

## CAPÍTULO 7. ESTRATIGRAFIA E TECTÔNICA

Este capítulo apresenta a descrição dos perfis estratigráfico-estruturais referidos como: 1, Governador Valadares - Tumiritinga - Galiléia; 2, Linópolis - Mendes Pimentel - Itabirinha de Mantena; 3, Central de Minas - Mantena; 4, Conselheiro Pena - Crenaque - Resplendor; 5, oeste da Serra João Pinto - sul de Conselheiro Pena; e 6, Ipanema - noroeste de Baixo Guandu (Fig. 20 e 36). Adota-se a notação estrutural tipo Clar (azimute do sentido/valor do ângulo).

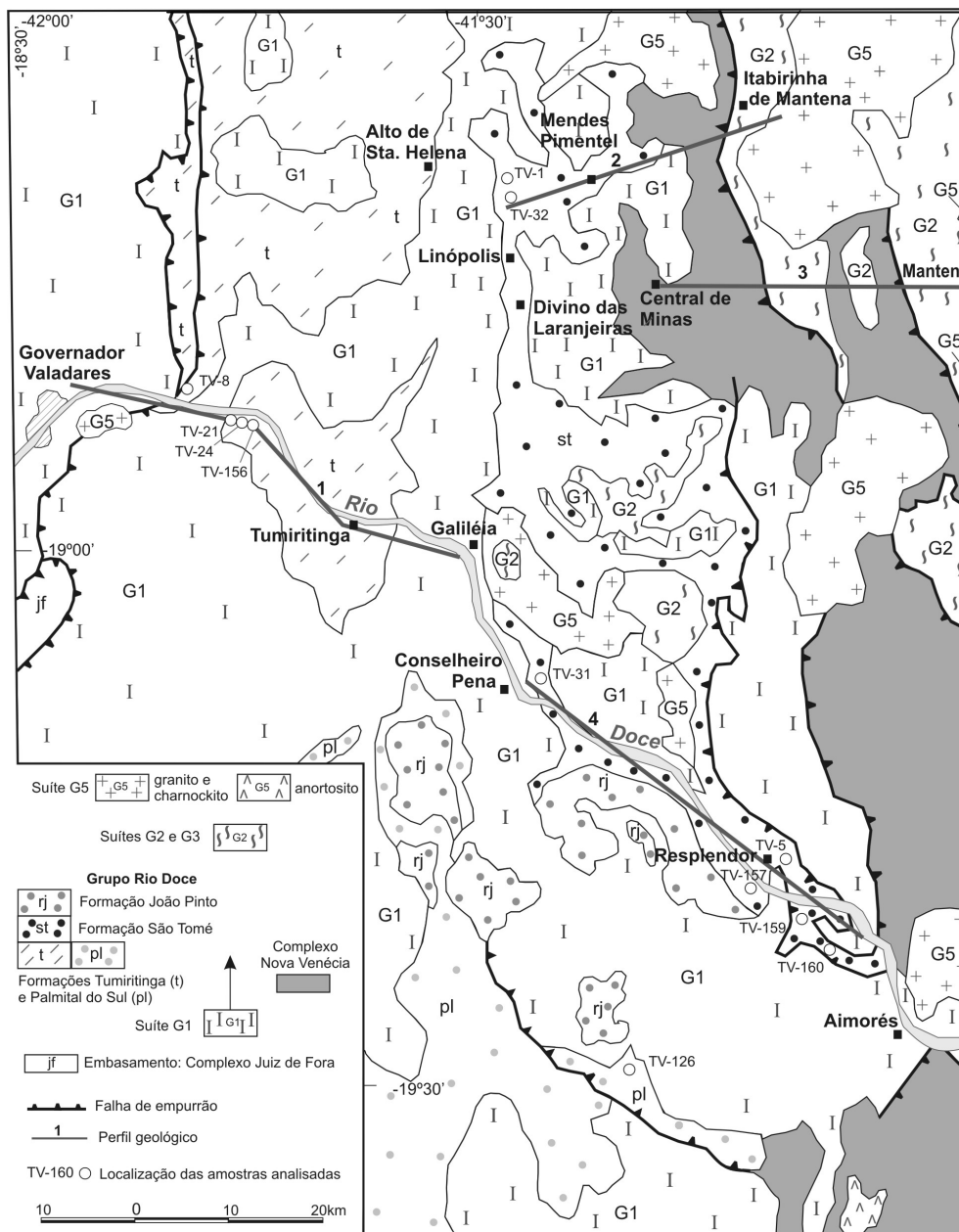


Figura 20. Localização dos perfis 1 a 4 no mapa geológico da área-tipo do Grupo Rio Doce.

## 7.1. Perfil 1

Esta seção tem início nos arredores de Governador Valadares e termina em Galiléia (Fig. 20 e 21). Ela sintetiza observações realizadas em afloramentos situados ao longo das rodovias Br-381 e Br-259, ao largo da margem esquerda do Rio Doce, e da linha ferroviária Vitória-Minas, na margem direita deste curso d'água (afloramentos também na Fig. 16).

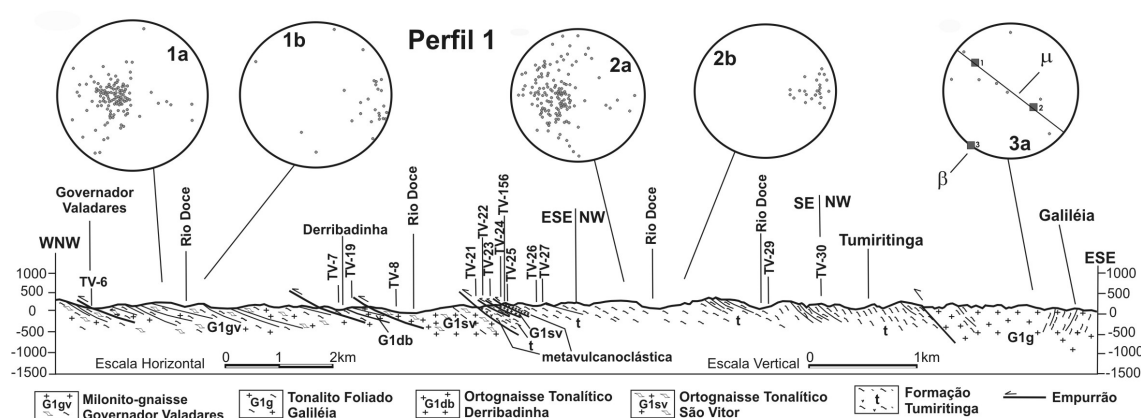


Figura 21. Perfil 1 Governadores Valadares-Tumiritinga-Galiléia. Pólos da foliação regional (Sn): 1a, 2a e 3a; lineação mineral/estiramento em Sn: 1b e 2b.

No segmento ocidental do perfil ocorrem unidades tonalíticas do arco magmático neoproterozóico, que apresentam deformação em magnitude variável, mas geralmente milonítica (Fig. 21). A primeira estação de campo da seção (TV-6; Fig. 21) é um extenso afloramento do milonito-gnaise Governador Valadares que, estruturalmente, se caracteriza por bandamento gnáissico paralelo à foliação regional de caráter milonítico, com atitude média em torno de 105/15 (máximo em 265/68 no diagrama de pólos 1a, Fig. 21) e lineação de estiramento/mineral em torno de 85/10 (estereograma 1b, Fig. 21). Os principais indicadores cinemáticos são sigmóides de porfiroclastos de feldspato e de enclaves máficos rotacionados ou não, dobras assimétricas apertadas e foliação S-C, que evidenciam movimento reverso, topo para oeste, rumo ao Cráton do São Francisco (Fig. 22). No afloramento TV-155 ocorre uma lasca (ou grande xenólito) de sillimanita-granada paragnaisse milonitizado, ladeado pelo milonito-gnaise tonalítico. Estes afloramentos se enquadram na espessa e lateralmente extensa zona de cisalhamento que transportou a região

frontal do arco magmático para oeste, sobre a zona com restos ofiolíticos (Formação Ribeirão da Folha e lascas de rochas meta-ultramáficas associadas) e sobre o embasamento (Fig. 9).

O Ortognaisse Tonalítico Derribadinha, de pequena área de exposição, é composto de hornblenda-biotita gnaiss com textura protomilonítica a milonítica, apresentando faixas esfarrapadas de anfibolito, migmatizado localmente. Acha-se limitado por zonas de cisalhamento cujo movimento foi interpretado como reverso, topo para oeste, de acordo com o quadro geral deste segmento do perfil.

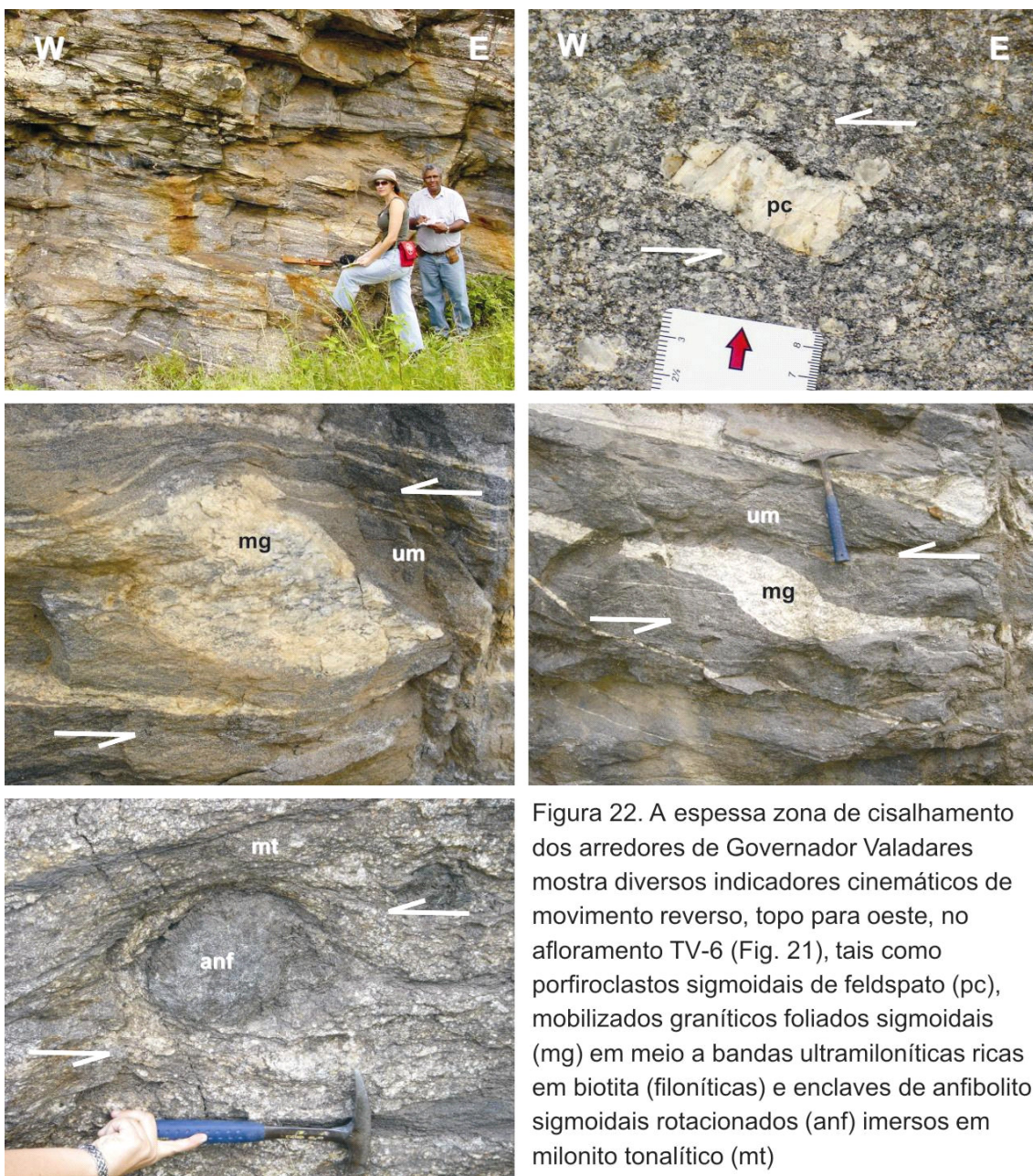


Figura 22. A espessa zona de cisalhamento dos arredores de Governador Valadares mostra diversos indicadores cinemáticos de movimento reverso, topo para oeste, no afloramento TV-6 (Fig. 21), tais como porfiroclastos sigmoidais de feldspato (pc), mobilizados graníticos foliados sigmoidais (mg) em meio a bandas ultramiloníticas ricas em biotita (filoníticas) e enclaves de anfibolito sigmoidais rotacionados (anf) imersos em milonito tonalítico (mt)

