

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA FRENTE DA NAPPE ANDRELÂNDIA:  
ORÓGENO BRASÍLIA MERIDIONAL**  
VERSÃO CORRIGIDA

**Rafael Bittencourt Lima**

*Orientador: Prof. Dr. Mário da Costa Campos Neto*

Dissertação de Mestrado  
Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

São Paulo

2013

LIMA, R., B., 2013. *Evolução tectônica da frente da nappe Andrelândia: Orógeno Brasília Meridional*. 139 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

## Agradecimentos

Em primeiro lugar gostaria de agradecer aos meus pais, Waldemar e Sílvia, e a toda minha família, e dedico este trabalho em memória a tia Conceição.

Agradeço especialmente a minha querida Laísa de Assis Batista, cuja grande ajuda possibilitou a conclusão deste trabalho.

Agradeço a todos que foram importantes não só na confecção deste trabalho, como também na minha formação geológica e pessoal, em especial aos Profs. Drs. Mário da Costa Campos Neto, Valdecir de Assis Janasi, Renato de Moraes, Adriana Alves, Gergely Szabó, Johann Hans Daniel Schorscher, Gustavo Abreu, Antônio Romalino Fragoso César, Renato Paes de Almeida e aos colegas de rocha da extinta CVRD: Noivaldo Teixeira, Antônio Rabelo, Carlos Augusto de Medeiros, Marcelo Leão, Ana Paula Justo, Fernando Martins, Noelle Shriver e tantos outros.

Um salve especial também aos parceiros Bruno Boito Turra, Cauê Rodrigues Cioffi, Leandro Coutinho, Brenda Chung da Rocha, Vinicius Tieppo Meira, Marcelo Freitas Guimarães, Renato Henrique Pinto, Samar dos Santos Steiner, de tantos trabalhos de campo e etc.

Ao Victor Maurer, Gabriella Labate Frugis, Leandro Coutinho e Liza Angélica Pólo pela ajuda nos trabalhos de campo.

Ao Vascão, Maurício, Samuca e pessoal do laboratório de separação mineral, ao Walter do *laser*.

Ao Henrique, Claudionor e todo pessoal da gráfica.

Aos funcionários do instituto, em especial Magali, Leonardo e Tadeu, os técnicos Marcos e Angélica, Paulinho da laminação, Zé Paulo (LTA), Sandra e todo pessoal do laboratório de química.

A CAPES e FAPESP pelo apoio a pesquisa.

E a todo pessoal que já passou ou passará pela Panapia (a lista é grande) e ao CEPEGE.

Valeu

## Resumo

A frente da *nappe* Andrelândia está sotoposta à *nappe* Liberdade e cavalga as unidades metapsamíticas do Alóctone Serra da Bandeira, correlato ao Grupo Carrancas, na região de Santana do Garambéu-MG.

A litoestratigrafia da *nappe* Andrelândia, bem preservada na Serra de Cataguases e adjacências, compreende, da base para o topo: rutilo-estauroлита-cianita-granada-muscovita-biotita xisto porfiroblástico (xisto Rio Capivari); granada-biotita-plagioclásio-quartzo xisto homogêneo (xisto Santo Antônio); rutilo-estauroлита-cianita-granada-biotita-muscovita-plagioclásio-quartzo xisto porfiroblástico com níveis granoblásticos, níveis ricos em muscovita e plagioclásio e lentes métricas de quartzitos (biotita xisto Cataguases), que grada para o topo para quartzito micáceo a muscovita-quartzo xisto (xisto Serra da Boa Vista). A foliação metamórfica principal  $S_2$  é desenvolvida essencialmente sob deformação não-coaxial, em fácies anfíbolito e com conspícua lineação mineral (cianita, muscovita, plagioclásio e rutilo) e de estiramento, orientadas preferencialmente para SW ( $213^\circ/14^\circ$ ). Os indicadores cinemáticos, como sigmóides de quartzo, evidenciam transporte da placa superior para nordeste.

A frente da *nappe* Andrelândia estrutura-se em escama de topo que cavalga sobre megadobramento recumbente e anisopaco, com comprimento de onda ( $\lambda$ ) médio de 1000 m por 700 m de amplitude ( $a$ ), orientado NW-SE, configurando sinformes nas Serras de Cataguases e Santana, separadas por uma antiforme isoclinal. Falhas de cavalgamento para NE e falha normal dúctil de baixo ângulo para W rompem a sinforma recumbente da Serra de Cataguases. O conjunto  $D_2$  e  $D_3$  é regionalmente deformado por dobramento normal, orientado SW e com dimensões de 1250m de  $\lambda/2$  por 250m de  $a$ . Estas dobras apresentam geometria cilíndrica, que indica o caráter recumbente do dobramento anterior. A megaestrutura define uma figura de interferência do tipo-2.

O geotermômetro Zr in Rutilo sugere um padrão metamórfico invertido para a frente da *nappe* Andrelândia, com temperaturas de cerca de  $702^\circ\text{C}$  para o contato superior com a *nappe* Liberdade e cerca de  $615^\circ\text{C}$  para o contato inferior com o Alóctone Serra da Bandeira, quando comparadas em um horizonte de 10Kbar de pressão. O geotermobarômetro GASP indica condições de pico metamórfico pré-Sn em condições alta pressão, em torno de  $649\pm 48^\circ\text{C}$  e  $10\pm 0,9\text{Kbar}$  na parte central da área.

Estudos isotópicos permitiram o estabelecimento da idade máxima de sedimentação para o xisto Santo Antônio em 648Ma, com populações criogenianas (690 e 807Ma) juvenis como contribuições mais expressivas, seguida por diversas populações meso a paleoproterozóicas, com destaque para contribuição juvenil de zircões de 1,5 Ga, exóticos ao cráton do São Francisco. O xisto Serra da Boa Vista apresenta maior população de zircões de 625Ma, com características de bacia tipo *flysch*, com sedimentação sin-orogênica. O magmatismo básico entre 790Ma e 670Ma, o metamorfismo de alta pressão dos segmentos subductados há ~645Ma e a idade da colisão, situam a evolução do prisma acrescionário em 170Ma, do Criogeniano médio ao Ediacarano inferior.

Assim, os *metawackes* do xisto Santo Antônio devem representar uma bacia de ante-arco, desenvolvida sobre segmentos do prisma acrescionário de longa duração, 60Ma, a partir do Criogeniano superior. A idade do metamorfismo de alta pressão do prisma acrescionário, registrada em detritos de zircão na bacia de ante-arco, o vulcanismo cálcio-alcálico juvenil e proximal, e a presença de prováveis olistolitos de rochas básicas, indicam, como a assinatura química dos sedimentos, a evolução da bacia de ante-arco durante um período tectonicamente ativo.

## **Abstract**

*The Andrelândia nappe front is thrust by Liberdade nappe front, and the entire system is thrust over Serra da Bandeira Allochthon, correlate of Carrancas Group, in the region Santana the Garambéu, southern Minas Gerais State.*

*The lithostratigraphy of Andrelândia nappe, well preserved in Serra dos Cataguases and adjacency, comprehends, from base to top: rutile staurolite kyanite garnet muscovite biotite porphyroblastic schist (Xisto Rio Capivari); garnet-biotite-quartz-plagioclase homogeneous schist (Xisto Santo Antonio); rutile-staurolite kyanite-garnet-biotite-muscovite-plagioclase-quartz porphyroblastic schist with constant quartzites and granoblastic schist layers (biotite Xisto Cataguases), which grades to a micaceous quartzite to the top (Xisto Serra da Boa Vista).*

*The main structure is a  $S_2$  foliation, developed under non-coaxial deformation, with intense stretch mineral lineation (kyanite, muscovite, plagioclase and rutile) preferentially oriented to SW ( $213^\circ/14^\circ$ ). The kinematic indicators show transport of the upper plate to the Northeast.*

*The Zr in Rutile geothermometer suggested an inverted metamorphic pattern, with temperatures of around  $702^\circ\text{C}$  in the vicinity of the Liberdade nappe contact (upper), and about  $615^\circ\text{C}$  for the lower contact with the Serra da Bandeira Allochthon, when compared in a 10Kbar horizon. The GASP geothermobarometer indicates peak metamorphism in high pressure conditions, with peak of  $649\pm 48^\circ\text{C}$  and  $10\pm 0.9\text{Kbar}$  in the central part of the area.*

*Isotopic studies allowed the establishment of a maximum age for the sedimentation of Xisto Santo Antonio in about 648My, with Criogenian juvenile populations (690 and 807My) as more expressive sedimentary contribution, followed by older meso and paleoproterozoic populations, with presence of juvenile zircons of 1,5Gy, exotic to the São Francisco craton. The Serra da Boa Vista schist presents major population of zircons in 625My, and may represent a flysch basin type, with sin orogenic sedimentation. The mafic magmatism around 790My and the high pressure metamorphism after  $\sim 645\text{My}$  constrained the age of the collision, with a 170My of accretionary prism evolution, from middle Criogenian to lower Ediacarian periods.*

## Índice de Figuras

Figura 1: Acessos à área de estudo no sul do estado de Minas Gerais (fonte <a href="http://www.der.mg.gov.br/mapa_internet2/mapa-rodoviario.htm">http://www.der.mg.gov.br/mapa_internet2/mapa-rodoviario.htm</a> ).....	2
Figura 2: Recorte de mapa de Paciullo e colaboradores (2003, Projeto Sul Minas, Folha Andrelândia, 1:100.000). ....	3
Figura 3: Esquema de subducção oceano-oceano. ....	7
Figura 4: Esquema de subducção oceano-continente. ....	7
Figura 5: Seções esquemáticas de (A) arco de margem continental e (B) arco de ilhas. Números no prisma acrescionário indicam a idade relativa das fatias (1 mais velho, 5 mais jovem). Extraído de Condie, 2005. ....	8
Figura 6: Etapas finais da evolução do orógeno Japonês, extraída de Isozaki <i>et. al.</i> 2010. ....	10
Figura 7: Sistema pareado arco-prisma de acreção do Cretáceo Inferior. Extraída de Isozaki <i>et. al.</i> 2010. ....	11
Figura 8: Séries de fácies metamórficas e cinturões metamórficos representativos. Extraída de Maruyama, 2010. ....	11
Figura 9: Desenvolvimento do sistema <i>channel flow</i> Himalaiano. Extraída de Beaumont, 2001. ....	13
Figura 10: Feições tectônicas gerais do Himalaia e Sul do Tibete. LHS – <i>Lesser Himalayan Sequence</i> (Sequência Inferior Himalaiana); GHS – <i>Greater Himalayan Sequence</i> (Sequência Superior Himalaiana); TS – <i>Thethyan Sequence</i> (Sequência Tetiana); MCT – <i>Main Central Thrust</i> (Cavalgamento Central Principal); STD – <i>South Tibetan Detachment</i> (Descolamento do Sul do Tibete); MHT – <i>Main Himalayan Thrust</i> (Cavalgamento Principal Himalaiano). ....	14
Figura 11: Contexto paleogeográfico Alpino, extraído de Agard & Lemoine (1998).....	15
Figura 12: Evolução esquemático do orógeno Alpino, extraída de Schmid <i>et al.</i> , 1996. ....	17
Figura 13: Orógeno Brasília Meridional e área estudada em detalhe (modificado de Campos Neto <i>et al.</i> , 2011) .....	22
Figura 14: Afloramento do Xisto Rio Capivari. Nível megaporfiroblástico acima (martelo) e nível granoblástico abaixo.....	27
Figura 15: <i>Fácies</i> megaporfiroblástica do Xisto Rio Capivari .....	28
Figura 16: Granada inter a tardi-cinemática, em matriz com biotita, muscovita, plagioclásio, estaurolita, cianita e turmalina. ....	29
Figura 17: Porfiroblasto de estaurolita tardi-cinemática com orientação oblíqua à de cristal cedo-cinemático de cianita.....	29
Figura 18: Afloramento do Xisto Santo Antônio em paredão na encosta nordeste da Serra de Santana, leste da cidade de Santana do Garambéu.....	30
Figura 19: Xisto Santo Antônio: porfiroblastos de granada homogeneamente distribuídos em matriz granoblástica quartzo-feldspática com biotita e muscovita subordinada, além de turmalina, cianita e estaurolita como acessórios. Destaque para dois porfiroclastos de plagioclásio na parte superior da figura. ....	31
Figura 20: Xisto Santo Antônio, seção 1002A: estrutura protomilonítica recristalizada com foliação SC definida pela orientação de micas em lâminas lepidoblásticas e fitas de quartzo e plagioclásio formando bandas granoblásticas....	32
Figura 21: Xisto Santo Antônio, seção 1034A: granada com dobramento helicíclico sin S <sub>3</sub> . ....	33

Figura 22: Xisto Santo Antônio no Domínio Central (Laminas 936, acima, e 1010, abaixo): Granadas inter a sin-cinemáticas exibindo núcleo poiquiloblástico, porções intermediárias com poucas inclusões e bordas límpidas. Destaca-se também a matriz granoblástica com micas decussadas distribuídas homogeneamente. ....	34
Figura 23: Xisto Santo Antônio: megacristais de anfibólio e cianita corroídos, parcialmente substituídos por biotita e muscovita (esquerda); cristais euédricos de estauroлита crescendo sobre a foliação definida por biotita e muscovita (direita).....	35
Figura 24: Xisto Santo Antônio: Banda lepidoblástica (muscovita + biotita) com porfiroblastos tardios de estauroлита e turmalina, e cristais de estauroлита e granada anastomosados (seção 1450, acima); cristais de estauroлита com núcleos preservando clivagem de cianita e bordas alteradas para clorita, e estrutura foliada granolepidoblástica com retrometamorfismo para clorita (seção NESG 889BI, abaixo). ....	36
Figura 25: Biotita Xisto Cataguases: Cianita cedo-cinemática com bordas corroídas com estauroлитas tardi- a pós-cinemáticas sobrecrecidas, porção lepidoblástica, canto superior esquerdo; sillimanita prismática e sem orientação preferencial associada à sombra de de pressão de granada, canto superior esquerdo; e alternância entre textura lepidoblástica, definida por feixes de muscovita, e granoblástica, definida por quartzo com plagioclásio subordinado, abaixo, junto a porfiroblastos pós-cinemáticos de turmalina. ....	38
Figura 26: Ondulações D4 em lajes quartzíticas do Xisto Boa Vista. ....	39
Figura 27: Xisto Serra da Boa Vista: fita quartzo-feldspática dobrada planoaxialmente à estrutura principal, à esquerda; pequenos cristais idiomórficos de sillimanita em sombra de pressão de granada, à direita; e banda lepidoblástica com cianita cedo- e estauroлитas tardi a pós-cinemáticas, abaixo.....	41
Figura 28: Xisto Rio Capivari (à esquerda): anfibolito com granada poiquiloblástica e textura nematolepidoblástica; Xisto Serra da Boa Vista: anfibolito com textura ígnea inequigranular ofítica preservada (à direita).....	42
Figura 29: Granodiorito com estrutura maciça a levemente foliada (acima), com matriz granoblástica definida por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico subordinado; com lentes lepidoblásticas a localmente protomiloníticas definidas por feixes anastomosados de muscovita com biotita subordinada, com granada subédrica de bordas serrilhadas, com eixo maior orientado segundo a foliação. ....	43
Figura 30: Estereograma com todos os dados de planos e lineações da frente da <i>nappe</i> Andrelândia. ....	45
Figura 31: Contornos de lineações na frente da <i>nappe</i> Andrelândia. ....	45
Figura 32: Estereograma com todos os dados estruturais da <i>nappe</i> Liberdade coletados.....	46
Figura 33: Contornos de S2 na <i>nappe</i> Liberdade. ....	46
Figura 34: Contornos de lineações de cianita na <i>nappe</i> Liberdade.....	47
Figura 35: Estereograma com dados de S <sub>2</sub> e S <sub>3</sub> do Domínio I.....	48
Figura 36: Estereograma das lineações do Domínio I. ....	48
Figura 37: Contornos de foliações do Dominio I. ....	48
Figura 38: Contornos de lineações do Dominio I.....	48
Figura 39: Estereograma de foliações no Domínio II.....	50
Figura 40: Contornos de foliações S <sub>2</sub> do Dominio II. ....	50
Figura 41: Estereograma de S <sub>3</sub> e S <sub>4</sub> no Domínio II. ....	50



Figura 42: Contornos de foliações S <sub>3</sub> e S <sub>4</sub> do Domínio II. ....	50
Figura 43: Estereograma de lineações no Domínio II. ....	50
Figura 44: Contornos de lineações do Domínio II. ....	50
Figura 45: Estereograma de foliações no Domínio III. ....	52
Figura 46: Contornos de foliações S <sub>2</sub> do Domínio III. ....	52
Figura 47: Estereograma de S <sub>3</sub> e S <sub>4</sub> no Domínio III. ....	52
Figura 48: Contornos de foliações S <sub>3</sub> do Domínio III. ....	52
Figura 49: Estereograma de lineações de cianita e plagioclásio no Domínio III. ....	52
Figura 50: Contornos de lineações de plagioclásio e cianita do Domínio III. ....	52
Figura 51: Estereograma de lineações de estiramento no Domínio III. ....	53
Figura 52: Contornos de lineações de estiramento do Domínio III. ....	53
Figura 53: Estereograma de lineações no Domínio III. ....	53
Figura 54: Contornos de lineações do Domínio III. ....	53
Figura 55: Mapa Geológico e contornos de lineações da frente da <i>nappe</i> Andrelândia e <i>nappe</i> Liberdade sotoposta. 54	
Figura 56: Amostra NESG-1002A - Muscovitas da matriz: dispersão das quantidades de Na, Mg, Ti e Fe em relação ao Si, em a.p.f.u. Destaque para o enriquecimento em Na em relação aos demais elementos. ....	57
Figura 57: NESG-1002A - Muscovita: K vs (Fe+Mg). Todas as análises apresentam $0,2 < (Fe+Mg) < 0,5$ a.p.f.u, campo das muscovitas fengíticas. ....	57
Figura 58: NESG 1002A: biotitas do Xisto Santo Antônio - discriminação com base no Fe# e quantidade de Al <sup>IV</sup> . ...	58
Figura 59: NESG1002A - Xisto Santo Antônio: Fe# e teor de silício a.p.f.u. para as análises em clorita. ....	58
Figura 60: NESG1002A - Plagioclásios do xisto Santo Antônio: variação dos teores de anortita e albita em distintos sítios texturais. ....	59
Figura 61: NESG1002A - Xisto Santo Antônio - Teores de almandina (alm), grossulária (grs), piropo (prp) e espessartita (sps) em perfis realizados no porfiroblasto de granada Grt 01. ....	60
Figura 62: NESG1002A - Xisto Santo Antônio - Teores de almandina (alm), grossulária (grs), piropo (prp) e espessartita (sps) em perfis realizados no porfiroblasto de granada Grt 03. ....	61
Figura 63: NESG1288 - Muscovita: K vs. (Fe+Mg). Todas as análises apresentam $0,35 < (Fe+Mg) < 0,5$ a.p.f.u, campo das muscovitas fengíticas. ....	62
Figura 64: NESG1288 - Xisto Serra da Boa Vista: relação entre silício e Na, Mg, Fe e Ti para muscovitas analisadas na matriz. ....	63
Figura 65: NESG1288: biotitas do Xisto Serra da Boa Vista - discriminação com base no Fe# e quantidade de Al <sup>IV</sup> . 64	
Figura 66: NESG1288 - Plagioclásios do xisto Serra da Boa Vista: variação dos teores de anortita e albita em distintos sítios texturais. ....	64
Figura 67: NES1288 - Xisto Serra da Boa Vista - Teores de almandina (alm), grossulária (grs), piropo (prp) e espessartita (sps) em perfis realizados no porfiroblasto de granada Grt 05. ....	65

Figura 68: NESG939 - Muscovita no biotita xisto Cataguases: K vs (Fe+Mg). Todas as análises apresentam $0,2 < (Fe+Mg) < 0,32$ a.p.f.u, campo das muscovitas fengíticas. ....	67
Figura 69: Amostra NESG-939 - Muscovitas do xisto Cataguases: dispersão das quantidades de Na, Mg, Ti e Fe em relação ao Si, em a.p.f.u. Destaque para o enriquecimento em Na em relação aos demais elementos. ....	67
Figura 70: NESG 1002A: biotitas do Xisto Santo Antônio - discriminação com base no Fe# e quantidade de Al <sup>IV</sup> . ...	68
Figura 71: NESG939 - Xisto Santo Antônio: Fe# e teor de silício em a.p.f.u. para as análises em clorita. ....	68
Figura 72: NESG1002A - Plagioclásios do xisto Santo Antônio: variação dos teores de anortita e albita em distintos sítios texturais. ....	69
Figura 73: NESG939 - biotita xisto Cataguases - Teores de almandina (alm), grossulária (grs), piropo (prp) e espessartita (sps) em perfis realizados no porfiroblasto de granada Grt01. ....	70
Figura 74: NESG939 - biotita xisto Cataguases - Teores de almandina (alm), grossulária (grs), piropo (prp) e espessartita (sps) em perfis realizados no porfiroblasto de granada Grt03. ....	71
Figura 75: NESG1288 - Xisto Serra da Boa Vista: análises de Zr em rutilo incluído em granada. ....	74
Figura 76: NESG1288 - Xisto Serra da Boa Vista: análises de Zr em rutilo incluído em granada. ....	75
Figura 77: NESG1288 - Xisto Serra da Boa Vista: análises de Zr em rutilo incluído em granada. ....	77
Figura 78: NESG939 - biotita xisto Cataguases: rutilos incluídos na granada Grt18. ....	78
Figura 79: NESG1002A - Xisto Santo Antônio: rutilos incluídos na granada. ....	80
Figura 80: NESG1002A - Xisto Santo Antônio: rutilos incluídos na granada. ....	81
Figura 81: NESG1259 - xisto Santo Antônio: rutilos incluídos na granada. ....	82
Figura 82: Resultados de termometria Zr in Rutilo comparados a 10Kbar, sobre mapa geológico esquemático. ....	83
Figura 83: Grade construída baseada em Powell, Le Breton e Vielzuef com os equilíbrios calibrados e campo P-T coerente com as análises de núcleo e manto de granada. ....	88
Figura 84: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra NESG 1010. Em vermelho, análises U-PB, em amarelo, análises Lu-Hf. ....	91
Figura 85: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra NESG 1010. ....	91
Figura 86: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra NESG 1010. Em vermelho, análises U-PB, em amarelo, análises Lu-Hf. ....	92
Figura 87: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra NESG 1010. ....	92
Figura 88: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra NESG 1010. Em vermelho, análises U-PB, em amarelo, análises Lu-Hf. ....	93
Figura 89: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra NESG 1010. ....	93
Figura 90: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra NESG 1010. Em vermelho, análises U-PB, em amarelo, análises Lu-Hf. ....	94
Figura 91: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra NESG 1010. ....	94
Figura 92: Histograma de dados concordantes de núcleo da amostra NESG 1010. ....	95

Figura 93: Distribuição de idades de todos os dados da amostra NESG 1010. ....	96
Figura 94: Distribuição das idades concordantes e histogramas de subpopulações da amostra NESG -1010. ....	96
Figura 95: Diagrama concórdia, histograma e distribuição de idades de borda da amostra NESG 1010. ....	97
Figura 96: Dados Lu-Hf da amostra NESG 1010. ....	97
Figura 97: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra NESG 1434. Em vermelho, análises U-Pb, em amarelo, análises Lu-Hf. ....	99
Figura 98: Imagem de elétrons secundários de zircões (e uma apatita, em preto) da amostra NESG 1434. ....	99
Figura 99: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra NESG 1434. Em vermelho, análises U-Pb, em amarelo, análises Lu-Hf. ....	100
Figura 100: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra NESG 1434. ....	100
Figura 101: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra NESG 1434. Em vermelho, análises U-Pb, em amarelo, análises Lu-Hf. ....	101
Figura 102: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra NESG 1434. ....	101
Figura 103: Distribuição de todas as idades obtidas na amostra NESG 1434. ....	102
Figura 104: Histograma das idades de núcleo da amostra NESG 1434. ....	102
Figura 105: Distribuição das idades de núcleo da amostra NESG 1434. ....	103
Figura 106: Distribuição das idades de núcleo mais jovens da amostra NESG 1434 e idade média ponderada calculada. ....	103
Figura 107: Distribuição das idades de núcleo do grupo 2 da amostra NESG 1434 e idade média ponderada calculada. ....	104
Figura 108: Distribuição de idades de borda metamórfica da amostra NESG 1434 e idade média ponderada calculada. ....	104
Figura 109: Dados Lu-Hf da amostra NESG 1434. Campos marcados correspondem aos zircões da amostra NESG 1010. ....	105
Figura 110: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões (e algumas apatitas) da amostra NESG 1552. Em vermelho, análises U-Pb, em amarelo, análises Lu-Hf. ....	106
Figura 111: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra NESG 1434. ....	106
Figura 112: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões (e algumas apatitas) da amostra NESG 1552. Em vermelho, análises U-Pb, em amarelo, análises Lu-Hf. ....	107
Figura 113: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra NESG 1434. ....	107
Figura 114: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões (e algumas apatitas) da amostra NESG 1552. Em vermelho, análises U-Pb, em amarelo, análises Lu-Hf. ....	108
Figura 115: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra NESG 1434. ....	108
Figura 116: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões (e algumas apatitas) da amostra NESG 1552. Em vermelho, análises U-Pb, em amarelo, análises Lu-Hf. ....	109
Figura 117: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra NESG 1434. ....	109

Figura 118: Diagrama concórdia de todos os zircões da amostra NESG 1552, com destaque para o intervalo de 450 a 1000Ma. ....	111
Figura 119: Diagrama concórdia dos zircões concordantes de núcleo da amostra NESG 1552.....	111
Figura 120: Histograma de idades concordantes de núcleo da amostra NESG 1552. ....	112
Figura 121: Distribuição de idades de núcleo da amostra NESG 1552. ....	112
Figura 122: Distribuição de idades de núcleo mais jovens da amostra NESG 1552, e idade média ponderada calculada. ....	113
Figura 123: Diagrama concórdia dos núcleos mais jovens de zircões da amostra NESG 1552. ....	113
Figura 124: Diagrama concórdia das bordas dos zircões da amostra NESG 1552. ....	114
Figura 125: Histograma de idades das bordas dos zircões da amostra NESG 1552.....	114
Figura 126: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra NESG 1447. Em vermelho, análises U-Pb, em amarelo, <i>spots</i> de análises que não produziram bom resultado.....	115
Figura 127: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra NESG 1447.....	115
Figura 128: Histograma dos dados concordantes amostra NESG 1447. ....	116
Figura 129: Razões Th/U da amostra SNA 125. ....	118
Figura 130: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra SNA 125. Em vermelho, análises U-Pb.....	119
Figura 131: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra SNA 125. ....	119
Figura 132: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra SNA 125. Em vermelho, análises U-Pb.....	120
Figura 133: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra SNA 125. ....	120
Figura 134: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra SNA 125. Em vermelho, análises U-Pb.....	121
Figura 135: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra SNA 125. ....	121
Figura 136: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra SNA 125. Em vermelho, análises U-Pb.....	122
Figura 137: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra SNA 125. ....	122
Figura 138: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra SNA 125. Em vermelho, análises U-Pb.....	123
Figura 139: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra SNA 125. ....	123
Figura 140: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra SNA 125. Em vermelho, análises U-Pb.....	124
Figura 141: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra SNA 125. ....	124
Figura 142: Histograma de idades concordantes da amostra SNA-125 (Frugis & Campos Neto, inédito). ....	125
Figura 143: Gráfico Tempo Vs. eNd para amostras estudadas.....	126

## Sumário

1. Introdução.....	1
1.1. Localização da área de estudo.....	2
1.2. Materiais e métodos .....	3
2. Conceituação geológica.....	6
2.1. Orógenos.....	6
2.2. O arco magmático e o orógeno japonês.....	8
2.3. O orógeno colisional himalaiano e sua exumação.....	12
2.4. O orógeno alpino .....	15
3. Geologia Regional.....	19
3.1. O Sistema de nappes Andrelândia.....	23
3.2. A nappe Andrelândia.....	24
4. A frente da <i>nappe</i> Andrelândia.....	25
4.1. Reconhecimento das unidades.....	25
4.2. Caracterização da frente da nappe Andrelândia.....	27
4.2.1. Xisto Rio Capivari.....	27
4.2.2. Xisto Santo Antônio.....	29
4.2.3. Biotita Xisto Cataguases.....	36
4.2.4. Xisto Serra da Boa Vista.....	38
4.2.5. Outras ocorrências.....	41
4.3. Estrutura.....	44
4.3.1. Relações gerais.....	44
5. Química mineral.....	55
5.1. Caracterização das amostras analisadas.....	55
5.1.1. NESG-1002 – Xisto Santo Antônio.....	55
5.1.2. NESG-1288-1 - Xisto Serra da Boa Vista.....	61

5.1.3. NESG-939BI - Biotita Xisto Cataguases.....	66
5.2. Geotermômetro de Zr em rutilo .....	72
5.2.1. NESG-1288 - Xisto Serra da Boa Vista na serra dos Cataguases .....	72
5.2.2. NESG-939BI - Biotita Xisto Cataguases.....	76
5.2.3. NESG-1002A - Xisto Santo Antônio .....	79
5.2.4. NESG-1249 - Xisto Rio Capivari.....	82
6. Condições de metamorfismo .....	84
6.1. NESG-1288 - Xisto Serra da Boa Vista.....	85
6.2. NESG-1002A - Xisto Santo Antônio.....	86
6.3. NESG-939BI - Biotita xisto Cataguases.....	87
7. Geoquímica isotópica .....	89
7.1. Resultados isotópicos U-Pb e Lu-Hf .....	90
7.1.1. NESG-1010 - Xisto Santo Antônio .....	90
7.1.2. NESG-1434 - Biotita Xisto Cataguases .....	98
7.1.3. NESG-1552 - Anfibolito .....	105
7.1.4. NESG-1447 – Xisto Serra da Boa Vista.....	115
7.1.5. Amostra SNA-125 - Xisto Serra da Boa Vista.....	116
7.2. Sistema Sm-Nd .....	126
7.3. Discussão geocronologia .....	127
8. Conclusões.....	129
9. Referências bibliográficas .....	131

## **1. Introdução**

A presente dissertação tem como objetivo contribuir para o entendimento da evolução geológica do orógeno Brasília meridional. Para tanto, foram desenvolvidos trabalhos de revisão bibliográfica, mapeamento geológico, metamorfismo e de proveniência sedimentar focados na frente da *nappe* Andrelândia, unidade neoproterozóica depositada e deformada durante o ciclo Brasileiro. Tais ferramentas já se provaram de extrema utilidade em estudos de orógenos mundiais atuais ou do passado.

Neste capítulo são apresentadas a localização da área e a metodologia aplicada para a execução do trabalho.

### 1.1. Localização da área de estudo

A área de estudo está localizada no sul do Estado de Minas Gerais, na região do alto Rio Grande, compreendida entre as cidades de Andrelândia, 36 quilômetros a sudoeste por estrada de terra, e Ibertioga, 32 quilômetros a nordeste, tendo como base a cidade de Santana do Garambéu, Minas Gerais (figura 1).



Figura 1: Acessos à área de estudo no sul do estado de Minas Gerais (fonte [http://www.der.mg.gov.br/mapa\\_internet2/mapa-rodoviario.htm](http://www.der.mg.gov.br/mapa_internet2/mapa-rodoviario.htm)).



## 1.2. Materiais e métodos

A partir de mapa base de Paciullo e colaboradores (2003, Projeto Sul Minas, Folha Andrelândia, 1:100.000, figura 2), foi realizado mapeamento em escala 1:50.000 da porção centro-nordeste da folha Santana do Garambéu, com subsequente análise estrutural e metamórfica. Estudos isotópicos adicionais foram utilizados no esclarecimento da evolução tectônica pré-cambriana da área de estudo.



Figura 2: Recorte de mapa de Paciullo e colaboradores (2003, Projeto Sul Minas, Folha Andrelândia, 1:100.000).

Durante as etapas de campo foram descritos 520 pontos geológicos, com coleta de amostras para petrografia, química mineral, e análises isotópicas Sm-Nd, U-Pb e Lu-Hf.

Os pontos foram localizados por sistema global de posicionamento (*GPS* na sigla em inglês) através do aparelho GPSmap76Cx GARMIN™, com coordenadas em UTM, DATUM Córrego Alegre, sobre a folha topográfica Santana do Garambéu .

A petrografia foi desenvolvida nos laboratórios de microscopia óptica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc/USP). Quatro amostras pertencentes às unidades biotita xisto Cataguases (939-BI), xisto Rio Capivari (1249), xisto Santo Antônio (1002A) e xisto Serra da Boa Vista (1288-1) foram submetidas ao estudo de química mineral em rutilo, granada, plagioclásio, micas e estauroлита. As análises foram realizadas em Microsonda JEOL JXA - 8600S do Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGc/USP, sob voltagem de aceleração de 15 kV, corrente do feixe de elétrons de 20,1 A, diâmetro do feixe de 5m , tempo médio de contagem de 20 segundos e correções do tipo PROZA (segundo Bastin et al., 1984). Dados adicionais foram obtidos para micas e realizados na Microsonda JEOL JXA-8230 do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IGc/UNB). Para estabelecimento das condições de metamorfismo, o geotermobarômetro GASP foi utilizado através do programa THERMOCALC, de Tim Holland & Roger Powell.

Para geoquímica isotópica em rocha total (Sm-Nd) e mineral foram selecionadas amostras do Biotita Xisto Cataguases, Xisto Santo Antônio e Xisto Serra da Boa Vista (NESG-1447, NESG-1010 e NESG-1434, respectivamente), além de uma amostra extraída de lente anfibolítica associada à unidade do biotita xisto Cataguases (NESG-1552, apenas isotopia mineral). Os exemplares analisados para isotopia de rocha total foram preparados no Laboratório de tratamento de amostras (LTA) do IGc/USP, onde passaram pelas etapas de limpeza; cominuição em prensa hidráulica até a obtenção de fragmentos menores que 1cm; quarteamento e retirada de alíquota de 100g representativas da amostra; e pulverização (granulação < 200 *mesh*) por moagem em moinho de ágata em anéis, sendo posteriormente enviadas ao Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGEO - IGc/USP).

As amostras submetidas à geoquímica isotópica mineral foram preparadas no Laboratório de separação do CPGEO, com limpeza e fragmentação inicial por marretadas até obter-se fragmentos menores que 3cm; cominuição para frações menores que 1 cm em britador primário de mandíbulas de aço; e pulverização em moinho de anéis de tungstênio e separação das frações entre 100 e 200µm. Após a cominuição a amostra é submetida à mesa *Wiffley*, onde os minerais densos são concentrados através

de pressão de água e vibração. Obtido o concentrado, separam-se os minerais magnéticos inicialmente com imã de mão e posteriormente através de separador magnético tipo *Frantz*, com corrente de 0,5 A. Os minerais não magnéticos são separados por imersão em bromofórmio ( $\text{CHBr}_3$ , densidade de  $2,89 \text{ g/cm}^3$ ), de forma que o concentrado de densidade superior é novamente submetido à separação magnética via *Frantz* em 0,5A e posteriormente à imersão em iodeto de metileno ( $\text{CH}_2\text{I}_2$ ,  $d = 3,32 \text{ g/cm}^3$ ), quando são separados os minerais de maior densidade. Este último concentrado é analisado à lupa para a confirmação da presença de zircões, que se presentes são selecionados e montados em resina epoxy. As análises foram realizadas no LA-MC-ICP-MS (Laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry, na sigla em inglês) com o auxílio de espectroscopia de energia dispersiva (EDS) na identificação de cristais distintos de zircão, e de imagens de catodoluminescência (EDS-X-MAX, detector CENTAUROS) para a detecção de defeitos cristalinos e detalhes de núcleo e borda dos cristais selecionados.

A base de dados obtida ao longo deste projeto foi arquivada e tratada em programas como EXCEL™, ARGGIS™, Global Mapper™ e CorelDraw™.

## 2. Conceituação geológica

### 2.1. Orógenos

Segundo Sengör (1990), *Orogênese* é um termo coletivo para os processos que ocorrem nas margens ativas de placas convergentes, sendo o *orógeno* produto gerado neste tipo de interação tectônica. Neste contexto, um *sistema orogênico* é definido quando da convergência diacrônica entre duas ou mais placas litosféricas.

Em face deste conceito, um orógeno pode ser do tipo acrescionário, quando ocorre em zona de subdução; colisional, quando na zona ativa de colisão; ou transpressional, em curvaturas convergentes de falhas transformantes. Nos orógenos acrescionários o ângulo de subducção varia em função da densidade da placa subductada, definindo domínios extensionais, neutros ou compressionais; os orógenos colisionais dividem-se entre tipos continentais, como o Orógeno himalaiano, e não continentais, quando da colisão entre platôs oceânicos; enquanto os orógenos transpressionais (*e.g.* Falha de San Andreas) são classificados em simétricos ou não simétricos. Além destes tipos, orógenos controlados por obdução podem ocorrer como resultado de variações na velocidade relativa entre placas, causando compressão e descolamento litosférico (*orógeno intraoceânico*); ou por colisões de bordas ou fragmentos continentais com crosta oceânica, que é colocada na forma de *ofiolito* sobre a crosta continental (*e.g.* Chipre).

Os dois tipos principais de orógenos, pelo menos os mais estudados e com maior expressão topográfica e regional, são os colisionais e acrescionários. O orógeno colisional (Condie, 2005) ocorre quando da colisão de dois ou mais crátons, com espessamento crustal, metamorfismo e possibilidade de fusão parcial. Em contraste, orógenos acrescionários são resultado de colisão e sutura de terrenos juvenis (ofiolitos, arcos de ilhas, platôs oceânicos, etc) contra a crosta continental.

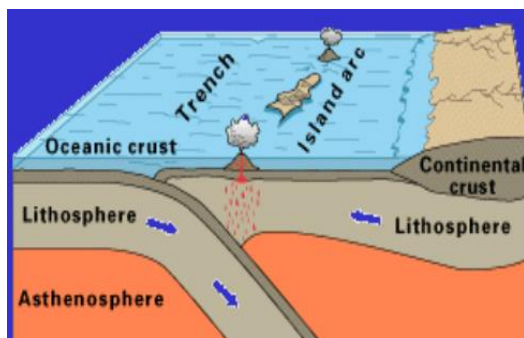


Figura 3: Esquema de subducção oceano-oceano.

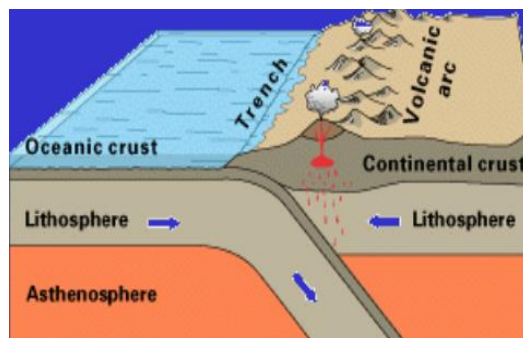


Figura 4: Esquema de subducção oceano-contidente.

De forma geral, os orógenos acrescionários iniciam-se com a subducção de placa oceânica sob outra placa menos densa, oceânica ou continental. Em ambos os casos, desenvolve-se na placa superior um arco magmático na forma de faixa alongada e paralela ao *front* de subducção, com geração de crosta continental juvenil e intenso vulcanismo cálcio-alcálico. Em colisões oceano-oceano (*e.g.*, Placa Filipina – Placa do Pacífico) o arco magmático se expressa como um arco de ilhas (figura 3), enquanto nas colisões oceano-contidente (*e.g.*, Placa de Nazca – Placa Sulamericana) o arco magmático é continental (figura 4).

Com a continuidade da subducção, podem ocorrer colisões e suturas entre os terrenos juvenis e até mesmo microcrátons, culminando na colisão com uma placa continental expressiva, quando ocorre, então, a acreção tectônica de ao menos partes do arco anteriormente gerado. Segundo Condie *op.cit.*, um arco magmático acrescido ou mesmo continental leva no mínimo 300Ma para “cratonizar-se”, ou seja, atingir condições normais de temperatura que permitam a estabilização reológica desses terrenos marginais e sua incorporação ao cráton. Porém, o estudo de orógenos colisionais demonstra que, caso não ocorra a “cratonização”, os terrenos juvenis marginais recém acrescidos podem ser amalgamados entre o cráton original e a chegada de outra placa continental expressiva, com conseqüências estruturais e metamórficas dramáticas no arco marginal acrescido. Nestes casos ocorre a possibilidade de envolvimento total na deformação, com escape e indentação tectônica de fatias de sedimentos do arco sobre a outra placa, ou mesmo sua entrada em subducção restrita. Dessa forma, um orógeno acrescionário inicialmente formado por subducção oceano-oceano ou oceano-contidente, pode evoluir para um orógeno colisional.

