast onlap. In: C. E. Payton, ed..Seismic stratigraphy application to hydrocarbon exploration. *Americam Association of Petroleum Geologists*, Memoir, **26**: 63-82.

VALERIANO, C. M.; MACHADO, N.; SIMONETTI, A.; VALLADARES, C. S.; SEER, H. J. & SIMÕES, L. S. A. 2004. U-Pb geochronology of the southern Brasilia belt (SE-Brazil): Sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Res.*, **130**:27-55.

VALLADARES, C. S.; MACHADO, N.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P.; HEILBRON, M.; GAUTHIER, G. 2001. Ages of detrital zircon from siliciclastic successions of the Brasilia Belt, southern border of São Francisco craton: implications for the evolution of Proterozoic basins. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY*,* 3., 2001. Pucón. *Extend Abstracts*. Santiago: Sociedad Geológica de Chile, p. 261-264.

VALLADARES, C. S.; MACHADO, N.; HEILBRON, M.; GAUTHIER, G. 2004. Ages of detrial zircon from siliciclastic sucessions south of the São Francisco craton, Brazil: implications for the evolution of Proterozoic basins. *Gondwana Research*, **7** (4): 913-921.

VILELA, L. G. G. 2000. Petrografia, geotermobarometria e evolução metamórfica de granulitos básicos de alta pressão e rochas transicionais para fácies eclogito na região de Lima Duarte, MG. *Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, USP*, São Paulo, 180 p.

WILLIAMS, P. F. & ZWARD, H. J. 1977. A model for development of the Sve-Koli Caledonian nappe complex. In: S. K. Saxena and Bhattacharji (eds.), *Energetics of Geological Processes*, Springer Verlag, New York, 169- 187.

YARDLEY, B. W. D (Ed.). 1989. *An introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Scientific &Technical, Essex, 248 pp.

Anexos

Anexo I. Relação de amostras laminadas

Anexo II. Localização das amostras por litotipo

Anexo III. Mapa geológico na escala 1: 50.000

Anexo IV. Perfis geológicos e colunas estratigrafias