O Gnaiss Tonalítico São Vítor é uma unidade dominada por hornblenda-biotita gnaiss de granulação média a grossa, composição tonalítica a granodiorítica. Nas zonas de cisalhamento as rochas são protomiloníticas a miloníticas. Possui xenólitos de sillimanita-biotita xisto (Fig. 23), cordierita-sillimanita micaxisto, sillimanita-mica-quartzo xisto, sillimanita-biotita-quartzo-muscovita xisto e de rocha calcissilicática, que se interpreta como derivados da Formação Tumiritinga. Localmente, ocorre fusão parcial incipiente indicada por veios graníticos paralelos à foliação e/ou discordantes (Fig. 23).

No perfil 1, a Formação Tumiritinga começa a ocorrer expressivamente a partir dos arredores da estação TV-21 (Fig. 22). Neste segmento da seção, a Formação Tumiritinga consiste de sillimanita-granada-plagioclásio-biotita xisto bandado, com intercalações de rocha metavulcanoclástica (Fig. 19), rocha calcissilicática e mármore (Fig. 24).

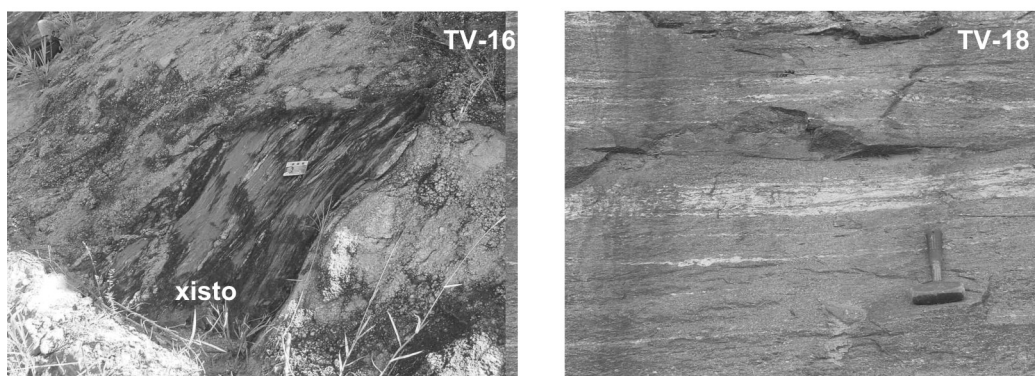


Figura 23. O Ortognaiss Tonalítico São Vítor contém xenólitos do sillimanita-biotita xisto da Formação Tumiritinga (TV-16) e pode apresentar veios graníticos claros indicando fusão parcial incipiente (TV-18).

Nos xistos destaca-se expressivo bandamento, com níveis mais quartzosos e níveis mais micáceos, sugerindo acamamento gradacional (mais arenoso a mais pelítico; ver Capítulo 6). O biotita xisto geralmente apresenta foliação anastomosada ao redor de profiroblastos/porfiroclastos de granada e feldspato. Há duas gerações de granada, uma sincinemática e outra pós-cinemática à foliação regional. Ambas possuem inclusões de plagioclásio, quartzo, biotita e pirita e monazita (identificadas em microsonda).

As intercalações de rocha metavulcanoclástica dacítica são delgadas (decimétricas) e foram, pela primeira vez, identificadas nesta unidade (ver

Capítulo 6). A rocha metavulcanoclástica possui textura milonítica. É composta por uma matriz constituída por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo e biotita. Ocorrem fenocristais de plagioclásio euédricos, zonados, maclados e quebrados (Fig. 19). A biotita ocorre em palhetas curtas, castanho-avermelhadas dispostas segundo a foliação regional. Algumas palhetas estão alteradas para moscovita. O quartzo possui forte extinção ondulante e geralmente, forma fitas subgranuladas (*ribbons*).

A rocha calcissilicática ocorre na forma de lentes centimétricas até bancos com espessura superior a 5 metros. Em geral, esta rocha é bandada a laminada, tem cor verde a verde-escura com níveis mais quartzosos que outros. Entre as localidades de São Vítor e Alto de Santa Helena ocorrem camadas de mármore com espessura centimétrica a métrica.

A foliação regional (Sn), geralmente milonítica, tem atitude variável em 70-90/10-80. A lineação de estiramento mineral possui caimento em 85-135/10-65. O diagrama de pólos de foliação (149 medidas; Fig. 22, 2a) para, tem máximo segundo 268/56. O estereograma das medidas de lineação de estiramento mineral, contida em Sn, mostra máximo em 83/56 (Fig. 22, 2b).

Os indicadores cinemáticos, tais como caudas assimétricas em granada e feldspato, *boudins* de quartzo assimétricos, sigmóides de foliação e estrutura S-C evidenciam movimento tectônico reverso, topo para oeste (Fig. 24). O dobramento principal tem Sn como superfície plano-axial e é assimétrico apertado, tipo flanco longo-flanco curto, a isoclinal, com vergência para oeste. Ocorrem dobras relativamente abertas, posteriores, de eixos aproximadamente norte-sul. Os veios quartzo-feldspáticos concordantes apresentam-se boudinados e lenticularizados. Os veios quartzo-feldspáticos discordantes são irregulares e, por vezes, configuram *tension-gashes*. Em alguns afloramentos observam-se clivagens espaçadas subverticais, com direção nos azimutes 210 e 300.

O tonalito foliado Galiléia é a unidade que ocorre no segmento oriental do perfil 1, nas proximidades da cidade homônima (Fig. 22; ver também Capítulo 5). A foliação regional (Sn) impressa no tonalito Galiléia tem mergulho para leste, nos arredores do contato com a Formação Tumiritinga, e para oeste, nos arredores de Galiléia, delineando um sinforme (lineação b = 217/3, Fig. 22, 3a). Os autólitos dioríticos estão achatados na foliação regional e

estirados segundo a lineação mineral contida em Sn. Há, entretanto, raros locais onde o Tonalito Galiléia está quase livre da foliação regional em estado sólido, embora apresente alguma orientação de fluxo ígneo, e os autólitos apresentam formas grosseiramente circulares.



Figura 24. Fotos da Formação Tumiritinga mostrando indicadores de movimento tectônico reverso, topo para oeste, em xistos (TV-08), delgada camada de mármore (TV-14), parte preservada de um contato intrusivo do tonalito São Vitor (TV-14) e contato por zona de cisalhamento com o mesmo corpo da Suíte G1 (TV-16).

## 7.2. Perfil 2

Ao longo desta seção, com início a norte de Linópolis e término a sul de Itabirinha de Mantena, ocorrem xistos da Formação São Tomé, tonalito foliado da Suíte G1, paragneisse do Complexo Nova Venécia, granito foliado da Suíte G2 e uma intrusão da Suíte G5 (Fig. 20 e 25). O perfil 2 mostra complexidade estrutural muito maior que o perfil 1 em decorrência do dobramento marcante, particularmente registrado pela Formação São Tomé, e zonas de cisalhamento oblíquas a transcorrentes destrais (Fig. 21 e 25).

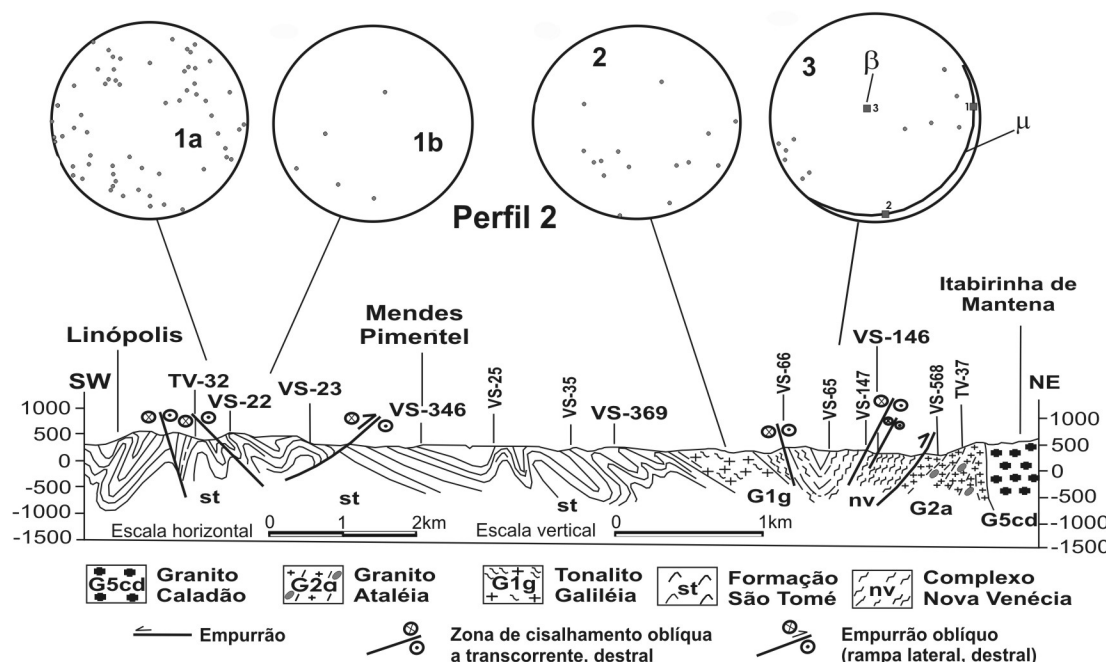


Figura 25. Perfil 2 Linópolis-Itabirinha de Mantena. Pólos da foliação regional: 1a, 2. Lineação de estiramento mineral: 1b.

A norte da localidade de Linópolis, na calha do Córrego do Divino (TV-32; Fig. 25) ocorre uma sucessão de metarenitos bandados a laminados da Formação São Tomé, que foi interpretada por Pedreira *et al.* (1997) como representante de turbiditos marinhos. Este pacote está dobrado isoclinalmente, com eixos de direção WNW-ESE e caimento fraco para WNW (300/10°). O metamorfismo, indicado pela paragénese dos metapelíticos (quartzo + plagioclásio + biotita + granada ± estauroлита ± sillimanita) atingiu a fácies anfibolito médio.

Apesar da deformação e metamorfismo, as rochas da Formação São Tomé que afloram no Córrego do Divino (estação TV-32) permitem interpretar diferentes contribuições das frações areia, silte e, além de mostrar estruturas sedimentares preservadas. Estas rochas são aqui também interpretadas como turbiditos de areia e lama, conforme a sequência de Bouma (1962), das fácies representantes de arenitos maciço a gradado (Ta), arenito com laminação planar (Tb), arenito pelítico com laminação convoluta (Tc), arenito fino a siltito com laminação planar (Td) e pelito (Te), (Fig. 26).