## 2.2. O arco magmático e o orógeno japonês

Como já exposto, o arco magmático ocorre quando da subducção de uma placa oceânica por sob outra placa qualquer, podendo ser de dois tipos: arco de ilhas ou de margem continental.

Idealmente, possuem 3 zonas principais (figura 5): a zona entre a trincheira e o arco (o ante-arco), o arco e a parte posterior do arco (o retro-arco). Um arco instalado na margem continental (e.g., o arco Andino) é caracterizado (em direção à placa superior) por uma trincheira, um prisma acrescionário coberto por uma bacia de ante-arco, um arco vulcânico com bacias intra-arco, um cinturão de dobramento e cavalgamento e uma bacia de retro arco. Um arco de ilhas (e.g., arco das ilhas Marianas e Solomon) diferencia-se do continental na área de retro arco, que é sempre subaquático e engloba quase sempre uma combinação de bacias de retro-arco ativas e inativas, algumas com alto fluxo térmico e em expansão e outras já consolidadas como assoalho oceânico.

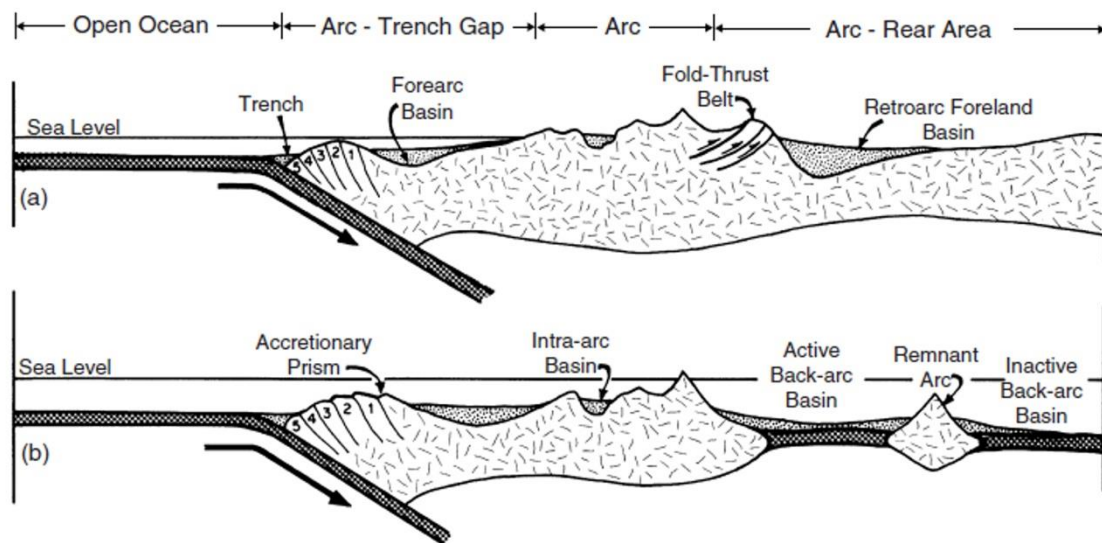


Figura 5: Seções esquemáticas de (A) arco de margem continental e (B) arco de ilhas. Números no prisma acrescionário indicam a idade relativa das fatias (1 mais velho, 5 mais jovem). Extraído de Condie, 2005.

A trincheira ocorre no contato superficial entre as placas, e é preenchida principalmente por turbiditos grauváticos finos e sedimentos pelágicos (Condie *op. cit.*), originados principalmente de fontes plutônicas e vulcânicas do arco. Os turbiditos geralmente entram na trincheira por cânions e correm ao longo de seu eixo, podendo transportar sedimentos por até 3000km.

O prisma acrescionário consiste em séries de fatias de rochas vulcânicas, sedimentares e fundo oceânico, separadas por falhas de alto ângulo, projetando-se por sobre a placa descendente. São intensamente deformados, caracterizados pela *melange* (do francês mistura), um corpo de rocha sem acamamento contínuo e com inclusões de fragmentos de todos os tamanhos em uma matriz fina e deformada, sendo produto dos processos tectônicos e sedimentares concomitantes na zona da trincheira. Outra característica dos prismas acrescionários é uma estratigrafia invertida, com prismas mais jovens formando-se na proximidade da trincheira, por sob os prismas mais antigos.

A bacia de ante-arco consiste de sedimentos turbidíticos depositados sobre o prisma acrescionário, que pode ficar parcialmente exposto em altos topográficos. Os turbiditos possuem fonte majoritária no arco adjacente, podendo ter quilômetros de espessura.

As bacias de ante arco podem registrar o processo de “destelhamento” (*unroofing*) do arco adjacente (e.g., *Great Valley Sequence* na Califórnia, Dickinson and Seely, 1986, Japão - Isozaki *et al.*, 2010), em que os sedimentos basais da bacia são predominantemente detritos vulcânicos derivados de vulcânicas ativas, enquanto sedimentos de topo possuem contribuição importante do batólito cálcio-alcálico.

O arco em si próprio varia de totalmente subaéreo, como o Andino, a totalmente subaquático, como os arcos do sudoeste do Pacífico. Os arcos subaéreos incluem derrames e piroclastos associados, formando grandes estratovulcões, geralmente de composição andesítica a dacítica. Já os subaquáticos são formados por derrames de basaltos amolfadados e tufos e brechas hialoclásticas, com predominância de basaltos e basalto andesitos.

Separada do arco pelo cinturão de dobramentos e cavalgamentos, a bacia de retro arco ocorre atrás do arco, e possui uma topografia tipo *horst-graben*, englobando diversos ambientes deposicionais a depender do tamanho da bacia e sua proximidade com o arco. Proximais ao arco geralmente predominam sedimentos vulcanoclásticos, e distalmente ocorrem sedimentação pelágica, semipelágica e biogênica (Klein, 1986).

O processo de “destelhamento” citado anteriormente, ou seja, a exposição do batólito cálcio-alcálico para servir de fonte sedimentar para bacia de ante-arco, possui geralmente uma origem tectônica. No caso Japonês, estudado principalmente a partir de 1960 (curto histórico em Isozaki, *op.cit*) ela tem origem na mudança do regime tectônico de arco continental marginal para arco de ilhas isolado, ocorrido há 25Ma. De

margem continental passiva do sul da China a 700Ma, o Japão possui um registro de ao menos 500Ma de subducção, 475Ma deles como arco magmático de margem continental, com diversos episódios de amalgamação tanto de cadeias submarinas assísmicas (como o cinturão carbonífero Akyoshi-Sawadana) quanto de dorsais mesoocênicas (ver figura 6a).

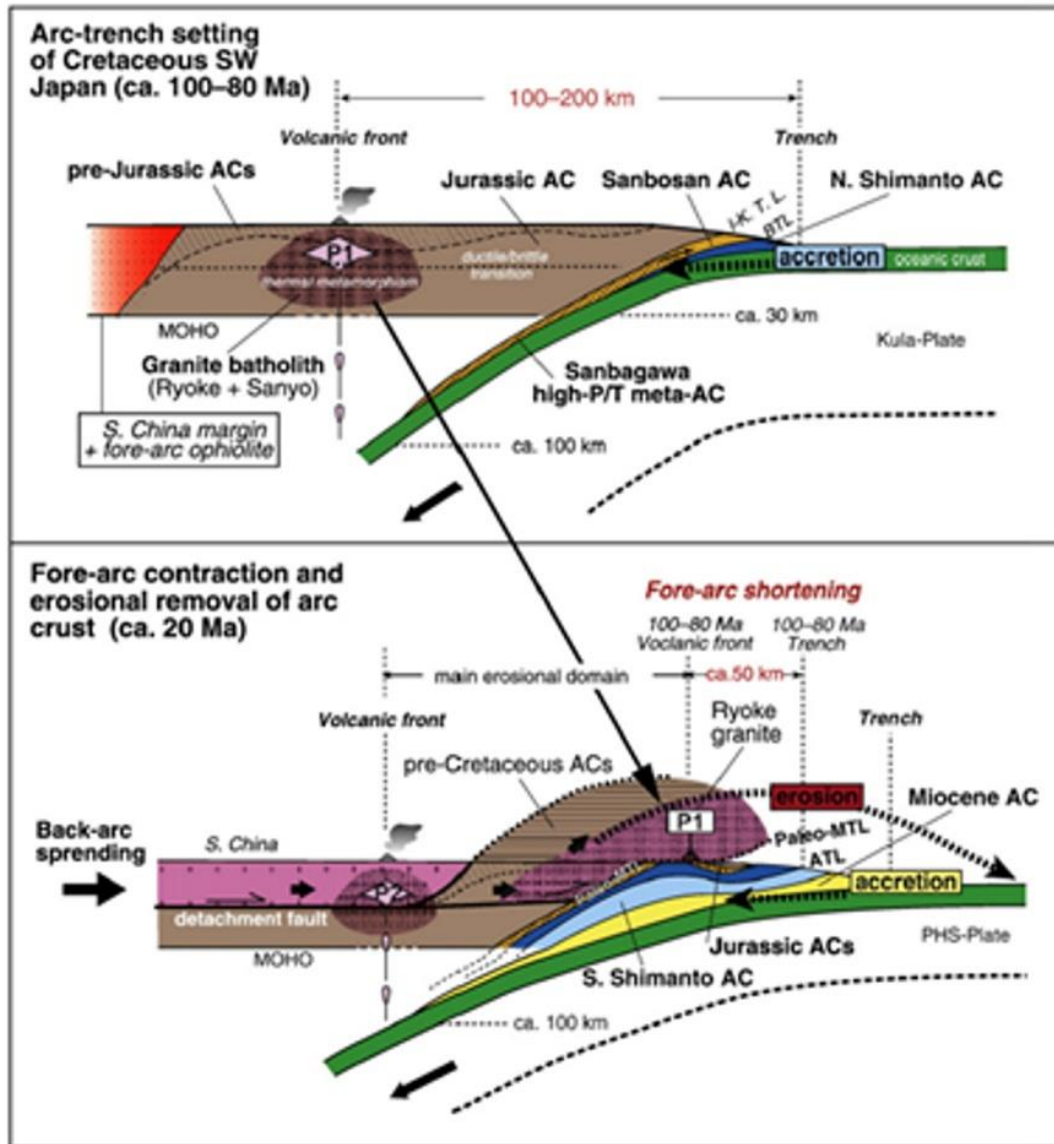


Figura 6: Etapas finais da evolução do orógeno Japonês, extraída de Isozaki *et. al.* 2010.

- a) Configuração cretácica do par arco-trincheira no sudoeste do Japão(entre 100 e 80Ma): Manutenção do ângulo de mergulho da litosfera em subducção desde o Jurássico.
- b) Contração da bacia de ante arco e remoção erosional da crosta do arco (em torno de 20Ma): Encurtamento no Mioceno pela contração do ante-arco, abertura do Mar do Japão no retro-arco. Transporte horizontal da crosta superior do arco (Batólito Ryoke cretácico e prismas acrescionários pré-cretácicos) em direção a fossa. Rompimento na transição dúctil-rúptil.



Até que há cerca de 25Ma com a chegada da trincheira da placa das Filipinas, vinda do sudoeste consumindo a placa do Pacífico, ocorre um aumento no ângulo de subdução, desencadeando a abertura no retro arco (o Mar do Japão), e contração na bacia de ante arco e, através de uma zona de descolamento meso crustal, possibilita o escape subhorizontal, em direção ao oceano, da crosta superior Cretácica (Batólito Ryoke), por sobre seu complexo acrescionário (figura 6b). Esta configuração possibilitou a erosão de grande parte deste arco, inclusive do batólito cálcio-alcálico, com deposição clástica no ante arco, sobre o Cinturão Shimanto, e trincheira, onde parte destes sedimentos entram na zona de subdução.

Uma característica marcante do orógeno japonês é o pareamento de cinturões de baixa a intermediária pressão e temperatura com cinturões de alta pressão, pioneiramente estudado por Miyashiro (1961, 1965, 1973, *in* Maruyama 2010, ver figura 7), levando a proposição de metamorfismo do tipo Japonês (ou tipo Pacífico, ver figura 8).

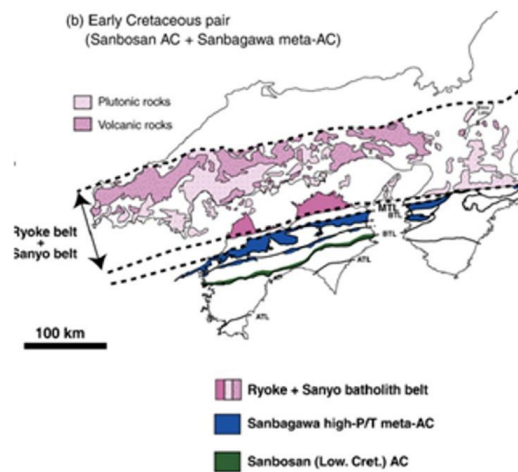


Figura 7: Sistema pareado arco-prisma de acreção do Cretáceo Inferior. Extraída de Isozaki *et. al.* 2010.

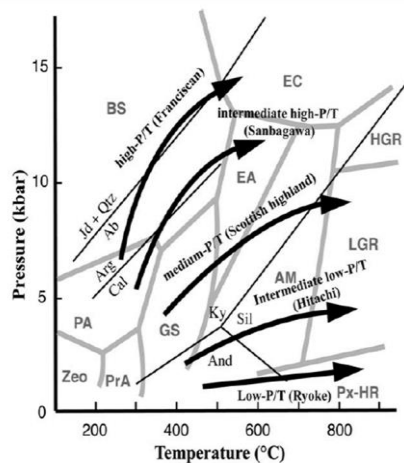


Figura 8: Séries de fácies metamórficas e cinturões metamórficos representativos. Extraída de Maruyama, 2010.

### 2.3. O orógeno colisional himalaiano e sua exumação

O orógeno himalaiano é estudado geologicamente desde primórdios do século XX, com grande contribuição para o desenvolvimento de modelos de colisão continental e exumação desde Argan, 1924 (*in* Searle *et. al.*, 2011), até os dias atuais.

A margem sudoeste asiática resulta da aglutinação de diversos blocos e terrenos. O Batólito cálcio-alcálico Gangdese, no bloco de Lhasa, registra, a partir de 120Ma, o início da subducção entre a Índia e o sudoeste asiático. O estágio colisional tem início de fato há cerca de 50Ma, com evidências paleo-magnéticas (Klootwijk *et. al.*, 1992), sedimentares (mudança abrupta de regime sedimentar na margem passiva Indiana de marinho profundo para continental a ~52Ma, Gaetani & Garzani, 1991) e geocronológicas (datação Sm-Nd de eclogitos do Alto Himalaya em ~49Ma, Tonarini *et al.*, 1993).

Espessamento crustal ocorre tanto a sul, afetando as unidades Thethyanas, quanto a norte, afetando blocos que viriam a formar o atual Platô Tibetano, até o ápice de 70Km de espessura, com duplicação crustal em um regime de deformação compressiva. As porções mais profundas da interface das litosferas Indiana e Asiática, por sob a placa Asiática, experimenta aquecimento por condução e decaimento radioativo, e, há 30Ma (segundo Beaumont *et. al.*, 2001), fusão parcial é atingida, disparando o processo de *channel flow*, responsável pela exumação do núcleo metamórfico himalaiano.

Segundo Searle e colaboradores, *op.cit.*, o modelo de extrusão por *channel flow* foi proposto inicialmente a partir de dados de mapeamento geológico combinado a caminhamentos metamórficos P-T e datação U-Pb de rochas metamórficas e leucogranitos. A partir das idades U-Pb dos leucogranitos (de 23 a 15Ma) inferiu-se a extrusão de uma meso crosta parcialmente fundida, do sul do Tibete até o alto Himalaia, proveniente da crosta Indiana que havia sido cavalgada em sua região norte, espessada, aquecida, metamorfoseada e exumada a superfície através de um canal meso crustal (*channel flow*) limitado por zonas de cisalhamento de baixo ângulo abaixo (MCT – *Main Central Thrust*) e acima (STD – *South Tibetan Detachment*). O estabelecimento e aceitação do conceito vieram quando Beaumont e colaboradores (2001, 2004) desenvolveram modelos numéricos baseados em dados sísmicos obtidos durante a década de 1990 (Projeto INDEPTH, Law *et. al.*, 2006).

O modelo de Beaumont e colaboradores investiga como a variação na taxa de denudação e o comportamento rígido da crosta superior afetam o comportamento de uma porção média de crosta espessada e parcialmente fundida, simulando as condições físicas himalaianas (figura 9).

A taxa de denudação no front é um fator determinante na extrusão do *channel flow*, alimentando o movimento subhorizontal da crosta intermediária em direção ao *front* Himalaiano (de norte para sul), em busca de alívio litostático. Nos modelos gerados, a falha inferior é sempre de cavalgamento, enquanto que a falha superior pode assumir movimentação inversa ou normal dependendo da velocidade entre a extrusão do *channel flow* e a da velocidade relativa entre as placas tectônicas. O metamorfismo invertido é atingido pela colocação e acúmulo de leucogranitos no contato superior do *channel flow*, seguido por rápida extrusão. No caso Himalaiano, a taxa de exumação calculada para o eclogito Tso-Morari (GHS – *Greater Himalayan Sequence*, Sigoyer *et al.*, 2000) foi de 5mm/ano.

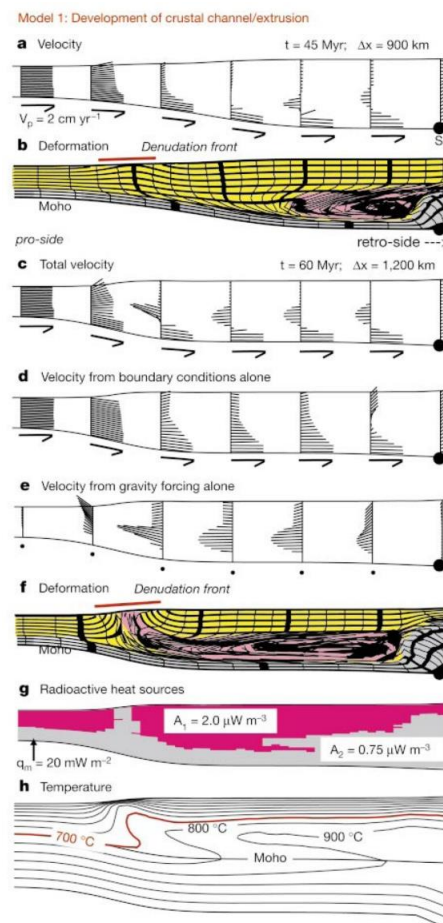


Figura 9: Desenvolvimento do sistema *channel flow* Himalaiano. Extraída de Beaumont, 2001.

Na analogia com o Himalaia (figura 10), pode-se reconhecer a zona de cisalhamento normal STD e a de cavalgamento MCT como as estruturas que bordejam o núcleo metamórfico. A GHS coloca-se sob a sequência tetiana (TS – *Thethyan Sequence*), de baixíssimo grau metamórfico, e sobre a sequência inferior himalaiana (LHS – *Lesser Himalayan Sequence*), de baixo grau.

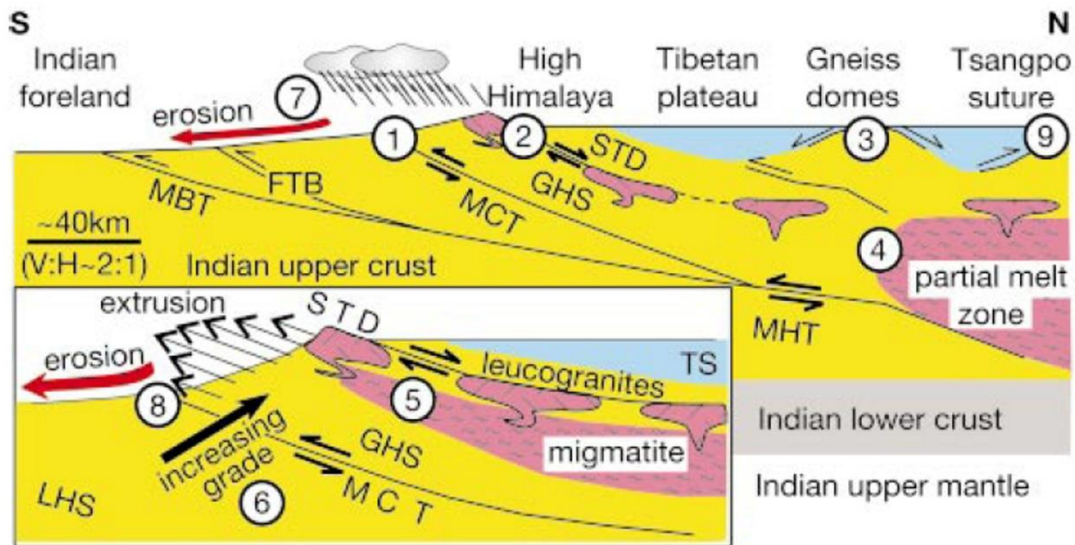


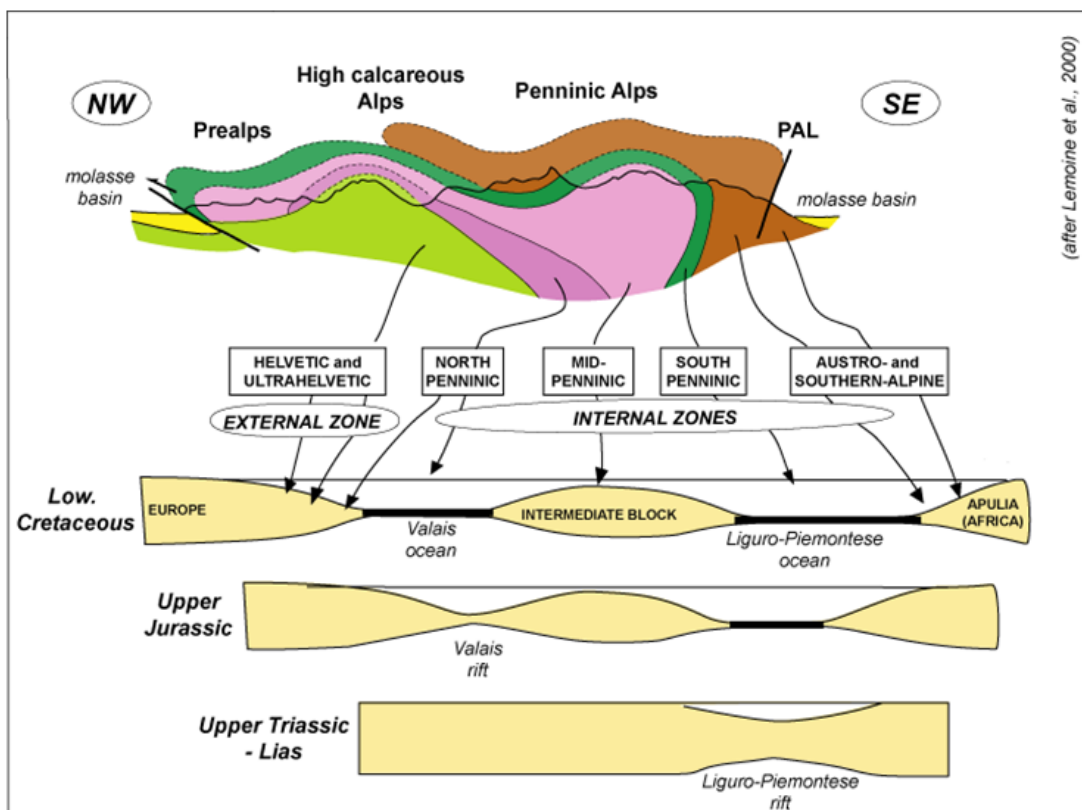
Figura 10: Feições tectônicas gerais do Himalaia e Sul do Tibete. LHS – *Lesser Himalayan Sequence* (Sequência Inferior Himalaiana); GHS – *Greater Himalayan Sequence* (Sequência Superior Himalaiana); TS – *Thethyan Sequence* (Sequência Tetiana); MCT – *Main Central Thrust* (Cavalgamento Central Principal); STD – *South Tibetan Detachment* (Descolamento do Sul do Tibete); MHT – *Main Himalayan Thrust* (Cavalgamento Principal Himalaiano).

## 2.4. O orógeno alpino

O orógeno colisional alpino (segundo Schmid *et. al.*, 1996 e Schmid 2003), feição geológica mais marcante do centro-sul Europeu, é resultado da interação convergente complexa entre a placa da Europa, a oeste, e da Apulia, a leste, com o terreno Penínico (microcontinente Briançones), subductado e parcialmente exumado entre as duas grandes placas.

Na placa européia ocorrem maciços graníticos do embasamento continental e as *nappes* Helvéticas. No domínio Pennínico ocorrem as *nappes* pennínicas e embasamento continental (o terreno Briançon). Na placa africana (Apulia) ocorrem as *nappes* austro-alpinas (envolvendo embasamento e coberturas) nos alpes meridionais (ver figura 11).

No contexto de quebra da Pangea, no Triássico, rifteamentos continentais iniciam o processo de fragmentação de blocos continentais separados por crosta oceânica juvenil, como o maciço de Briançon, através da abertura do oceano Liguro-Pienmontez, a oeste, e do oceano Valais, a oeste (figura 11).



Agard & Lemoine, Fig. 5

Figura 11: Contexto paleogeográfico Alpino, extraído de Agard & Lemoine (1998)

Durante o Paleoceno (cerca de 65Ma atrás) o terreno Briançon entra em subducção sob Apulia, fechando os últimos remanescentes do oceano Liguro-Piemontez no oeste da Suíça (ver figura 12a) até que, no Eoceno (há 50Ma), a margem distal europeia (Adula – Ad), entra na zona de subducção, fechando o oceano Valais. Segue-se espessamento do prisma acrescionário, com extrusão das *nappes* oriundas do terreno Briançon subductado (as *nappes* pennínicas), caracterizado por metamorfismo de alta pressão e baixa temperatura (figura 12b), seguido, há 40Ma, por subducção e extrusão das unidades da margem europeia, sob metamorfismo de alta pressão, ativo até 35Ma atrás, perfazendo 30Ma de colisão continental com subducção ativa (figuras 12c e 12d).

No Oligoceno, há 32Ma, ocorre espessamento da crosta superior da margem europeia e horizontalização das *nappes*, mudando o regime térmico para Barroviano. As forças opostas de flutuação entre a litosfera profunda e mais densa em subducção e a litosfera continental rasa sobre a subducção causam esforços distensivos que acabam por romper o slab, causando fusão do manto litosférico da placa superior (figura 12e). Granitóides tonalíticos (p.ex. Bergell), ascendem pela Linha Insúbrica simultaneamente ao redobramento das *nappes*.

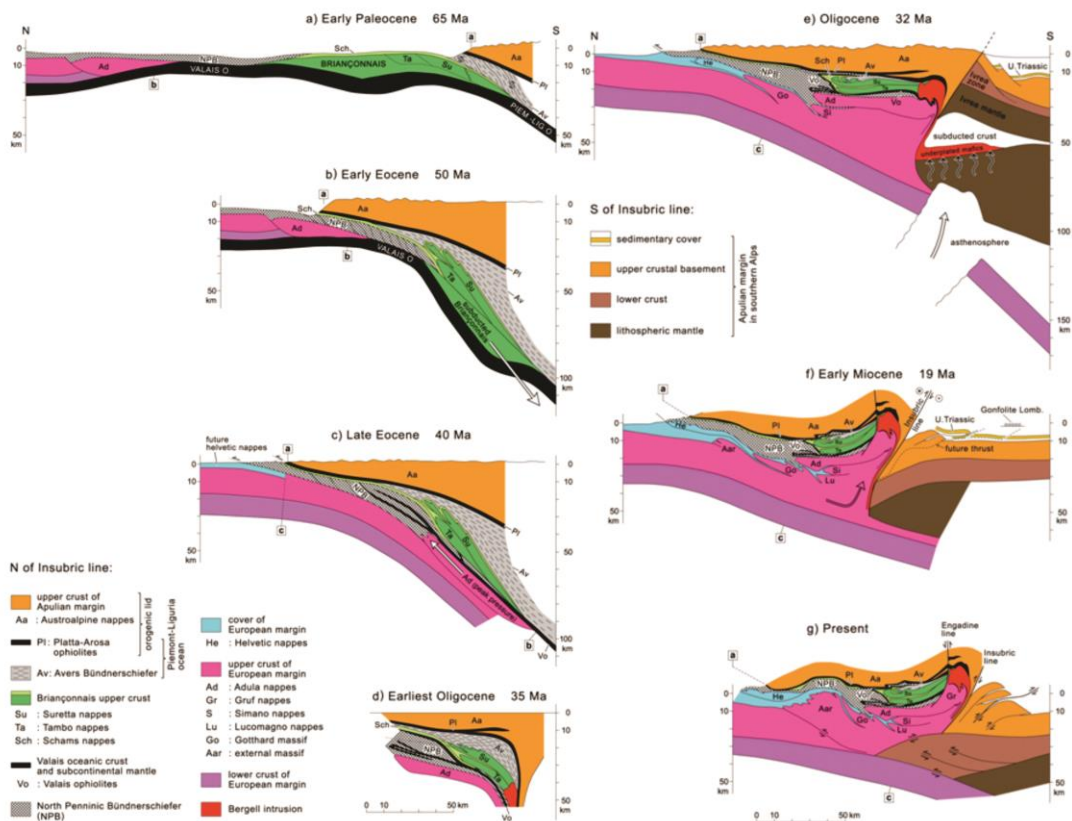


Figura 12: Evolução esquemático do orógeno Alpino, extraída de Schmid *et al.*, 1996.

a) Colisão de micro-continente

b) Espessamento do prisma acrescionário e extrusão das *nappes* oriundas do terreno Briançon subductado.  
Metamorfismo de alta pressão-baixa temperatura.

c) Subducção e extrusão da margem europeia. Metamorfismo de alta pressão.

d) Encurtamento máximo das *nappes* Helvéticas. *Slab roll-back*.

e) Espessamento da crosta superior da margem europeia com flutuação positiva e horizontalização das *nappes*. Rompimento do *slab* da litosfera europeia (campo em extensão, dentro do *slab*, gerado pelas forças opostas de flutuação entre a litosfera profunda e mais densa em subducção e a litosfera continental rasa supra-subducção). Injeção da astenosfera, fusão do manto litosférico da placa superior, intrusões granito-tonalíticas ascendem a placa europeia por movimentação de zona de cisalhamento (Linha Insúbrica). Mudança do regime térmico para barroviano.

Redobramento da pilha de *nappes*.

f) Encurtamento pós-colisão com soerguimento e retro-cavalgamentos ao longo da Linha Insúbrica (crosta relativamente quente da Europa e barreira da litosfera fria de Apulia). Deformação epidérmica (*fold-and-thrust*) da crosta superior de Apulia. Propagação para foreland das *nappes* Helvéticas, não metamórficas.

g) Identação e espessamento da crosta inferior Adriática (de Apulia), na interface entre a crosta inferior europeia em subducção e a pilha adelgada de *nappes* da crosta superior (*nappes* sub-penninicas) indica uma crosta inferior espessa e o descolamento entre crosta superior e inferior. Deformação do Maciço externo de Aar e cavalgamento das molassas.

No início do Mioceno, há 19Ma (figura 12f), o contraste entre a crosta européia relativamente quente e a litosfera fria da Apulia é responsável por um encurtamento pós colisional, com soerguimento e retrocavalgamentos ao longo da Linha Insúbrica. A deformação epidérmica em cinturão de dobra e cavalgamento na crosta superior de Apulia, seguida de propagação em direção do *foreland* das *nappes* Helvéticas, não metamórficas.

Com suporte de dados sísmicos, hoje se pode observar indentação e espessamento da crosta inferior Adriática (de Apulia) na interface entre a crosta inferior européia em subducção e a pilha adelgada de *nappes* da crosta superior (as *nappes* subpennínicas), num processo de descolamento entre a crosta superior e inferior Européia (figura 12g). Atualmente, ocorre deformação do Maciço externo de Aar e cavalgamento das bacias molássicas.

Uma característica marcante do Orógeno Alpino, em particular nos Alpes Suíços-Italianos, são os sucessivos depósitos sin-orogênicos (*flysch*) e tardi/pós-orogênicos (molassa) que registram a migração colisional do orógeno num período de 30Ma, com o resfriamento das *nappes* internas precedendo as molassas externas (Schmid *et. al.*, 1996). O registro metamórfico é de alta Pressão e baixa Temperatura, com descompressão isotérmica documentada na exumação “instantânea” dos eclogitos a fengita e talco (*whiteschists*) do Maciço de Dora Maira (no domínio pennínico), calculada em 24mm/ano (Gebauer *et. al.*, 1997).



### 3. Geologia Regional

Estudos pioneiros na região sul do estado de Minas Gerais foram desenvolvidos por Ebert (1954, 1955, 1956a, 1956b, 1958, 1968, 1971), chegando à proposição das séries Andrelândia, Juiz de Fora e Paraíba, e por Barbosa (1954), que definiu a série Mantiqueira (atual Complexo Mantiqueira, mesoarqueano polimetamórfico, Teixeira, 1996). Ebert propôs a configuração das faixas Paraibides (na região costeira) e Araxaides (sudoeste mineiro a norte de Goiás) como duas faixas orogênicas em margem de zona tectonicamente estável. Posteriormente, Almeida *et al.* (1973) introduziram a nomenclatura de Cinturão Ribeira englobando a faixa Paraibides, e de Cinturão Brasília na região dos Araxaides.

Em 1980, Trouw e colaboradores reconheceram 3 unidades na borda sul do cráton São Francisco: fuchcita quartzitos a cianita assentado diretamente sobre o embasamento São Franciscano, a norte (o Quartzito Itumirim), quartzitos e filitos a cloritóide (localmente a granada, estauroлита e cianita), sobrepostos a muscovitas quartzitos, com níveis ricos em fuchcita e níveis ricos em magnetita (o Grupo Carrancas e duas de suas formações, Campestre e São Tomé das Letras, respectivamente) e uma terceira unidade composta por xistos à biotita, clorita, com plagioclásio, quartzo, apatita e turmalina (unidade Biotita Xistos).

Em 1982, Ribeiro & Heilbron relatam dois grupos metassedimentares, Andrelândia e Carrancas, reconhecendo-os como em grande parte alóctones. O topo do grupo Andrelândia foi correlacionado ao Grupo Carrancas (quartzitos, filitos e xistos grafitosos de São Vicente de Minas) e ao Grupo São João Del Rey de Ebert (*in* Paciullo, 1997, granada-biotita xistos de Andrelândia), com base composta pelo granada-cianita-biotita xisto com intercalações de calciossilicáticas, anfíbolitos e xistos ultramáficos de Carmo da Cachoeira.

No mesmo trabalho, o Grupo Carrancas foi dividido em metassedimentos alóctones, e autóctones. Os metassedimentos autóctones correspondem a Biotita Xistos equivalentes ao do Grupo São João Del Rey, e a quartzitos, filitos e xistos equivalentes a formação Campestre, com contato gradual. Os alóctones estão organizados em 3 fácies sedimentares, a inferior Itumirim-Carrancas-Minduri, formada pelas formações São Tomé das Letras e Campestre, a intermediária Três Pontas-Luminárias, com gradações verticais e laterais da fácies inferior, e a superior São Tomé das Letras-Conceição do

Rio Verde, definindo a transição entre o Grupo Carrancas e Andrelândia pela diminuição da mica verde e grafita concomitante ao aparecimento do plagioclásio e biotita nos metassedimentos.

Trouw e colaboradores (1986) apresentam uma nova proposta estratigráfica, em que o Grupo Andrelândia repousa sobre o embasamento, e é subdividido em 5 unidades (A, B, C, D e E); e o grupo São João Del Rey corresponde ao topo, subdividido em fácies Luminária (Carrancas) basal e fácies São João Del Rey de topo.

Através da aplicação de conceitos de estratigrafia de sequências, Paciullo e colaboradores, primeiro (Paciullo *et. al.*, 1993) propõe duas sequências deposicionais englobadas no Ciclo Depositional Andrelândia (CDA), porém em seguida (Paciullo *et. al.*, 1997) desconsidera essa divisão de duas sequências e cria a denominação Bacia Andrelândia, dividida em 6 fácies (A1, A2, A3, A4, A5, A6). Paciullo *et. al.*, (2000) denomina o CDA como Bacia Andrelândia, culminando em Paciullo *et.al.*, (2003) com a proposta da Megassequência Andrelândia, com 6 unidades distribuídas em duas sequências deposicionais separadas por discordância regional, a Carrancas, inferior, e a Serra do Turvo, superior.

A questão estrutural foi tratada em trabalhos de Trouw, Ribeiro e colaboradores (Trouw *et.al.*, 1994, Trouw *et al.*, 1996; Ribeiro *et al.*, 1990, Ribeiro *et al.*, 1995), com definição de três domínios estruturais:

o Domínio I autóctone, na borda do Cráton São Francisco, com maior deformação a sul;

o Domínio II alóctone, com *nappes* e cavalgamentos imbricados com transporte para ENE, e duas fases de deformação, D<sub>1</sub> e D<sub>2</sub>;

o Domínio III alóctone, a zona de interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira e presença de terceira fase de deformação, D<sub>3</sub>.

Segundo os mesmos autores, o primeiro evento deformacional D<sub>1</sub> é caracterizado por empurrões, resultando em dobras recumbentes apertadas a isoclinais com direção de eixos variando entre WSW e NW e crescimento de minerais metamórficos sin-deformacionais de baixo grau como muscovita, clorita, cloritóide e biotita.

O segundo (D<sub>2</sub>) gerou uma foliação de transposição (S<sub>2</sub>) – eventualmente como uma foliação de crenulação, dobramento recumbente com eixos subhorizontais W-E a NW-SE, localmente associado a empurrões, lineação penetrativa mineral e/ou de

estiramento, geralmente, sub-paralela aos eixos de dobras D<sub>2</sub>. Durante esta fase deformacional ocorre associado o desenvolvimento de minerais metamórficos de grau mais elevado como granada, estaurolita, cianita, muscovita e biotita.

O terceiro e último evento deformacional (D<sub>3</sub>), desenvolveu zonas de cisalhamento subverticais com direção NE-SW e movimentação direcional dextral. Os dobramentos são caracterizados por *kink bands* e por dobras abertas ou suaves com eixos subhorizontais de direção NE-SW. Nesta fase de deformação associa-se o crescimento de minerais metamórficos tardi a pós-deformacional, com desenvolvimento de clorita, muscovita e cloritóide.

Propuseram então que dois eventos tectônicos superpostos associados à colisão continental foram responsáveis por esta estruturação. O primeiro estaria relacionado ao desenvolvimento da Faixa Móvel Brasília, a aproximadamente 600Ma, alcançando alta pressão (alto grau metamórfico), caracterizada pela ocorrência local de retro-eclogitos, em fácies granulito. O segundo episódio tectônico estaria relacionado à evolução da Faixa Móvel Ribeira, a aproximadamente 570Ma, com condições metamórficas de alto grau, contudo de pressão mais baixa que o episódio anterior, permitindo assim a formação de sillimanita e cordierita, além de um grande número de corpos graníticos anatéticos.

Paralelamente a esta abordagem, Campos Neto e colaboradores (1999, 2004, 2007, 2011), propõem que apenas um único evento colisional, contínuo, comparável ao tipo himalaiano, seria o responsável pela estruturação regional em sistema de *nappes* sin-metamórficas com cavalgamentos pós-metamórficos, com padrão regional invertido (Teixeira, 2008; Motta, 2009, figura 12) perturbado por contatos rúpteis de empurrão e rampas laterais (Campos Neto et. al., 2007).

Nesse contexto, Campos Neto *et. al.* atribuem a denominação de Orógeno Brasília Meridional para a região, dividindo-a, de SW para NE, em três domínios tectônicos:

o arco magmático (*nappe* Socorro Guaxupé, tons de roxo e cinza na figura 12); o domínio continental subductado (Sistema de *nappes* Andrelândia, azul e verde na figura 13); e domínios com afinidades de margem passiva e/ou relacionados à placa Sanfranciscana (Sistema de *nappes* Carrancas e *nappe* Lima Duarte, em amarelo e laranja na figura 13).

A *nappe* Socorro-Guaxupé corresponde a espesso (>15km) terreno alóctone em condições metamórficas de alta pressão e temperatura na base, em fácies granulito (12,5 kbar e 900°C). Campos Neto & Caby (2000) descrevem uma Unidade Basal Granulítica (roxo escuro na figura 12), com composição modal enderbítica gradando para uma Unidade Intermediária Diatexítica (roxo claro na figura 12), apresentando migmatitos metaluminosos, até chegar à Unidade Migmatítica Superior (cinza na figura 12), composta por migmatitos pelíticos a semipelíticos. Atravessando toda a *nappe* ocorrem corpos intrusivos de charnokíticos sin-cinemáticos.