Os arenitos e siltitos, representados por xistos ricos em quartzo e plagioclásio ("quartzito impuro"), contêm proporções diversas de biotita (ou de muscovita) que evidenciam contribuições de quantidades diferentes de lama aluminosa (*i.e.*, fração argila; Tabela 4). Uma interpretação alternativa para o aumento do conteúdo de mica nos arenitos de granulação mais grossa é o aporte de fragmentos de rocha. Entretanto, embora a granulação seja (muito) influenciada pelo metamorfismo (e localmente, pela deformação milonítica), os arenitos da Formação São Tomé tendem a se enriquecer em mica à medida que quartzo e plagioclásio diminuem em tamanho médio, sugerindo tratar-se de acamamento gradacional (Fig. 26 e 27). Uma camada de arenito pelítico laminado (ritmito areia-pelito) apresenta laminação convoluta e base plana, sugerindo o sentido do topo da sucessão (Fig. 26B). No conjunto, a sucessão parece ser granodecrescente para o topo, onde ocorre espessa camada de sillimanita-estaurolita xisto derivado de pelito rico na fração argila (fácies Te da sequência de Bouma; Fig. 26D). O conjunto pode ser interpretado como tendo sido depositado a partir de correntes de turbidez de alta a baixa densidade (Mutti & Ricci Lucchi, 1978; Pickering *et al.*, 1986).

Esta sucessão turbidítica da Formação São Tomé é, por exemplo, semelhante à parte inferior da Formação Pualankajärvi (Laajoki & Korhonen, 1988), que também experimentou metamorfismo de fácies anfíbolito médio a alto e está complexamente deformada.

As lentes de rocha calcissilicática, constituídas essencialmente de quartzo, plagioclásio, granada cálcica e hornblenda, representariam misturas areno-pelito-carbonáticas a pelito-carbonáticas (Fig. 26E). Segundo Pedreira *et al.* (1997), estas lentes seriam resultantes da compactação da sedimentação,



indicando que havia intercalações de turbidito calcífero, a exemplo dos turbiditos Tinkas do Orógeno Damara (Porada & Wittig, 1983).

A foliação regional (Sn) tem atitude muito variada em todo o perfil 2, mas particularmente em seu segmento ocidental (Fig. 25, 1a). Neste setor são marcantes zonas de cisalhamento transcorrentes destrais na direção N60W-N40W (foliação milonítica ~240/80 em VS-32), que parecem cortar a foliação

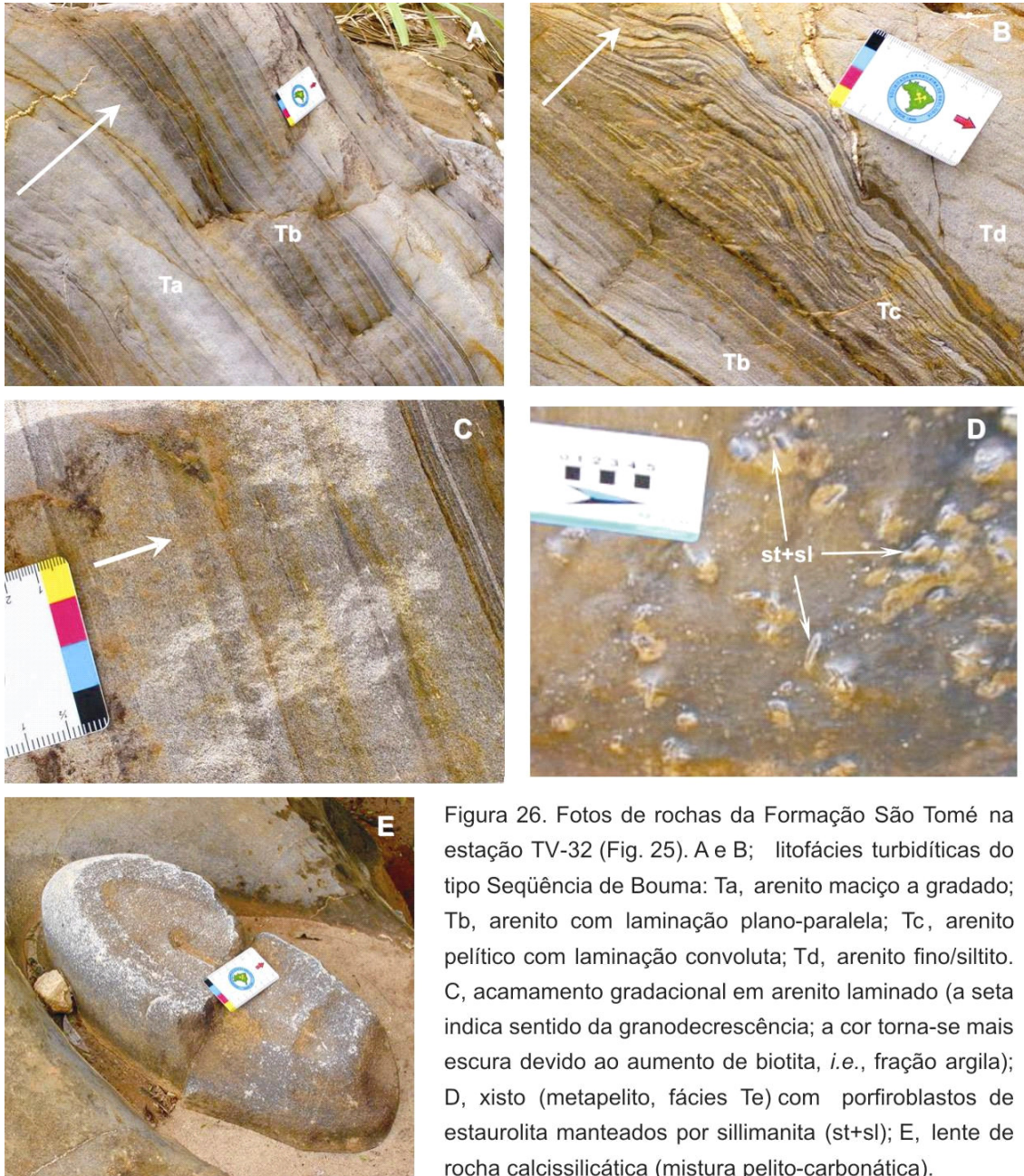


Figura 26. Fotos de rochas da Formação São Tomé na estação TV-32 (Fig. 25). A e B; litofácies turbidíticas do tipo Seqüência de Bouma: Ta, arenito maciço a gradado; Tb, arenito com laminação plano-paralela; Tc, arenito pelítico com laminação convoluta; Td, arenito fino/siltito. C, acamamento gradacional em arenito laminado (a seta indica sentido da granodecrescência; a cor torna-se mais escura devido ao aumento de biotita, *i.e.*, fração argila); D, xisto (metapelito, fácies Te) com porfiroblastos de estauroлита manteados por sillimanita (st+sl); E, lente de rocha calcissilicática (mistura pelito-carbonática).

regional. Ocorrem também mudanças de direção para N40E e N60E nas imediações de Mendes Pimentel. Também foi observada uma clivagem de

crenulação ( $S_{n+1}$ ), que corta a foliação regional e é somente perceptível em poucos afloramentos. Nos afloramentos visitados foram medidas lineações b (mesodobras), com caimentos segundo 220/49, 110/55, 70/80; 300/10, mostrando que há uma fase de dobramento que afetou a Formação São Tomé posteriormente à foliação regional. Pegmatitos, muito comuns entre Linópolis e Mendes Pimentel, geralmente se encaixam em concordância com a foliação regional (Fig. 28A).

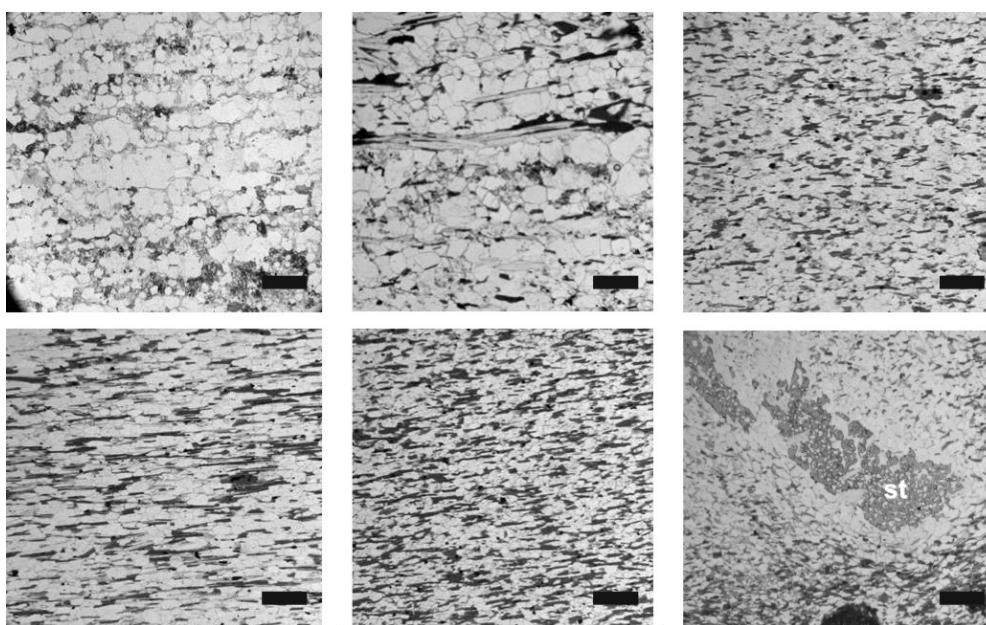


Figura 27. Fotomicrografias (nicóis descruzados; barra mede 0,8 mm) de metarenitos da Formação São Tomé (TV-32), mostrando aumento da quantidade de micas, além de poiquiloblastos de estauroilita em camada mais pelítica (st), que indicam incremento da fração argila.

O Tonalito Gnaisse Galiléia parece ser um corpo tabular concordante com a foliação regional, no segmento oriental da seção 2 (Fig. 25). Este representante da Suíte G1 apresenta autólitos dioríticos, mesocráticos, com formas elipsoidais (Fig. 28B). A foliação regional é discreta tanto no tonalito quanto nos autólitos. O Complexo Nova Venécia é constituído por paragnaisse que, nesta região, foram correlacionados à Formação Tumiritinga (Vieira, 1997). Consiste de cordierita-granada-sillimanita biotita gnaisse, granada-cordierita-biotita gnaisse, cordierita-sillimanita-biotita gnaisse, cordierita biotita gnaisse, com freqüentes lentes de rochas calcissilicáticas.

Nesta seção, o Complexo Nova Venécia se estrutura em sinformais de dimensões muito variáveis, desde a escala de afloramento até regional. Os diagramas de pólos de foliação, a partir de 17 medidas, indicam a ocorrência de concentrações de pólos nas porções NE e SW, e uma outra situada na parte sudeste do grande círculo, mostrando foliação horizontal (Fig. 25; diagrama 3). O traçado estatístico de um plano  $\pi$ , indica um eixo  $\beta$  com 320/80, confirmando a interpretação de uma sinforme, com base nas medições efetuadas nas campanhas de campo.

O representante da Suíte G2, cavalcado pelo Complexo Nova Venécia, foi correlacionado ao Granito Ataléia (Vieira, 1997), que consiste de biotita granito granatífero, fino, portador da foliação regional, rico em veios pegmatíticos de pequeno porte.