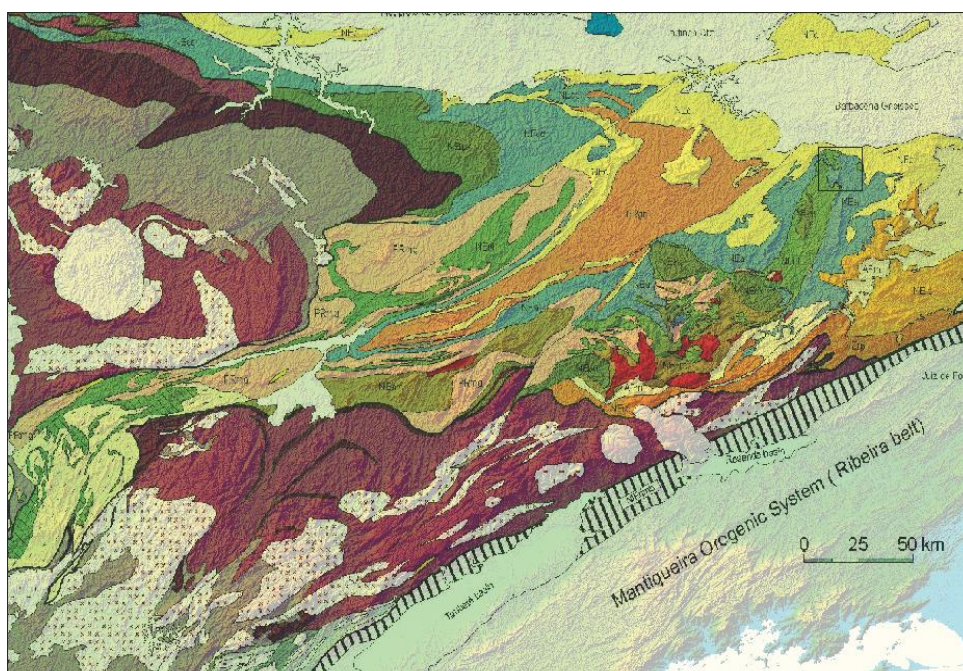


Figura 13: Orógeno Brasília Meridional e área estudada em detalhe (modificado de Campos Neto *et al.*, 2011)

O Sistema de *nappes* Carrancas (amarelo na figura 13) corresponde litologicamente ao Grupo Carrancas. O padrão metamórfico é inverso no interior de cada *nappe*, com sucessão de fases minerais índice de gradiente de campo metamórfico barrovia (cloritóide → estauroлита → cianita → sillimanita; Ribeiro & Heilbron 1982, Heilbron 1985). Os metapelitos do *front* desse sistema (Serra do Campestre, Itumirim, MG) tiveram condições de metamorfismo estimadas em máximo de T~570°C e P~7,3Kbar (Campos Neto & Caby 1999).

A *nappe* Lima Duarte (laranja na figura 13) consiste de quartzitos e sillimanita-granada gnaisses migmatíticos, com lascas de ortognaisses polimetamórficos. Granulitos básicos a clinopiroxênio-granada-quartzo indicam condições metamórficas de 950°C-12Kbar (Campos Neto *et al.* 2004).

### 3.1. O Sistema de *nappes* Andrelândia

O Sistema de *nappes* Andrelândia é composto por três domínios alóctones principais, representados, do topo para a base, pela *nappe* Três Pontas-Varginha e *klippen* equivalentes, Pouso Alto, Aiuruoca, Carvalhos e Serra da Natureza, *nappe* Liberdade e *nappe* Andrelândia ou Carmo da Cachoeira. Possui espessura mínima de 4500m km e configuração geral subhorizontal, com três grandes alóctones (*nappe* Três Pontas-Varginha e *klippen* associadas, *nappe* Liberdade e *nappe* Andrelândia) estruturados na foliação metamórfica S<sub>2</sub>, com deformação por cisalhamento dúctil penetrativa em todo o pacote (Campos Neto *et al.*, 2004).

A *nappe* Três Pontas- Varginha e *klippen* associadas são representadas por metapelitos em fácies granulito em regime de alta pressão (Trouw, 1998) e apresentam leucogranitos associados, deformados ou não (Campos Neto *et al.*, 2007). As condições do pico metamórfico na unidade foram calculadas em 900° C sob pressão de 15Kbar (Campos Neto *et al.*, 2004).

A *nappe* Liberdade (Trouw *et al.*, 2000), imediatamente sotoposta, é composta por metapelitos, com metapsamitos e gnaisses calciossilicáticos subordinados, em fácies anfíbolito de alta pressão, e apresenta lascas de rochas metabásicas retroeclogíticas associadas à rochas metaultramáficas, o que possibilitou a estimativa de profundidade mínima de 60 km e condições próximas a 680°C e 17kbar (Campos Neto & Caby, 1999), demonstrando o soterramento de crosta continental em zona de subducção. Na infraestrutura ocorrem ortognaisses paleoproterozóicos, localmente anatéticos (migmatito Alagoa e intrusões de turmalina leucogranito, Campos Neto *et al.*, 2007).

Reno e colaboradores (2011), através análise de monazitas sob microsonda eletrônica obtiveram idades de 662 e 655Ma para os resíduos granulíticos de alta pressão da *nappe* Três Pontas-Varginha e, para a *nappe* Carmo da Cachoeira, idades de metamorfismo entre 619 e 616 Ma.

### 3.2. A *nappe* Andrelândia

A *nappe* Andrelândia (Trouw *et al.*, 2000) é dividida em três unidades, com metapelitos dominantes na base (Xisto Rio Capivari), seguidos por *metawackes* na porção intermediária (Xisto Santo Antônio) e sequência metapelito-psamítica no topo (Xisto Serra da Boa Vista, Campos Neto *et al.*, 2007), com pico metamórfico atingindo 680°C e 12Kbar (Santos, 2004). Segue descrição das três unidades.

**Xisto Rio Capivari** correspondente à série metapelítica de até 750m de espessura (base desconhecida), com intercalações métricas esparsas de metapsamitos e rochas máficas, além de raras intercalações rochas calciossilicáticas, de até 5m, na porção oeste da *nappe*. Micaxistos porfiroblásticos, com predomínio de biotita sobre muscovita e com porfiroblastos de granada e de aluminossilicatos (cianita e/ou sillimanita) caracterizam o litotipo mais representativo da formação.

**Xisto Santo Antônio** (Trouw *et al.*, 1983) é representado pelo pacote intermediário composto por *metawackes*, com intercalações esparsas e pouco espessas de metapsamitos e rochas máficas, sendo granada-biotita-plagioclásio-quartzo xisto/gnaiss o litotipo dominante na unidade, com textura granoblástica e granulação fina a média, em geral equigranular. Lentes decimétricas de quartzo, subparalelas à foliação, destacam-se na estrutura homogênea do xisto, enquanto em domínios de temperatura mais alta e nas *klippen*, são observadas bandas centimétricas brancas, ricas em plagioclásio, ou a geração de leucossoma envelopado por melanossoma de biotita. Na área tipo, a Serra de Santo Antônio, em Andrelândia, MG, a unidade apresenta espessura média de 850m; sua ocorrência pode se dar, também, em janelas estruturais sob a *nappe* Liberdade e define, em *klippen* a SE de Aiuruoca, o duplex da *nappe* Andrelândia (Campos Neto *et al.*, 2007).

**Xisto Serra da Boa Vista** representa o topo da coluna, ocorrendo regionalmente sobre o Xisto Santo Antônio, podendo repousar sobre o Xisto Rio Capivari no oeste da Serra do Turvo ou em Bom Jardim de Minas. O pacote tem espessura maior que 800m, sendo subdividido na unidade basal metapsamítica, com muscovita-quartzito e muscovita-quartzo-xisto, reconhecida nas Serras da Boa Vista e Cataguazes, e a unidade da base é metapelítica, de 750m, com clorita-cianita-granada-biotita-muscovita xisto porfiroblástico, que se alterna ritmicamente com camadas de quartzito que chegam a centenas de quilômetros de extensão.

## 4. A frente da *nappe* Andrelândia

### 4.1. Reconhecimento das unidades

A frente da *nappe* Andrelândia aflora sob o contato basal da *nappe* Liberdade e sobre o contato superior do alóctone Serra da Bandeira, escama do sistema de *nappes* Carrancas. Apresentam-se a seguir a caracterização das unidades reconhecidas e suas relações estruturais, como representadas no mapa geológico 1:50.000 (em anexo).

A *nappe* Liberdade, topo estrutural local, sustenta relevo de baixa rugosidade, com solos residuais vermelhos e ocre, comumente com presença de cianita, granada e, localmente, cristais de rutilo de até 20 x 7cm. Não apresenta bons afloramentos e possui grande parte de sua área aflorante coberta por plantações de eucaliptos. As melhores exposições ocorrem em cortes de estrada de ferro a sul da área de trabalho. Seu contato inferior corresponde a uma superfície de cavalgamento delimitada por lascas de biotita hornblenda gnaisses protomiloníticos, que afloram em faixas estreitas com indicadores cinemáticos de transporte para Nordeste.

Abaixo desta superfície de cavalgamento, para nordeste, ocorre descontinuamente o xisto Rio Capivari, com melhores exposições ao longo do Rio Capivari, sul da serra de Cataguases. Apresenta solos residuais avermelhados com superfícies com muscovita porfiroblástica ressaltada, sendo comuns no solo de alteração cristais de granada, cianita e rutilo de até 7cm. Outro nível desta unidade ocorre no extremo nordeste da área, diretamente sobre o alóctone Serra da Bandeira através da falha de cavalgamento basal da *nappe* Andrelândia. Próximo a este contato ocorrem blocos de cianititos de até 40 x 20cm, dispersos no solo.

A sudoeste da serra dos Cataguases, sob o Xisto Rio Capivari, ocorre a primeira faixa de afloramento do Xisto Santo Antônio, em blocos abaulados com elongação paralela a com foliação protomilonítica marcante próximo ao contato superior. Esta faixa aflora no leito do córrego dos Machados, a leste da Serra de Cataguases, e no Rio Grande, a norte desta serra. No restante da área, aflora nas encostas das serras de Cataguases, a oeste, e de Santana, a leste, diretamente sob o Xisto Serra da Boa Vista na porção central. A noroeste está em contato normal com o Biotita Xisto Cataguases e, em contraste com o nível sudoeste, possui foliação menos marcada, aflorando em grandes blocos abaulados acinzentados. Na porção leste, próximo ao contato inferior com o alóctone Serra da Bandeira, sobre o Xisto Rio Capivari da base, aflora em grandes lajedos e possui solo

residual bastante desenvolvido, de cor vermelha arroxeadada, com granadas e micas ressaltadas.

Estratigraficamente entre os xistos Serra da Boa Vista e Santo Antônio, o Biotita Xisto Cataguases possui as melhores exposições na porção central e noroeste da área, às margens do Rio Grande e em encostas sob o Xisto Serra da Boa Vista. Na porção noroeste é encoberto por solo residual vermelho amarelado com muscovita, granada e cianita, localmente com rutilo.

O topo das serras de Santana e Cataguases é dominado pelo xisto Serra da Boa Vista e quartzitos intercalados característicos, o que lhes confere relevo bastante rugoso e acidentado, com faixas de afloramentos de quartzitos puros em meio a xistos micáceos a cianita e granada, com saprolito amarelo. Lateralmente para sudeste e noroeste da Serra de Santana, há uma diminuição da frequência e espessura dos níveis quartzíticos, diminuindo o destaque topográfico dessa unidade.

A norte, a frente da *nappe* Andrelândia está sobreposta a litologias do alóctone Serra da Bandeira, caracterizado por relevo sustentado por finas camadas de quartzito, em meio a estauroлита-granada mica xistos com grafita e magnetita, de cor marrom escuro sob intemperismo. Descontinuamente próximo ao contato superior com a *nappe* Andrelândia, ocorrem meta arenitos arcoseanos com níveis de metavulcânicas, aflorantes geralmente em grandes ravinas (“voçorocas”) causadas por intemperismo e erosão.



## 4.2. Caracterização da frente da *nappe* Andrelândia

### 4.2.1. Xisto Rio Capivari

Esta unidade constitui a base da porção frontal da *nappe* Andrelândia, ocorrendo a sul e a noroeste da Serra de Cataguases sob o contato tectônico por cavalgamento da *nappe* Liberdade. Na porção leste do mapa encontra-se na base e em contato “normal” com o granada-biotita-plagioclásio-quartzo xisto Santo Antônio.

O xisto Rio Capivari possui intercalações métricas de anfibolitos, freqüentes níveis quartzíticos, e níveis megaporfiroblásticos mais micáceos intercalados a níveis granoblásticos, ricos em plagioclásio e quartzo (ver fotos 1 e 2), o que confere, localmente, estrutura rítmica ao pacote. Macroscopicamente possui estrutura xistosa média e textura porfirogranolepidoblástica a megaporfirolepidoblástica, com cianita (5%-10%) e granada (5%-15%) porfiroblásticas, estaurolita subordinada (<2%), e matriz granolepidoblástica constituída principalmente por muscovita (20%-30%), biotita (20%-30%), plagioclásio (10-15%) e quartzo (30%-50%), além de rutilo em pequena quantidade.



Figura 14: Afloramento do Xisto Rio Capivari. Nivel megaporfiroblástico acima (martelo) e nivel granoblástico abaixo



Figura 15: *Fácies megaporfiroblástica do Xisto Rio Capivari*

A foliação principal  $S_2$  apresenta mergulho fraco para sudoeste é definida por bandamento composicional diferenciado alternando bandas granoblásticas definidas por quartzo e plagioclásio, e bandas lepidoblásticas definidas por biotita e muscovita, localmente com restos de dobras intrafoliais, isoclinais. Em alguns pontos esta estrutura apresenta-se fortemente crenulada, com microdobras assimétricas  $D_3$  com vergência para noroeste. Em escala microscópica observam-se arcos poligonais intrafoliais de micas, denotando recristalização estática destes minerais, que também definem  $S_3$  na forma de biotitas subédricas que cortam obliquamente a estrutura principal, além de marcarem planos axiais de crenulações  $D_3$  que afetam sombras de pressão em granada porfiroblástica sin- $S_2$ . A foliação  $S_2$  torna-se protomilonítica recristalizada quando próxima a zonas de cisalhamento dúcteis, com desenvolvimento de muscovita com texturas *mica fish*, sombras de pressão assimétricas em granadas e pares S/C de muscovita, biotita e quartzo.

Destacam-se na estrutura porfiroblastos subidioblásticos de granada (até 15% do volume da rocha) com inclusões de ilmenita, rutilo em agulhas, quartzo e, subordinadamente, biotita, muscovita, opacos, clorita, estauroлита, plagioclásio e turmalina, comumente com aspecto poiquiloblástico (figura 16). As zonas de sombra de pressão são definidas principalmente por quartzo granoblástico de granulação fina, além

de micas. Cianita ocorre em porfiroblastos subidioblástico a idioblásticos, com aspecto corroído e exibe relações de crescimento cedo-sin e pós- $S_2$ , mas pré- $S_3$ , que localmente a deforma em *kink bands*. Estauroлита, na matriz, ocorre em cristais idioblásticos geminados ou xenoblásticos, tardi- $S_2$  a sin- $S_3$  (figura 17). Plagioclásio ocorre como porfiroclastos deformados ou em arranjo granoblástico equidimensional com o quartzo.

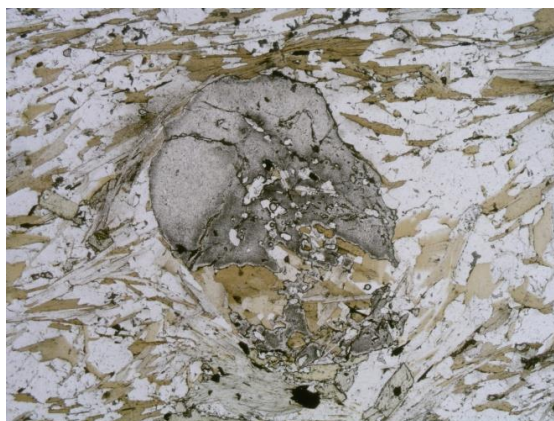


Figura 16: Granada inter a tardi-cinemática, em matriz com biotita, muscovita, plagioclásio, estauroлита, cianita e turmalina.



Figura 17: Porfiroblasto de estauroлита tardi-cinemática com orientação oblíqua à de cristal cedo-cinemático de cianita.

#### 4.2.2. Xisto Santo Antônio

A unidade do xisto Santo Antônio é caracterizada por granada muscovita biotita plagioclásio quartzo xistos de cor cinza, granulação média a grossa, com estauroлита, cianita e sillimanita, além de acessórios como zircão, apatita, turmalina e monazita. Aflora na forma de lajes e paredões, e macroscopicamente apresenta estrutura homogênea, com textura lepidogranoblástica, com matriz quartzo-feldspática com foliação fracamente marcada por biotita. É característica a presença de granadas com cerca de 3mm distribuídas de maneira uniforme na matriz granoblástica com

plagioclásio e quartzo, bem como níveis lepidoblásticos subordinados, mais ricos em muscovita e com variadas proporções de granada, desde ausente ou milimétrica até níveis com porfiroblastos de até 7mm, sempre homogeneamente distribuídos (figura 19). Em escala microscópica caracteriza-se por textura granoblástica a lepidogranoblástica média a fina, com biotita e *ribbons* de quartzo definindo foliação principal.



Figura 18: Afloramento do Xisto Santo Antônio em paredão na encosta nordeste da Serra de Santana, leste da cidade de Santana do Garambéu.



Figura 19: Xisto Santo Antônio: porfiroblastos de granada homogeneamente distribuídos em matriz granoblástica quartzo-feldspática com biotita e muscovita subordinada, além de turmalina, cianita e estauroлита como acessórios.  
Destaque para dois porfiroclastos de plagioclásio na parte superior da figura.

A oeste da Serra de Cataguases apresenta-se protomilonítico, com foliação principal (S<sub>n</sub>) formada por pares SC (e C') com recristalização de biotita e muscovita, e fitas de quartzo (*quartz ribbons*) e plagioclásio poligonizados, podendo ocorrer como traços diminutos cristais de sillimanita intersticiais, tardios. Granada ocorre comumente como porfiroblastos pré-, sin- a tardi-cinemáticos, com plagioclásio e cianita localmente ocorrendo como fases pré a cedo cinemáticas. Neste local, o contato com os micaxistos e quartzitos do xisto Serra da Boa Vista na encosta sudoeste da serra dos Cataguases é afetado por cavalgamento local de pequena expressão, alçando a unidade dos xistos Santo Antônio sobre as unidades da serra.

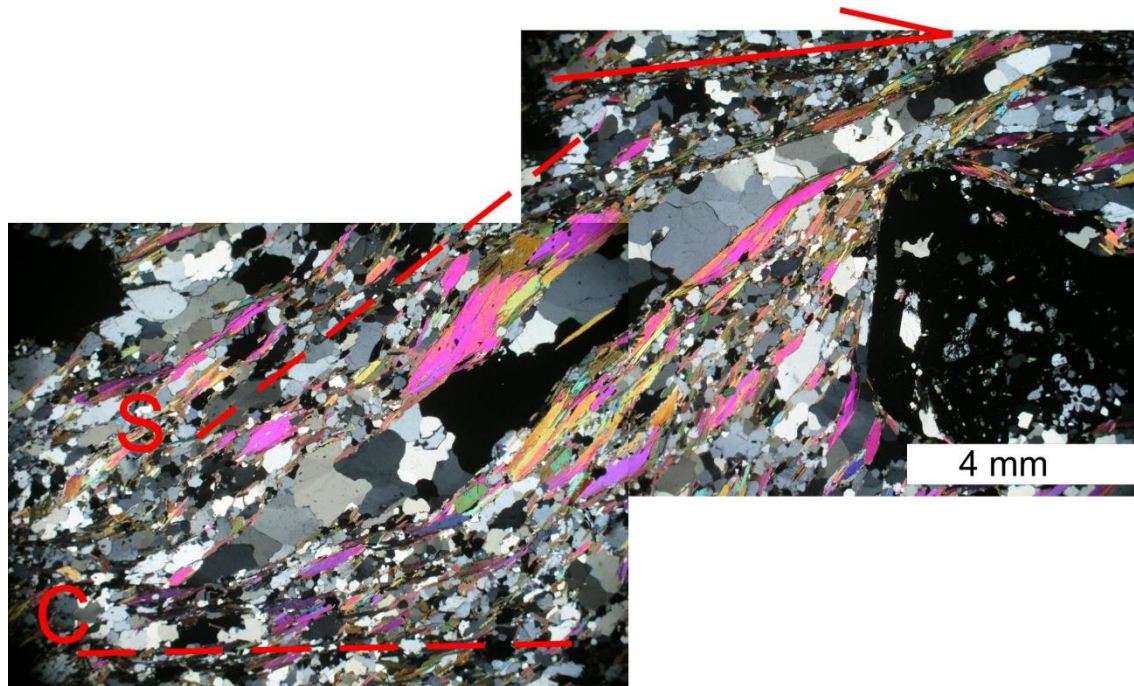


Figura 20: Xisto Santo Antônio, seção 1002A: estrutura protomilonítica recrystalizada com foliação SC definida pela orientação de micas em lâminas lepidoblásticas e fitas de quartzo e plagioclásio formando bandas granoblásticas.

Nesta região, o plagioclásio é andesina ( $An_{33}$ ) e ocorre na matriz granoblástica em proporção de 1:1 com quartzo, ambos recrystalizados, com frequentes porfiroclastos xenoblásticos de plagioclásio. A apatita xenoblástica é o mineral acessório mais comum (em média 2%), seguida por cianita subidioblástica a idioblástica, corroída e alterada para muscovita e quartzo, e localmente substituída por estaurólita tardia, euédrica. Os porfiroblastos de granada são poiquiloblásticos, apresentando inclusões de quartzo, rutilo, ilmenita, plagioclásio, biotita e, subordinadamente, muscovita, opacos, clorita, estaurólita e turmalina. Podem apresentar zonas de sombra de pressão e foliação interna conferida por agulhas de rutilo/ilmenita e por minerais micáceos, chegando a delinear dobramentos assimétricos e helicíclicos sin  $S_2$  (Figura 21).

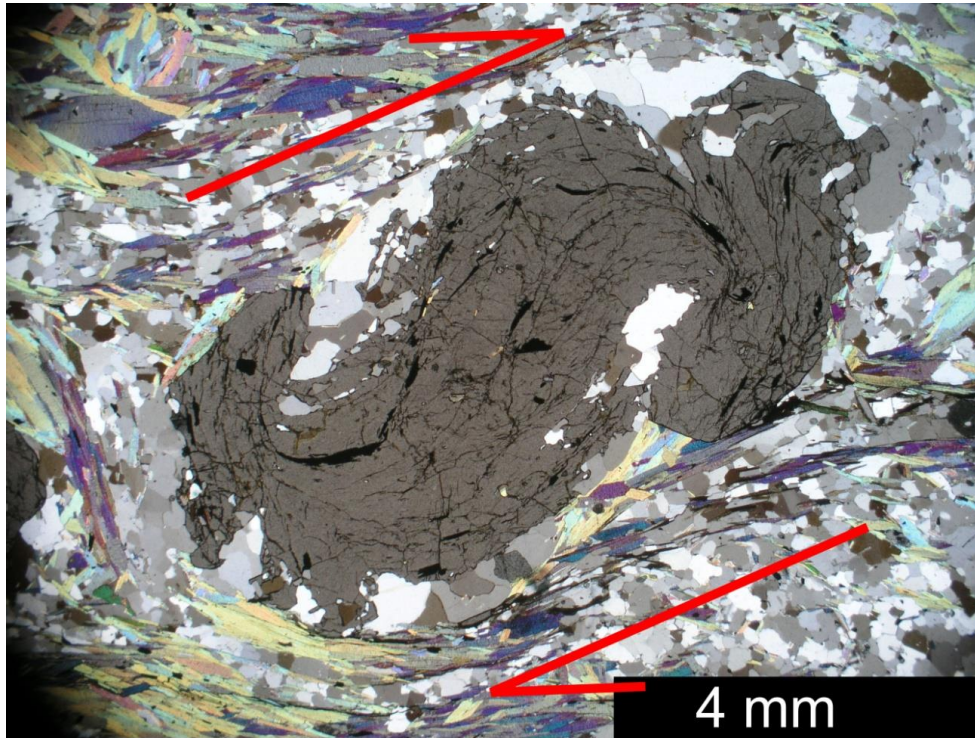


Figura 21: Xisto Santo Antônio, seção 1034A: granada com dobramento helicíclico sin  $S_3$ .

Na porção central do mapa, entre as serras de Cataguases e a Serra de Santana, o xisto Santo Antônio apresenta-se como granada biotita plagioclásio quartzo xisto homogêneo, com granulação fina a média, em geral equigranular, e textura granoblástica definida por bandas de quartzo e plagioclásio recristalizados e poligonizados na proporção de 1:1, com placas de biotita marrom definindo  $S_n$  e  $S_{n+1}$ . A matriz apresenta 30% de máficos, com biotita marrom>>anfíbólio>opacos e 58% de quartzo e plagioclásio, com contatos poligonizados a localmente lobados, além de 2% de apatita, zircão, monazita, clorita (alterando biotita).

As bandas granoblásticas possuem quartzo e plagioclásio deformados e recristalizados, com predominância de bordas retilíneas, ocorrendo localmente quartzo com extinção ondulante e porfiroclastos de plagioclásio (oligoclásio-andesina) com geminação deformada. A biotita, orientada, parcialmente cloritizada, distribui-se homoganeamente pela rocha ou define finas lentes lepidoblásticas, marcando a foliação  $S_n$  com  $S_{n+1}$  discreta, plano-axial de arcos poligonais, com retrometamorfismo de cianita para muscovita associado. A granada (10%) é vermelha e subidioblástica, porfiroblástica, localmente poiquiloblástica, com inclusões orientadas de agulhas de rutilo em meio a quartzo arredondado, plagioclásio, ilmenita e apatita, em trilhas com

reliquias de foliação interna localmente dobrada isoclinalmente e crenulada, com bordas sem inclusões, sendo inter/sin a pós-cinemáticas.

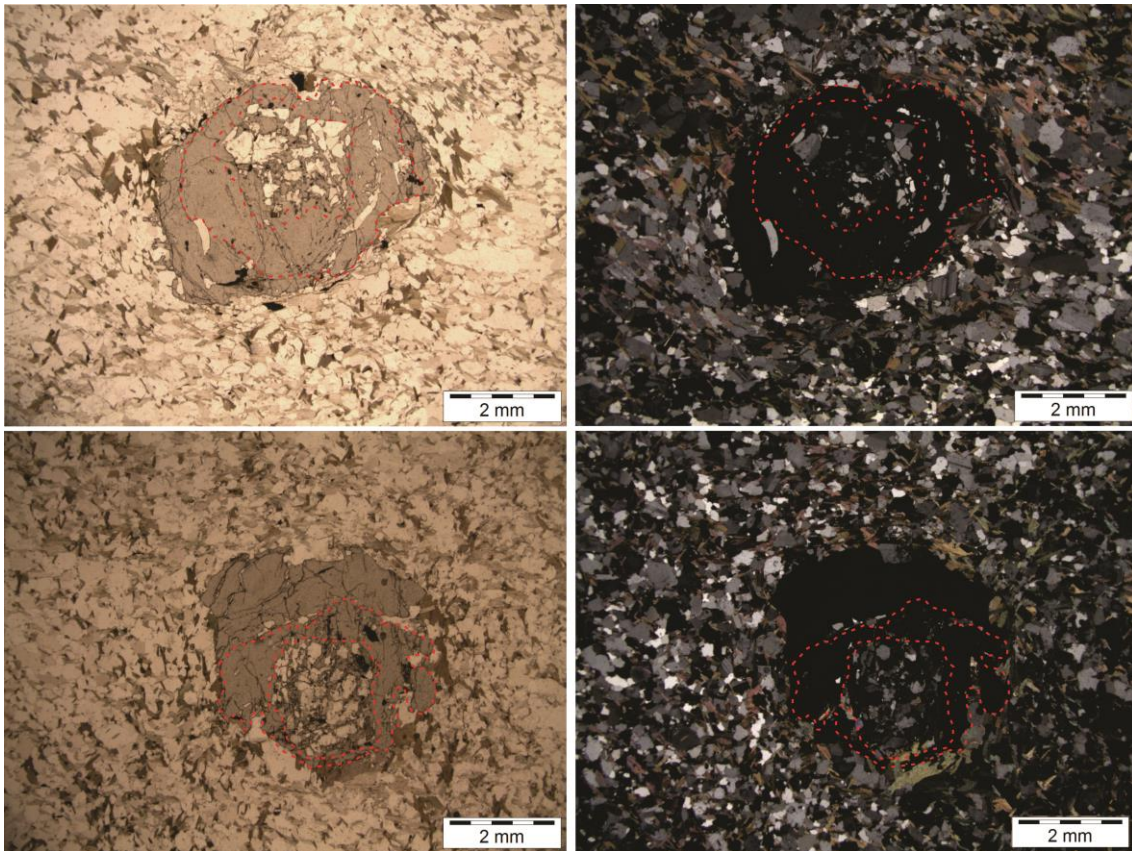


Figura 22: Xisto Santo Antônio no Domínio Central (Laminas 936, acima, e 1010, abaixo): Granadas inter a sin-cinemáticas exibindo núcleo poiquiloblástico, porções intermediárias com poucas inclusões e bordas límpidas.

Destaca-se também a matriz granoblástica com micas decussadas distribuídas homogeneamente.

Níveis mais ricos em biotita e/ou com muscovita possuem cianita sempre corroída e parcialmente substituída por muscovita e quartzo, sillimanita na forma de pequenos cristais prismáticos e estauroлита euédrica, crescendo tardiamente sobre a foliação (figura 23). Cristais de zircão ocorrem inclusos na biotita e também arredondados na matriz (detríticos). Rutilo ocorre incluso na granada, enquanto apatita, mineral acessório principal, e turmalina ocorrem como grandes cristais arredondados. Titanita pode ocorrer localmente, na ausência de aluminossilicatos.



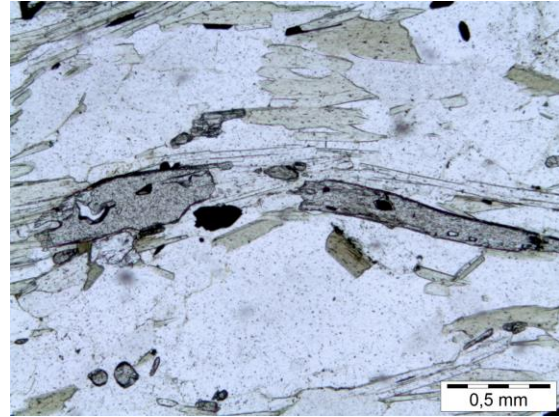
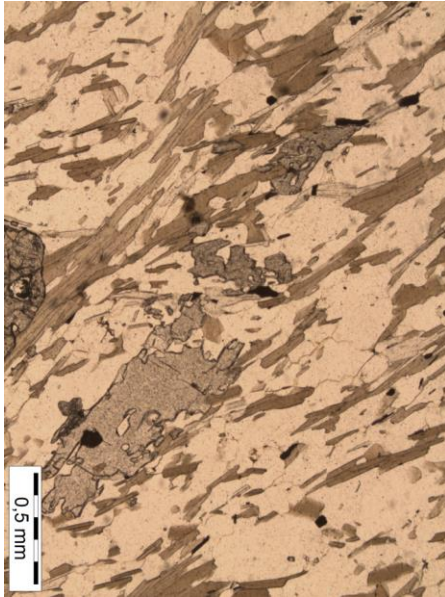


Figura 23: Xisto Santo Antônio: megacristsais de anfíbólio e cianita corroídos, parcialmente substituídos por biotita e muscovita (esquerda); cristais euédricos de estaurolita crescendo sobre a foliação definida por biotita e muscovita (direita).

Finalmente, no domínio leste da Serra de Santana, o xisto Santo Antônio ocorre como estaurolita-granada-biotita-muscovita-plagioclásio-quartzo xisto de estrutura anastomosada, protomilonítica, definida por bandas granoblásticas de quartzo e plagioclásio poligonizados; e bandas lepidoblásticas definidas por muscovita e biotita subordinada, sobre a qual crescem porfiroblastos tardi a pós-cinemáticos. Clorita ocorre como alteração retrometamórfica em cristais de granada, biotita e cianita, esta sempre com bordas corroídas e parcialmente substituída também por muscovita e estaurolita.

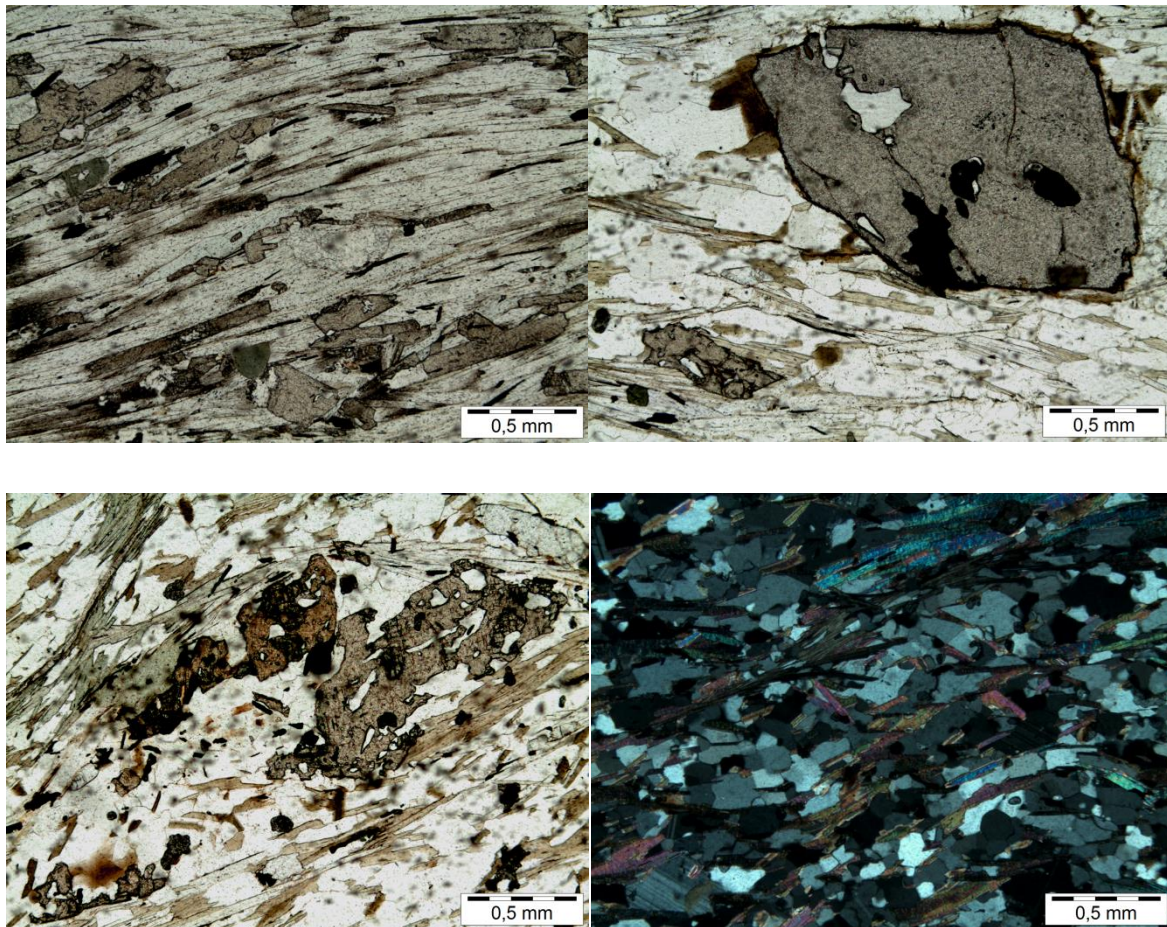


Figura 24: Xisto Santo Antônio: Banda lepidoblástica (muscovita + biotita) com porfiroblastos tardios de estaurolita e turmalina, e cristais de estaurolita e granada anastomosados (seção 1450, acima); cristais de estaurolita com núcleos preservando clivagem de cianita e bordas alteradas para clorita, e estrutura foliada granolepidoblástica com retrometamorfismo para clorita (seção NESG 889BI, abaixo).

#### 4.2.3. Biotita Xisto Cataguases

Esta unidade é caracterizada por rutilo cianita granada biotita quartzo xistos, com freqüentes barras métricas de quartzito, constituindo a rocha tipo da base da Serra de Cataguases. No flanco norte da serra de Cataguases e Rio Grande apresenta contatos de topo e base gradacionais para os xistos Serra da Boa Vista e Santo Antônio, respectivamente. Próximo ao topo do pacote intercalam-se níveis ricos em muscovita porfiroblástica, com plagioclásio porfiroclástico e estrutura protomilonítica, que atribui à rocha bandamento de aspecto gnáissico. A oeste da serra de Cataguases está sob contato tectônico de cavalgamento com o granada biotita plagioclásio quartzo xisto homogêneo Santo Antônio, que trunca as foliações de duas grandes barras de quartzito. A noroeste da estrutura das serras de Cataguases e Santana, aflora raramente em morrotes suaves, sob solo avermelhado com cianita e granada.

As porções metapelíticas possuem estrutura xistosa e textura granolepidoblástica, definidas por quartzo e micas, além de rutilo, estaurolita, cianita e granada porfiroblástica. Rumo ao topo ocorrem intercalações constantes de quartzitos, sendo reconhecível uma fácies superior com maior contribuição psamítica em meio aos xistos aluminosos. Quando em níveis espessos, sobretudo observados no topo da serra de Santana, estas barras psamíticas ocorrem como ortoquartzitos (> 95% de quartzo) de foliação sub-horizontal a mergulhos de até 30° para SW, truncando a foliação da encosta da Serra. Possuem textura granoblástica sacaroidal ou protomilonítica recristalizada, com granulação média a grossa e até 5% de muscovita.

Ao microscópio (figura 25) apresenta foliação protomilonítica recristalizada, alternando bandas granoblásticas e bandas com feixes anastomosados e *fishes* de muscovita definindo textura lepidoblástica; com biotita subordinada e parcialmente cloritizada; turmalina como cristais quebradiços, interpretados como detriticos, ou porfiroblastos estáticos pós-cinemáticos; e cianitas cedo-cinemáticas com bordas corroídas, parcialmente substituídas por quartzo e muscovita. Nas porções granoblásticas apresenta quartzo com plagioclásio subordinado, com contatos variando entre sinuosos em cristais com extinção ondulante e retilíneos em porções mais recristalizadas. As granadas possuem trilha de inclusões formadas por quartzo, opacos, turmalina, biotita, clorita concordantes com a foliação  $S_2$ , sendo, portanto, sin-cinemáticas. Nas sombras de pressão destacam-se quartzo e plagioclásio, muitas vezes como porfiroclastos amoldados, além de sillimanita na forma de pequenos cristais prismáticos em aglomerados sem orientação preferencial. Estaurolitas ocorrem como pequenos cristais anédricos, substituindo biotita, ou como porfiroblastos tardi a pós-cinemáticos crescendo sobre cianitas e biotita.