A intrusão de Vargem Grande, de dimensão batolítica, representa o Granito Caladão da Suíte G5. O litotipo predominante é granito porfirítico, de tonalidade rosa, rico em fenocristais de feldspato potássico, de 2 a 7 cm de comprimento, que chegam a predominar sobre a matriz. Os fenocristais são geralmente bem formados e estão imersos em matriz média a grossa, biotítica. Orientação de fluxo ígneo ocorre localmente.

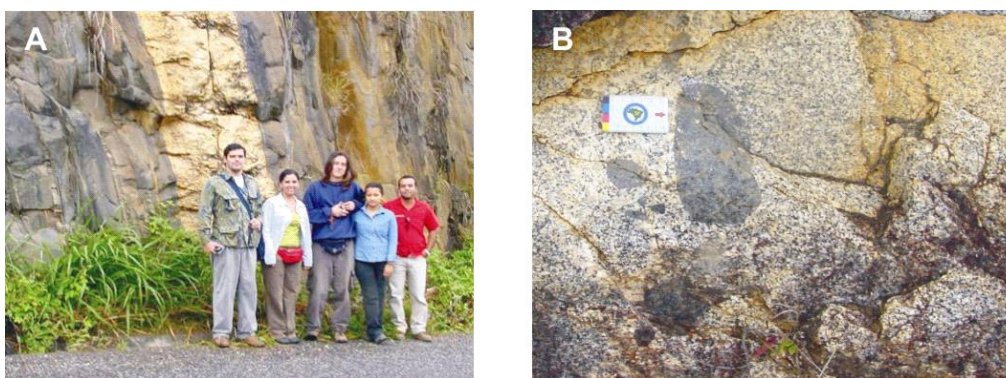


Figura 28. Fotos ao longo do perfil 2: A, pegmatito intrusivo na Formação São Tomé; B, autólitos dioríticos (d) em tonalito G1.

### 7.3. Perfil 3

Esta seção tem início nos arredores de Central de Minas e termina em Mantena e expõe, predominantemente, granitos deformados da Suíte G2 e paragneisses do Complexo Nova Venécia (Fig. 20 e 29). A estruturação geral, monitorada pelo estudo da foliação regional (Sn), apresenta mergulho de médio a alto ângulo no sentido oeste.

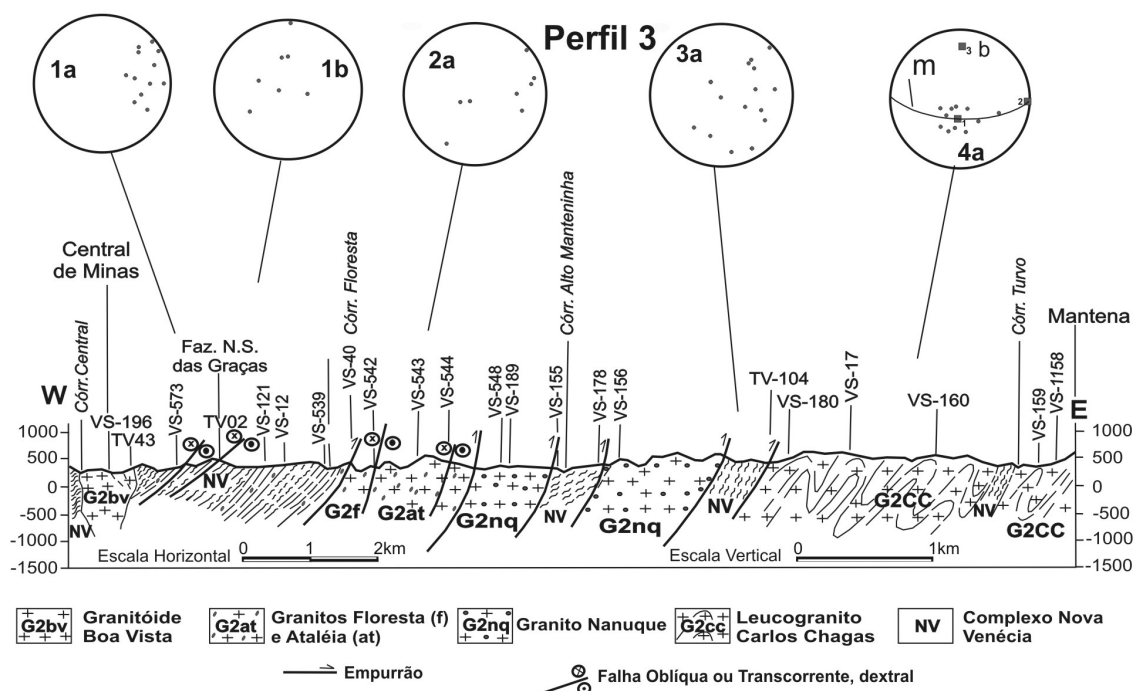


Figura 29. Perfil 3, Central de Minas-Mantena. Pólos da foliação regional: 1a, 2a, 3a, 4a. Lineação de estiramento: 1b.

No extremo ocidental do perfil ocorre o Granodiorito Boa Vista, um corpo intrusivo no Complexo Nova Venécia (Fig. 29). Trata-se de granitóide da Suíte G2, cuja composição varia de granodiorítica a granítica. É uma rocha de cor cinza clara, granulação fina a média, incipientemente foliada, com cristais de granada que atingem 0,5 cm e textura localmente protomilonítica.

O Complexo Nova Venécia (anteriormente designado como Formação Tumiritinga nesta área; Vieira, 1997) é constituído predominantemente por paragneisses da associação kinzigítica, cujo aspecto xistoso ressalta em função do intemperismo. São paragneisses com proporções variadas de

granada, biotita, sillimanita e cordierita, associadas a quartzo e feldspato (Figura 30). Plagioclásio (oligoclásio) predomina sobre feldspato potássico. Os minerais acessórios são turmalina, grafita, apatita, monazita, sulfeto e zircão. Intercalações de rocha calcissilicática são relativamente freqüentes. A foliação regional (Sn) mergulha sistematicamente para oeste e os indicadores cinemáticos, tais como caudas assimétricas em granada e feldspato, *boudins* assimétricos em veios de quartzo, sigmóides de quartzo e estruturas S-C, registram transporte tectônico de topo para leste. A foliação regional, geralmente milonítica, tem atitudes em 268-300/60°-80°. A lineação de estiramento mineral mostra caimento em 270-350/55°-80°. O dobramento é intenso, tanto em escala de afloramento como em escala regional, e se caracteriza por dobras assimétricas apertadas a isoclinais, vergentes para leste. Estes paragneisses ocorrem como restitos e xenólitos nos granitos da Suíte G2.

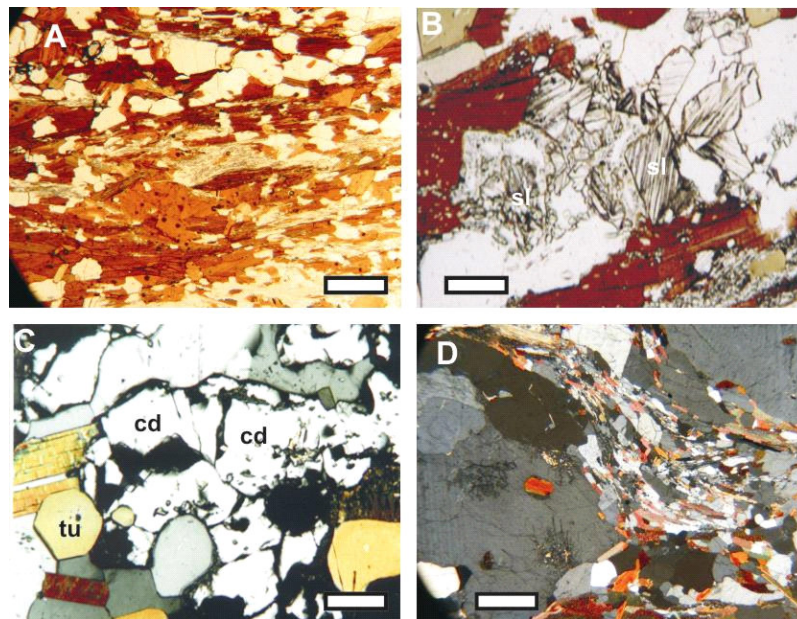


Figura 30. Fotomicrografias (nicóis +, barra mede 0,4 mm) de paragneisses do Complexo Nova Venécia (perfil 3): **A**, foliação regional marcada por biotita castanha e quartzo estirado; **B**, cristais prismáticos de sillimanita (sl); **C**, cordierita (cd) estirada na foliação e turmalina euédrica (tu); **D**, foliação marcada por trilhas de sillimanita fibrosa e cordierita de granulação fina.

O granito Floresta é um corpo correlato do granito Ataléia, sendo ambos pertencentes à Suíte G2 (Fig. 29). O corpo Floresta é um granito rico em granada e biotita, marcadamente foliado, em parte milonitizado, que aloja corpos pegmatíticos concordantes e portadores da foliação regional, assim como pegmatitos discordantes de Sn (Fig. 31). Restitos e xenólitos de paragneisse são observados particularmente próximo ao contato.



Figura 31. Fotos de granitos foliados da Suíte G2 (corpo Floresta) situados no perfil 3: A, fácies rica em granada; B, restito de sillimanita-granada-biotita gnaiss (gn) ; C, pegmatito (peg) concordante e sincinemático à foliação regional; D, detalhe da foliação no pegmatito de C.

O Granito Ataléia, que aflora mal ao longo do perfil 3, representa um granada-biotita granito a granodiorito, gnaissificado, de cor cinza, granulação média a fina, rico em veios e bolsões pegmatíticos. Xenólitos de rochas calcissilicáticas a quartzo, plagioclásio, diopsídio, biotita, tremolita e granada, são comuns. O diagrama 2a (Fig. 29) mostra certa dispersão dos pólos da foliação Sn em relação ao Complexo Nova Venécia (1a).

O Granito Nanuque, também da Suíte G2, apresenta topografia elevada com formas alongadas grosseiramente na direção N-S. Está em contato, por

falhas de empurrão, com o Granito Ataléia e Complexo Nova Venécia (Fig. 29). Esta unidade consiste de granada-biotita granito foliado a milonitizado, de cor cinza e granulação média a grossa. Porfiroclastos rotacionados de feldspato potássico com caudas de recristalização assimétricas e outros indicadores cinemáticos evidenciam transporte tectônico reverso, de topo para leste, ao longo da foliação regional (Fig. 32).