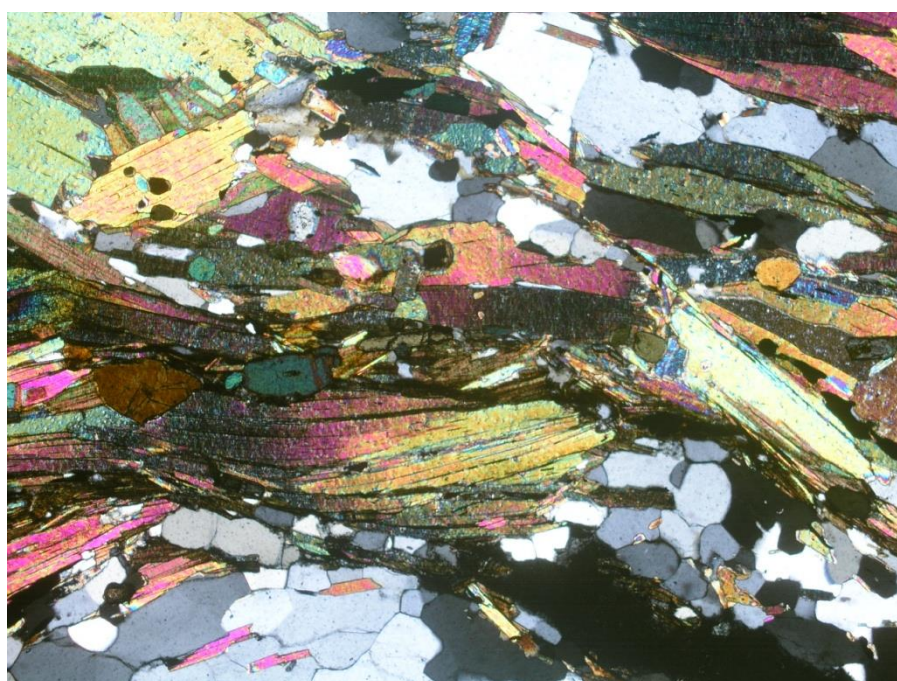
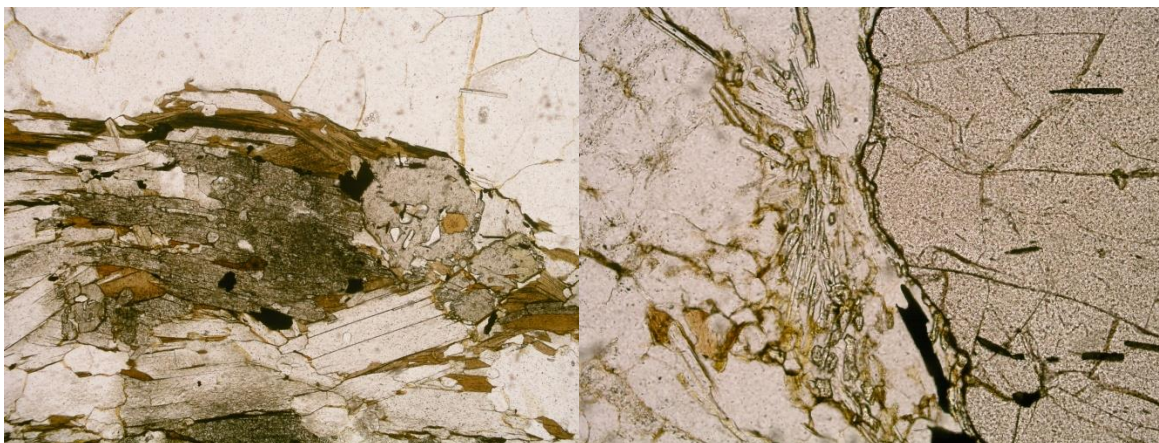


Figura 25: Biotita Xisto Cataguases: Cianita cedo-cinemática com bordas corroídas com estaurolitas tardi- a pós-cinemáticas sobrecrecidas, porção lepidoblástica, canto superior esquerdo; sillimanita prismática e sem orientação preferencial associada à sombra de de pressão de granada, canto superior direito; e alternância entre textura lepidoblástica, definida por feixes de muscovita, e granoblástica, definida por quartzo com plagioclásio subordinado, abaixo, junto a porfiroblastos pós-cinemáticos de turmalina.

#### 4.2.4. Xisto Serra da Boa Vista

Esta unidade ocorre na porção central da área, nas serras de Cataguases e Santana, e é constituída por muscovita quartzitos e ortoquartzitos que sustentam o relevo do topo das serras, intercalados com níveis metapelíticos a estaurolita, cianita, granada, biotita e muscovita. Possui contatos normais com o biotita xisto Cataguases a norte da serra de mesmo nome e a noroeste da serra de Santana. Os contatos com o xisto Santo Antônio são tectônicos tanto a leste da serra de Cataguases, onde ocorre como falha normal tardi

foliação  $S_2$ , quanto nos dois flancos da serra de Santana, onde o contato se dá por cavalgamento cedo  $D_3$  do Xisto Santo Antônio, ocorrendo em núcleo de sinforme  $D_3$ .

Aflora com alteração de cor amarela, ressaltando a presença de muscovita abundante e quartzo, com níveis mais e menos micáceos intercalados, granadas porfiroblásticas, biotita e rutilo. De forma geral apresenta foliação milonítica recristalizada, marcada por cristais estirados de quartzo, planoaxiais a dobras isoclinais recumbentes  $D_3$ , conspícuos nos afloramentos desta unidade. Na serra de Cataguases é deformada por dobras abertas e suaves com plano-axial de alto ângulo de mergulho para NW, evidenciando um evento deformacional subsequente  $D_4$  (figura 26).



Figura 26: Ondulações  $D_4$  em lajes quartzíticas do Xisto Boa Vista.

No topo do pacote predominam quartzitos a muscovita como barras de dois a cinco metros de espessura, com frequentes cristais de granada centimétricos, intercaladas em níveis decamétricos de estauroлита cianita granada biotita muscovita plagioclásio quartzo xisto cujas proporções entre os minerais variam, tornando-se mais quartzosos para o topo e mais pelíticos rumo à base. Intercalam-se lentes porfiroblásticas a megaporfiroblásticas, de até 10 metros de espessura, de biotita xisto semelhante ao Cataguases, definindo contato basal transicional deste com o xisto Serra da Boa Vista.

Na região sul da serra de Santana destacam-se barras de quartzitos com disposição oblíqua aos contatos com o Xisto Santo Antônio, mas que se paralelizam quando próximas a estes. Este truncamento é interpretado como possível relíquia de discordância angular entre estas unidades, característica descrita em outros locais e interpretada como discordância regional por Campos Neto *et al.* (2007).

Macroscopicamente os quartzitos micáceos apresentam estrutura orientada e xistosa, com textura granoblástica fina definida por quartzo estirado (~90%), além de biotita (~5%) e muscovita (~5%) orientadas segundo a foliação. Pode ocorrer ainda uma pequena quantidade de granada e cianita, localmente mais expressivas. Ao microscópio possuem estrutura foliada e textura granoblástica com lâminas lepidoblásticas esparsas, com cerca de 65% de quartzo, 20% de muscovita, 5% de biotita e plagioclásio, além de traços de granada, opacos intersticiais e zircão. A muscovita define uma lineação mineral paralela à lineação dos cristais de quartzo estirados e forma arcos poligonais evidenciando a presença de uma foliação anterior transposta.

Os níveis pelíticos preservam textura lepidoblástica recristalizada, com porfiroblastos de granada euédrica com trilhas dobradas de inclusões e borda de recristalização estática sobre a estrutura principal  $S_2$ , o que lhe confere caráter inter- a pós-cinemático. Cristais de cianita são caracteristicamente pré- a cedo-cinemáticos, substituídos por muscovita e estaurólita, quando em contato com biotita, em geral com bordas corroídas. Estaurólita ocorre como porfiroblastos tardi a pós cinemáticos, idioblásticos a subidioblásticos, localmente poiquiloblásticos (figura 27). Destacam-se porções com biotita verde com halos pleocróicos gerados por inclusões de zircão e monazita, e clorita em retrometamórfica associada às bordas de biotitas e granadas. Turmalinas arredondadas são comuns nos níveis lepidoblásticos. Sillimanita ocorre como pequenos cristais prismáticos associados a porções granoblásticas, sobretudo em sombras de pressão de granadas.

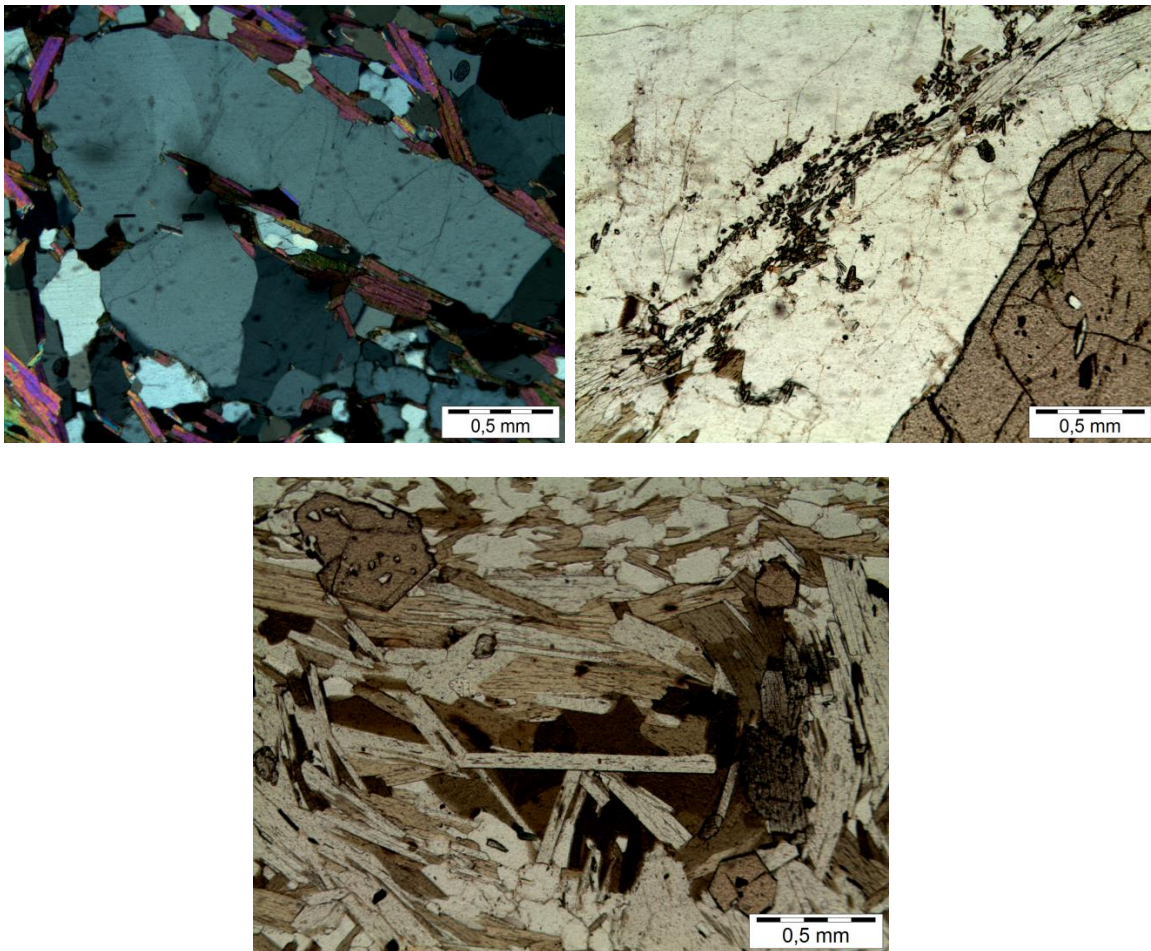


Figura 27: Xisto Serra da Boa Vista: fita quartzo-feldspática dobrada planoaxialmente à estrutura principal, à esquerda; pequenos cristais idiomórficos de sillimanita em sombra de pressão de granada, à direita; e banda lepidoblástica com cianita cedo- e estaurolitas tardi a pós-cinemáticas, abaixo.

#### 4.2.5. Outras ocorrências

##### 4.2.5.1. Anfibolitos

É comum a ocorrência de lentes anfibolíticas intercaladas em meio aos pacotes xistosos: no xisto Rio Capivari ocorre um corpo de granada anfibolito próximo ao contato basal com o alóctone Serra da Bandeira (amostras 1247 e 1249), enquanto no xisto Serra da Boa Vista observa-se um corpo anfibolítico de estrutura maciça, textura inequigranular fina e média, com textura ígnea reliquiar e composto por plagioclásio, hornblenda, biotita e titanita, com textura ofítica preservada (figura 28).

Ainda no xisto Serra da Boa Vista encontram-se anfibolitos na forma de pequenas intercalações lenticulares métricas (amostra 1552), localmente *boudinadas*, apresentando estrutura xistosa e textura nematoblástica com cerca de 70% de hornblenda, 15% de plagioclásio e quartzo e 15% de biotita. Microscopicamente,

apresenta textura nematoblástica, com foliação marcada por hornblenda (70%) e biotita (10%) e estrutura bandada lenticular conferida por lâminas granoblásticas a plagioclásio andesina (15%) e granada (5%), esta rica em inclusões de opacos. Titanita subidioblástica e minerais opacos são os acessórios mais comuns.

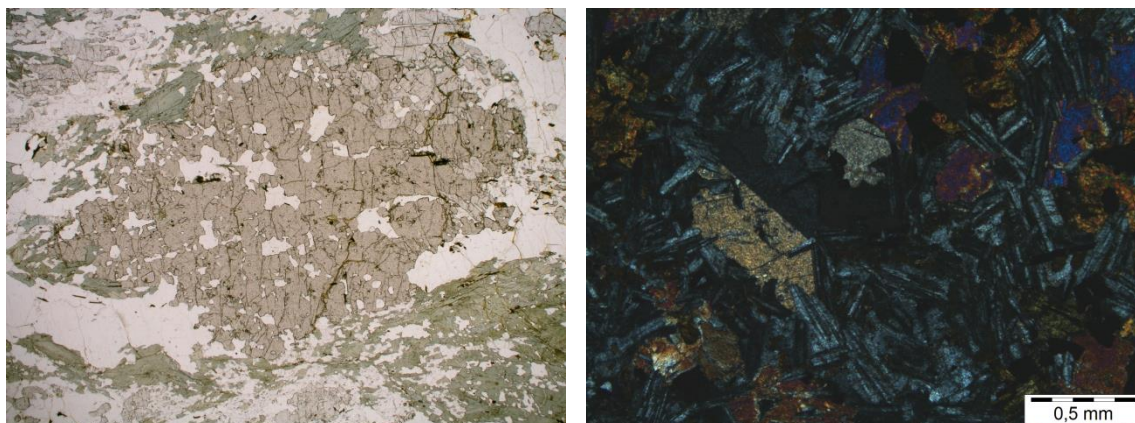


Figura 28: Xisto Rio Capivari (à esquerda): anfibolito com granada poiquiloblástica e textura nematolepidoblástica; Xisto Serra da Boa Vista: anfibolito com textura ígnea inequigranular ofítica preservada (à direita).

#### 4.2.5.2. *Granitóides*

Granodioritos (figura 29) ocorrem como raras lentes miloníticas de 10 cm x 50 cm em meio ao xisto Serra da Boa Vista, a noroeste da Serra de Cataguases, com granada, muscovita, biotita, sillimanita, cianita e turmalina, além de apatita, rutilo e opacos. Apresentam estrutura com domínio de foliação pouco desenvolvida, reconhecida pela orientação de placas de biotita e muscovita; e domínios protomiloníticos com predominância de quartzo plagioclásio e feldspato potássico em contatos interlobados, separados por lentes miloníticas com *mica fishes*. Possuem textura granoblástica/equi a inequigranular fina a média, com raros porfiroclastos de até 7mm (amostra 1084D).



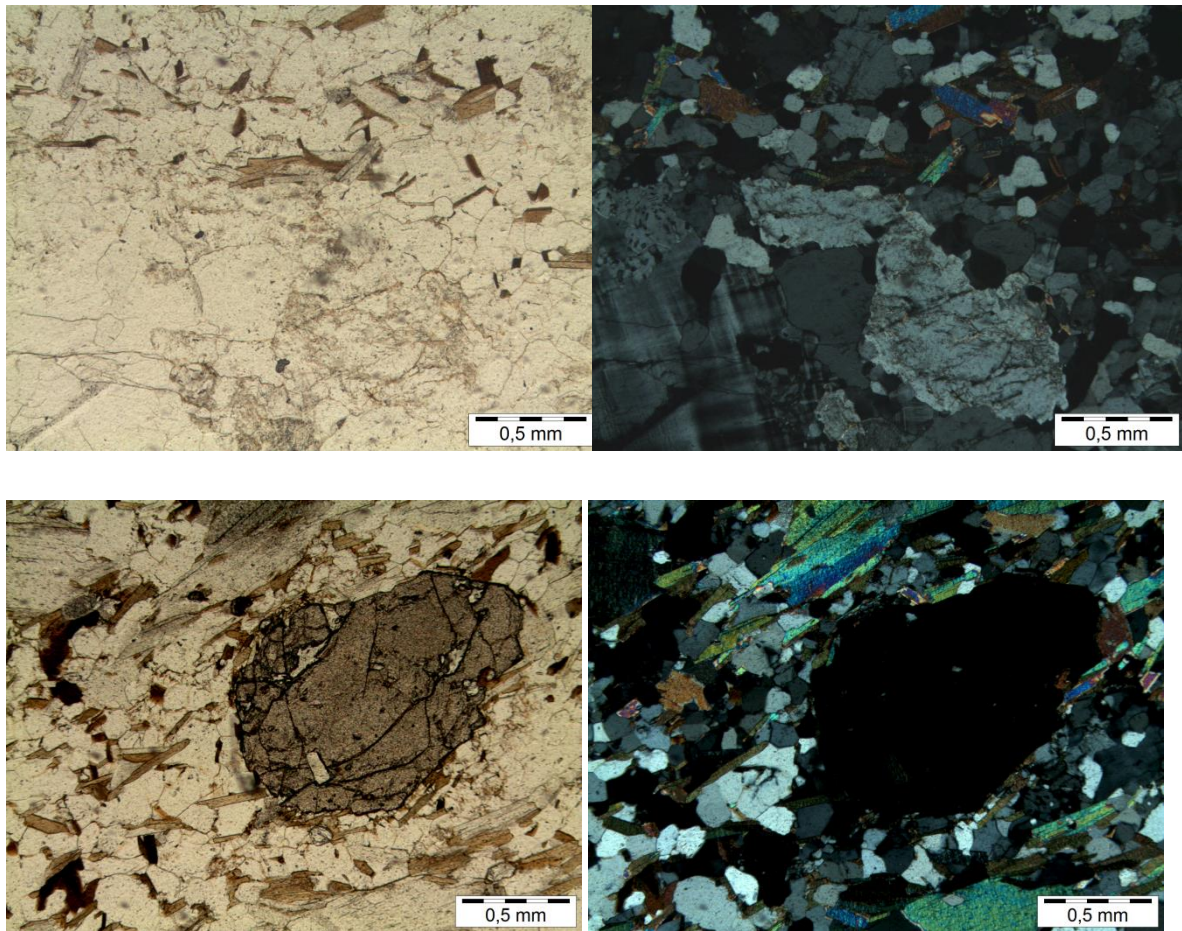


Figura 29: Granodiorito com estrutura maciça a levemente foliada (acima), com matriz granoblástica definida por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico subordinado; com lentes lepidoblásticas a localmente protomiloníticas definidas por feixes anastomosados de muscovita com biotita subordinada, com granada subédrica de bordas serrilhadas, com eixo maior orientado segundo a foliação.

### 4.3. Estrutura

#### 4.3.1. Relações gerais

A foliação metamórfica principal  $S_2$  exibe padrão estrutural em arranjo S-C recristalizado, associado à *mica-fishes*, zonas de sombra de pressão assimétricas e bandas escalonadas de cisalhamento ( $C'$ ). Esta estrutura desenvolveu-se sob condições dominantes de deformação não-coaxial, associada ao deslocamento sin-metamórfico da *nappe*. Nos micaxistos observa-se bandamento diferenciado desenvolvido por encurtamento e recristalização de uma crenulação precedente (que resta, localmente, como arcos poligonais de micas, intrafoliais), evidência de um estágio pré-*nappe*, de encurtamento coaxial.

As lineações de estiramento mineral observadas em quartzo e plagioclásio são estruturas associadas à evolução tectônica e geológica da área, sendo indicativos da direção de transporte tectônico. A atitude predominante possui um caimento de baixo ângulo para Sul-sudoeste, orientadas preferencialmente para  $N213^\circ/14^\circ$ , com indicadores cinemáticos indicando transporte da placa superior para Nordeste. As lineações minerais de muscovita, cianita e rutilo estão geralmente contidas no mesmo campo de medidas do plano médio  $S_2$ , sugerindo a presença de picos térmicos sin-deformacionais à foliação principal  $S_2$  e fases de dobramento posteriores.

A  $D_2$  é homoaxial a  $D_3$ , ambas com eixo médio  $N204^\circ/14^\circ$  em dobramento recumbente a ligeiramente inclinado com vergência para Nordeste. O caráter recumbente das dobras  $D_3$  é confirmado pelo padrão cilíndrico do dobramento  $D_4$ , com caimento axial para Sul e dimensões de 1250 m de comprimento de onda por 250 m de amplitude. O alto da Serra de Cataguases é preservado em sinforma  $D_3$  afetado por redobramento  $D_4$  superposto, conferindo uma figura de interferência próxima ao tipo-2.

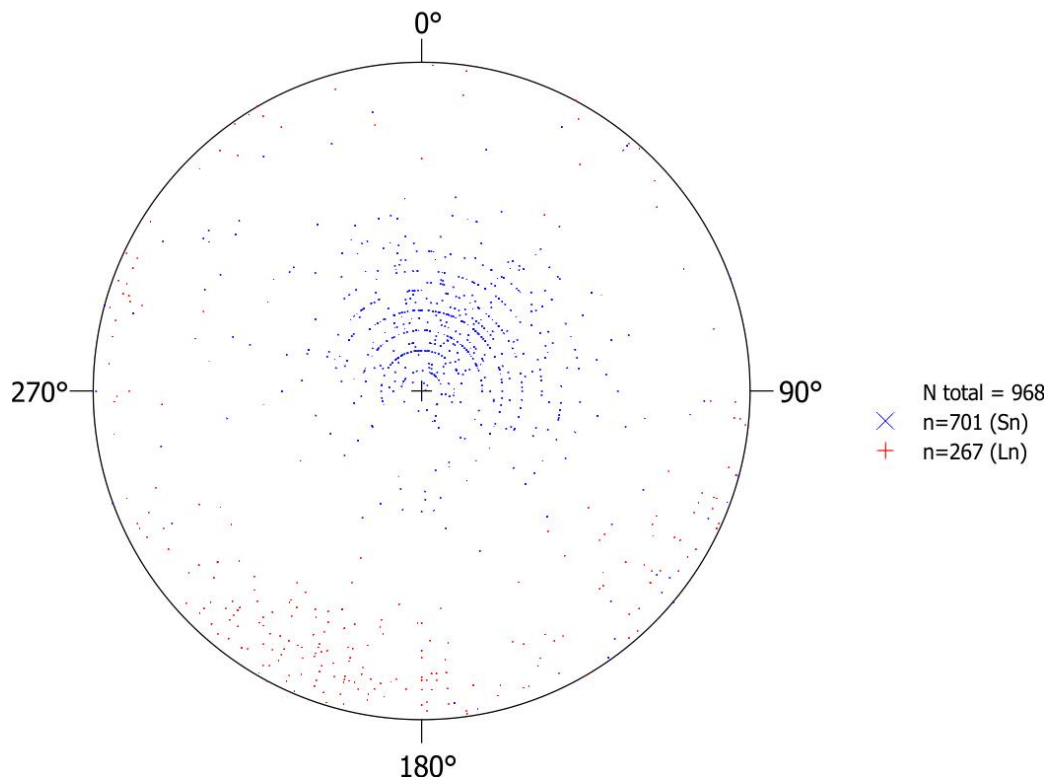


Figura 30: Estereograma com todos os dados de planos e lineações da frente da *nappe* Andreelândia.

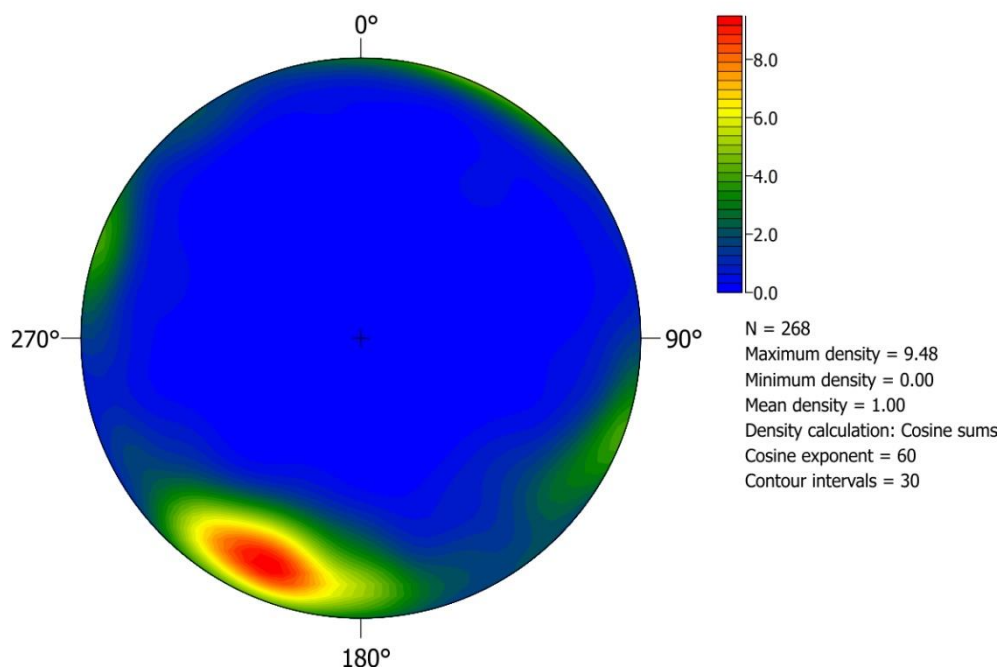


Figura 31: Contornos de lineações na frente da *nappe* Andreelândia.

A *nappe* Liberdade estrutura-se em escama cavalgante sin a tardi  $S_2$  sobre a frente da *nappe* Andreelândia, sendo alçada através de falha de cavalgamento frontal para

nordeste, com engajamento de ortogneisses ortoderivados em seu *front*. Possui como estrutura principal foliação protomilonítica recristalizada, de orientação média N222°/23°. Lineação mineral penetrativa de cianita está contida no plano S<sub>2</sub> médio, concentrada em N228°/20°, indicando transporte sin-metamórfico.

Sua infraestrutura aloja finas lentes de biotita hornblenda gnaisses granodioríticos a tonalíticos, com foliação milonítica mergulhando de 10 a 50 graus para sudoeste (N230°/30°, rumo do plano médio), com lineação *downdip* sin-milonítica de anfibólio, feldspato e quartzo, e indicadores cinemáticos definidos por delgados pares SC, destacados em lentes ricas em biotita que evidenciam cavalgamento para nordeste.

A laje de ortogneisse localmente apresenta uma crenulação assimétrica D<sub>3</sub> e dobras abertas suaves normais D<sub>4</sub> sobrepostas, ambas com planos axiais NW-SE.

O espalhamento dos dados de foliação S<sub>2</sub> sugere a existência de ao menos mais duas fases de deformação, uma com uma guirlanda melhor definida orientada NW/SE (Plano Axial NE-SW) com eixo construído paralelo a maior concentração de lineações de cianita, e outra, menos definida, com guirlanda orientada NW-SE (Plano Axial NW-SE), com eixo construído próximo dos eixos (L<sub>bD3</sub> e L<sub>bD4</sub>) medidos.

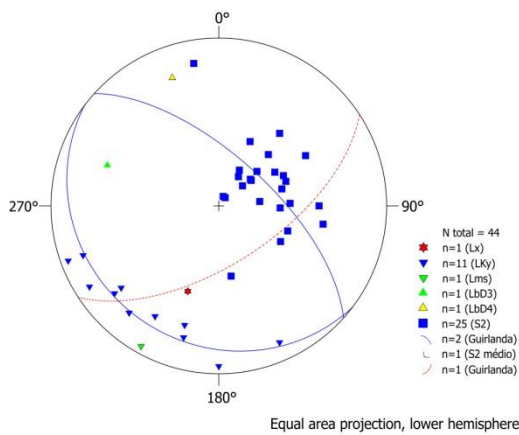


Figura 32: Stereograma com todos os dados estruturais da *nappe* Liberdade coletados.

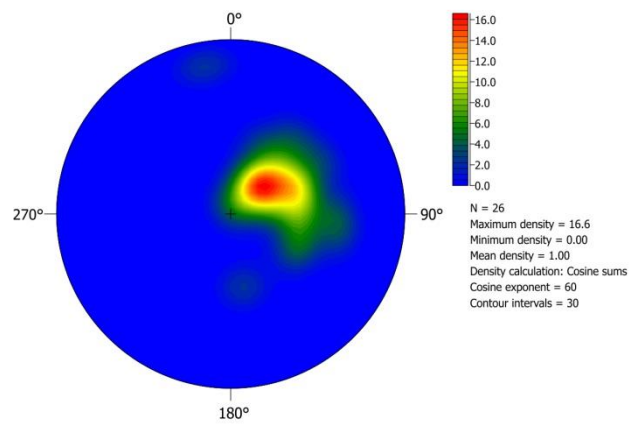


Figura 33: Contornos de S<sub>2</sub> na *nappe* Liberdade.

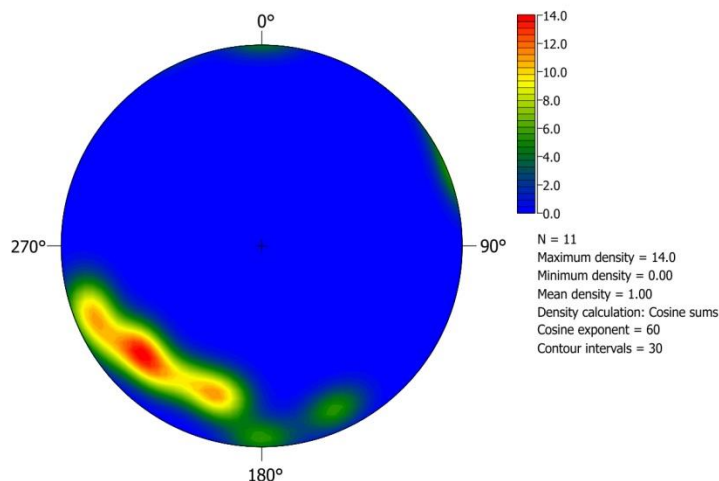


Figura 34: Contornos de lineações de cianita na *nappe* Liberdade.

A frente da *nappe* Andrelândia sob a *nappe* Liberdade é compartimentada em 3 domínios principais (figura 55):

- Domínio I – Sudoeste, escama de topo. Este domínio engloba o Xisto Rio Capivari e Xisto Santo Antônio diretamente sotopostos à *nappe* Liberdade, com contato de cavalgamento de pequena expressão com o Domínio II - Central. A foliação  $S_2$  possui atitude média  $220^\circ/16^\circ$ , e o espalhamento de seus polos permite a construção de uma guirlanda Noroeste-Sudeste ( $N39^\circ/72^\circ$ ).

As lineações minerais de cianita, plagioclásio, quartzo, muscovita, assim como as lineações de estiramento e de eixos de dobras  $D_3$  são subparalelos. Concentrados em  $N211^\circ/13^\circ$ , os dados espalham-se ao longo do plano  $S_2$  médio, com duas lineações minerais (de plagioclásio e cianita) orientadas Norte-Sul. Os eixos de  $D_4$  ocorrem tanto subparalelo as outras lineações quanto ortogonal, orientadas  $N288^\circ/77^\circ$ .

Cianita porfiroblástica constitui o mineral cedo ao pico metamórfico, ocorrendo como grandes cristais corroídos, dobrados e cisalhados, enquanto a estaurolita é euédrica e rara, ocorrendo em domínios de biotita + muscovita + cianita na matriz da rocha, principalmente nas proximidades do contato com a *nappe* Liberdade. Embora reconhecida em seções delgadas de diversos litotipos analisados, sobretudo como pequenos cristais prismáticos intersticiais em bandas granoblásticas e em zonas de sombra de pressão em porfiroblastos de granada, a sillimanita ocorre como microcristais invisíveis a olho nu.

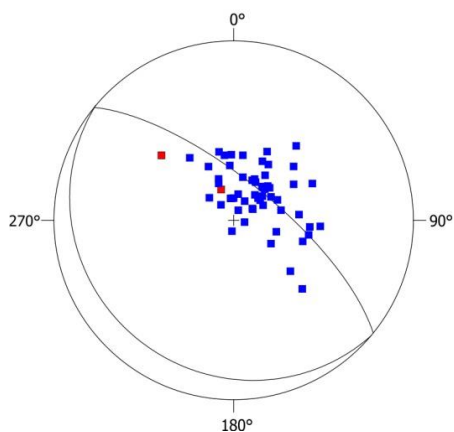


Figura 35: Estereograma com dados de  $S_2$  e  $S_3$  do Domínio I.

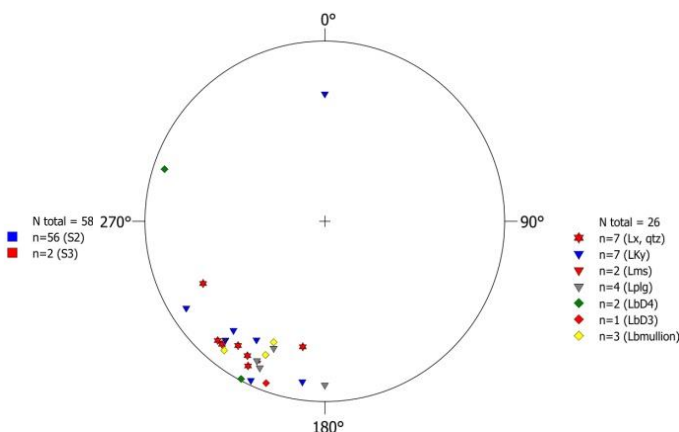


Figura 36: Estereograma das lineações do Domínio I.

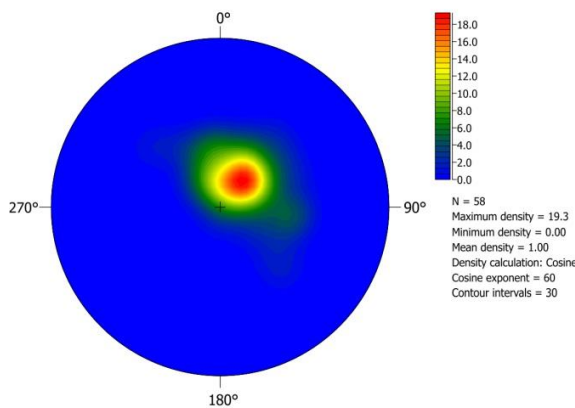


Figura 37: Contornos de foliações do Domínio I.

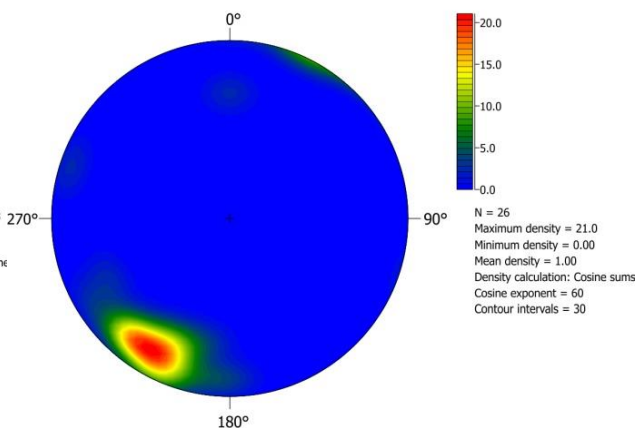


Figura 38: Contornos de lineações do Domínio I.

- Domínio II - Central: (sinforme superior de megadobra tardi- $D_3$ ). Este domínio corresponde a área de afloramentos do xisto Serra da Boa Vista e do biotita xisto Cataguases, abrangendo a serra de Cataguases e sua extensão noroeste, balizado por afloramentos do xisto Santo Antônio. O cavalgamento do Domínio I sobre o Domínio II é evidente nos flancos oeste e sul da serra de Cataguases, com truncamento ortogonal da foliação no flanco oeste da serra e desaparecimento do biotita Xisto Cataguases a sul.

O contato entre o xisto Boa Vista e biotita xisto Cataguases é normal no flanco norte da serra de Cataguases e sua extensão noroeste, com lentes de biotita xisto megaporfiroblástico intercalado na base do xisto Serra da Boa Vista; e nível rico em muscovita porfiroblástica no topo do biotita xisto Cataguases. O flanco leste da Serra de Cataguases é balizado pelo Xisto Santo Antônio, em contato por falhamento normal pós-foliação, mais pronunciado a sul e que desaparece a norte, onde o Xisto Santo Antônio está em contato normal sob o Biotita Xisto Cataguases.

A foliação  $S_2$  possui atitude média  $N214^\circ/16^\circ$  (paralelo ao do domínio II), porém com maior espalhamento de pólos ao longo de guirlanda  $N42^\circ/68^\circ$  ( $L_b$  construído de  $N222^\circ/21^\circ$ ). A foliação  $S_3$ , plano axial de crenulações assimétricas inclinadas, apresenta mergulhos maiores, com guirlanda paralela. O espalhamento de polos de  $S_2$  e  $S_3$  ao longo de guirlandas paralelas se dá pelo dobramento  $D_4$  nessa estruturação.

As lineações minerais de cianita, plagioclásio, quartzo, muscovita, assim como as lineações de estiramento (e mullion) e de eixos de crenulações assimétricas  $D_3$  são subparalelos. Concentrados em  $N211^\circ/13^\circ$ , os dados espalham-se ao longo do plano  $S_2$  médio, com duas lineações minerais (de plagioclásio e cianita) orientados Norte-Sul. Eixos de dobras  $D_4$  normais, abertas, com amplitude e comprimento de onda métricos, também estão orientados aproximadamente Norte-Sul.

O xisto Serra da Boa Vista na serra de Cataguases estrutura-se em sinforma de megadobra tardi- $D_3$ , com interferência de  $D_4$  (Plano Axial NNE-SSW) reorientado-as. Na extensão noroeste da serra de Cataguases, o dobramento  $D_4$  reorienta eixos e lineações minerais para a direção Nordeste.

Próximo ao falhamento normal a leste com o Xisto Santo Antônio, as lineações estão dobradas para a direção Norte-Sul, demonstrando o caráter tardio do falhamento normal e sua relação com a megadobra tardi- $D_3$ , que constitui a grande estrutura da frente da *nappe* Andrelândia em seção SW-NE. Apesar da dispersão das foliações, o paralelismo e natureza das lineações demonstram uma estruturação sin-cavalgamento da *nappe* Liberdade. Cianita corroída, sillimanita fibrosa e estaurolita são os principais minerais metamórficos, com consumo de cianita (para muscovita + quartzo) e blastese de estaurolita sobre biotita e sillimanita sobre muscovita em borda de granada.

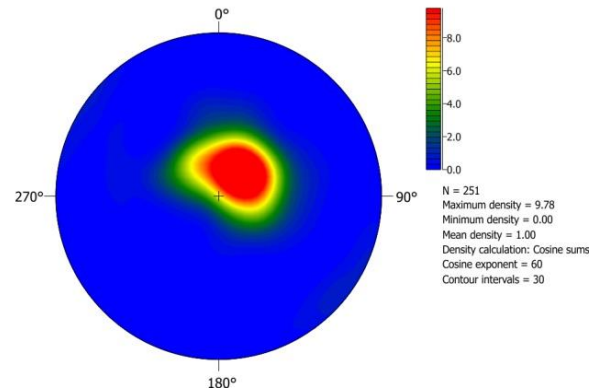
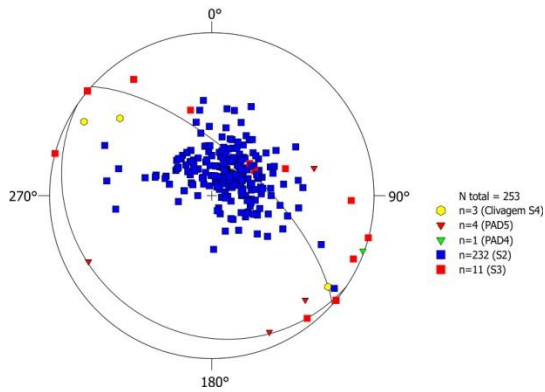


Figura 39: Estereograma de foliações no Domínio II.

Figura 40: Contornos de foliações S<sub>2</sub> do Domínio II.

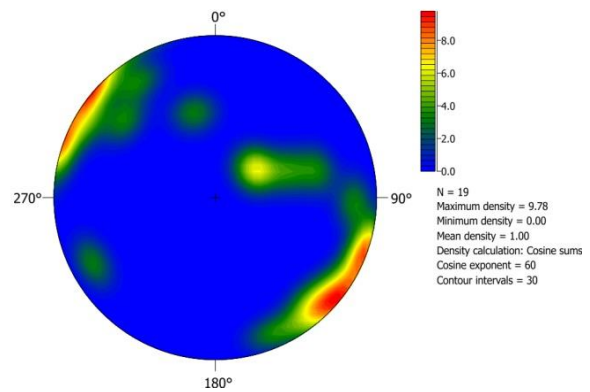
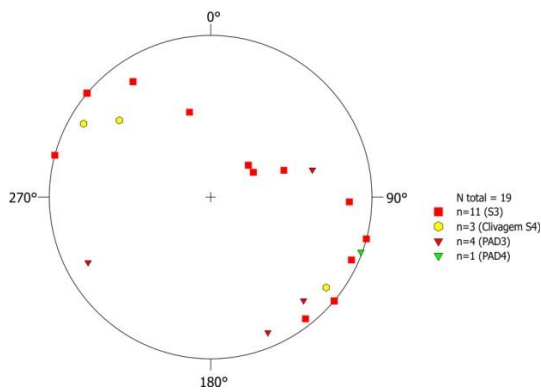


Figura 41: Estereograma de S<sub>3</sub> e S<sub>4</sub> no Domínio II.

Figura 42: Contornos de foliações S<sub>3</sub> e S<sub>4</sub> do Domínio II.

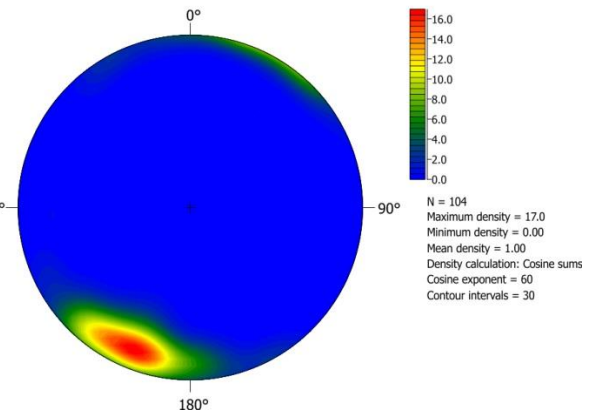
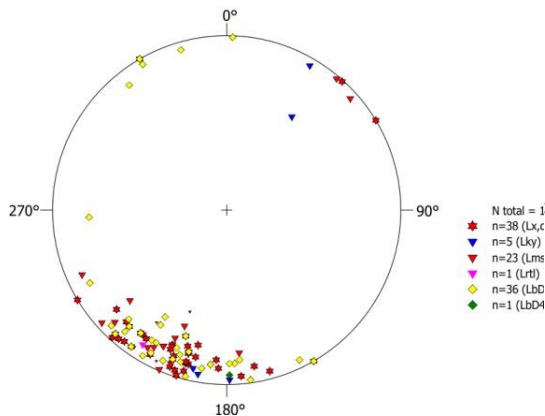


Figura 43: Estereograma de lineações no Domínio II.

Figura 44: Contornos de lineações do Domínio II.

- Domínio III – Oeste (antiforme, sinforme e antiforme inferiores de D<sub>3</sub>). Corresponde à área de afloramentos do Xisto Santo Antônio na porção central da área (antiforme D<sub>3</sub>), balizado pelas serras de Santana e Cataguases, e se entende para noroeste até o contato com o alóctone Serra da Bandeira, relacionado ao sistema de *nappes* Carrancas,



englobando o xisto Serra da Boa Vista da serra de Santana, o xisto Santo Antônio inferior e o xisto Rio Capivari mais a leste. O contato entre xisto Santo Antônio e xisto Serra da Boa Vista no flanco oeste da serra de Santana é de cavalgamento de pequena expressão para leste, que passa a cisalhamento lateral leste-oeste no noroeste do domínio, nas proximidades da zona de charneira da megadobra tardi-D<sub>3</sub>, com o xisto Santo Antônio na antiforme da megaestrutura e o xisto Serra da Boa Vista em sinforme apertada D<sub>3</sub>.

Os polos da foliação principal definem uma nuvem de dados com concentração máxima paralela ao dos outros dois domínios, com os polos de foliação S<sub>2</sub> e, principalmente, S<sub>3</sub> dispersos ao longo de guirlanda Nordeste-Sudoeste, resultado da interferência D<sub>3</sub>-D<sub>4</sub>. Os planos axiais de D<sub>4</sub> medidos variam de Nordeste-Sudoeste a Leste-Oeste. As lineações minerais de cianita, plagioclásio, quartzo e muscovita, além de lineações de eixo de D<sub>3</sub> concentram-se orientados NW-SE, rotacionados tardi-D<sub>3</sub> e redobrados por D<sub>4</sub>.

Todo o conjunto foliações e lineações são rotacionados, com mudança na orientação dos planos S<sub>3</sub> e S<sub>2</sub> (guirlanda principal Nordeste-Sudoeste) e das lineações minerais de cianita, plagioclásio e quartzo, que passam a orientar-se preferencialmente Noroeste-Sudeste. Essa mudança é reflexo de reorientação das estruturas S<sub>2</sub> e S<sub>3</sub> na frente da *nappe* Andrelândia, com influência geométrica do substrato frontal da *nappe*. O *timing* desta reorientação é provavelmente tardi D<sub>4</sub>, com os planos axiais de D<sub>4</sub> ligeiramente rotacionados de leste-oeste para nordeste-sudoeste.

Neste domínio, estauroлита e sillimanita são frequentes, enquanto cianita é rara, ocorrendo consumida por muscovita e quartzo associados. No extremo leste da frente da *nappe*, sobre o alóctone serra da Bandeira, o xisto Rio Capivari apresenta bolsões de cianititos e intercalações de granada anfíbolitos e rocha metaultramáfica.

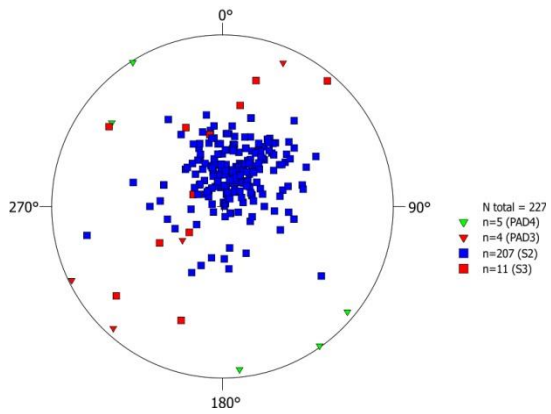


Figura 45: Estereograma de foliações no Domínio III.

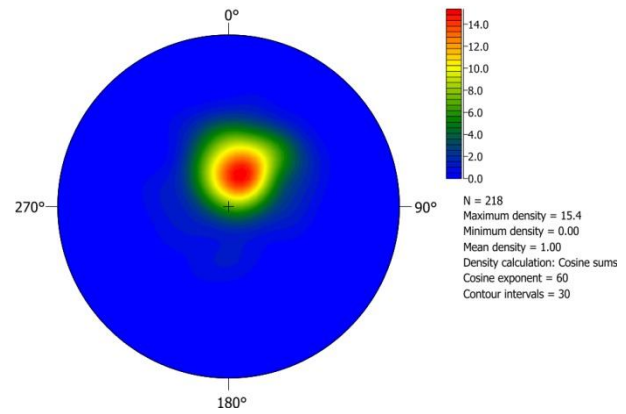


Figura 46: Contornos de foliações  $S_2$  do Domínio III.

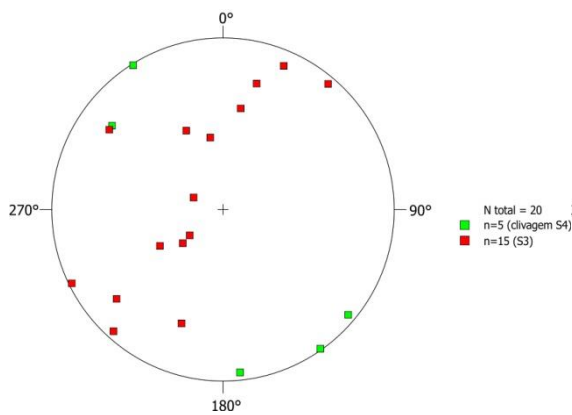


Figura 47: Estereograma de  $S_3$  e  $S_4$  no Domínio III.

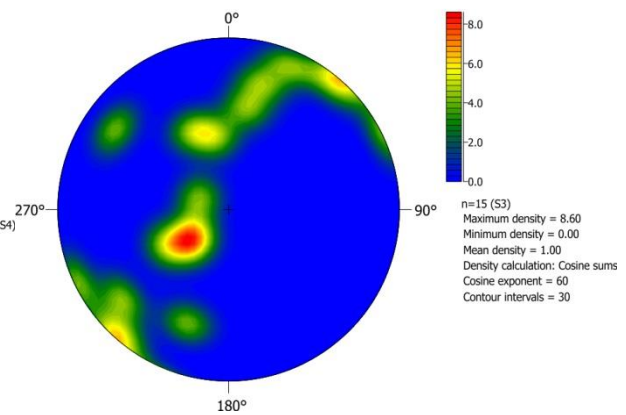


Figura 48: Contornos de foliações  $S_3$  do Domínio III.

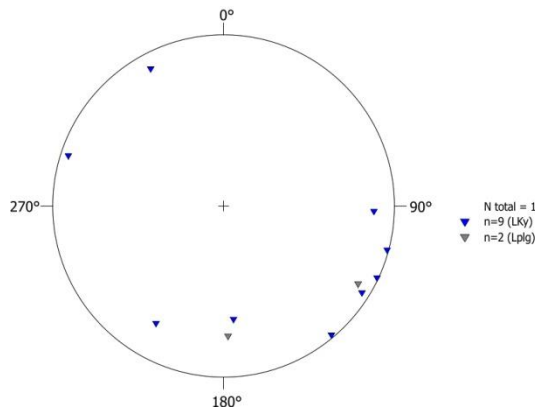


Figura 49: Estereograma de lineações de cianita e plagioclásio no Domínio III.

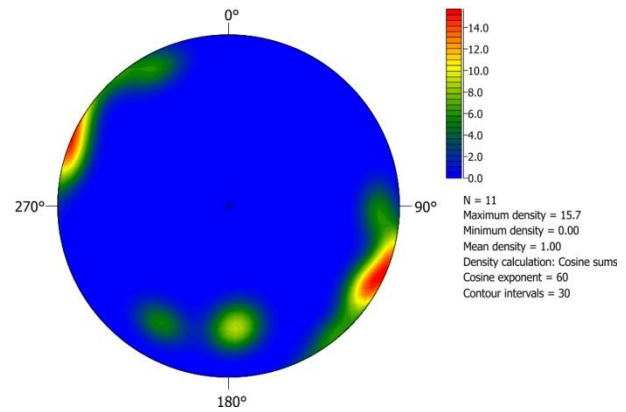


Figura 50: Contornos de lineações de plagioclásio e cianita do Domínio III.

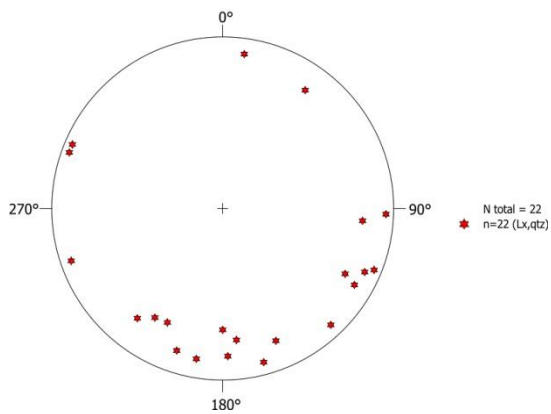


Figura 51: Estereograma de lineações de estiramento no Domínio III.

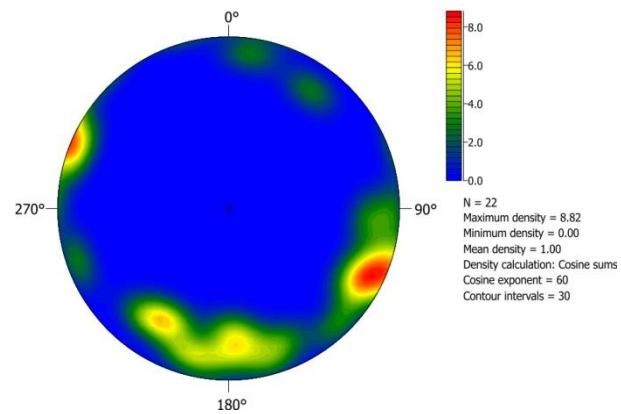


Figura 52: Contornos de lineações de estiramento do Domínio III.

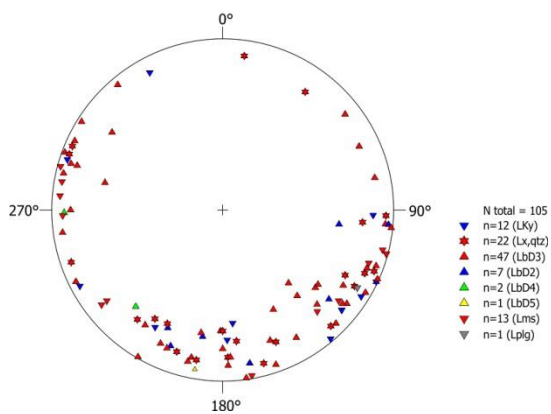


Figura 53: Estereograma de lineações no Domínio III.

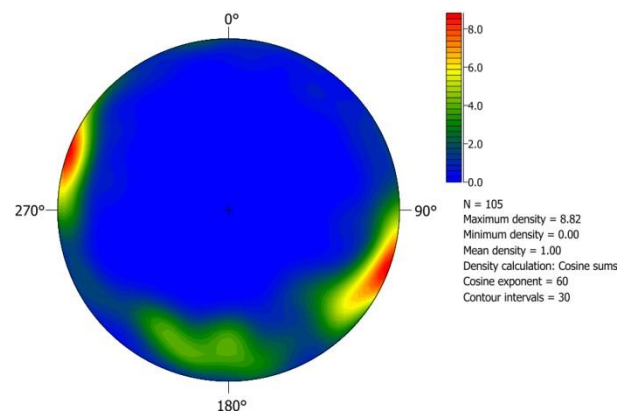


Figura 54: Contornos de lineações do Domínio III.

A figura 55 apresenta o mapa geológico esquemático com os contornos de lineações de cada domínio da frente da *nappe* Andrelândia e *nappe* Liberdade sotoposta.

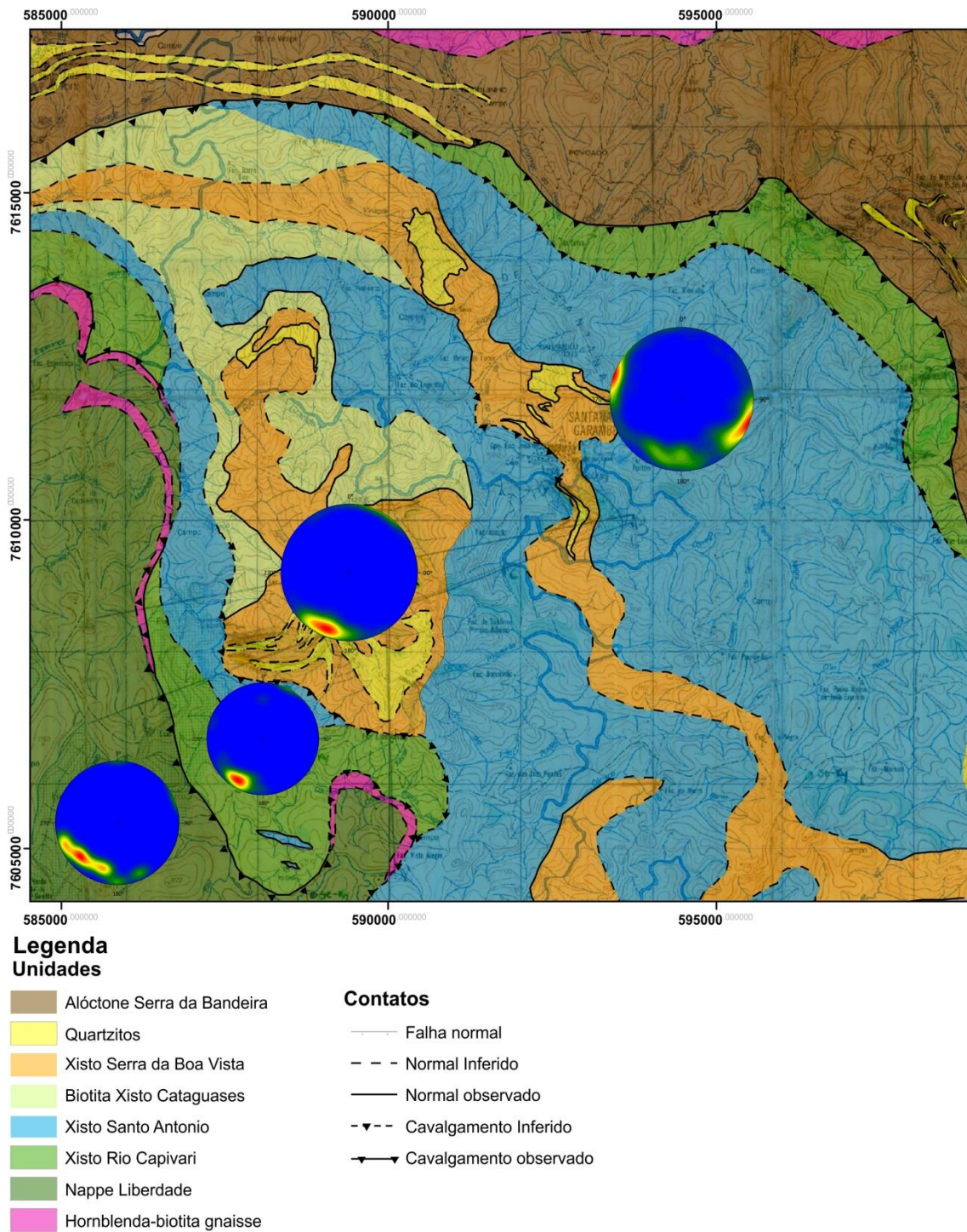


Figura 55: Mapa Geológico e contornos de lineações da frente da *nappe* Andrelândia e *nappe* Liberdade sotoposta.

## 5. Química mineral

As condições de metamorfismo nos xistos Santo Antônio, Cataguases e Serra da Boa Vista foram estimadas através das composições obtidas via microsonda eletrônica para granada, estauroilita, biotita, muscovita, clorita e plagioclásio em sítios texturais pré-, sin- e pós-S<sub>2</sub>, e aplicação do geotermobarômetro GASP. A descrição das amostras e os resultados dessas análises são apresentados a seguir.

### 5.1. Caracterização das amostras analisadas

Para os estudos termobarométricos foram analisadas quatro amostras: NESG-1249, representante do xisto Rio Capivari próximo ao contato inferior da *nappe* Andrelândia; NESG-1002, xisto Santo Antônio sob o contato com a *nappe* Liberdade; NESG-939, biotita xisto Cataguases na base da Serra de Cataguases; e NESG-1288, xisto Serra da Boa Vista na Serra de Cataguases.

#### 5.1.1. NESG-1002 – Xisto Santo Antônio

Nesta seção o xisto Santo Antônio apresenta estrutura definida pela intercalação de lâminas granoblásticas definidas por quartzo e plagioclásio, e lâminas lepidoblásticas formadas por biotita e muscovita; ambas com proporção entre os minerais principais de 1:1. O contato entre os cristais de quartzo e plagioclásio apresentam-se ora subédricos em contatos lobados e invasivos, com extinção ondulante no quartzo e geração de subgrãos, sugerindo regime de recristalização dinâmica; ou como cristais deformados, alongados, localmente na forma de fitas, com contatos retilíneos, localmente poligonizados, denotando a ação de regime de recristalização estática. As porções lepidoblásticas apresentam muscovita e biotita na forma de feixes anastomosados a localmente sigmoidais, com frequentes cristais de *mica fish*, muitas vezes com arcos poligonais intrafoliais marcando a existência de uma fase de deformação pretérita bem como o caráter estático da recristalização destas micas. O caráter anastomosado da estrutura, muitas vezes definido em pares S-C, e a elevada taxa de recristalização e deformação das associações minerais atribuem à esta rocha caráter protomilonítico.

São comuns porfiroblastos de granada com núcleo poiquiloblástico e bordas mais límpidas, muitas vezes com foliação interna definida por opacos e/ou rutilo atribuindo-lhe caráter inter- a sin- e tardi-cinemático. Porfiroblastos cedo a inter-cinemáticos, localmente sin-cinemáticos de cianita, são deformados pela foliação milonítica principal

e alteradas para muscovita, também apresentando inclusões de biotita e opacos. Ocorrem ainda turmalina, na forma de cristais anédricos e quebradiços (detrítica) ou porfiroblastos espalhados na matriz; pequenos cristais idiomórficos e pós-cinemáticos de estauroлита, muitas vezes substituindo cianita, sempre associada às porções ricas em biotita; e localmente cristais diminutos de sillimanita, intersticiais em porções quartzo-feldspáticas ou associadas a sombras de pressão em porfiroblastos de granada;

Para esta amostra foram analisados via microsonda diferentes tipos texturais de cristais de plagioclásio, granada, biotita, muscovita, clorita e rutilo. Assim, foram executados 13 pontos de análise em cristais de plagioclásio inclusos em granada, cristais pequenos e subédricos da matriz, e megacristais porfiroclásticos; cinco perfis composicionais com cerca de 30 pontos cada em dois porfiroblastos de granada; e 91 pontos analisados em micas na forma de placas bem formadas, ripas decussadas e até cristais anédricos, bem como cristais inclusos em núcleos e bordas de granadas.

Três grupos de micas foram analisados: muscovitas na matriz, e biotitas e cloritas em variadas formas, tanto relacionadas à matriz quanto inclusas em granada. As muscovitas foram caracterizadas de acordo com Tischendorf *et al.* (2007) através dos parâmetros Al# [ $\text{VIAl}/(\text{VIAl}+\text{Fe}_{\text{total}}+\text{Mg})$ ], Mg# [ $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}_{\text{total}})$ ] e pelo produto Mg x Li em a.p.f.u (*atom per formula unit*), que situaram-se, para todas as amostras, entre 0,905 e 0,938 para Al#, 0,55 e 0,59 para Mg# e 0 para Mg x Li, já que não foram detectadas quantidades significativas de lítio nas análises. Adicionalmente obteve-se a dispersão das quantidades de Na, Fe, Mg e Ti em relação ao conteúdo de silício (a.p.f.u.), destacando o enriquecimento das muscovitas da matriz em Na, em detrimento de Mg, Fe e Ti. As quantidades de Fe+Mg não ultrapassam 0,4, mas são sempre superiores a 0,2 a.p.f.u., demonstrando importante participação da molécula celadonita nestas muscovitas, cujo teor de potássio varia entre 1,50 e 1,58 a.p.f.u (Figura 56).

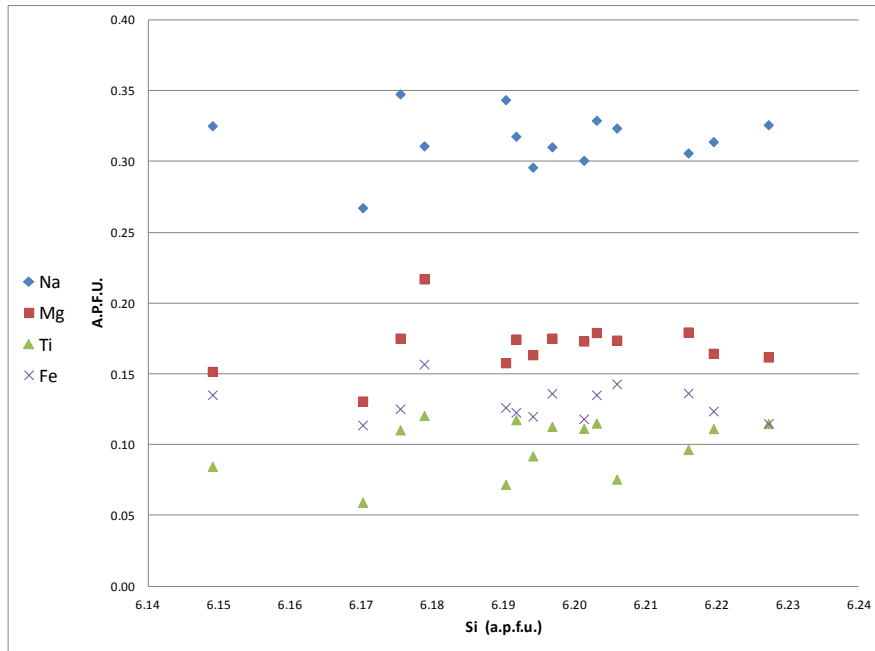


Figura 56: Amostra NESG-1002A - Muscovitas da matriz: dispersão das quantidades de Na, Mg, Ti e Fe em relação ao Si, em a.p.f.u. Destaque para o enriquecimento em Na em relação aos demais elementos.

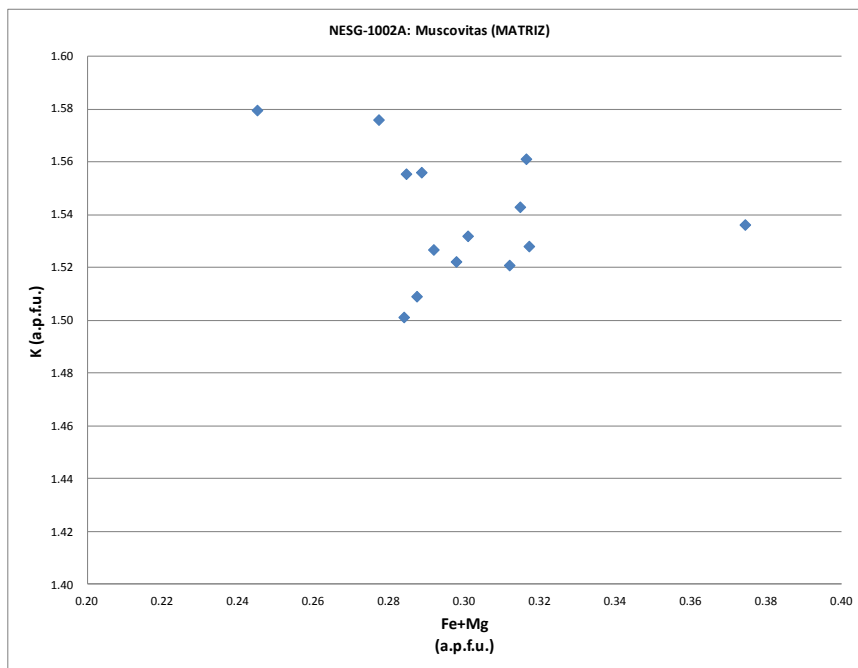


Figura 57: NESG-1002A - Muscovita: K vs (Fe+Mg). Todas as análises apresentam  $0,2 < (Fe+Mg) < 0,5$  a.p.f.u, campo das muscovitas fengíticas.

As biotitas analisadas correspondem a cristais relacionados à matriz ou inclusos em núcleos e bordas de granadas; em geral apresentam forte pleocroísmo de marrom claro amarelado a marrom escuro. Sua caracterização baseou-se nos critérios de  $Fe\#$  ( $Fe/Fe+Mg$ ),  $IV Al$  vs  $Fe\#$  e  $(TiO_2/Al_2O_3)$  vs  $K_2O$ , com a finalidade de avaliar a mudança nestas substituições nos diversos sítios texturais (figuras 58 e 59). Em relação ao  $Fe\#$  as

análises de biotitas inclusas em bordas de granada apresentaram os maiores valores, variando entre 0,401 e 0,519; com valores intermediários para cristais da matriz, entre 0,434 e 0,453; e valores menores em biotita inclusa em núcleo de granada, com Fe# de 0,399. Para o <sup>IV</sup>Al, as quantidades em a.p.f.u. variam entre 2,576 e 2,659 para as amostras de matriz, com um pico de 2,753; 2,597 e 2,670 para biotitas inclusas em bordas de granada; e 2,620 para um exemplar incluso em núcleo de granada. Quatro análises foram obtidas para cloritas relacionadas à matriz e inclusões em borda de granada, caracterizadas pela relação entre Fe# e o conteúdo de Si. As cloritas de matriz apresentam teor de Si de 3,753 e Fe# 0,425, enquanto as inclusas em borda de granada possuem teor de Si de 3,676 e 4,975 e Fe# 0,615 e 0,508, respectivamente.

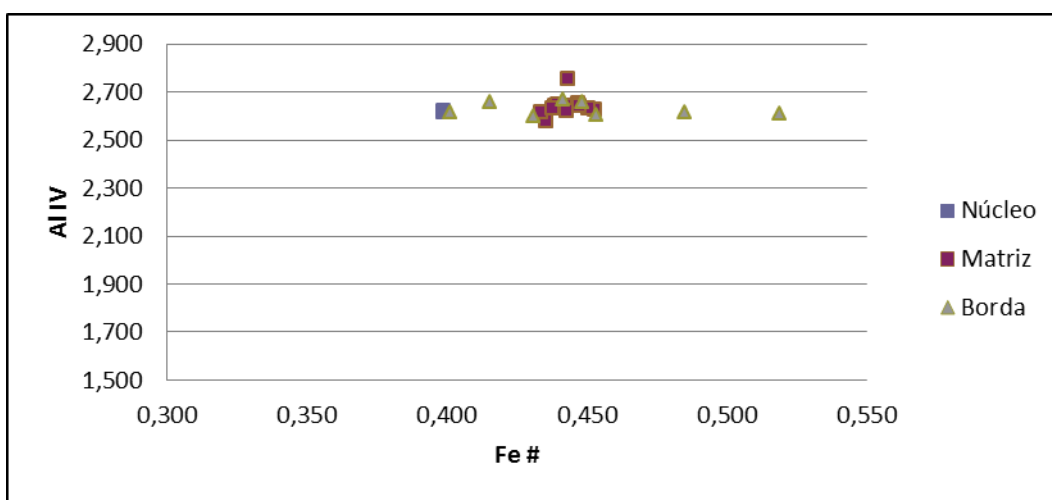


Figura 58: NESG 1002A: biotitas do Xisto Santo Antônio - discriminação com base no Fe# e quantidade de Al<sup>IV</sup>.

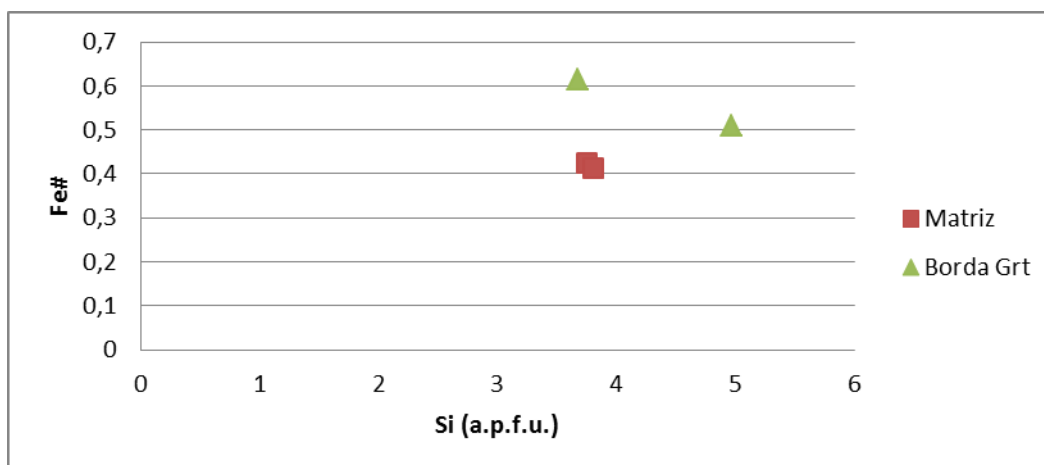


Figura 59: NESG1002A - Xisto Santo Antônio: Fe# e teor de silício a.p.f.u. para as análises em clorita.

Plagioclásios de diversos tipos foram analisados, relacionados à matriz ou em inclusões de borda e núcleo em porfiroblasto de granada, tanto na forma de pequenos cristais subédricos como porfiroclastos. Os teores de anortita *versus* albita foram utilizados



como critério de caracterização dos feldspatos analisados: para os plagioclásios relacionados à matriz obtiveram-se teores de albita entre 74,8 e 79; para inclusões em núcleo três valores foram obtidos: 71,6, 76,5 e 82,4; 79,7 para inclusão em borda; e um porfiroclasto com núcleo 79,2 e borda 78,8, ponto de análise próximo àquele com maior teor de anortita na matriz (figura 60).

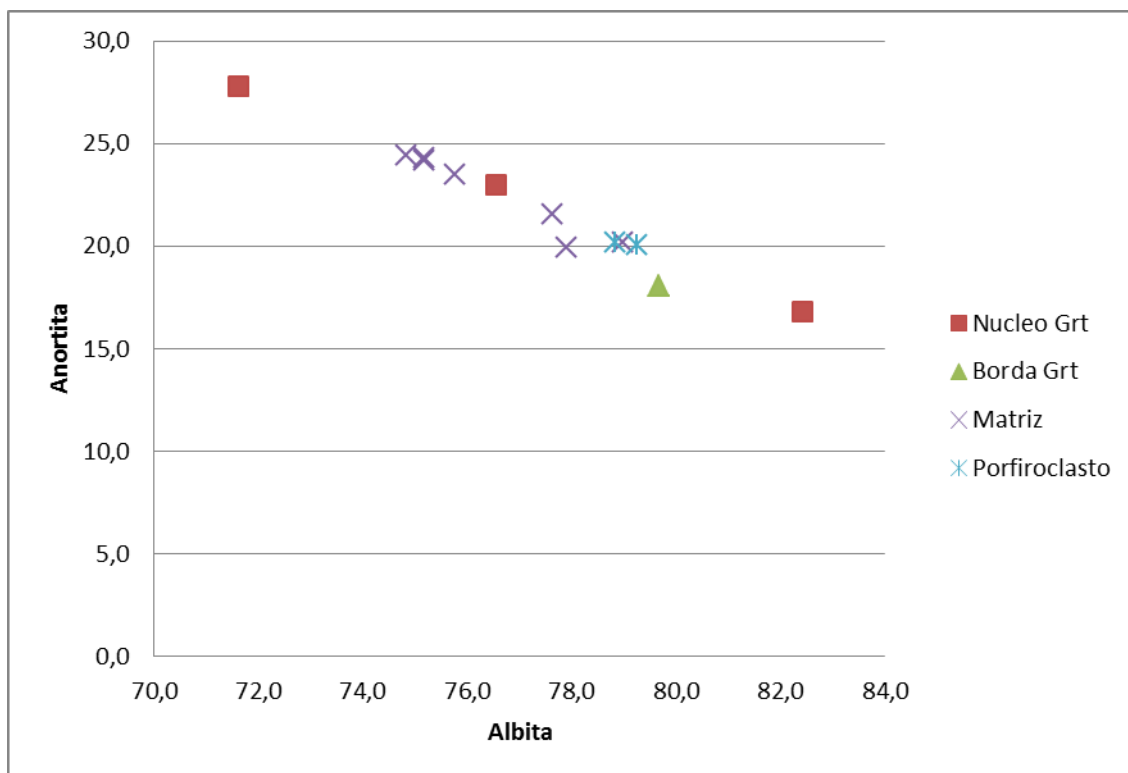


Figura 60: NESG1002A - Plagioclásios do xisto Santo Antônio: variação dos teores de anortita e albita em distintos sítios texturais.

Para caracterização da granada foram obtidos perfis composicionais em dois porfiroblastos: dois perfis realizados na amostra Grt1 (figura 61) exibiram como resultado proporções de almandina, grossulária, piropo e espessartita entre 71,94 e 76,39%; 5,94 e 16,79%; 4,94 e 17,19%; e 2 e 6,04%, respectivamente. Na granada Grt 03 (figura 62) os três perfis realizados mostram valores de até 0,73<sub>Alm</sub>, 0,11<sub>Grs</sub>, 0,17<sub>Prp</sub>, e 0,39<sub>Sps</sub>. No exemplar Grt1 nota-se forte zonação no cristal, evidenciada pelas variações nos teores dos membros finais em zonas de núcleo, manto e borda; este padrão sugere que as temperaturas atingidas durante o metamorfismo não foram suficientes para homogeneizar o porfiroblasto. No exemplar Grt 03, embora perceptíveis, os padrões de zonação são menos contrastantes, evidenciando maior homogeneidade do cristal, o que pode ser atribuído ao seu tamanho menor em relação ao porfiroblasto Grt 01. A existência de mais de um sítio com padrão de enriquecimento em cálcio em detrimento

de ferro e magnésio na mesma granada pode sugerir a amalgamação de mais de um núcleo reliquiar em Grt 01.

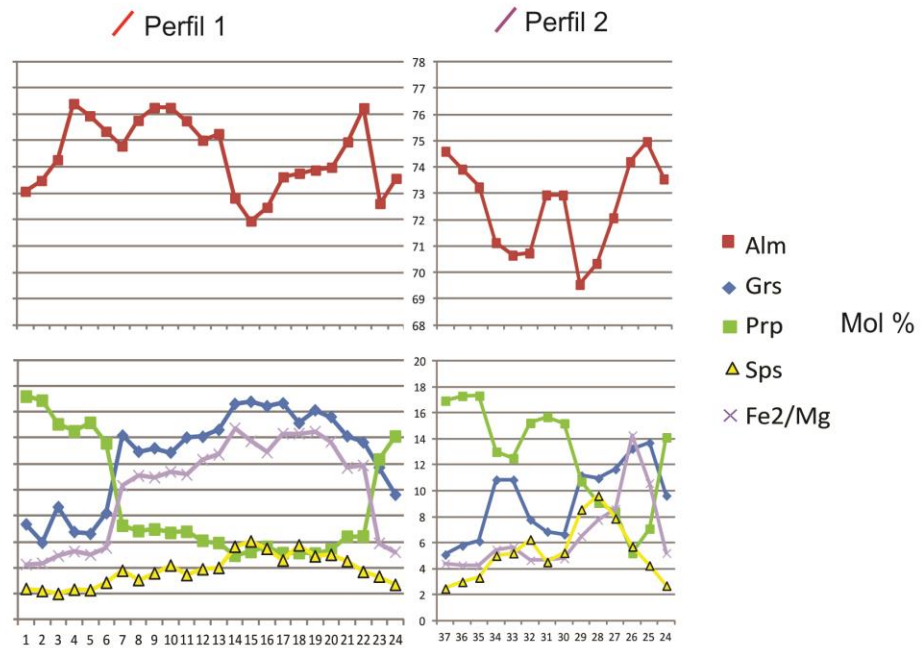
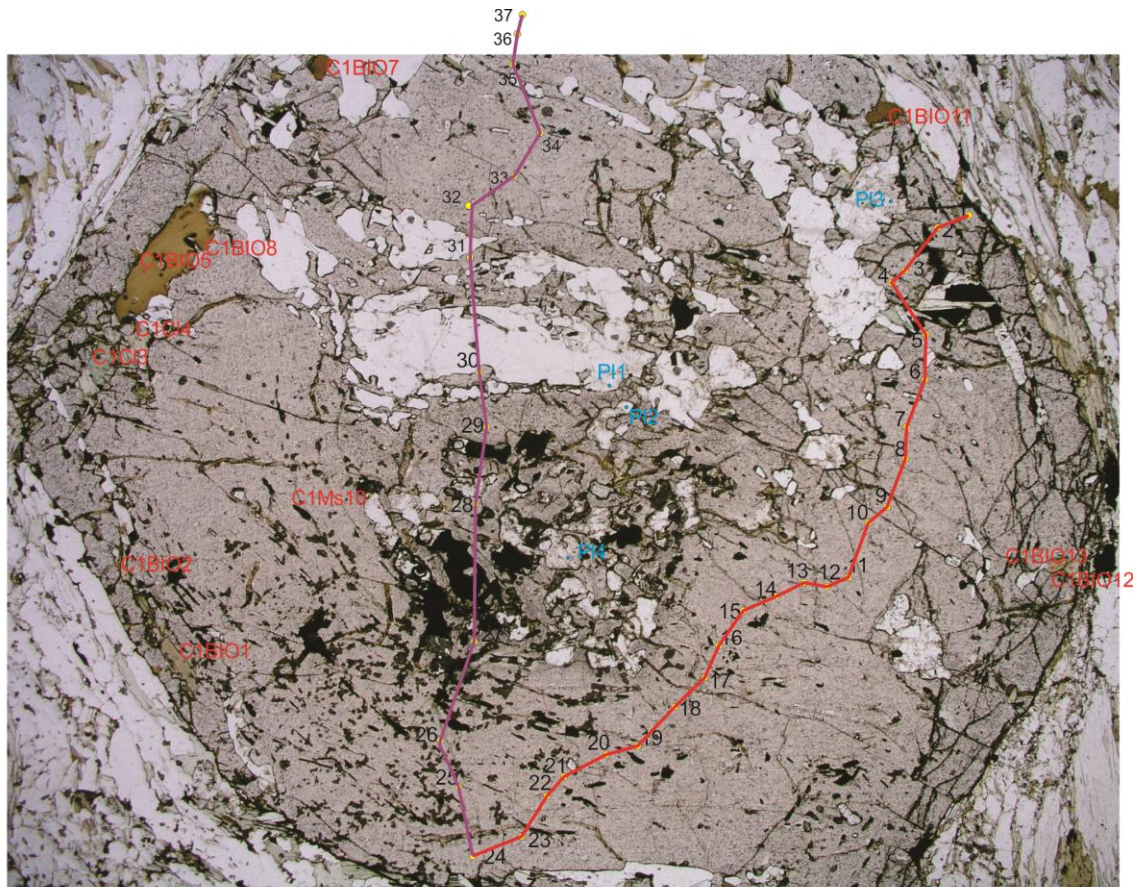


Figura 61: NESG1002A - Xisto Santo Antônio - Teores de almandina (alm), grossulária (grs), piropo (prp) e espessartita (sps) em perfis realizados no porfiroblasto de granada Grt 01.