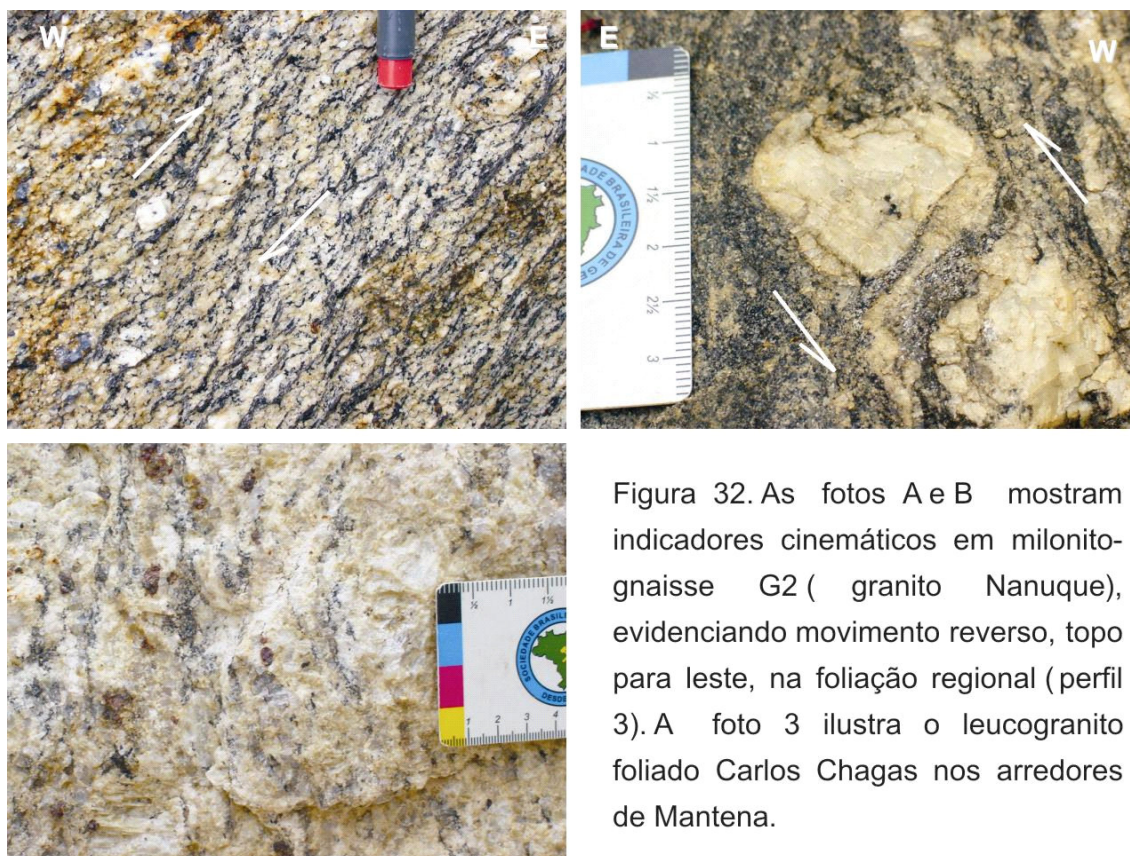


Figura 32. As fotos A e B mostram indicadores cinemáticos em milonito-gnaiss G2 ( granito Nanuque), evidenciando movimento reverso, topo para leste, na foliação regional (perfil 3). A foto 3 ilustra o leucogranito foliado Carlos Chagas nos arredores de Mantena.

O Complexo Nova Venécia reaparece, provavelmente como uma lasca tectônica, entre os granitos Nanuque e Carlos Chagas, no segmento oriental da seção (Fig. 29). O diagrama 3a mostra que a foliação regional tem mergulho predominantemente para oeste, mas está dobrada (o traçado estatístico de um plano  $\pi$  indica um eixo  $\beta$  com 297/32).

O Leucogranito Carlos Chagas é uma unidade que representa o granada-biotita leucogranito de granulação grossa, foliado a milonitizado, geralmente ocelar, amplamente predominante no segmento oriental do perfil 3 (Fig. 29 e 32). Regionalmente, a foliação  $S_n$  impressa no Leucogranito Carlos Chagas mergulha sistematicamente para leste. No contato com o Complexo

Nova Venécia, assim como nos demais locais onde foi observado, o Leucogranito Carlos Chagas apresenta foliação milonítica com estiramento de feldspato potássico, quartzo, sillimanita e localmente granada. Indicadores cinemáticos, tais como porfiroclastos rotacionados com cauda de recristalização, evidenciam movimento reverso do topo para leste. Xenólitos de gnaiss kinzigítico são encontrados nesta unidade. O Leucogranito Carlos Chagas é assim chamado, por aproximação, em decorrência da pequena quantidade de minerais máficos (embora ele não contenha muscovita primária). Feldspato potássico perfitico predomina largamente sobre plagioclásio livre. O diagrama de pólos de foliação (Fig. 29, 4a) mostra um plano  $\pi$ , que indica um eixo  $\beta$  com 02/23, de baixo ângulo, evidenciando o dobramento apertado que às vezes se observa nesta unidade. Esta unidade também sustenta os pontões (pães-de-açúcar) que dominam o relevo, juntamente com formas similares esculpidas em intrusões G5.

#### 7.4. Perfil 4

Esta seção tem início nos arredores de Conselheiro Pena, de onde segue para Crenaque, Resplendor e Aimorés (Fig. 20). A estruturação geral, monitorada pela foliação regional (Sn), mostra mergulho médio a alto, persistentemente para oeste (Fig. 33).

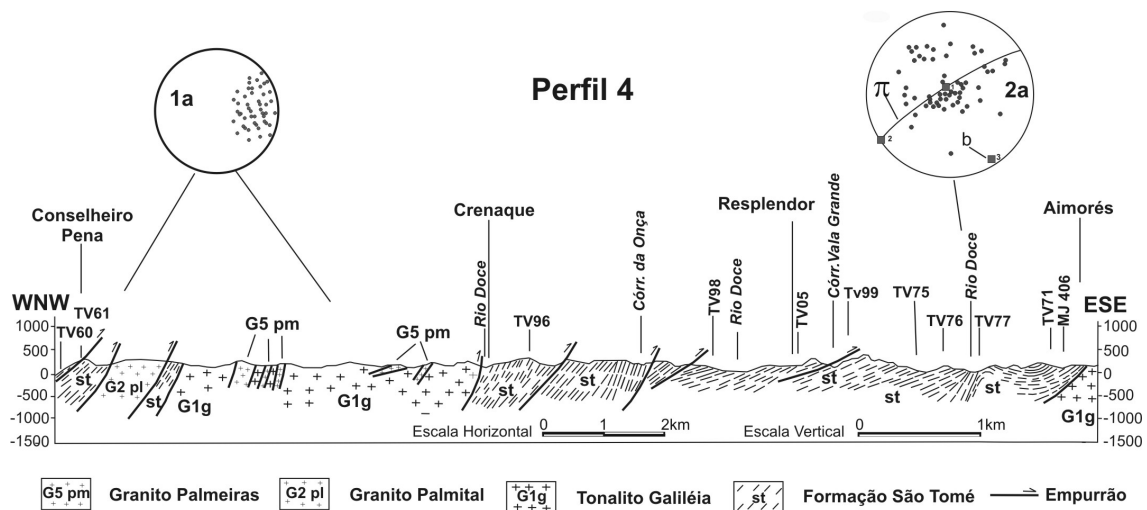


Figura 33. Perfil 4, Conselheiro Pena-Resplendor-Aimorés. Pólos de foliação: 1a, 2 a.



A Formação São Tomé está representada por espessos pacotes de plagioclásio-quartzo-muscovita-biotita xistos, de cor cinza prateada, apresentando bandamento composicional paralelo à foliação regional ( $S_0/S_n$ ). Este bandamento é caracterizado pela alternância de camadas e lâminas ricas em mica, alternadas com outras ricas em quartzo e plagioclásio (Fig. 34). No xisto São Tomé existem duas gerações de biotita. A primeira materializa a foliação regional ( $S_n$ ). A segunda geração ( $S_{n+1}$ ) associa-se a uma clivagem/xistosidade de crenulação com *kink bands* (Fig. 34C). Granada, estaurólita e sillimanita ocorrem preferencialmente, e às vezes abundantemente, nas bandas ricas em mica. Turmalina negra é um acessório comum nas proximidades dos contatos com granitóides (Fig. 34B). Ela ocorre mimeticamente em relação à biotita ou caoticamente disseminada no xisto. Uma geração tardia de estaurólita e sillimanita também está relacionada a metamorfismo de contato. Veios de quartzo sincinemáticos à foliação regional e posteriores a ela são comuns. A Formação São Tomé encaixa muitos pegmatitos, de forma e dimensões variadas, derivados de granitóides (em particular dos G2).

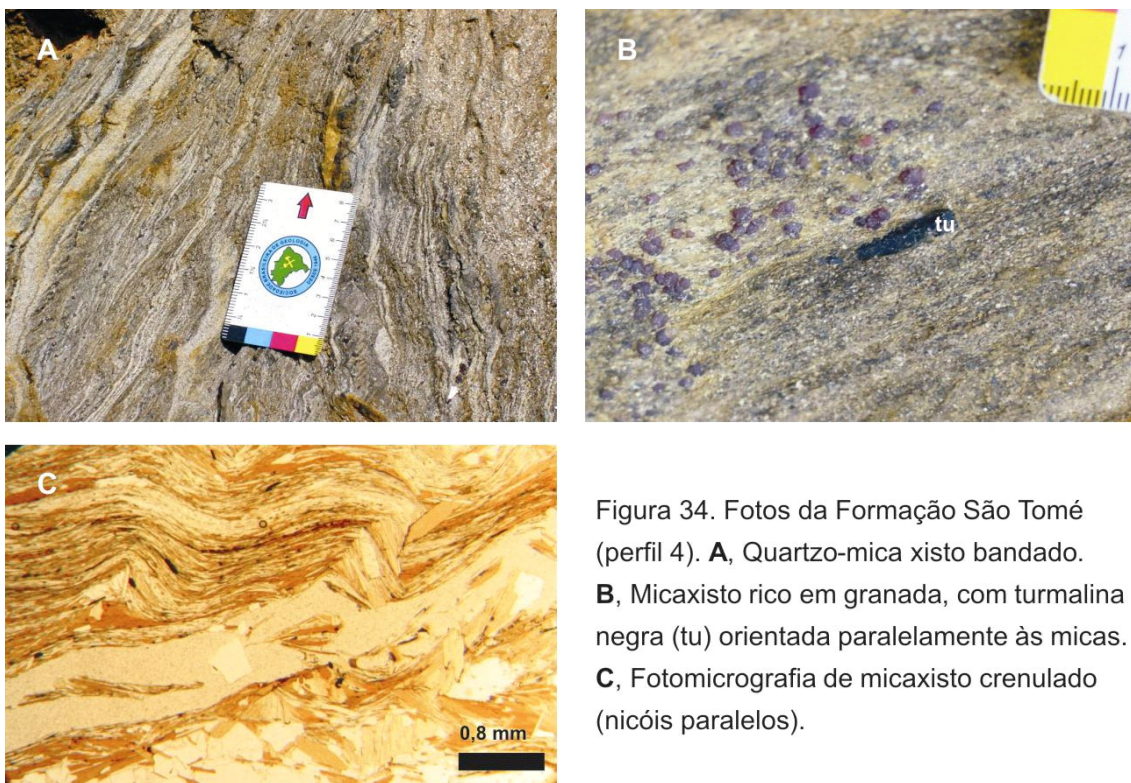


Figura 34. Fotos da Formação São Tomé (perfil 4). **A**, Quartzo-mica xisto bandado. **B**, Micaxisto rico em granada, com turmalina negra (tu) orientada paralelamente às micas. **C**, Fotomicrografia de micaxisto crenulado (nicóis paralelos).

O diagrama de pólos (1a, inclui medidas de Sn tomadas no tonalito foliado Galiléia; Fig. 33) mostra que, no segmento ocidental do perfil, o mergulho da foliação regional da Formação São Tomé cai marcadamente para oeste (Sn ~ 270/45, Lx ~ 320/35). Por outro lado, o diagrama de pólos para a extremidade oriental do perfil 4 (Fig. 33, 2a), delinea um sinforme. O traçado estatístico de um plano  $\pi$ , indica um eixo  $\beta$  em 147/08. O mergulho da foliação regional cai tanto para leste, como para oeste, sugerindo que antiformes e sinformes associam-se à tectônica de empurrões para leste, na parte oriental da área (Fig. 25 e 33).

O tonalito foliado (ou gnaiss tonalítico) Galiléia apresenta grande quantidade de enclaves escuros, em geral orientados e estirados segundo a foliação regional (Fig. 35). A grande maioria destes enclaves são autólitos dioríticos representantes de mistura de magmas (*cf.* Nalini 1997; Nalini *et al.* 2000, 2005; ver Capítulo 5). Xenólitos de granada-mica xisto com ou sem sillimanita são minoritários, mas denunciam a contaminação do magma tonalítico e seus autólitos que, geralmente, contêm traços de granada. A quantidade de granada tende a aumentar na proximidade do contato com o xisto São Tomé. A foliação regional é geralmente pervasiva e milonítica, mas pode ser muito incipiente em áreas restritas no interior dos grandes corpos G1 (*cf.* Oliveira, 2001).

Na extremidade ocidental do perfil 4 evidencia-se mais uma área da zona de inversão do mergulho da foliação regional que passa a cair para WNW, ao contrário do que se observa poucos quilômetros a oeste. O transporte tectônico é reverso, com movimento de topo para leste, conforme indicado pela rotação e assimetria de porfiroblastos e porfiroclastos, sigmóides de foliação e arranjos S-C, no xisto São Tomé, e por autólitos sigmoidais no tonalito foliado Galiléia (Fig. 35). A comparação entre as seções 1, 2, 3 e 4 (Fig. 21, 25, 29 e 33) sugere que a zona de inversão do mergulho da foliação regional, bem como do transporte tectônico relacionado aos empurrões, situa-se nos arredores do meridiano 41°30' (Fig. 20; *e.g.*, entre Galiléia e Conselheiro Pena, quando comparados os perfis 1 e 4).

O Granito Palmital é foliado e contém muscovita, biotita e granada. A muscovita ocorre em agregados de finas palhetas inclusas em plagioclásio ou

em cristais bem desenvolvidos e neoformados, indicando seu caráter primário e a composição peraluminosa do magma (cf., Nalini *et al.*, 2000; ver Capítulo 5).

O Granito Palmeiras ocorre em pequenos corpos intrusivos no tonalito Galiléia. Trata-se de granito aplítico, branco, que ocorre sob a forma de diques sem deformação (Oliveira, 2001).

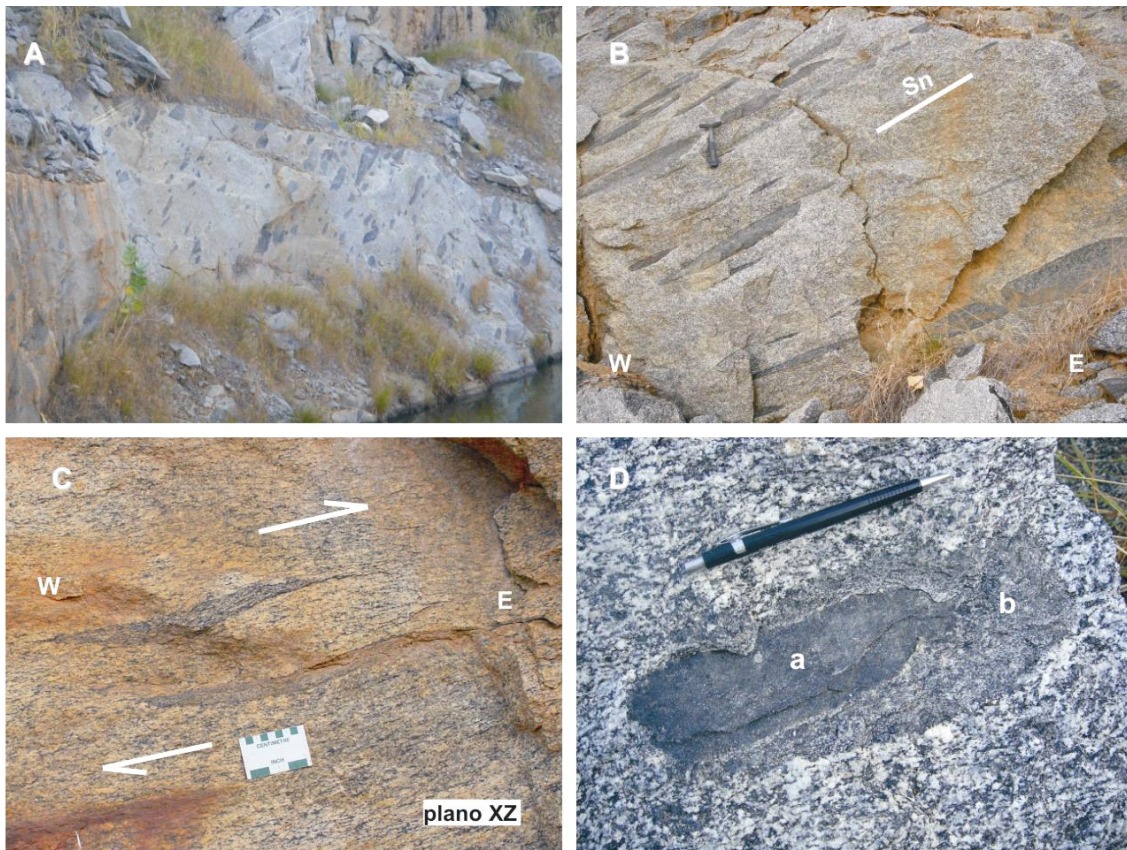


Figura 35. Fotos do tonalito foliado Galiléia na pedreira abandonada de Conselheiro Pena. **A**, ilustra a grande quantidade de autólitos orientados. **B**, detalhe dos autólitos estirados na foliação regional (Sn). **C**, autólitos sigmoidais, estirados segundo a lineação mineral, indicando movimento reverso, topo para leste. **D**, autólito diorítico (**a**, indica *mingling*) com borda de mistura química de magma (**b**, *mixing*).

## 7.5. Perfil 5

Esta seção tem início a oeste da Serra João Pinto e segue até a sul de Conselheiro Pena (Fig. 36).

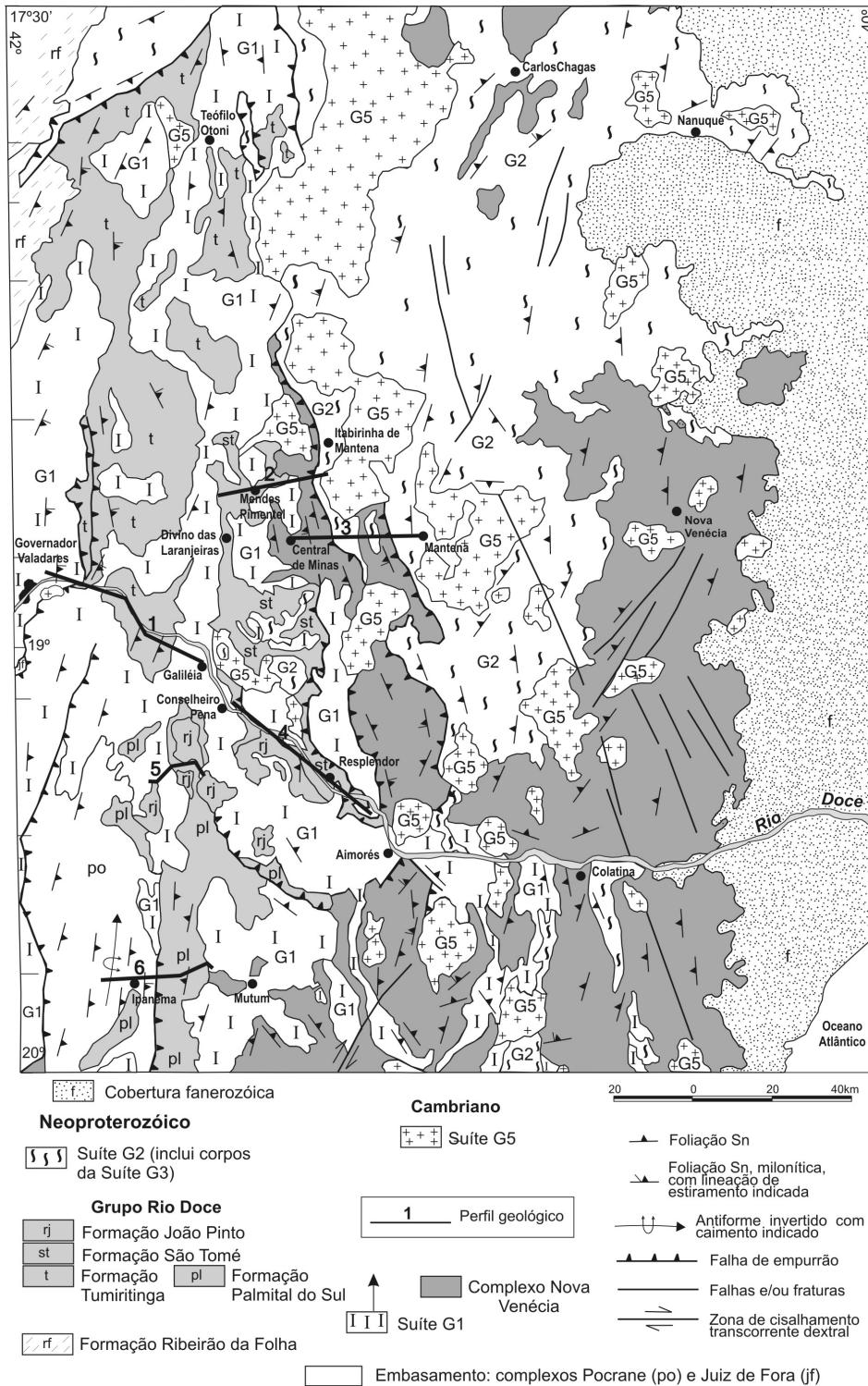


Figura 36. Localização dos perfis 5 e 6 no mapa geológico regional.

O perfil 5 também registra a zona de inversão do mergulho da foliação regional e do transporte tectônico a ela associado (Fig. 37). No segmento ocidental predomina mergulho para leste e transporte tectônico reverso de topo para oeste. No segmento oriental a foliação regional mergulha predominantemente para oeste e o transporte é reverso de topo para leste.

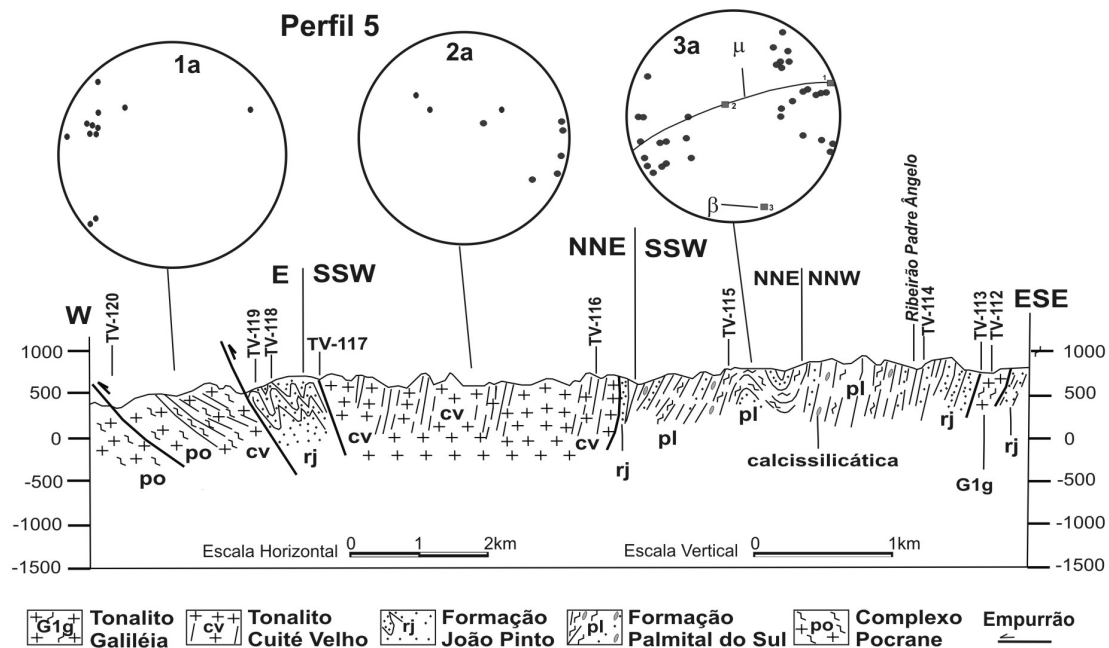


Figura 37. Perfil 5, sul de Conselheiro Pena a oeste da Serra João Pinto. Pólos de foliação: 1a, 2a, 3a.