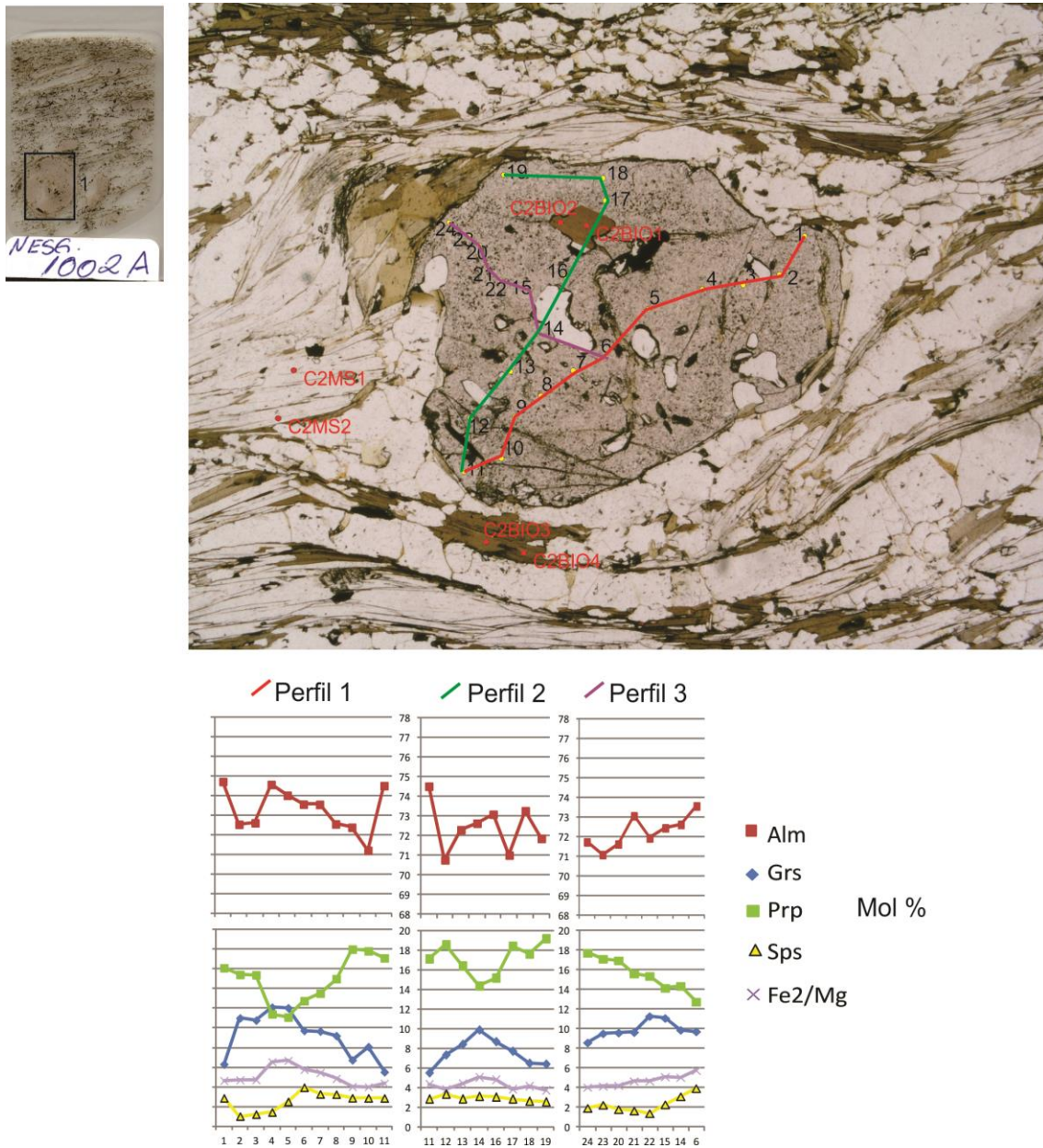


Figura 62: NESG1002A - Xisto Santo Antônio - Teores de almandina (alm), grossulária (grs), piropo (prp) e espessartita (sps) em perfis realizados no porfiroblasto de granada Grt 03.

### 5.1.2. NESG-1288-1 - Xisto Serra da Boa Vista

Nesta seção o xisto Serra da Boa Vista apresenta estrutura milonítica, definida por bandas granoblásticas de 0,1 a 5mm compostas por quartzo e plagioclásio, muitas vezes porfiroclástico, sigmoidal ou na forma de fitas, com extinção ondulante local e geração de subgrãos nos contatos entre os cristais, estes em geral retilíneos, embora ocorram domínios de bordas lobadas ou invasivas; intercaladas com bandas lepidoblásticas espessas de 0,1 a 2 mm, definidas por biotita e muscovita em proporções semelhantes, com porfiroblastos de cianita cedo-cinemáticos amoldados pela foliação, muitas vezes

substituídos por muscovita e quartzo ou preservados como núcleos reliquiares em porfiroblastos tardi- a pós-cinemáticos de estauroлита, que também cresce sobre biotita, além de porfiroblastos de granada com até 3cm de diâmetro, que podem ser inter- a tardi-cinemáticos.

Foram analisados cristais de micas associadas à matriz ou inclusas em granada, apresentando desde hábitos placóides bem formados a ripas finas e decussadas, ou cristais completamente anédricos. Dois perfis com cerca de 20 pontos foram obtidos para o porfiroblasto de granada, que apresenta núcleo poiquiloblástico contrastando-se com bordas relativamente mais límpidas. Para cristais de plagioclásio foram analisados tipos texturais pequenos, subédricos, associados à matriz; megacristais porfiroclásticos; e inclusões associadas ao núcleo e borda de granada. Cristais delgados e subédricos de estauroлита, tardi-cinemáticos e associados às bandas lepidoblásticas, em domínios com biotita, muscovita, plagioclásio e quartzo, também foram analisados.

Nas análises de muscovita foram observados valores de Al# entre 0,892 e 0,906; entre 0,423 e 0,459 para Mg#; e 0 para Mg *versus* Li, que não foi detectado quantidades significativas nas análises. Adicionalmente obteve-se a dispersão das quantidades de Na, Fe, Mg e Ti em relação ao conteúdo de sílica (a.p.f.u.), destacando o enriquecimento das muscovitas da matriz em Na, em detrimento de Mg, Fe e Ti (figura 5.1.9.). As quantidades de Fe+Mg concentram-se entre 0,35 e 0,45, demonstrando importante participação da molécula celadonita nestas muscovitas, que apresentam teor de potássio entre 1,493 e 1,563 a.p.f.u. (figura 63).

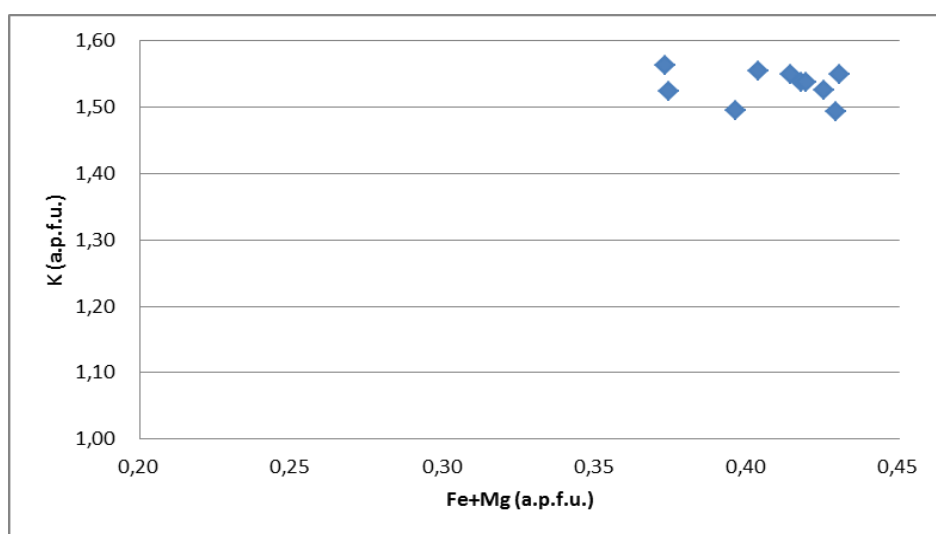


Figura 63: NESG1288 - Muscovita: K vs. (Fe+Mg). Todas as análises apresentam  $0,35 < (Fe+Mg) < 0,5$  a.p.f.u, campo das muscovitas fengíticas.

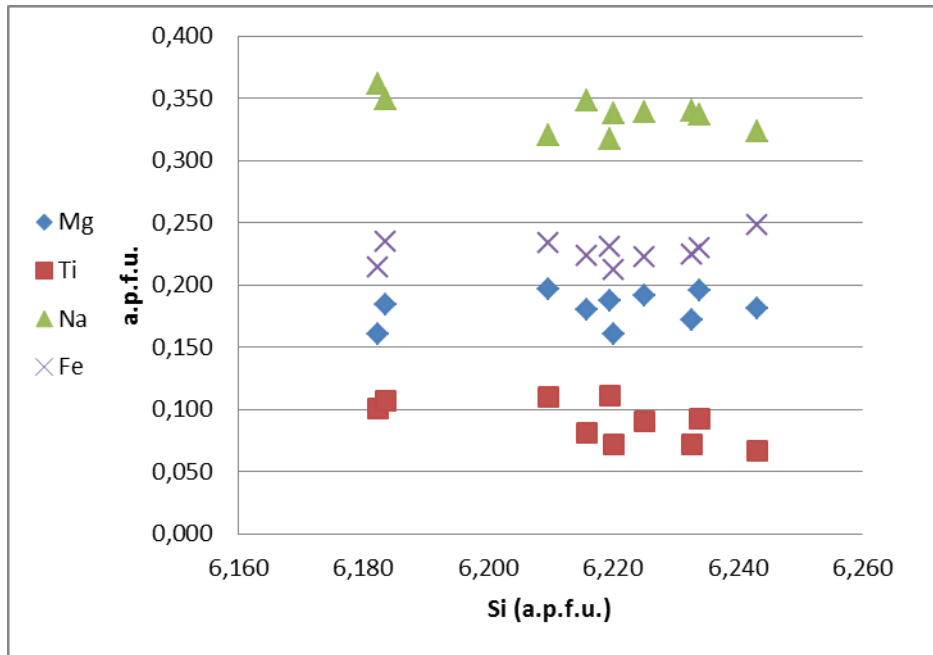


Figura 64: NESG1288 - Xisto Serra da Boa Vista: relação entre silício e Na, Mg, Fe e Ti para muscovitas analisadas na matriz.

Foram analisadas biotitas em formas de placa ou decussadas na matriz e inclusões euédricas a anédricas em porfiroblastos de granada. Em relação ao Fe# as análises de biotitas inclusas em granada apresentaram os maiores valores, variando entre 0,668 e 0,790; com valores menores para cristais da matriz, entre 0,470 e 0,483, com uma amostra incluída em cianita, com 0,492 (figura 65). Para o <sup>IV</sup>Al, as quantidades em a.p.f.u. variam entre 2,657 e 2,696 para as amostras de matriz; e 2,580 e 2,779 para biotitas inclusas. Para clorita foi obtida apenas uma análise, cujo Fe# é de 0,483 para 3,67 de Si em a.p.f.u.

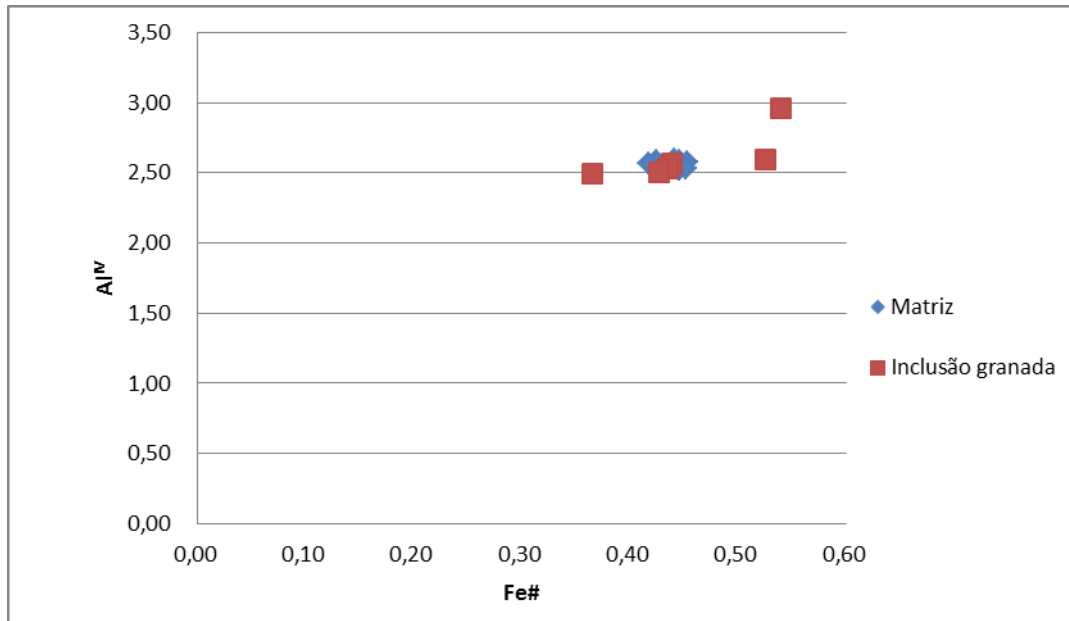


Figura 65: NESG1288: biotitas do Xisto Serra da Boa Vista - discriminação com base no Fe# e quantidade de Al<sup>IV</sup>.

Para os plagioclásios da matriz obteve-se teores de albita entre 72,5 e 72,7; 73,3 e 74 para inclusões em núcleo; 72,6 e 73,5 para núcleos/centros de porfiroclastos de plagioclásio; e entre 72,3 a 73,6 para as bordas destes. Embora seja reconhecível certo enriquecimento da matriz na molécula cálcica em detrimento das análises porfiroclastos, as composições das diversas fases analisadas são bastante próximas (figura 66).

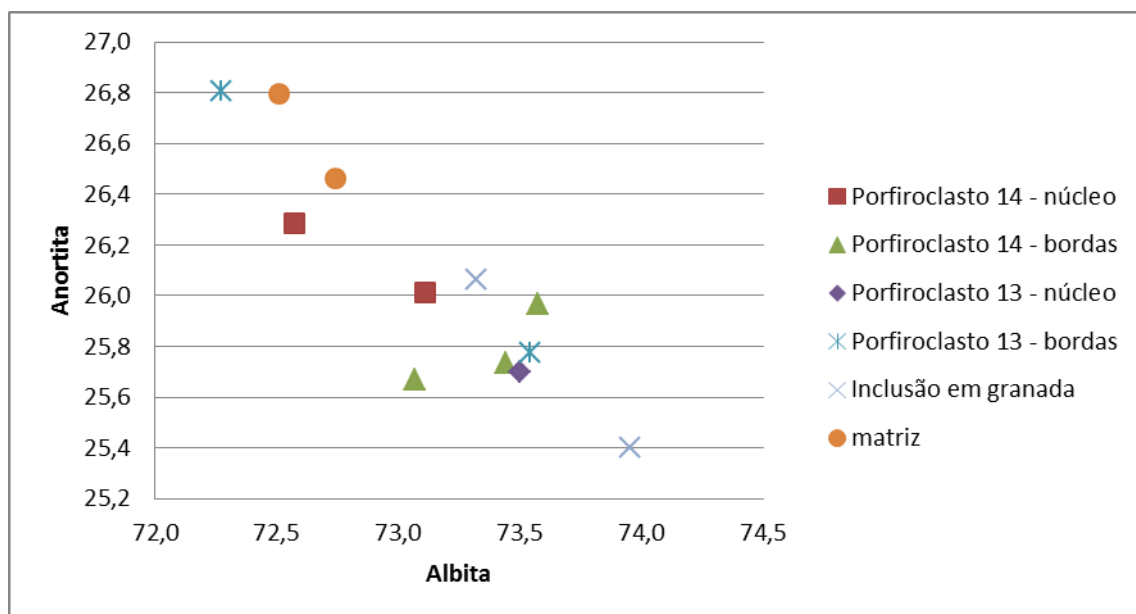


Figura 66: NESG1288 - Plagioclásios do xisto Serra da Boa Vista: variação dos teores de anortita e albita em distintos sítios texturais.

As estaurolitas analisadas são composicionalmente parecidas, com razão Mg/Fe<sub>2</sub> entre 0,226 e 0,250 e com teores de ZnO entre 1,373 e 1,725.

Os perfis composicionais obtidos no porfiroblasto de granada Grt05 (figura 67) apresentaram valores de Alm<sub>70,2-73,06</sub>, Grs<sub>6,95-13,20</sub>, Prp<sub>10,87-18,00</sub>, e Sps<sub>1,18</sub>. Nota-se zonação do cristal marcada por núcleo rico em cálcio em contraste com bordas mais ferromagnesianas, conspícuo em todos os perfis executados, o que sugere o desenvolvimento do porfiroblasto em condições abaixo de 700°C, insuficientes para seu reequilíbrio e homogeneização.

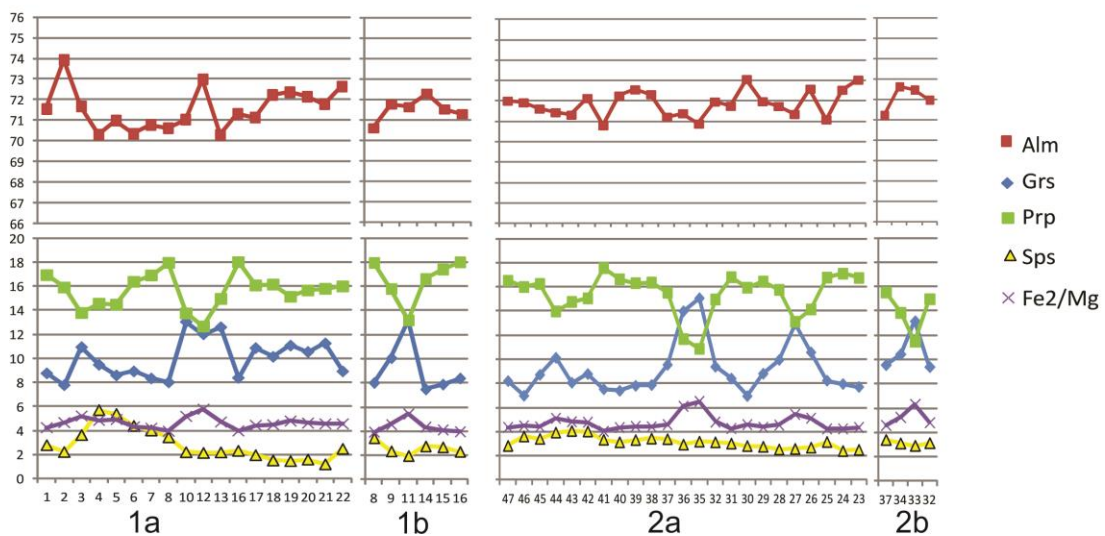
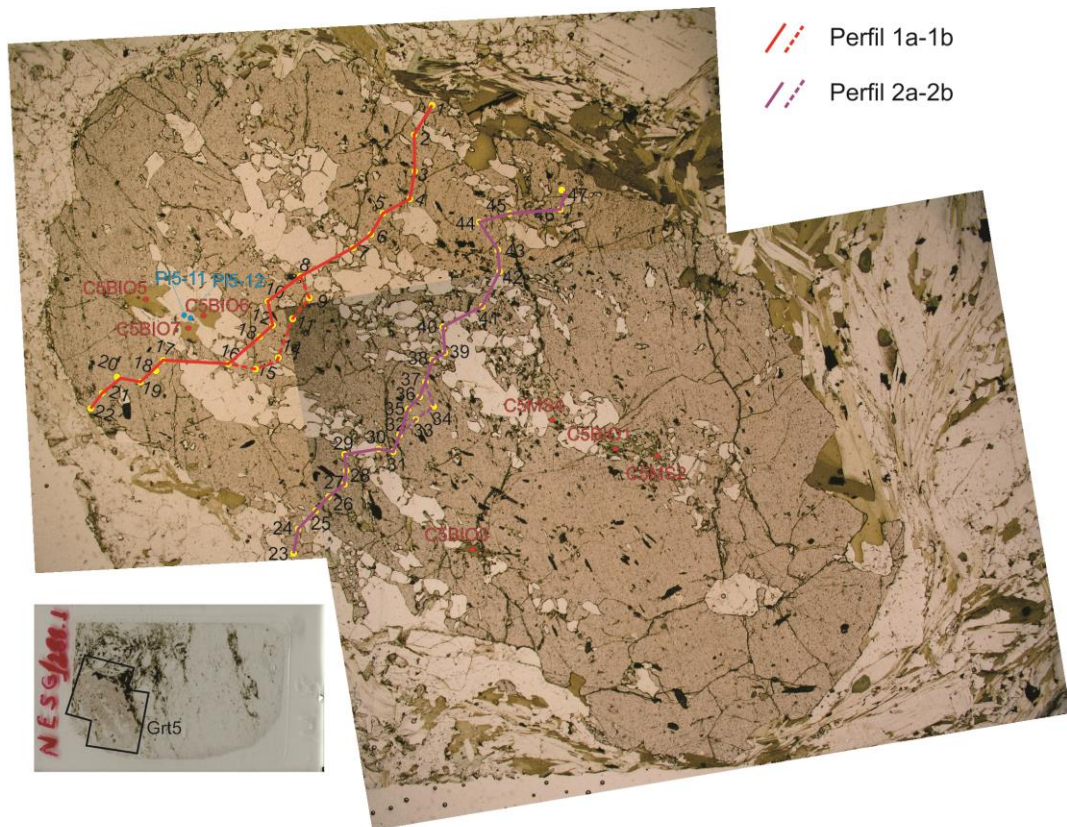


Figura 67: NES1288 - Xisto Serra da Boa Vista - Teores de almandina (alm), grossulária (grs), piropo (prp) e espessartita (sps) em perfis realizados no porfiroblasto de granada Grt 05.

### 5.1.3. NESG-939BI - Biotita Xisto Cataguases

A seção 939 do biotita xisto Cataguases apresenta foliação protomilonítica recristalizada, definida por leitos lepidoblásticos com muscovita predominante e na forma de *fishes* recristalizados, biotita subordinada e parcialmente cloritizada com pouco plagioclásio associado, turmalina arredondada, cianitas corroídas e parcialmente substituídas por quartzo e muscovita; e níveis quartzosos com plagioclásio subordinado. As granadas possuem trilha de inclusões definidas por quartzo, opacos, turmalina, biotita e localmente clorita e muscovita definindo foliação interna. Apresentam sombra de pressão e estrutura interna em continuidade com a estrutura externa principal, definindo caráter sin-cinemático. Estaurolititas pequenas e anédricas, substituindo bt. Sillimanitas pequenas ocorrem próximas a granada ou associadas aos leitos lepidoblásticos.

Foram analisados 216 pontos distribuídos em cinco perfis executados ao longo de dois porfiroblastos de granada, 16 pontos em muscovitas da matriz ou inclusas em granada, 8 análises em biotitas inclusas ou na matriz, 6 análises em cloritas inclusas, duas em cristais de estauroлита, e 17 em cristais de plagioclásio na matriz, inclusos ou porfiroclásticos.

As muscovitas inclusas apresentam Al# entre 0,917 e 0,953, enquanto aquelas relacionadas à matriz variam de 0,919 a 0,947; o Mg# encontra-se na faixa de 0,340 a 0,584 para cristais inclusos, e 0,525 a 0,645 para cristais da matriz; sem quantidades de lítio detectáveis nas análises ou tratamento dos dados. Obteve-se também a dispersão das quantidades de Na, Fe, Mg e Ti em relação ao conteúdo de sílica (a.p.f.u.), destacando o enriquecimento em Na, em detrimento de Mg, Fe e Ti (figura 68). As quantidades de Fe+Mg não ultrapassam 0,32, mas são sempre superiores a 0,2 a.p.f.u., demonstrando importante participação da molécula celadonita nestas muscovitas, cujo teor de potássio varia entre 1,54 e 1,76 a.p.f.u (Figura 68).



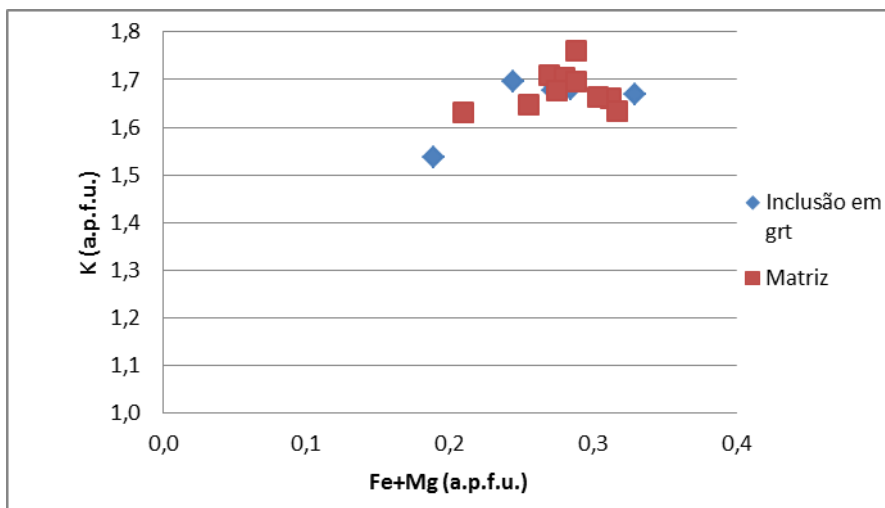


Figura 68: NESG939 - Muscovita no biotita xisto Cataguases: K vs (Fe+Mg). Todas as análises apresentam  $0,2 < (Fe+Mg) < 0,32$  a.p.f.u, campo das muscovitas fengíticas.

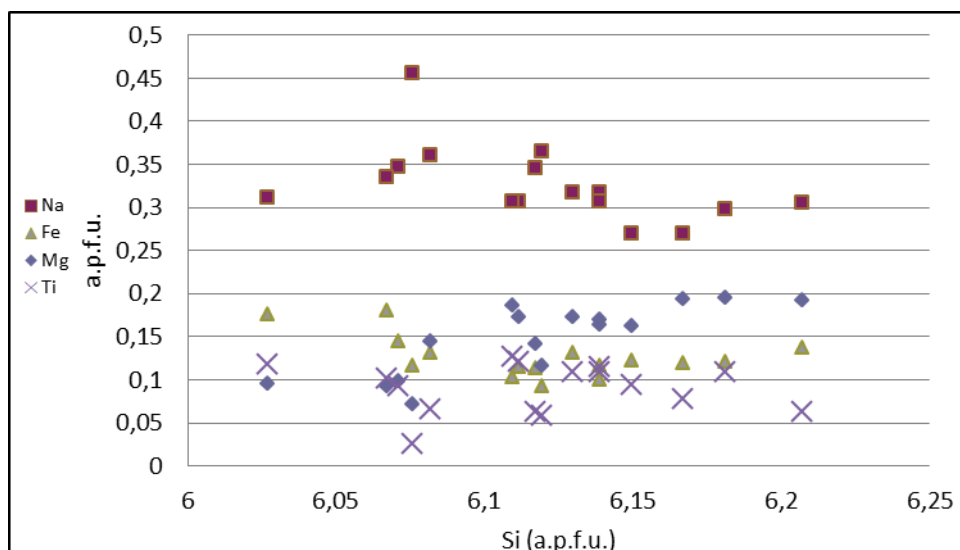


Figura 69: Amostra NESG-939 - Muscovitas do xisto Cataguases: dispersão das quantidades de Na, Mg, Ti e Fe em relação ao Si, em a.p.f.u. Destaque para o enriquecimento em Na em relação aos demais elementos.

Foram analisadas biotitas relacionadas à matriz ou incluídas em granadas ou cianita; apresentam pleocroísmo de marrom claro amarelado a marrom escuro com Fe# entre 0,470 a 0,492 para cristais da matriz, e 0,492 a 0,790 para as inclusões. O <sup>IV</sup>Al, em a.p.f.u. varia entre 2,65 e 2,69 para as amostras de matriz, e 2,58 a 2,77 para os exemplares incluídos (figura 70). As cloritas analisadas estão incluídas em bordas de granada e apresentam teor de Si entre 3,58 e 3,80 com Fe# entre 0,47 e 0,92.

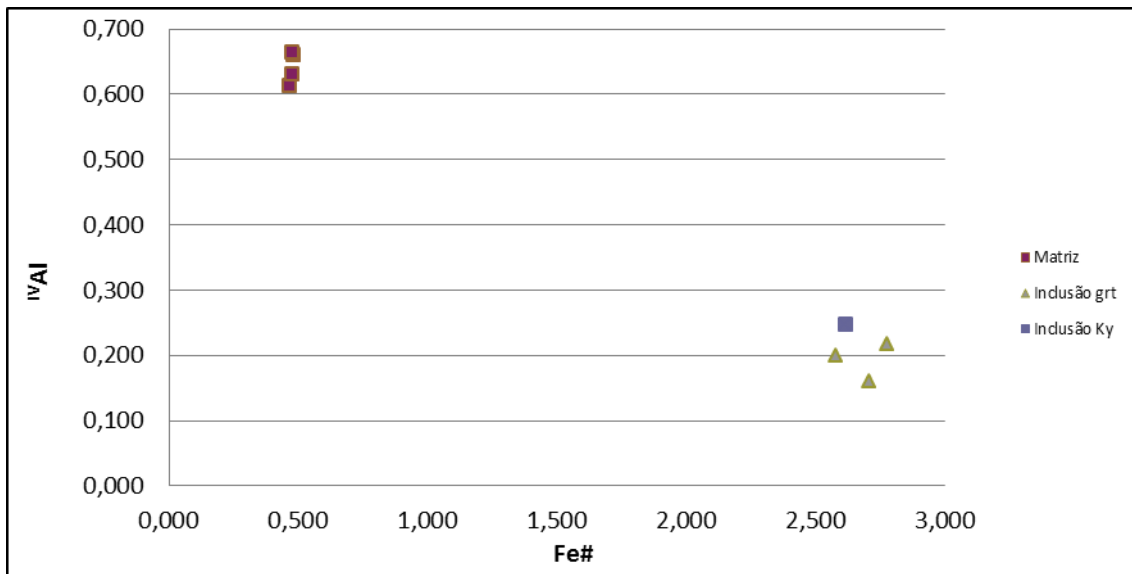


Figura 70: NESG 1002A: biotitas do Xisto Santo Antônio - discriminação com base no Fe# e quantidade de Al<sup>IV</sup>.

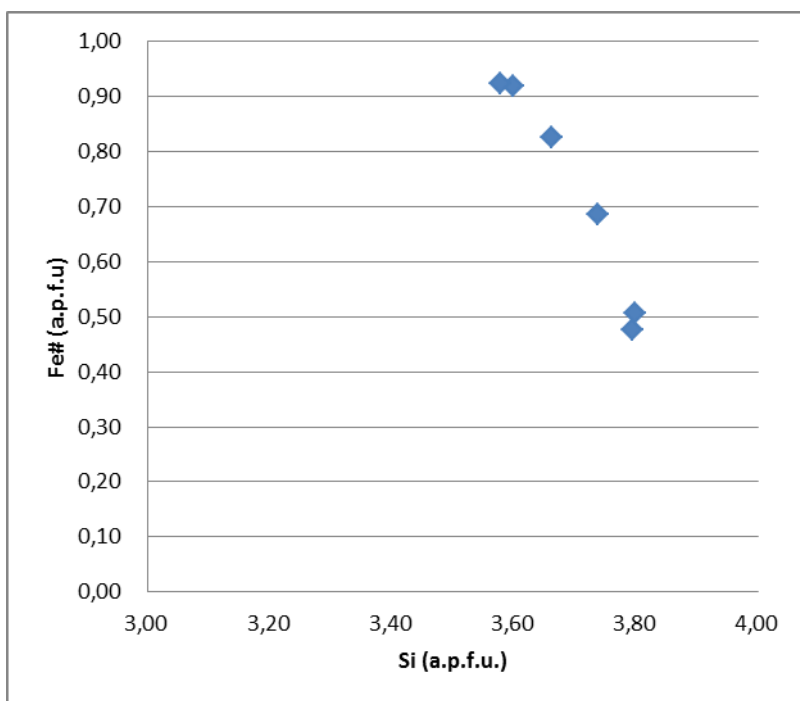


Figura 71: NESG939 - Xisto Santo Antônio: Fe# e teor de silício em a.p.f.u. para as análises em clorita.

Plagioclásios de diversos tipos foram analisados, relacionados à matriz ou em inclusões de borda e núcleo em porfiroblasto de granada, tanto na forma de pequenos cristais subédricos como porfiroclastos. Os plagioclásios apresentaram teores de albita entre 77 e 95% com notável enriquecimento em albita nos porfiroclastos, matriz e inclusões de borda em detrimento às inclusões de núcleo, ricas em anortita (figura 72).

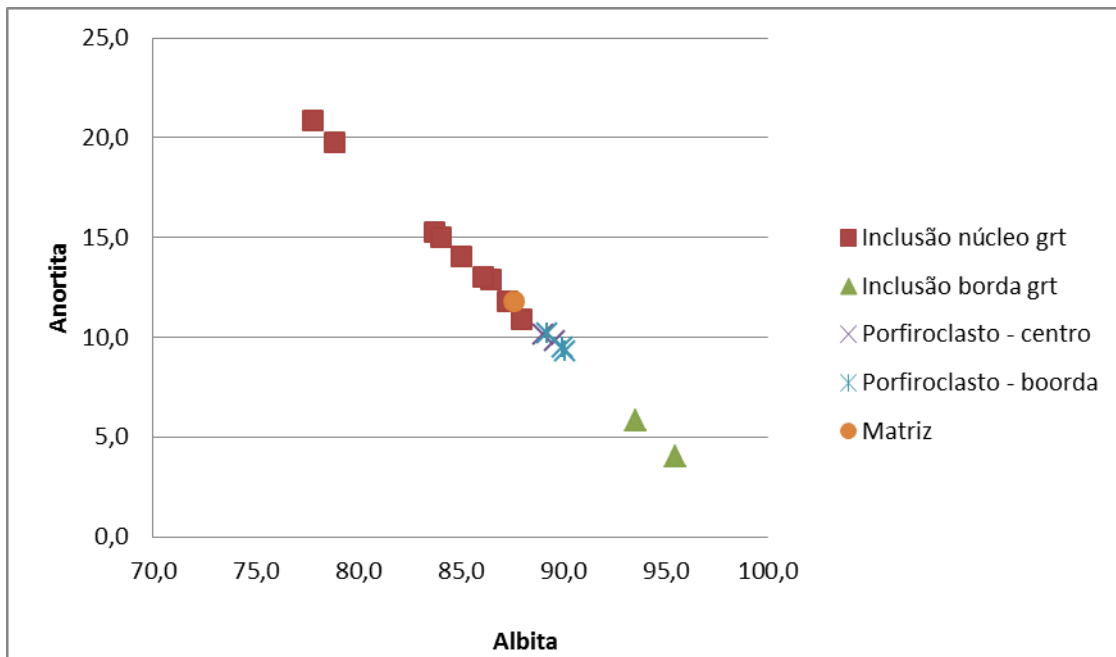


Figura 72: NESG1002A - Plagioclásios do xisto Santo Antônio: variação dos teores de anortita e albita em distintos sítios texturais.

As duas estauroлитas analisadas na matriz possuem razão Mg/Fe<sub>2</sub> de 0,199 e 0,211, e teores de ZnO em torno de 2,5%. Dois porfiroblastos de granada foram analisados: Grt18 (sin-cinemática, poiquiloblástica, com foliação interna em continuidade com a estrutura externa) e Grt12 (núcleo límpido, bordas com foliação interna em continuidade com a externa - sincinemática), obtendo-se nove perfis composicionais que exibiram como resultado proporções de almandina, grossulária, piropo e espessartita entre 75,89 e 83,98%; 1,33 e 16,28%; 4,13 e 17,49%; e 0,61 e 4,19%, respectivamente, para Grt18; e Alm<sub>80-86</sub>, Grs<sub>1,5-6,9</sub>, Prp<sub>8,9-16,6</sub>, e Spss<sub>0,15-1,17</sub> (figuras 73 e 74). No exemplar Grt18 nota-se forte zonação no cristal, evidenciada pela presença de núcleos cálcicos e bordas ferromagnesianas; este padrão sugere que as temperaturas atingidas durante o metamorfismo não foram suficientes para homogeneizar o porfiroblasto. No exemplar Grt12 os padrões de zonação são menos conspícuos. A existência de mais de um local com padrão de entiquecimento em cálcio em detrimento de ferro e magnésio, observada na Grt18 pode sugerir a amalgamação de mais de um núcleo reliquiar.

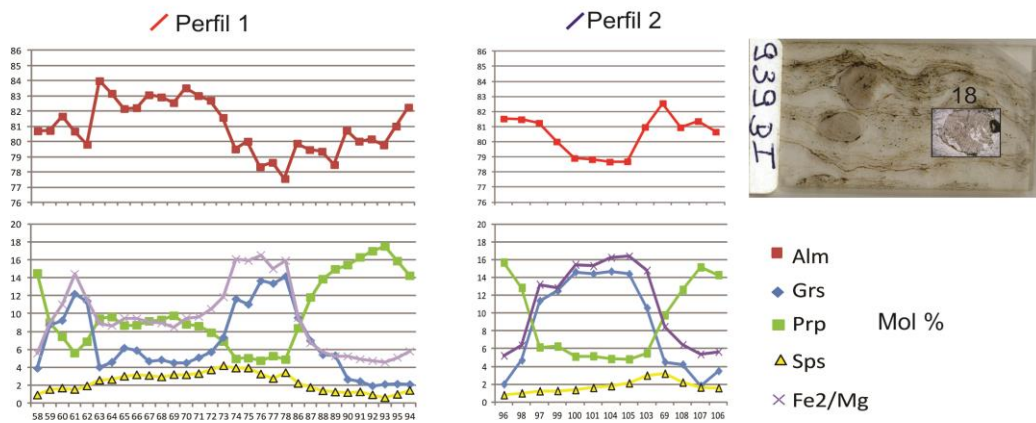
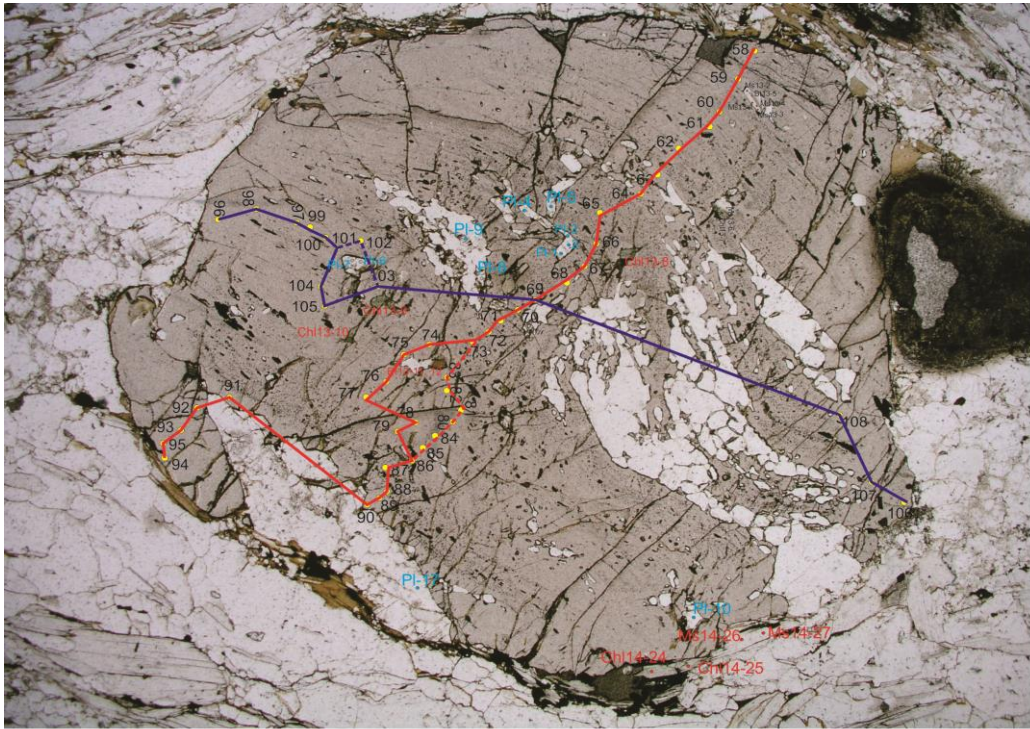


Figura 73: NESG939 - biotita xisto Cataguases - Teores de almandina (alm), grossulária (grs), piropo (prp) e espessartita (sps) em perfis realizados no porfiroblasto de granada Grt01.