Ao longo do perfil 5 estão expostas rochas do Complexo Pocrane, da Suíte G1 (tonalitos Galiléia e Cuité Velho) e das formações Palmital do Sul e João Pinto (Fig. 37).

O Complexo Pocrane ocorre na extremidade oeste da seção, onde é representado por rochas ortognáissicas variando de tonalítica a granítica e, subordinadamente, granodiorítica e diorítica, de granulação fina a média. Na estação TV-120 ocorre ortognaisse de composição tonalítica/granodiorítica e os marcadores cinemáticos indicam falha reversa ou de empurrão, com vergência para oeste. O diagrama de pólos (Fig. 37, 1a) mostra que a foliação tem mergulho para leste, com ângulos relativamente altos.

O gnaisse tonalítico Cuité Velho (Suíte G1) apresenta bandas granodioríticas a graníticas. O diagrama de pólos mostra que a foliação tem mergulho médio de baixo ângulo para oeste (Fig. 37, 2a).

A Formação João Pinto está representada por quartzitos puros, feldspáticos e micáceos (Fig. 37 e 38). Estes quartzitos ocorrem sob a forma de corpos lenticulares, alongados e irregulares, às vezes afetados por zonas de cisalhamento transcorrentes responsáveis pela geração de mesdobras com eixo  $\beta$  verticalizado. As relações de contato da Formação João Pinto são geralmente tectônicas, por zonas de cisalhamento, em particular com as unidades ortognáissicas (Fig. 38).

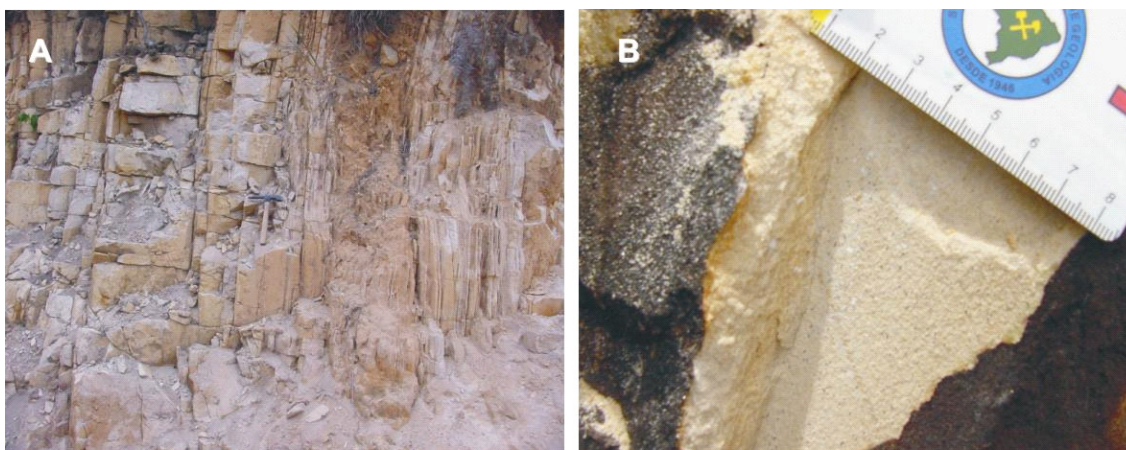


Figura 38. Fotos de quartzitos da Formação João Pinto. **A**, quartzito milonitizado e verticalizado no contato com o Tonalito Galiléia (TV-113). **B**, quartzito feldspático (pintas brancas indicam feldspatos e as pintas negras são cristais de turmalina e opacos; TV-117).

A Formação Palmital do Sul é constituída por xistos, paragnaisse e quartzitos, com intercalações localizadas de rochas calcissilicáticas (Tabela 5, Fig. 37). O diagrama de pólos de foliação (Fig. 37, 3a) mostra que o traçado estatístico de um plano  $\pi$  indica um eixo  $\beta$  em 161/11. Este diagrama mostra um grupo de medidas com mergulho para WSW e outro grupo com mergulho para ENE, delineando um antiforme neste segmento do perfil.

## 7.6. Perfil 6

Esta seção inicia-se a oeste de Ipanema e se estende até noroeste de Baixo Guandu (Fig. 36). O perfil 6 também registra, nas extremidades ocidental e oriental, a inversão do mergulho da foliação regional e do transporte tectônico a ela associado, embora a parte central da seção mostre um conjunto de antiformes e sinformes (Fig. 39).

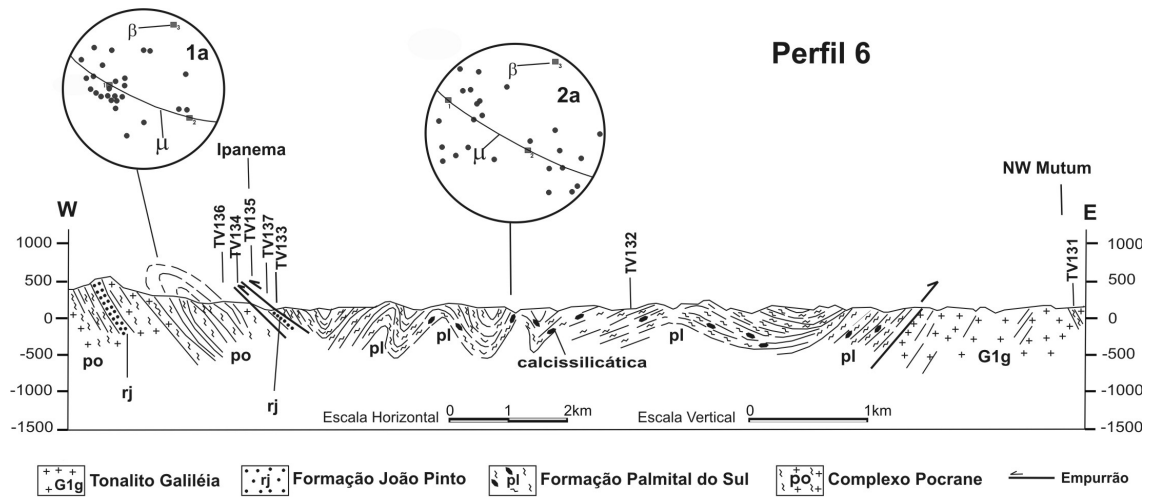


Figura 39. Perfil 6, Ipanema a noroeste de Baixo Guandu. Pólos de foliação: 1a, 2a.

O Complexo Pocrane está representado por biotita ortognaisse bandado, com ou sem hornblenda (Fig. 40A). Em zonas de cisalhamento, esta rocha é transformada em "biotita xisto" milonítico (milonito a ultramilonito), cujos indicadores cinemáticos (sigmóides de foliação, veios sigmoidais e outros) evidenciam transporte tectônico reverso, topo para oeste (Fig. 40B). O diagrama de pólos de foliação regional mostra que o traçado estatístico de um plano  $\pi$  indica um eixo  $\beta$  em 24/11 (Fig. 39, 1a). Nesta parte da seção a foliação regional delineaia um antiforme apertado, com eixo b em 24/11.

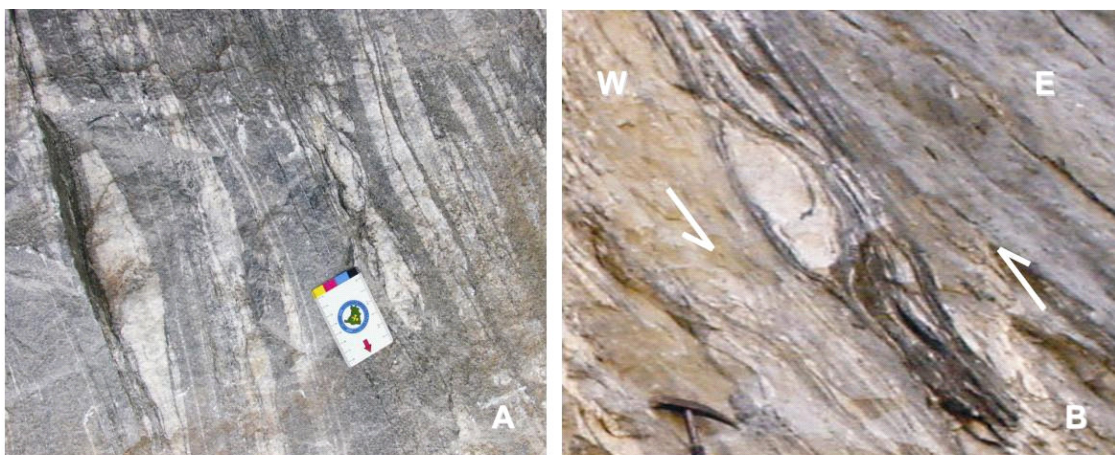


Figura 40. Ortognaisse bandado do Complexo Pocrane (A), com indicador cinemático reverso, topo para oeste, em zona de cisalhamento (B) na pedreira de Ipanema (TV-135).

A Formação Palmital do Sul é constituída, predominantemente, por plagioclásio-quartzo-mica xisto e paragnaisse, com intercalações de quartzito,

rocha calcissilicática e anfíbolito provavelmente ortoderivado (Tabela 5). A unidade ocupa uma grande extensão nesta seção, onde foram interpretados vários antiformes e sinformes. O diagrama de pólos da foliação regional mostra que o traçado estatístico de um plano  $\pi$  indica um eixo  $\beta$  em 28/7 (Fig. 39, 2a). Neste diagrama visualiza-se também um conjunto de medidas de foliação com mergulho para WNW e outro para ESE. Esta unidade, nas proximidades desta seção, parece repousar diretamente sobre o Complexo Pocrane (embasamento), embora esteja sobre ele descolada.

O tonalito foliado Galiléia contém autólitos de microdiorito com formas variadas. A foliação é discreta e de mergulho variável. Também se observa trondhjemitó (TV-125). No contato entre trondhjemitó e tonalito desenvolve-se uma borda onde concentram-se minerais máficos, tais como biotita e hornblenda.

## 7.7. Síntese tectônica e estratigráfica

Os perfis realizados para esta tese são representados em conjunto na Figura 41. A comparação entre estes perfis e deles com os mapas geológicos (Fig. 14 e 15) sugere que uma zona de inversão (ZI) do mergulho da foliação regional (Sn) se situa em torno do meridiano 41°30', *i.e.*, o meridiano que passa em Galiléia (Fig. 42). A ZI tende a se posicionar mais próximo do limite oriental do arco magmático (que é delineado pela distribuição da Suíte G1). A ZI é também uma zona de inversão de vergência, *i.e.*, do transporte tectônico associado aos empurrões e dobramentos da fase sincolisional. O setor a ocidente da ZI registra transporte tectônico de topo predominantemente para oeste, rumo ao Cráton do São Francisco, ao passo que o setor oriental apresenta vergência majoritariamente para leste (*i.e.*, transporte tectônico rumo ao Cráton do Congo, no cenário paleogeográfico). Os perfis realizados também mostram que na parte ocidental do arco magmático a foliação regional tem mergulho geralmente mais baixo do que na parte oriental e na região de retroarco.