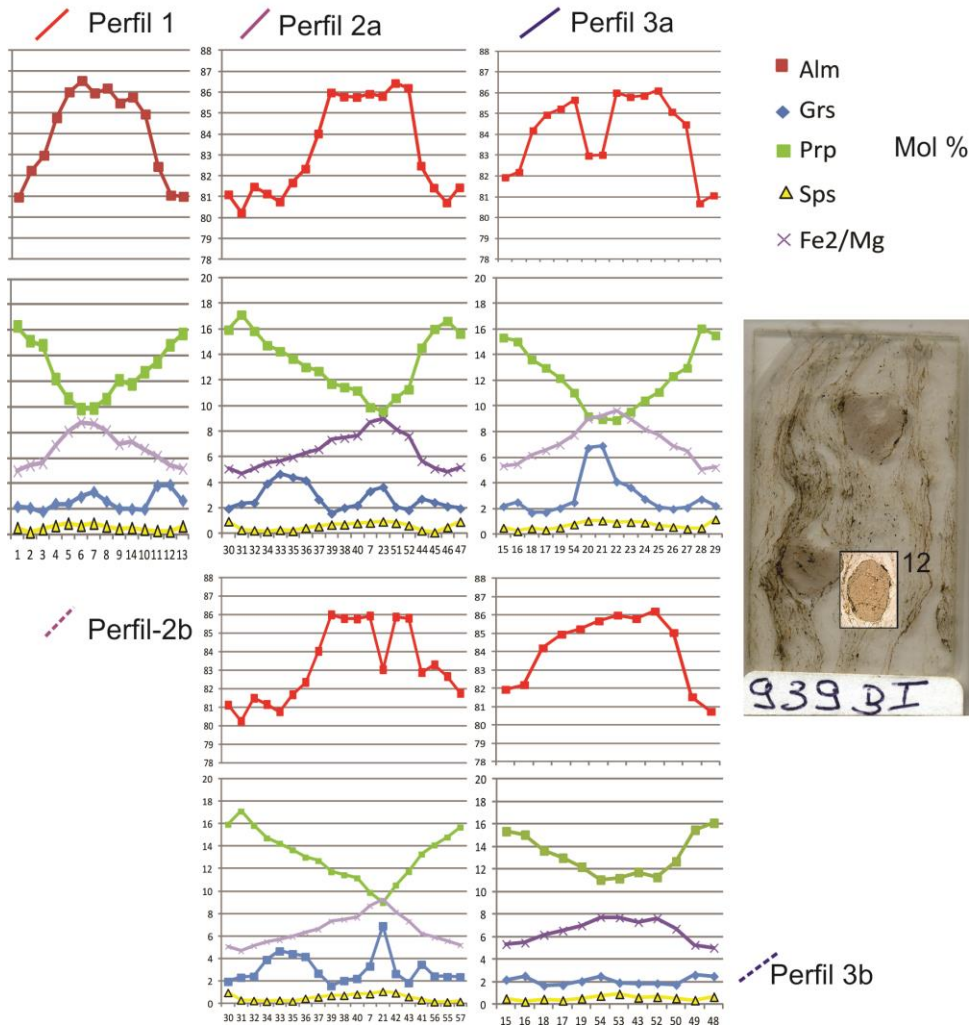
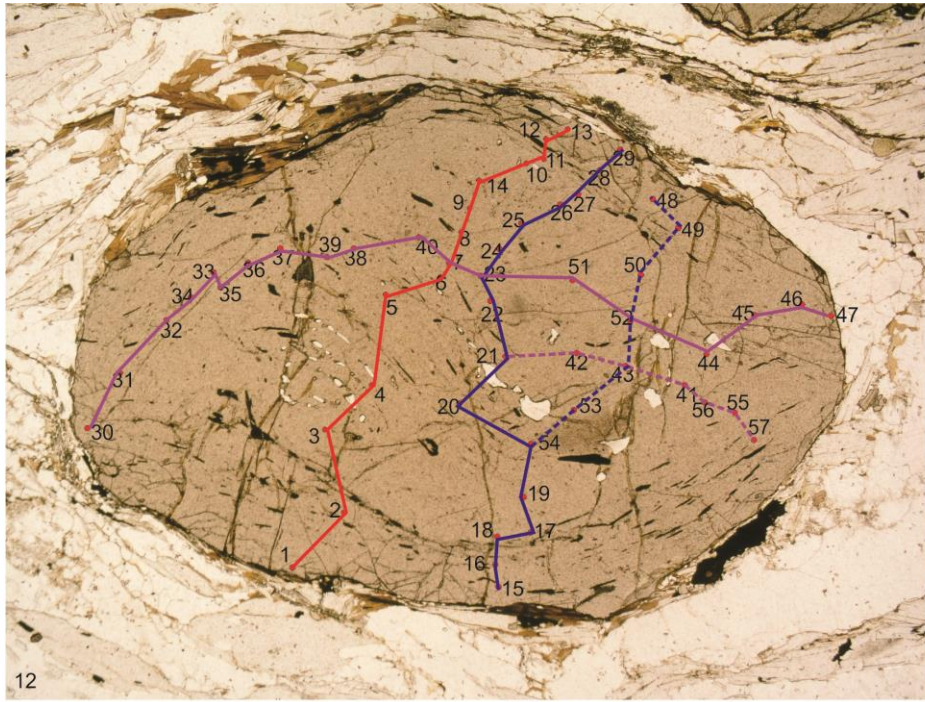


Figura 74: NESG939 - biotita xisto Cataguases - Teores de almandina (alm), grossulária (grs), piropo (prp) e espessartita (sps) em perfis realizados no porfiroblasto de granada Grt03.

## 5.2. Geotermômetro de Zr em rutilo

A aplicação e aprimoramento do termômetro baseado na concentração de Zr em rutilo teve sua primeira calibração experimental efetuada por Zack *et al.* (2004), seguida por diversos trabalhos. No presente estudo foi utilizada a calibração efetuada por Tomkins *et al.* (2007), obtida através de dados experimentais e na qual considera-se a variação de pressão na estimativa de temperatura.

Duas famílias de rutilo foram analisadas: grandes cristais inclusos em granada, arredondados a subedricos, localmente estirados, definindo foliação interna em continuidade ou não com a estrutura externa principal; e rutilos arredondados intersticiais na matriz granoblástica e em sombras de pressão de granadas. Além do hábito e sítio textural, o grau de oxidação também foi utilizado como critério para seleção dos pontos analisados, efetuadas nos cristais mais preservados. A seguir são apresentados os resultados obtidos para cada amostra.

### 5.2.1. NESG-1288 - Xisto Serra da Boa Vista na serra dos Cataguases

Nesta amostra os teores de Zr em rutilo foram obtidos em inclusões arredondadas em granada e variam entre 148 e 481ppm, correspondendo a temperaturas entre 576 e 667°C a 5Kbar, e entre 596 e 689°C a 10Kbar (tabela 1), de acordo com o geotermômetro de Tomkins *et al.*, 2007.

Tabela 1: Dados de Zr in Rutilo da amostra NESG 1288-1 - Xisto Serra da Boa Vista.

Análise	ZrO <sub>2</sub>	ppmZr	T a 5Kb	T a 10Kb	T a 15Kb
Rt 17 - Grt18	0.02	148.06	575.91	596.15	616.40
Rt 18 - Grt18	0.027	199.88	597.36	618.12	638.87
Rt 20 - Grt12	0.035	259.11	616.80	638.02	659.24
Rt 12 - Grt16	0.036	266.51	618.96	640.24	661.51
Rt 13 - Grt16	0.036	266.51	618.96	640.24	661.51
Rt 19 - Grt12	0.037	273.91	621.07	642.40	663.72
Rt 10 - Grt15	0.039	288.72	625.16	646.59	668.01
Rt 21 - Grt12	0.039	288.72	625.16	646.59	668.01
Rt 11 - Grt16	0.041	303.52	629.08	650.60	672.12
Rt 8 - Grt13	0.048	355.34	641.67	663.48	685.30
Rt 1 - Grt11	0.05	370.15	644.98	666.88	688.77
Rt 14 - Grt17	0.051	377.55	646.60	668.53	690.46
Rt 3 - Grt11	0.053	392.36	649.76	671.76	693.77
Rt 15 - Grt17	0.053	392.36	649.76	671.76	693.77
Rt 7 - Grt13	0.054	399.76	651.30	673.34	695.39
Rt 16 - Grt17	0.055	407.17	652.82	674.90	696.98
Rt 2 - Grt11	0.057	421.97	655.79	677.94	700.09
Rt 9 - Grt13	0.058	429.37	657.24	679.43	701.62
Rt 4 - Grt11	0.06	444.18	660.09	682.34	704.60
Rt 6 - Grt13	0.06	444.18	660.09	682.34	704.60
Rt 5 - Grt13	0.065	481.20	666.88	689.30	711.71

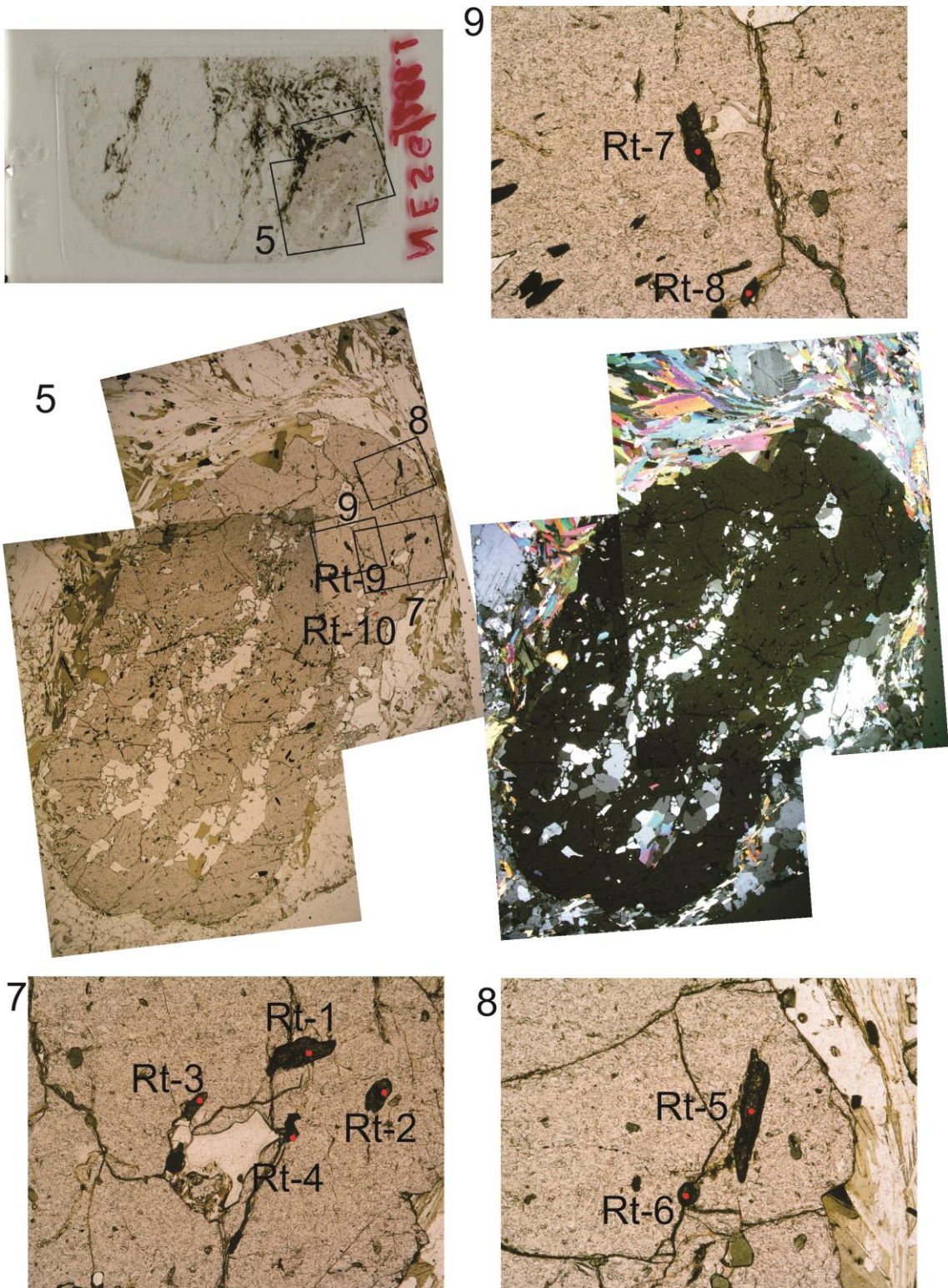


Figura 75: NESG1288 - Xisto Serra da Boa Vista: análises de Zr em rutilo incluído em granada.



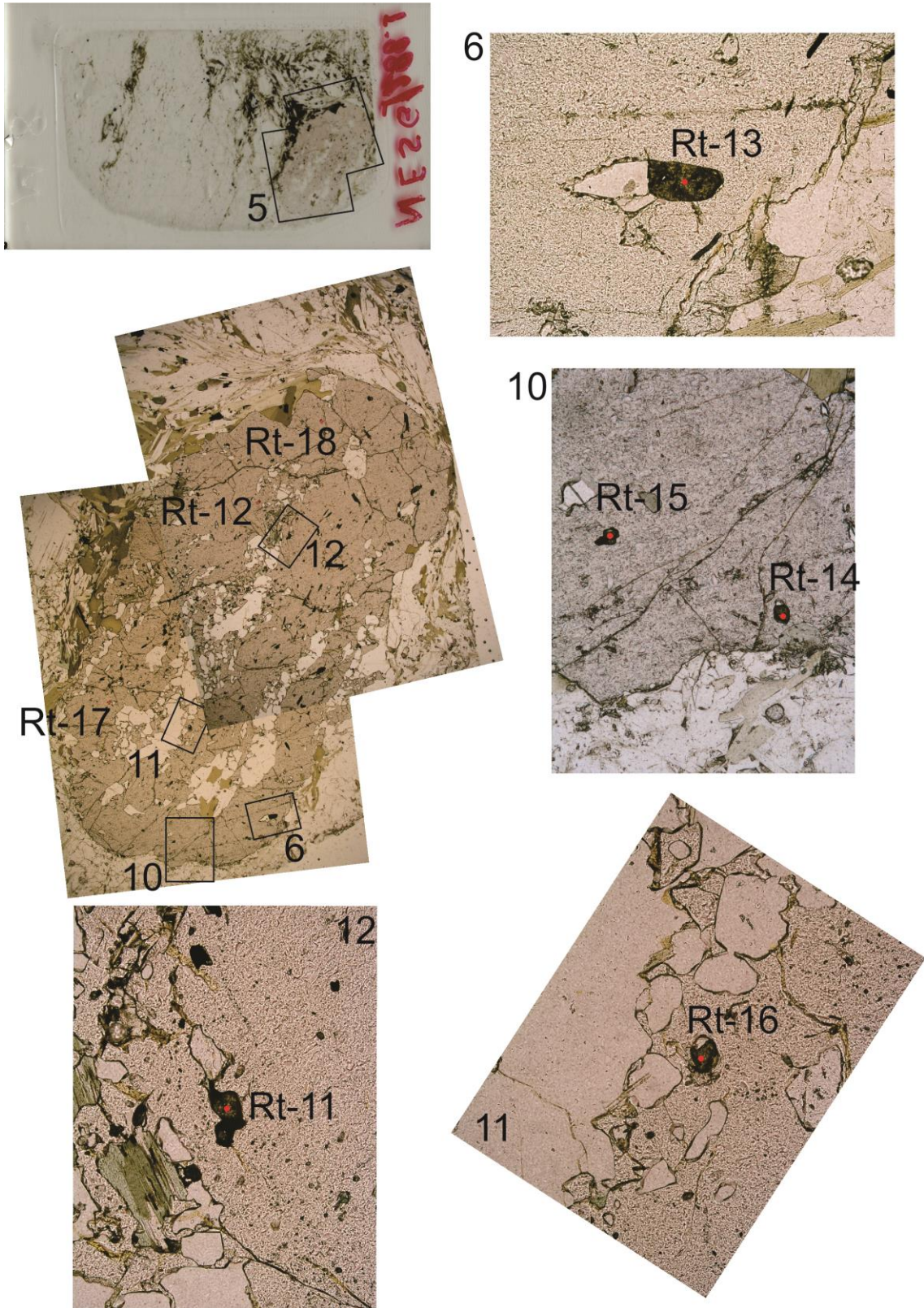


Figura 76: NESG1288 - Xisto Serra da Boa Vista: análises de Zr em rutilo incluído em granada.

### 5.2.2. NESG-939BI - Biotita Xisto Cataguases

No biotita xisto Cataguases os teores de Zr em rutilo foram obtidos em grãos inclusos em granada (figuras 77 e 78), além de três análises em cristais arredondados intersticiais na matriz da rocha. Os valores de Zr nos cristais inclusos variam entre 118 e 473ppm, correspondendo a temperaturas entre 561 e 665°C a 5Kbar; e entre 580 e 688°C a 10Kbar, de acordo com o geotermômetro de Tomkins *et al.*, 2007. Já os valores de matriz variam entre 385 e 473ppm, correspondendo a temperaturas entre 648 e 664°C a 5Kbar, e entre 670 e 686°C a 10Kbar (tabela 2).

Tabela 2: Dados de Zr in Rutilo da amostra NESG939 - biotita xisto Cataguases.

Análise	ZrO <sub>2</sub>	ppmZr	T a 5Kb	T a 10Kb	T a 15Kb
Rt 14 - Grt14	0.016	118.448	560.63	580.51	600.40
Rt 16 - Grt14	0.019	140.657	572.35	592.51	612.67
Rt 10 - Grt20	0.028	207.284	600.03	620.85	641.68
Rt 7- Grt7	0.034	251.702	614.58	635.75	656.92
Rt3 - Grt1	0.05	370.15	644.98	666.88	688.77
Rt 5 - Grt3	0.05	370.15	644.98	666.88	688.77
Rt 8 - Grt20	0.05	370.15	644.98	666.88	688.77
Rt 4 - Grt2	0.051	377.553	646.60	668.53	690.46
Rt 13 - matriz	0.052	384.956	648.19	670.16	692.13
Rt 17 - Grt11	0.052	384.956	648.19	670.16	692.13
Rt 6 - Grt3	0.056	414.568	654.31	676.43	698.55
Rt 9 - Grt20	0.057	421.971	655.79	677.94	700.09
Rt 15 - Grt14	0.059	436.777	658.67	680.90	703.12
Rt1 - Grt1	0.062	458.986	662.86	685.18	707.50
Rt2 - Grt1	0.062	458.986	662.86	685.18	707.50
Rt 11 - matriz	0.063	466.389	664.22	686.57	708.92
Rt 18 - Grt11	0.064	473.792	665.56	687.94	710.33
Rt 12 - matriz	0.069	510.807	672.01	694.55	717.09

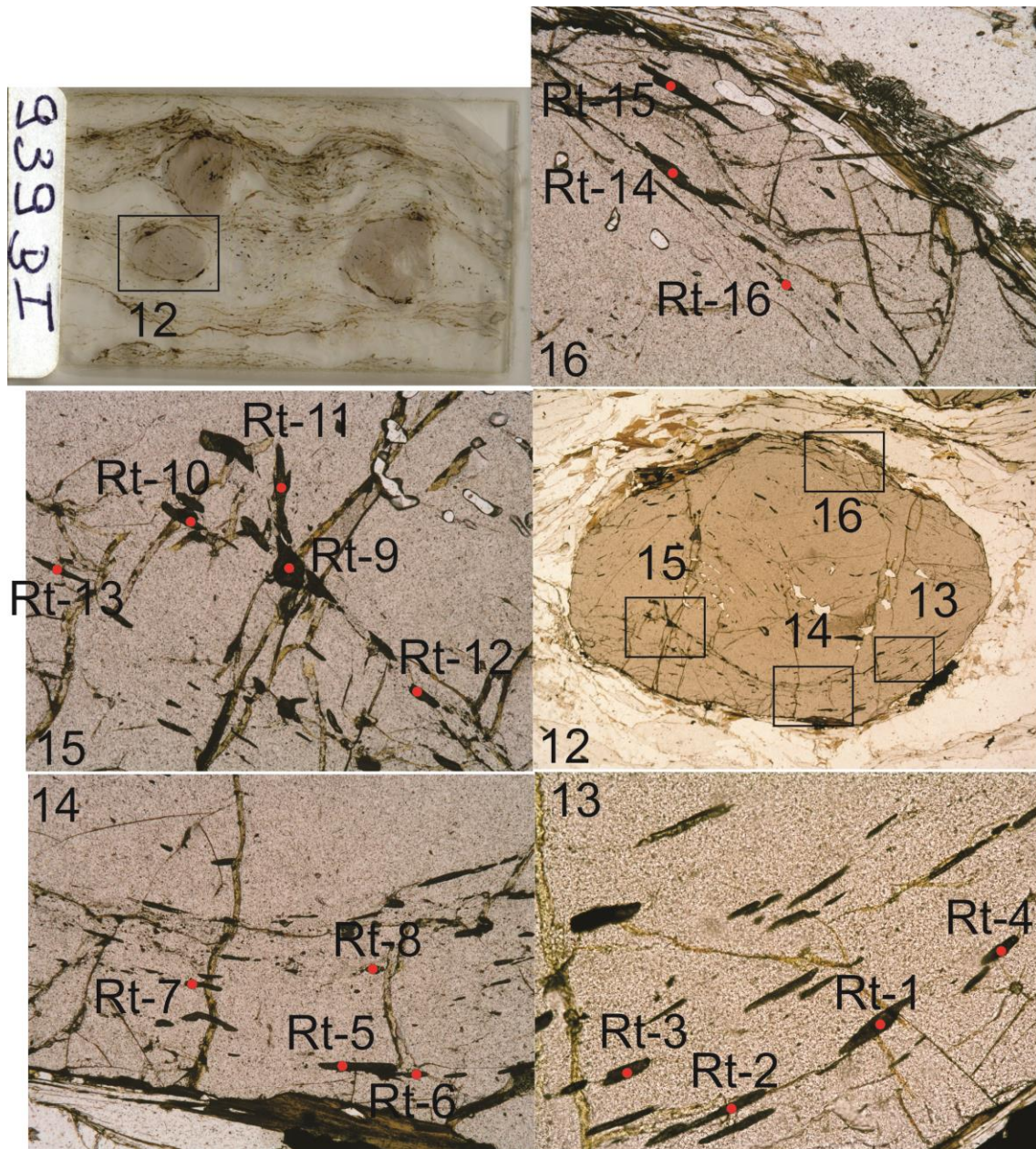


Figura 77: NESG1288 - Xisto Serra da Boa Vista: análises de Zr em rutilo incluído em granada.

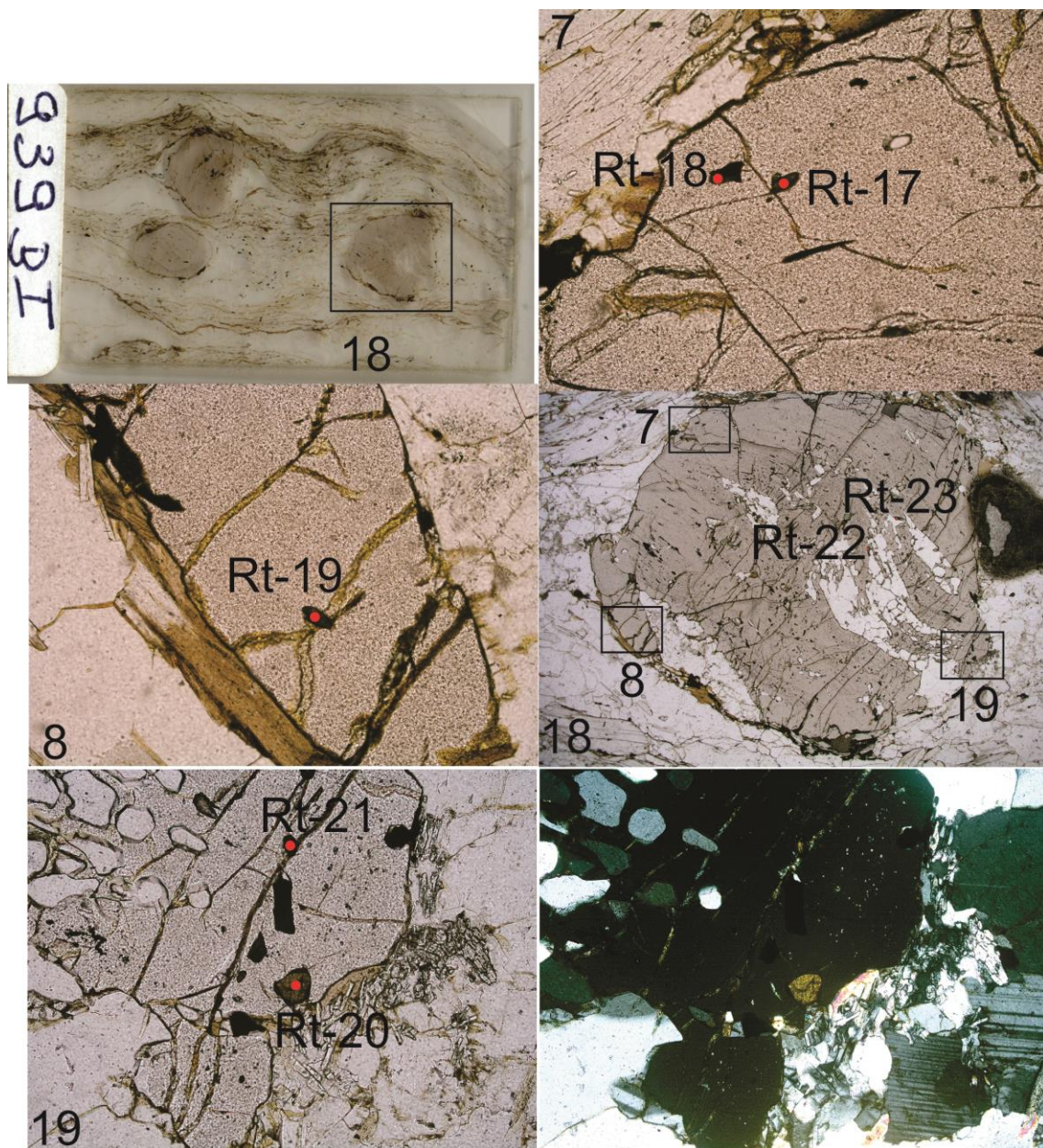


Figura 78: NESG939 - biotita xisto Cataguases: rutilos inclusos na granada Grt18.

### 5.2.3. NESG-1002A - Xisto Santo Antônio

Teores de Zr em rutilo obtidos em grãos inclusos em granada, com valores entre 170 e 555ppm correspondendo a temperaturas entre 586 e 679°C a 5Kbar, e entre 606 e 701 °C a 10Kbar, de acordo com Tomkins *et al.*, 2007. Os resultados apresentam-se na tabela 3, e as análises nas figuras 79 e 80.

Tabela 3: NESG1002A - Xisto Santo Antônio: dados de Zr em cristais de rutilo inclusos em granada.

Análise	ZrO <sub>2</sub>	ppmZr	T a 5Kb	T a 10Kb	T a 15Kb
Rt 15 - Grt9	0.023	170.269	585.76	606.25	626.73
Rt 8 - Grt3	0.026	192.478	594.60	615.29	635.99
Rt 13 - Grt7	0.027	199.881	597.36	618.12	638.87
Rt 7 - Grt3	0.028	207.284	600.03	620.85	641.68
Rt 22 - Grt22	0.031	229.493	607.60	628.60	649.61
Rt 1 - Grt1	0.039	288.717	625.16	646.59	668.01
Rt 14 - Grt7	0.041	303.523	629.08	650.60	672.12
Rt 5 - Grt2	0.042	310.926	630.98	652.55	674.11
Rt 9 - Grt5	0.044	325.732	634.68	656.33	677.98
Rt 3 - Grt1	0.045	333.135	636.47	658.16	679.86
Rt 21 - Grt24	0.046	340.538	638.23	659.97	681.70
Rt 2 - Grt1	0.047	347.941	639.96	661.74	683.51
Rt 6 - Grt2	0.051	377.553	646.60	668.53	690.46
Rt 11 - Grt6	0.051	377.553	646.60	668.53	690.46
Rt 20 - Grt21	0.052	384.956	648.19	670.16	692.13
Rt 12 - Grt6	0.054	399.762	651.30	673.34	695.39
Rt 19 - Grt21	0.055	407.165	652.82	674.90	696.98
Rt 10 - Grt5	0.059	436.777	658.67	680.90	703.12
Rt 18 - Grt20	0.059	436.777	658.67	680.90	703.12
Rt 16 - Grt20	0.065	481.195	666.88	689.30	711.71
Rt 17 - Grt20	0.074	547.822	678.09	700.78	723.46
Rt 4 - Grt2	0.075	555.225	679.27	701.98	724.69

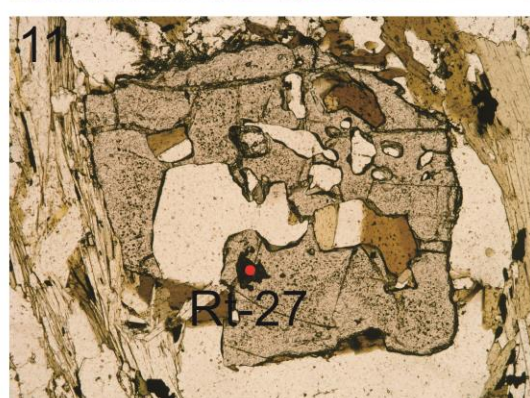
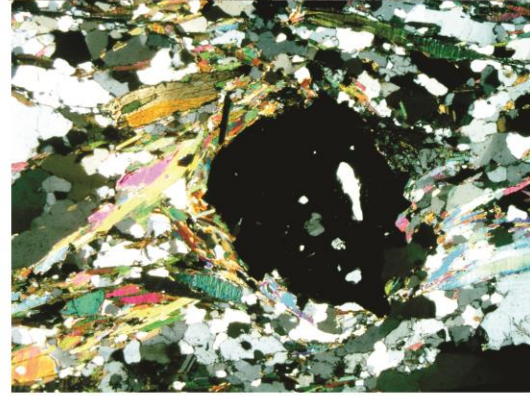
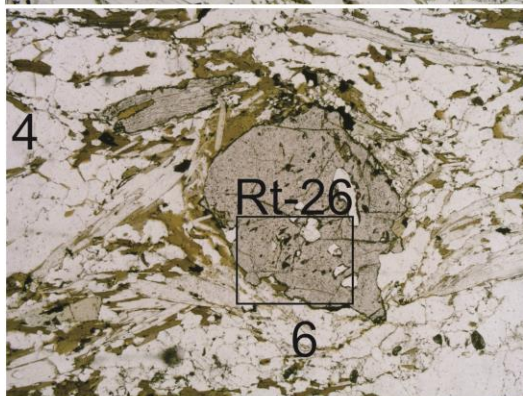
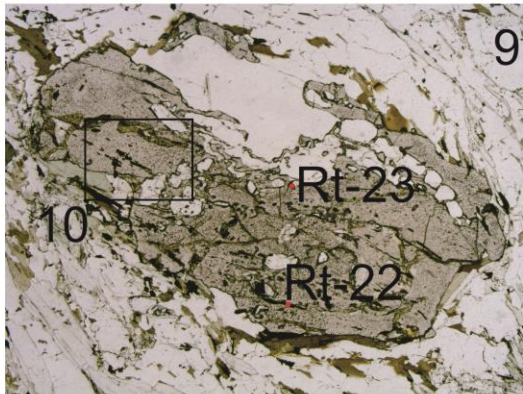
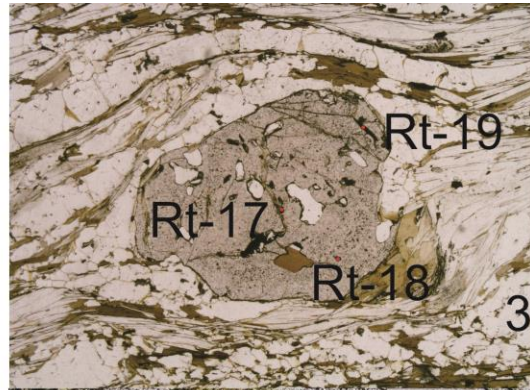
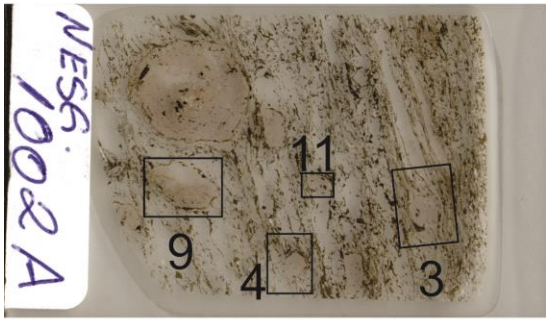


Figura 79: NESG1002A - Xisto Santo Antônio: rutilos inclusos na granada.

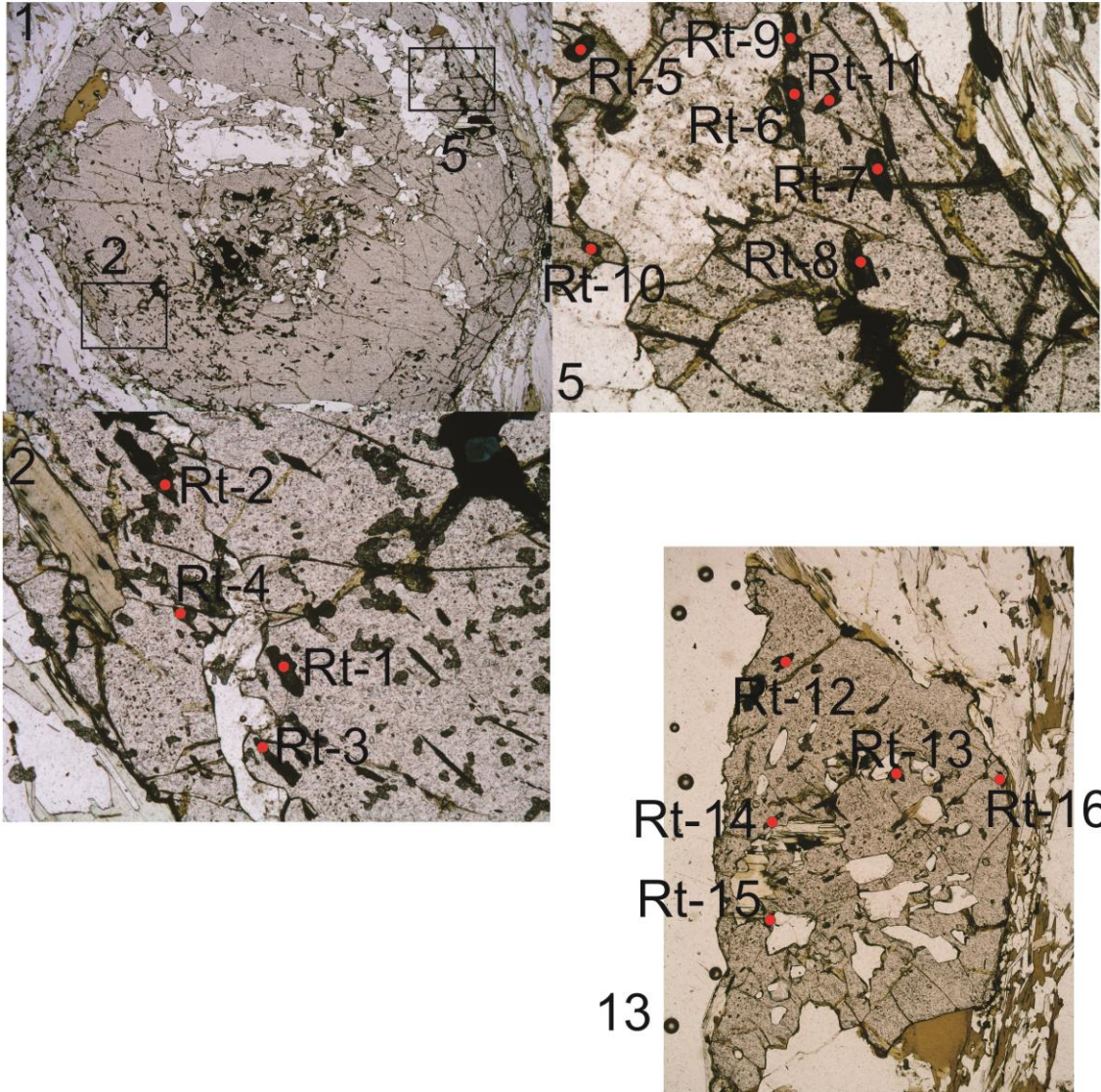


Figura 80: NESC1002A - Xisto Santo Antônio: rutilos inclusos na granada.

### 5.2.4. NESG-1249 - Xisto Rio Capivari

Para a amostra do xisto Rio Capivari os teores de Zr em rutilos inclusos em granada apresentaram valores entre 214 e 251ppm, correspondentes a temperaturas entre 602 e 614°C a 5Kbar, e entre 623 e 635°C a 10Kbar, de acordo com Tomkins *et al*, 2007.

Tabela 4: NESG1249 - xisto Rio Capivari: dados de Zr em cristais de rutilo inclusos em granada.

Análise	ZrO <sub>2</sub>	ppmZr	T a 5Kb	T a 10Kb	T a 15Kb
Rt 1 - Grt3	0.029	214.687	602.62	623.51	644.39
Rt 2 - Grt3	0.034	251.702	614.58	635.75	656.92
Rt 3 - Grt2	0.034	251.702	614.58	635.75	656.92

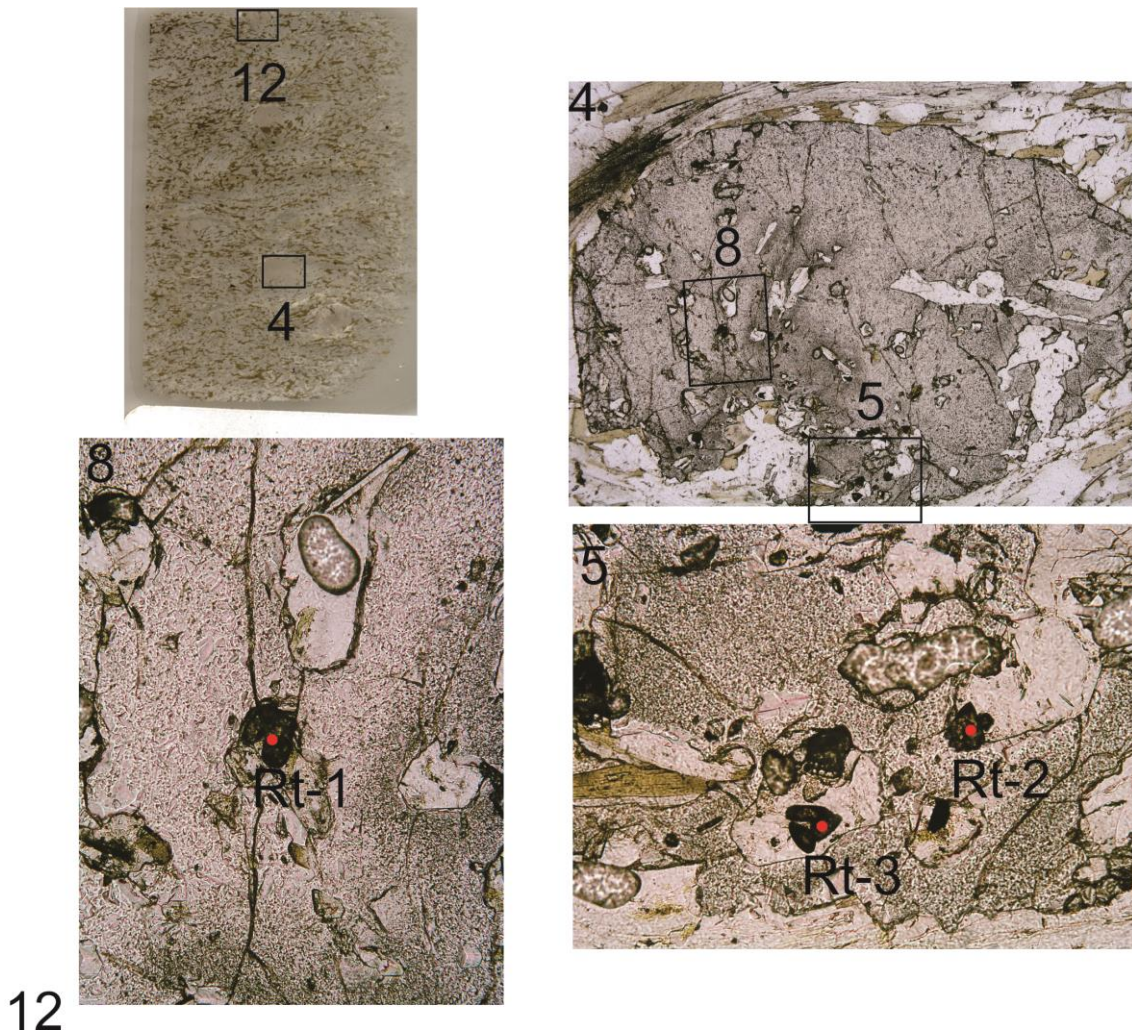


Figura 81: NESG1259 - xisto Santo Antônio: rutilos inclusos na granada.