A continuidade da ZI para norte de Teófilo Otoni é ainda desconhecida. Mas, a sul do paralelo 20° a ZI desaparece, pois os perfis apresentados por outros autores (*e.g.*, Cunningham *et al.*, 1998; Pedrosa-Soares & Wiedemann-



Leonardos, 2000; Alkmim *et al.*, 2006) demonstram que, na região de fronteira entre os orógenos Araçuaí e Ribeira, o transporte tectônico relacionado aos empurrões da fase principal de deformação tangencial (D2) foi para oeste, desde o limite do Cráton do São Francisco ao litoral atlântico.

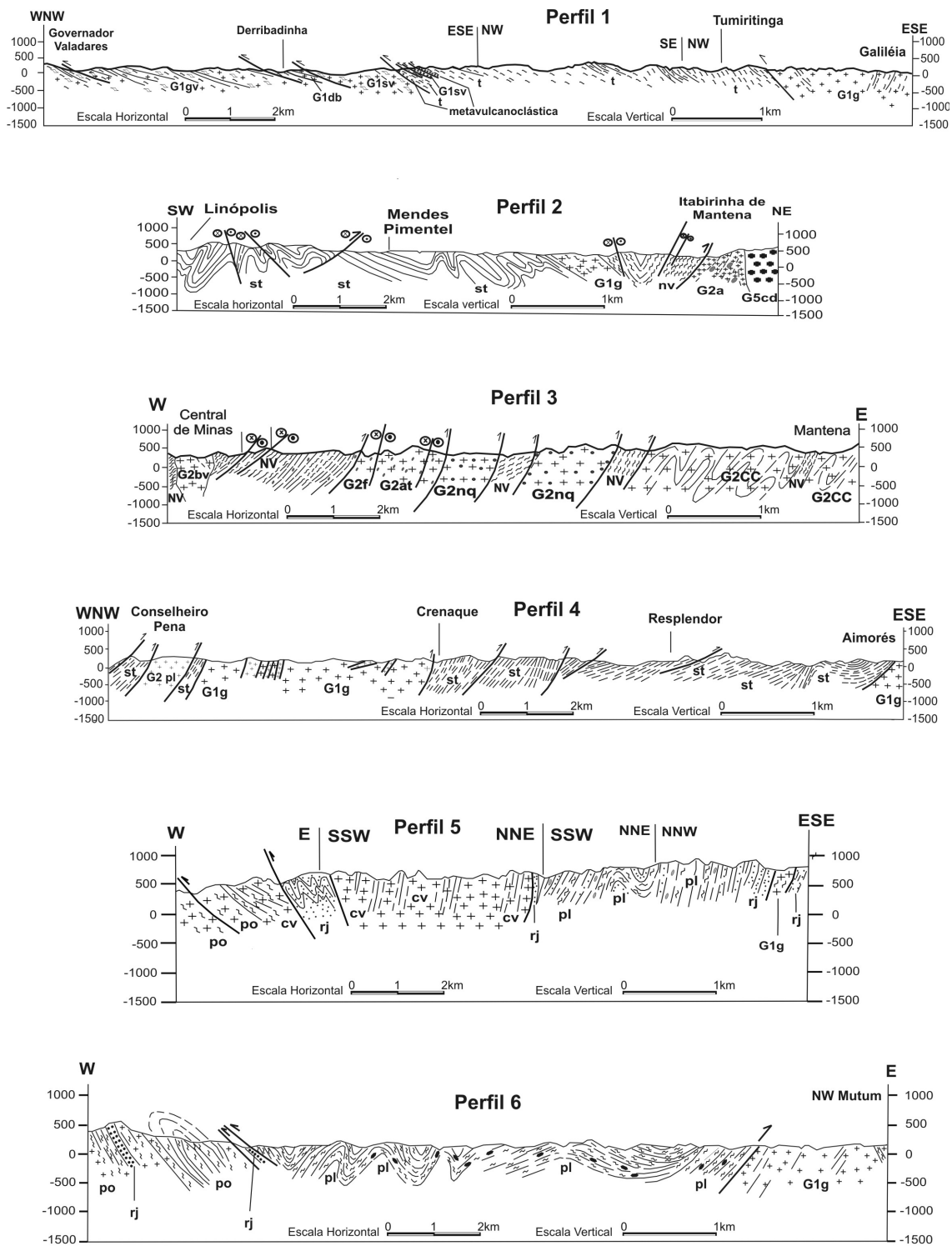


Figura 41. Comparação entre perfis geológicos realizados sobre a região de ocorrência do Grupo Rio Doce (ver localização na Figura 36).

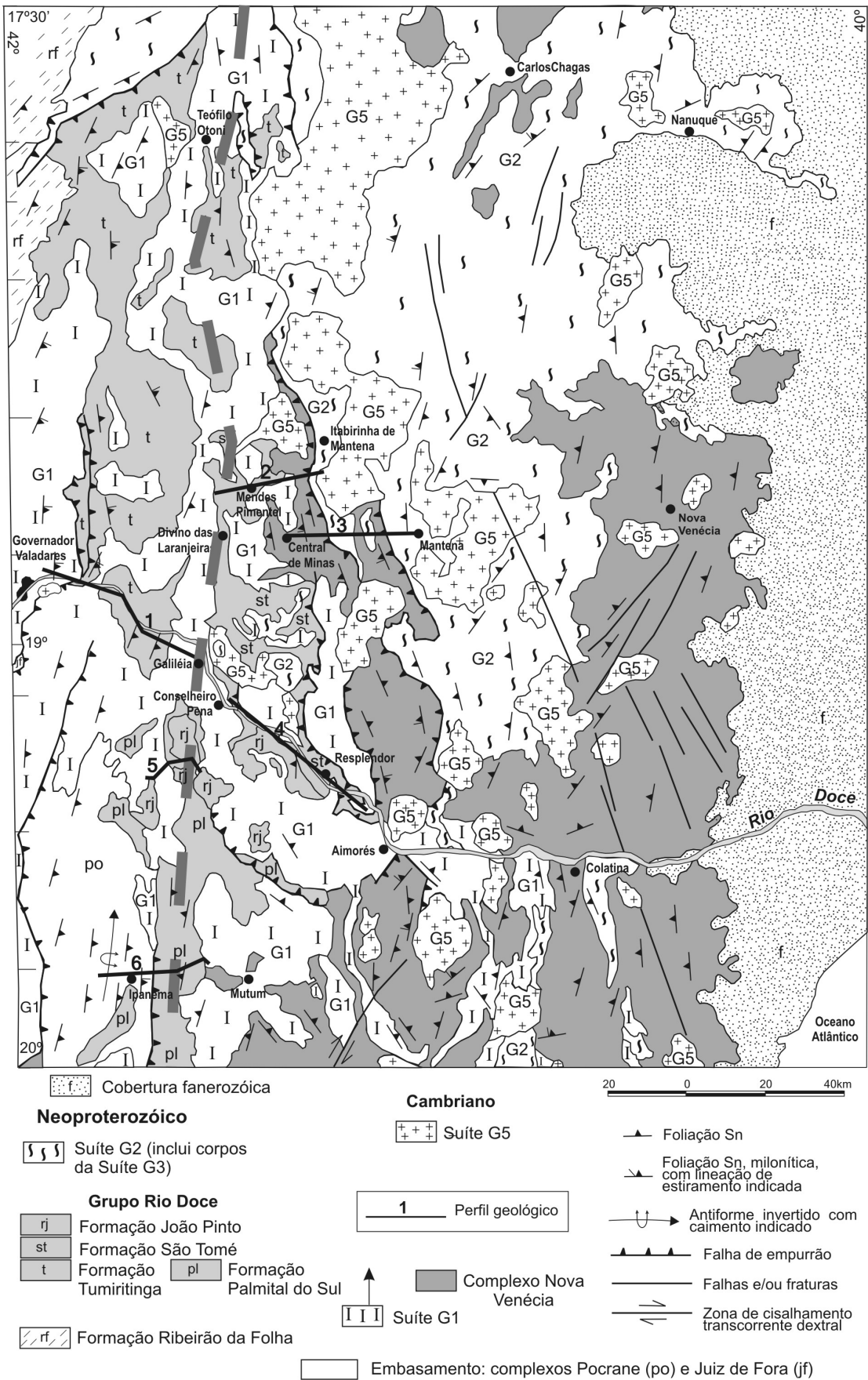


Figura 42. Representação da zona de inversão (ZI; linha grossa tracejada, cinza) do mergulho da foliação regional (Sn) e do transporte tectônico. A oeste da ZI domina vergência para oeste, mas a leste da ZI o transporte tectônico predominante é para leste.

Na perspectiva de estabelecer o empilhamento estratigráfico do Grupo Rio Doce, os perfis realizados, por si só, pouco esclarecem, uma vez que muitos contatos são, de fato, tectônicos ou podem ser interpretados como tal. Entretanto, as informações dos perfis correlacionadas com as da literatura (ver Capítulos 4 e 5), além dos mapeamentos realizados pelo autor (Vieira, 1993, 1997) e de outros dados obtidos para a presente tese (ver Capítulos 6, 8 e 9), permitem sugerir o seguinte:

- A Formação Palmital do Sul seria mais velha, pois, além de assentar-se (embora descolada) diretamente sobre o embasamento (Complexo Pocrane), contém rochas vulcânicas piroclásticas com fração lapilli e bombas vulcânicas que sugerem sítio deposicional relativamente próximo ao edifício vulcânico (Capítulo 6). A idade obtida para as rochas piroclásticas (ca. 585 Ma; Capítulo 9) reforça esta sugestão.

- A Formação Tumiritinga seria correlata da Formação Palmital do Sul, pois apresenta rochas vulcanoclásticas de mesma idade (Capítulo 9). Além disso, a parte leste desta sedimentação, antes denominada Formação Tumiritinga (Vieira, 1997), mas aqui re-denominada como Complexo Nova Venécia, estaria sotoposta à Formação São Tomé. A presença de mármore, além da abundância de rochas pelíticas, sugere ambiente marinho para a Formação Tumiritinga. Rochas vulcanoclásticas com contribuição majoritária da fração cinza indicam sítio deposicional distal em relação a edifícios vulcânicos.

- A Formação São Tomé, que parece ainda conter contribuição significativa de sedimentos provindos do arco magmático, teria posição intermediária entre as unidades portadoras de rochas vulcânicas (datadas em ca. 585 Ma) e a Formação João Pinto que representa sedimentação madura (quartzo arenito). A Formação São Tomé teria se depositado em ambiente marinho, por correntes de turbidez de alta a baixa concentração.

- A sedimentação João Pinto implica em exposição extensiva de áreas tectonicamente estáveis e/ou transporte longo, sob clima úmido, para possibilitar a depuração e sedimentação de areias muito ricas em quartzo.

No conjunto, o Grupo Rio Doce constitui um pacote com maturidade crescente para o topo, tendo rochas vulcânicas e sedimentares com contribuição derivada do arco magmático na pilha inferior que é, parcialmente, recoberta pelo pacote quartzo arenítico da Formação João Pinto. Este quadro é

característico de regiões que evoluem desde a presença de arco magmático imaturo ao estágio avançado de arrasamento erosivo do orógeno, com deposição em bacias marinhas vizinhas (*e.g.*, Condie, 1993).