A termometria de Zr em rutilo evidencia o empilhamento invertido do metamorfismo da frente da *nappe* Andrelândia, com temperaturas de cerca de 702°C para o contato superior com a *nappe* Liberdade e cerca de 615°C para o contato inferior com o Alóctone Serra da Bandeira, quando comparadas em um horizonte de 10Kbar de pressão (figura 82).

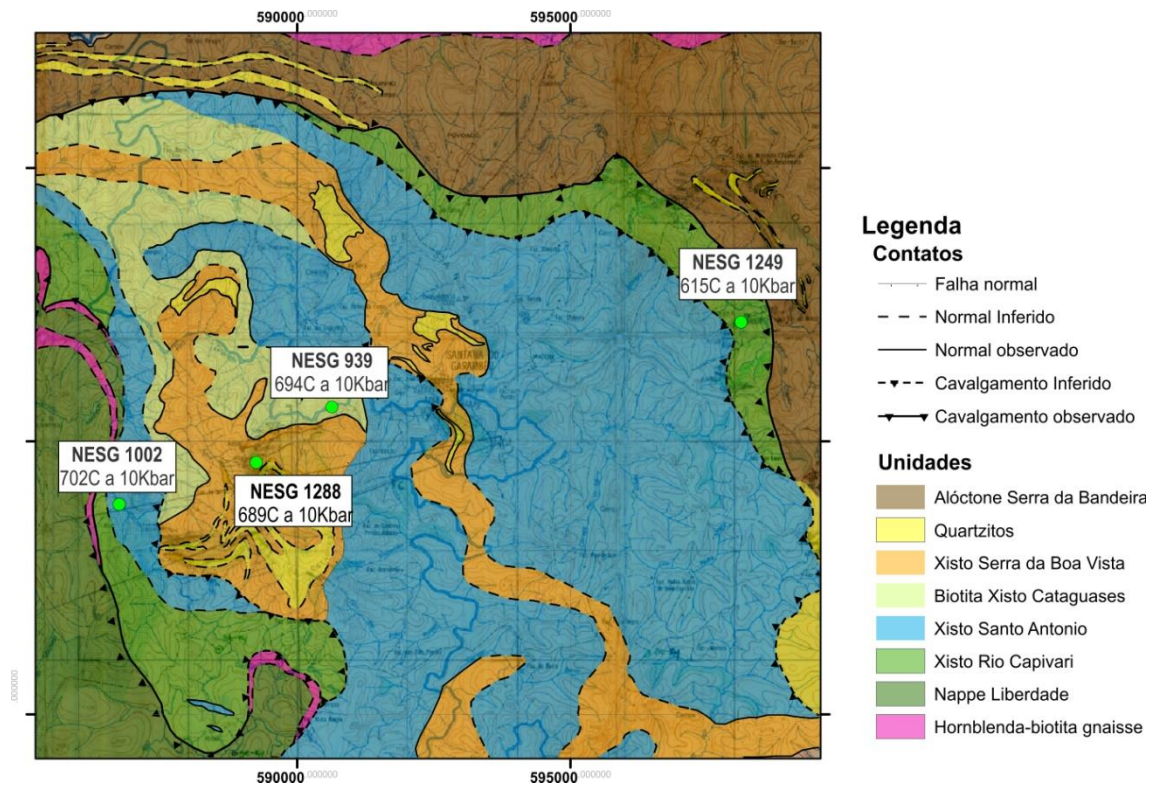


Figura 82: Resultados de termometria Zr in Rutilo comparados a 10Kbar, sobre mapa geológico esquemático.

## 6. Condições de metamorfismo

Para estimativa das condições  $P$ - $T$  nos xistos Cataguases, Santo Antônio e Serra da Boa Vista foram utilizados os *softwares* AX no cálculo da fórmula estrutural de cada mineral, utilizadas no programa THERMOCALC 3.26 (Holland & Powell, 1988, 1998) para cálculo das condições de pressão e temperatura através do geotermobarômetro GASP. O cálculo das fórmulas estruturais e modelos de atividade basearam-se no conjunto de dados internamente consistentes de Holland & Powell (1998), balizados pelos resultados obtidos na termometria por Zr em rutilo. Os equilíbrios escolhidos basearam-se nas características texturais e composicionais dos sítios selecionados, sendo aceitos os resultados com correlação maior que 0,5 e  $\text{sigfit} < 1,35$ .

De forma geral pode-se reconhecer três estágios de equilíbrio textural nas amostras analisadas: o estágio pré-/cedo- $S_2$  preservado em núcleos poiquilíticos de granada, com inclusões de clorita, biotita e plagioclásio, e marcado por porfiroblastos de cianita cedo-cinemática, parcial ou totalmente alterada para muscovita e quartzo ou estaurolita, localmente preservada como núcleos reliquiares; estágio sin- $S_2$  reconhecido em mantos de granada com foliação interna contínua com a estrutura principal, com inclusões de plagioclásio e biotita, localmente muscovita; e o estágio pós- $S_2$  registrado pelo crescimento de cristais euédricos de estaurolita sobre biotita e cianita, levemente oblíquas a discordantes em relação à estrutura principal, e pequenos cristais de sillimanita intersticiais nas porções granoblásticas, principalmente em zonas de sombra de pressão de granadas. Os resultados obtidos para cada amostra são apresentados a seguir.

### 6.1. NESG-1288 - Xisto Serra da Boa Vista

A amostra 1288, localizada na base da serra dos Cataguases, corresponde ao topo estrutural local e teve três equilíbrios calculados: pico bórico preservado em núcleo de granada, com paragênese biotita + plagioclásio + granada (composições obtidas via microsonda) + muscovita + cianita (membros finais); metamorfismo progressivo registrado em manto sin-cinemático, com paragênese biotita + plagioclásio + granada (composições obtidas via microsonda) + muscovita + cianita (membros finais); e as condições de pico térmico registradas na matriz. Os melhores resultados obtidos são apresentados na tabela 5.

Tabela 5: NESG1288 - xisto Serra da Boa Vista: resultados de termobarometria.

T°C	SD	P kbar	SD	Cor	Sigfit	Paragênese
649	48	10	0,9	0,854	1,11	Núcleo (Bt+plg+grt), com Ky e ms
708	46	10,1	0,8	0,817	0,84	Manto (Bt+grt+plg), com Ky e ms
691	20	9,5	0,6	0,858	0,8	Matriz (Bt+plg+st)+grt borda, com sill e ms

Para os equilíbrios de núcleo o melhor resultado foi obtido considerando-se muscovita como membro final e sem a participação de clorita. Embora ambos os minerais sejam reconhecíveis em inclusões de núcleo a utilização dos dados composicionais destes minerais resulta em menores temperatura e pressão, porém com erro maior com *sigfit* acima do aceitável, como, por exemplo, T = 629±51°C, P = 6,6±2,6Kbar (cor. 0,585, *sigfit* 5,72) e T = 634±51 °C, P = 7,9±2,7Kbar (cor. 0,496, *sigfit* 6,21). Na matriz, a utilização das composições de muscovita resultou no cálculo de *set* incompleto de reações independentes, resultando em temperaturas acima do esperado e grandes erros, e.g. T = 867±77 °C, P = 11,2±2,2 (cor.0756, *sigfit* 2,79) e T = 889±82°C, P = 11,9±2,3Kbar (cor. 0764, *sigfit* 2,85).

As temperaturas obtidas são compatíveis com o geotermômetro do rutilo e os equilíbrios de manto e núcleo de granada são coerentes com a paragênese observadas. O resultado obtido para os equilíbrios de matriz, entretanto, apresentam pressão muito elevada, incompatível com a presença de sillimanita (ver figura 83: adaptação de grades de Powell, Lebreton & Vielzeuf), sendo, portanto, sem significado geológico.

## 6.2. NESG-1002A - Xisto Santo Antônio

A amostra 1002 representa o xisto Santo Antônio no flanco oeste da serra dos Cataguases, e correspondente ao topo da frente da *nappe* Andrelândia sob a *nappe* Liberdade. Foram calculados equilíbrios para núcleos de granada, com paragênese granada + biotita + plagioclásio (analisados) + cianita + muscovita (membros finais); e para a matriz, com paragênese granada + muscovita + biotita + clorita (analisadas) + sillimanita. Os melhores resultados são apresentados na tabela 6.

Tabela 6: NESG1002A - xisto Santo Antônio: resultados de termobarometria.

T °C	SD	P kbar	sd	cor	sigfit	
645	43	9,6	0,8	0,804	0,41	Núcleo (Plg+bt+grt), com Ky e ms
680	22	8,5	0,8	0,878	0,69	Matriz (Grt+ms+bio+chl), com sill

Não foi possível identificar com precisão regiões de manto distinguíveis dos núcleos de granada, nem cristais inclusos de muscovita ou clorita em equilíbrio nestas porções. Também não foram analisados cristais de estauroлита nesta seção.

### 6.3. NESG-939BI - Biotita xisto Cataguases

Nesta seção o biotita xisto Cataguases apresenta porfiroblastos de granada com equilíbrio de manto definido pela paragênese granada + biotita + clorita + plagioclásio, além de cianita e muscovita como membros finais; e equilíbrio de matriz marcado pela associação granada + biotita + plagioclásio + estaurolita + clorita + sillimanita, sendo os melhores resultados apresentados na tabela 7.

Tabela 7: NESG939 - biotita xisto Cataguases: resultados de termobarometria.

T °C	SD	P kbar	SD	cor	sigfit	Paragênese
502	13	8,7	0,6	0,371	1,33	Manto (Grt+bt+chl+plg), com ms e ky
694	26	8,9	0,9	0,884	1,16	Matriz (Grt+ bio+plg+st+chl), com sill

A utilização de muscovita como membro final em alguns dos equilíbrios apresentados reside no fato de esta ser uma fase comum identificada em todos os estágios metamórficos reconhecidos. Ademais, as micas são facilmente reequilibradas com mudanças nas condições *P-T*, e são produtos comuns no retrometamorfismo de granadas, de forma que os cristais de muscovita e clorita foram negligenciados nos cálculos de alguns equilíbrios e cujas composições, quando considerados, aumentaram as incertezas dos resultados, não devem estar em equilíbrio químico com as associações observadas. Deve-se levar em conta também que os modelos de atividades utilizados para micas, sobretudo para clorita, apresentam imperfeições que podem influenciar na precisão dos resultados obtidos.

De acordo com os dados apresentados, os equilíbrios resultantes foram analisados em grade NCKFMASH (figura 83), com delimitação de campo de pico metamórfico de alta pressão porém sem o estabelecimento de uma trajetória metamórfica confiável. As altas temperaturas atingidas no topo da *nappe* Andrelândia podem resultar da influência de anatexia incipiente, evidenciada por delgadas lentes de turmalina leucogranitos subparalelizadas a  $S_2$  e  $S_3$ .

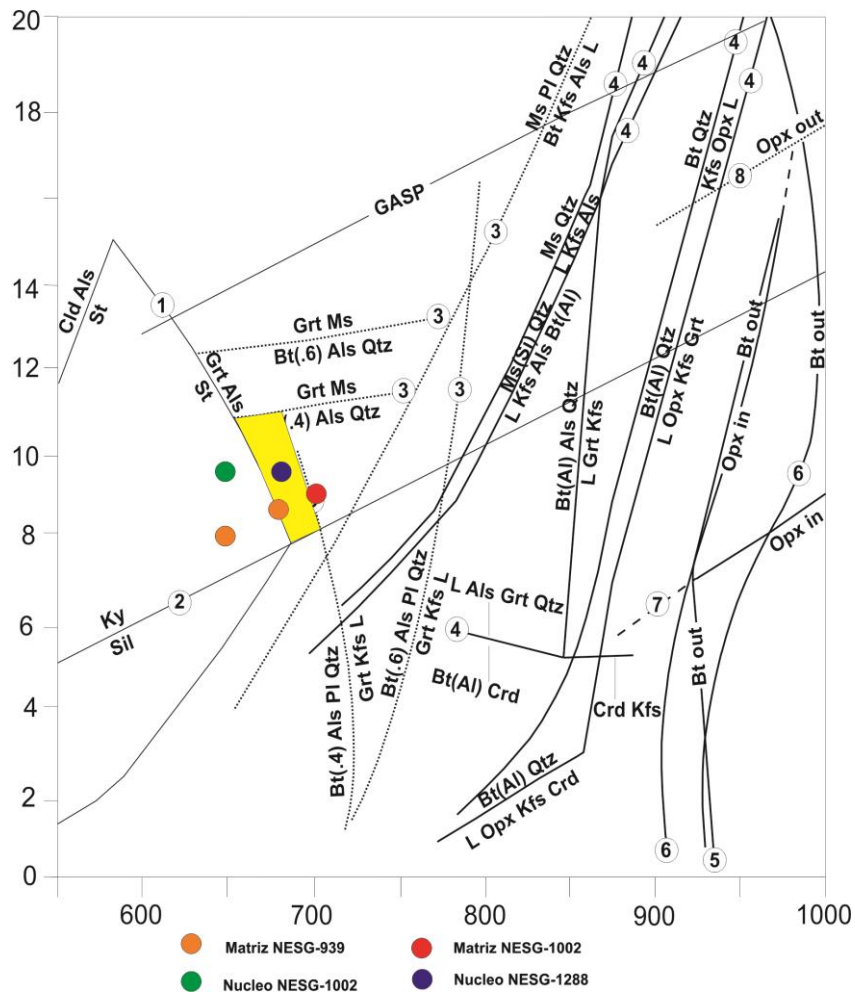


Figura 83: Grade construída baseada em Powell, Le Breton e Vielzeuf com os equilíbrios calibrados e campo P-T coerente com as análises de núcleo e manto de granada.

## 7. Geoquímica isotópica

Sistemas isotópicos são utilizados cada vez mais frequentemente em estudos de proveniência sedimentar e metamorfismo, com implicações diretas nas idades de cristalização do protólito ígneo, idade máxima de deposição e posterior metamorfismo (*p.ex.*, através do sistema U-Pb), além de informações relativas à gênese e/ou proveniência das rochas analisadas ou de suas predecessoras (*p.ex.* através dos sistemas Sm-Nd e Lu-Hf). Neste trabalho, as idades U-Pb (para revisão dos sistemas U-Pb e Sm-Nd em estudos de proveniência, ver Westin, 2011) foram determinadas em zircão por LA-ICPMS, com subsequente análise do sistema Lu-Hf na amostra NESG-1010, da unidade Xisto Santo Antônio.

No sistema Lu-Hf, (Pupin, 2000) valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  positivos indicam fontes com contribuição mantélica (como granitóides toleíticos e associações alcalinas sienogranito). Valores negativos indicam fontes crustais (como granitos anatóticos e migmatitos), com potencial para discernimento entre fontes de zircões contemporâneos (Belousova *et. al.*, 2002), tornando-se ferramenta importante em estudos de proveniência sedimentar. Através do sistema Sm/Nd, obtivemos dados como a idade modelo (TDM) e razão  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , onde valores negativos implicam em fonte enriquecida em ETRL, e valores positivos implicam em fonte empobrecida em ETRL (White, 2009).

Não foram obtidos dados da razão U/Th nas análises LA-ICPMS em zircão.

## 7.1. Resultados isotópicos U-Pb e Lu-Hf

### 7.1.1. NESG-1010 - Xisto Santo Antônio

Foram datados 130 *spots* em 89 grãos detríticos de zircão, dentre os quais, após eliminadas as análises com alta discordância e/ou altos valores de Pb comum, restaram 109 análises com idades praticamente concordantes.

Os zircões datados possuem majoritariamente formas arredondadas a subarredondadas (ver imagens de elétrons secundários, próxima página e demais). Grãos prismáticos ocorrem subordinadamente (4 grãos entre 102 imageados), invariavelmente com bordas sub arredondadas. Seis grãos apresentam bordas quebradas, em dois casos com aspecto de corroídas.

Nas imagens de catodoluminescência é visível o zoneamento interno dos grãos. A predominância é de grãos com borda (às vezes descontínua) de coloração mais clara. Subordinadamente, ocorrem grãos com borda mais escura, geralmente maiores que as claras. Os núcleos dos grãos geralmente apresentam zonação oscilatória, com alternância de faixas com baixa e alta luminescência, o que pode ser correlacionado com o conteúdo relativo de chumbo: se clara, baixo conteúdo de chumbo, se escura, alto conteúdo de chumbo. Alguns núcleos são fragmentos de cristais maiores. Dois cristais do tipo *soccer ball* (não contemporâneos) ocorrem. A característica textural do cristal sob catodoluminescência foi utilizada na discriminação entre núcleo e borda, com 91 dados concordantes obtidos em núcleos e 19 em bordas.





Figura 84: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra NESG 1010. Em vermelho, análises U-Pb, em amarelo, análises Lu-Hf.

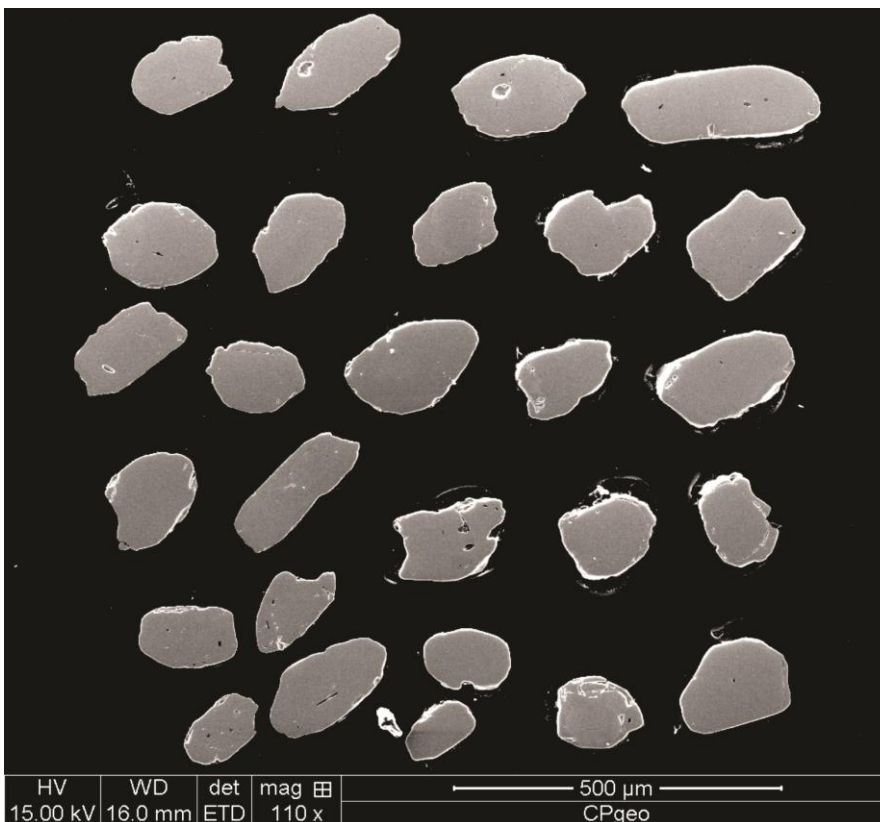


Figura 85: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra NESG 1010.

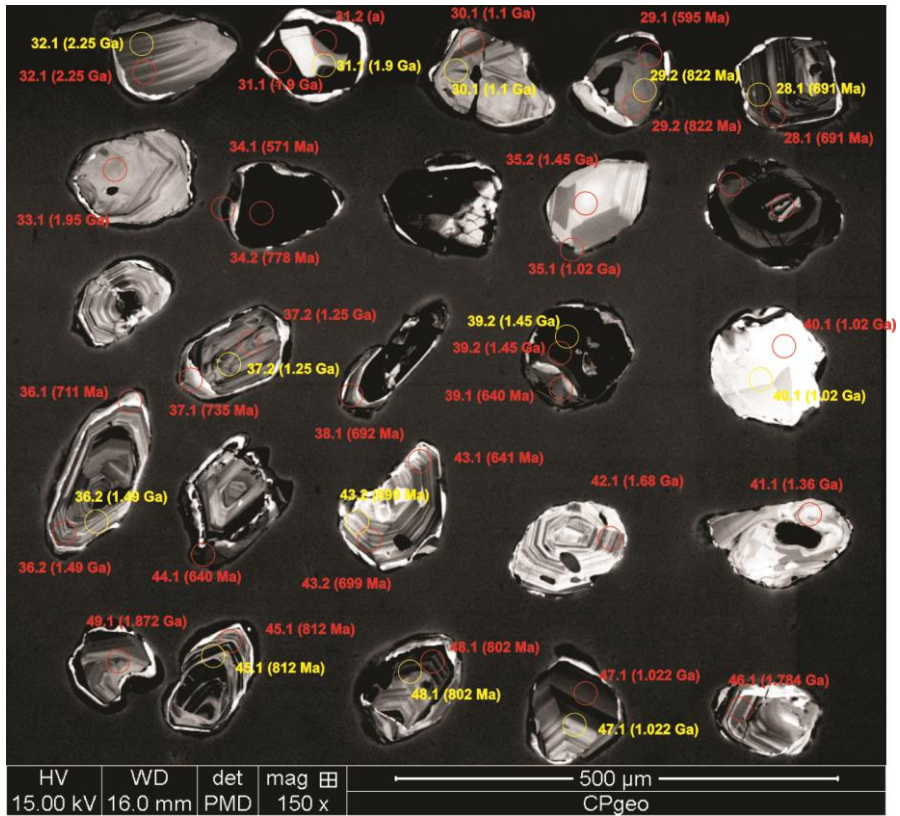


Figura 86: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra NESG 1010.  
Em vermelho, análises U-Pb, em amarelo, análises Lu-Hf.

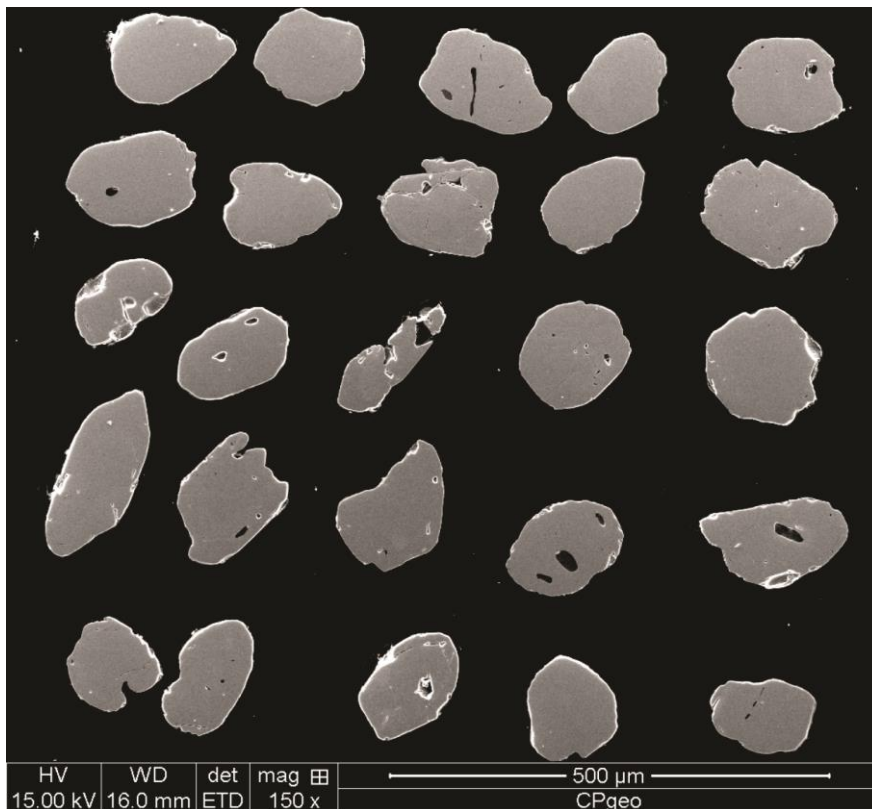


Figura 87: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra NESG 1010.

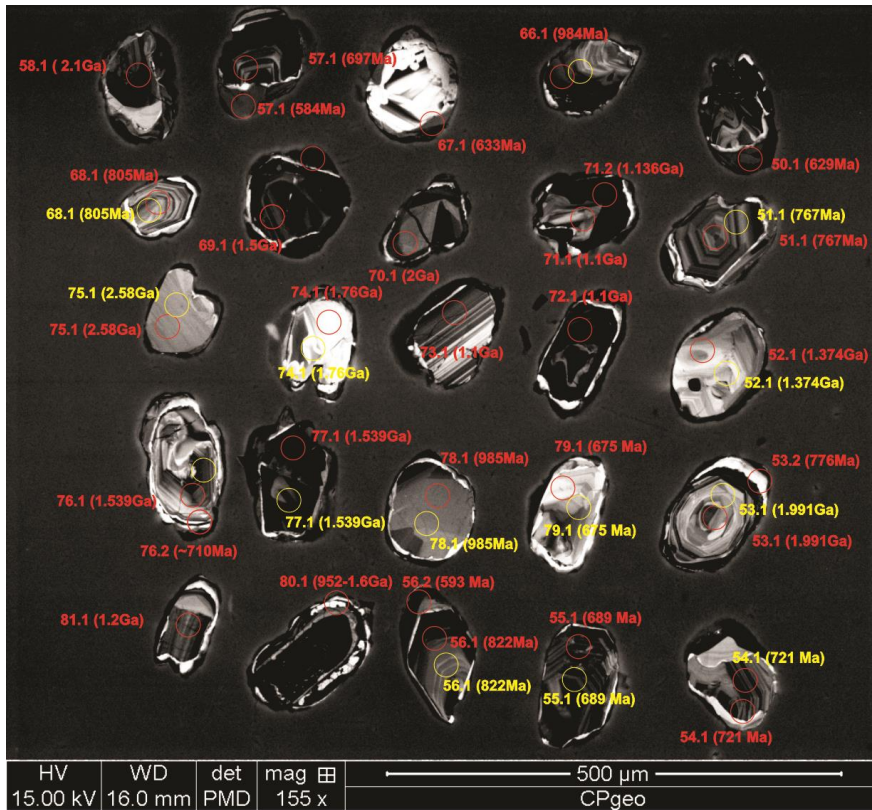


Figura 88: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra NESG 1010.  
Em vermelho, análises U-Pb, em amarelo, análises Lu-Hf.

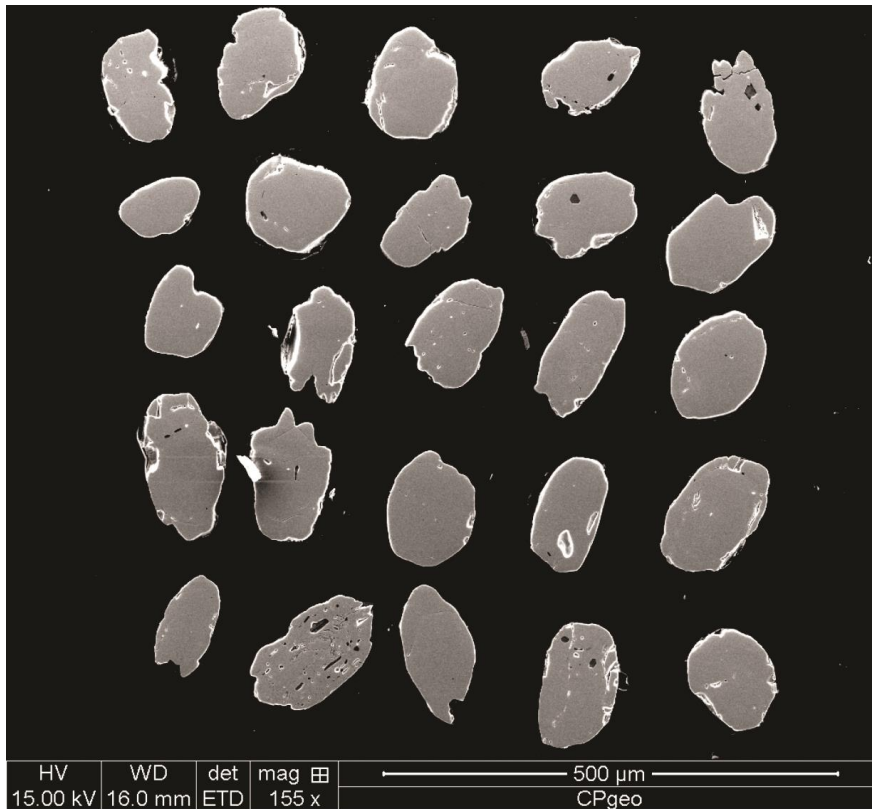


Figura 89: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra NESG 1010.

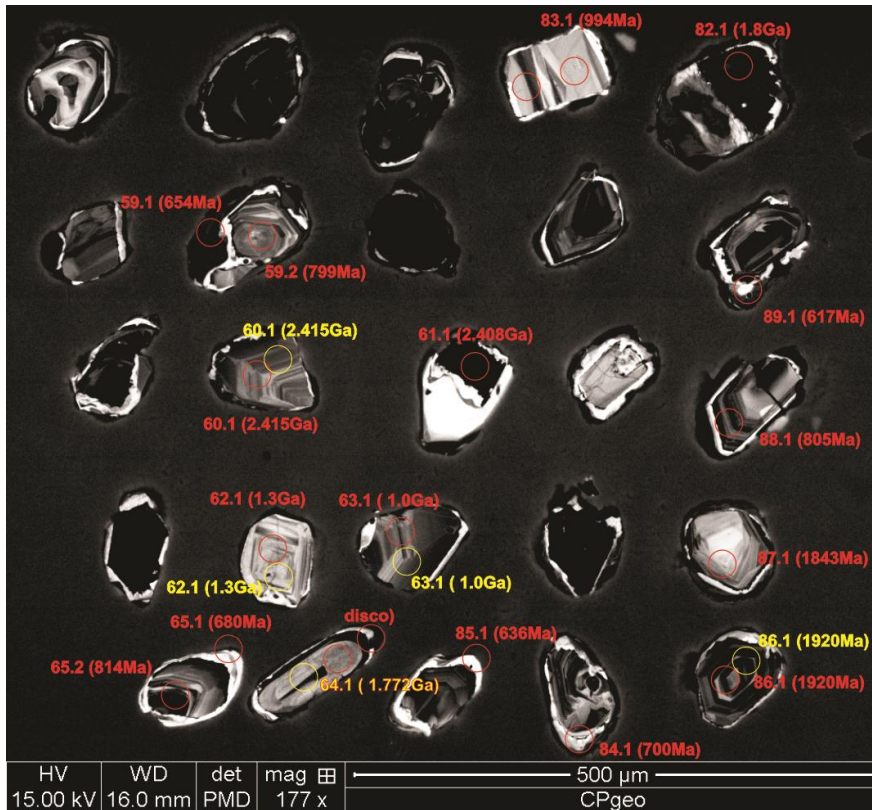


Figura 90: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra NESG 1010.  
Em vermelho, análises U-Pb, em amarelo, análises Lu-Hf.

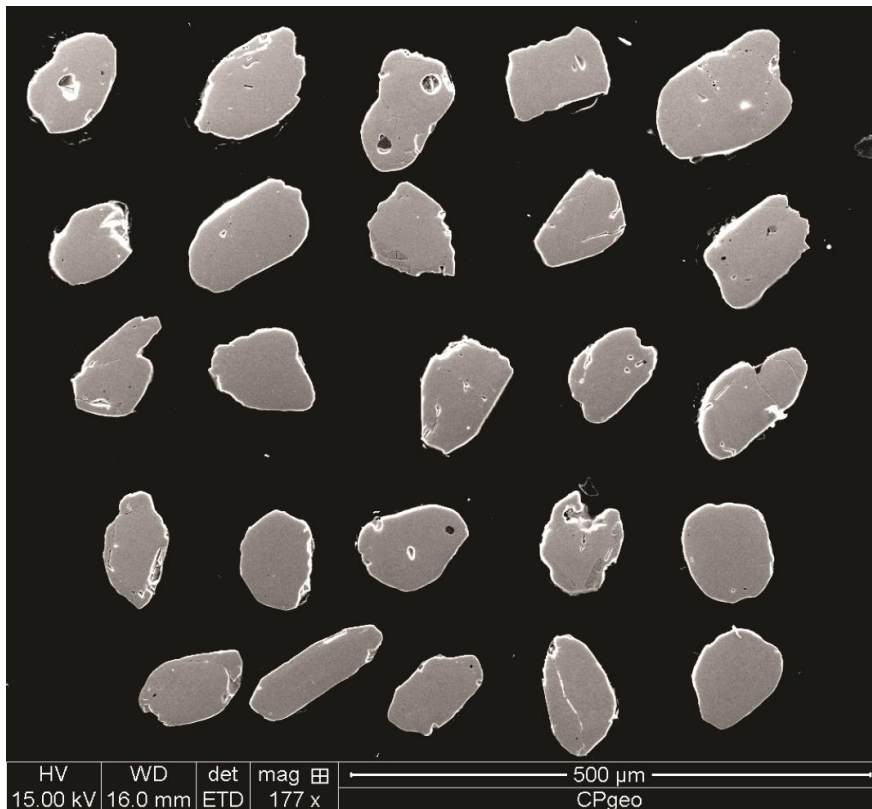


Figura 91: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra NESG 1010.

### 7.1.1.1. Análises de Núcleo

Analisando-se o histograma de idades concordantes de núcleo (de figura 92 a figura 94), idades Criogenianas sobressaem-se, compondo cerca de um terço dos dados, com duas populações principais nesse período, a mais jovem possui com idades em torno de  $692.1 \pm 3.3$  Ma, seguida pela concentração maior de idades de toda amostra, em torno de  $807.7 \pm 2.9$  Ma. No limite neo-mesoproterozóico (Toniano-Esteniano), ocorre uma população expressiva, com idade em torno de  $1002.8 \pm 4.2$  Ma. No Mesoproterozóico, ocorrem ainda uma população Ectasiana e um espalhamento de idades entre 1351 a 1570 Ma (Ectasiano-Calimíniano). No Paleoproterozóico ocorrem concentrações de idades em  $1840.1 \pm 9.2$  Ma e  $1961.6 \pm 12$  (Orosiriano). Três dados concordantes são Siderianos com o núcleo mais antigo atingindo 2456 Ma.

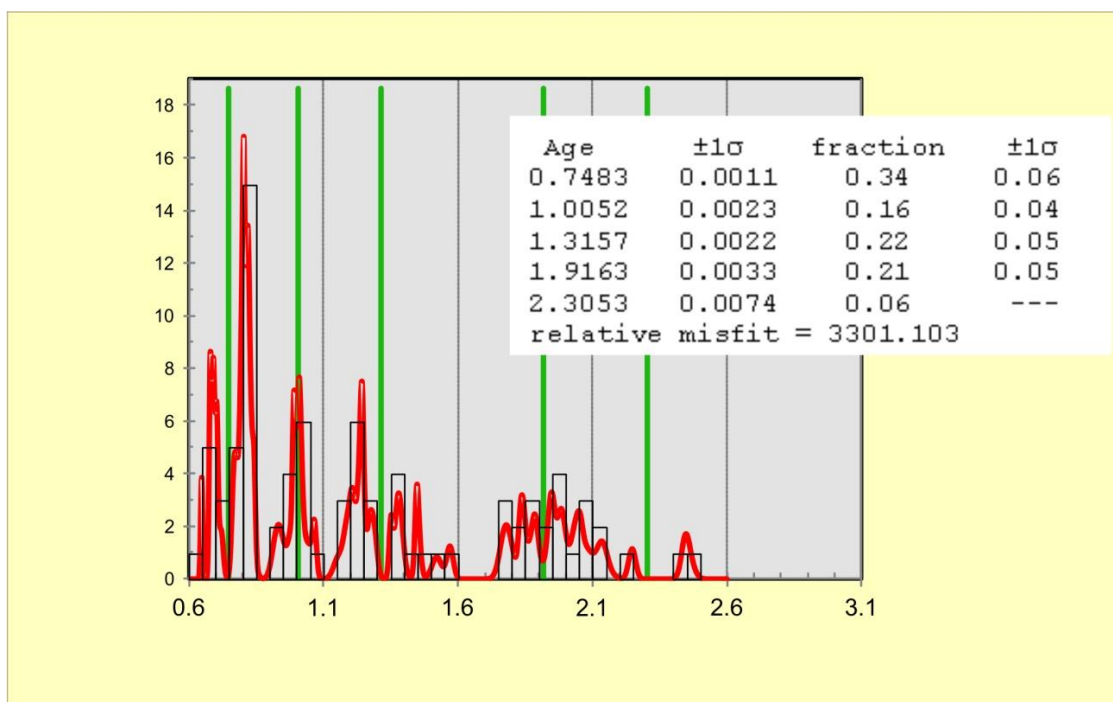


Figura 92: Histograma de dados concordantes de núcleo da amostra NESG 1010.

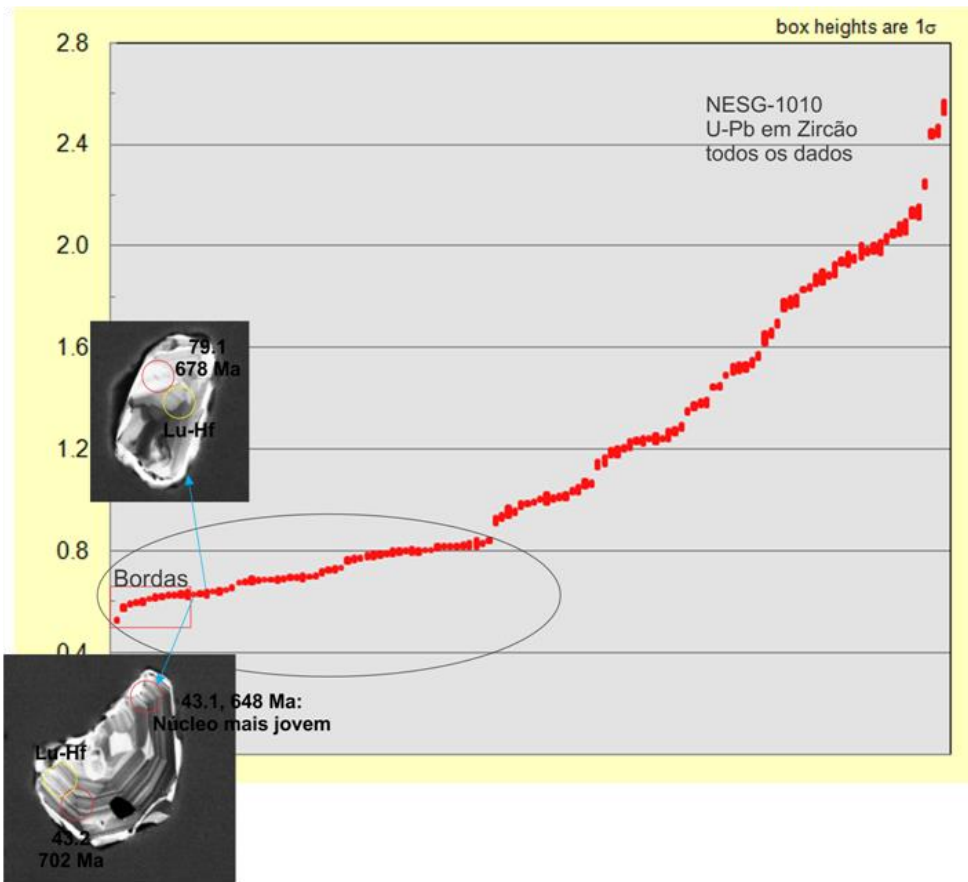


Figura 93: Distribuição de idades de todos os dados da amostra NESG 1010.

### Dados concordantes de Nucleo

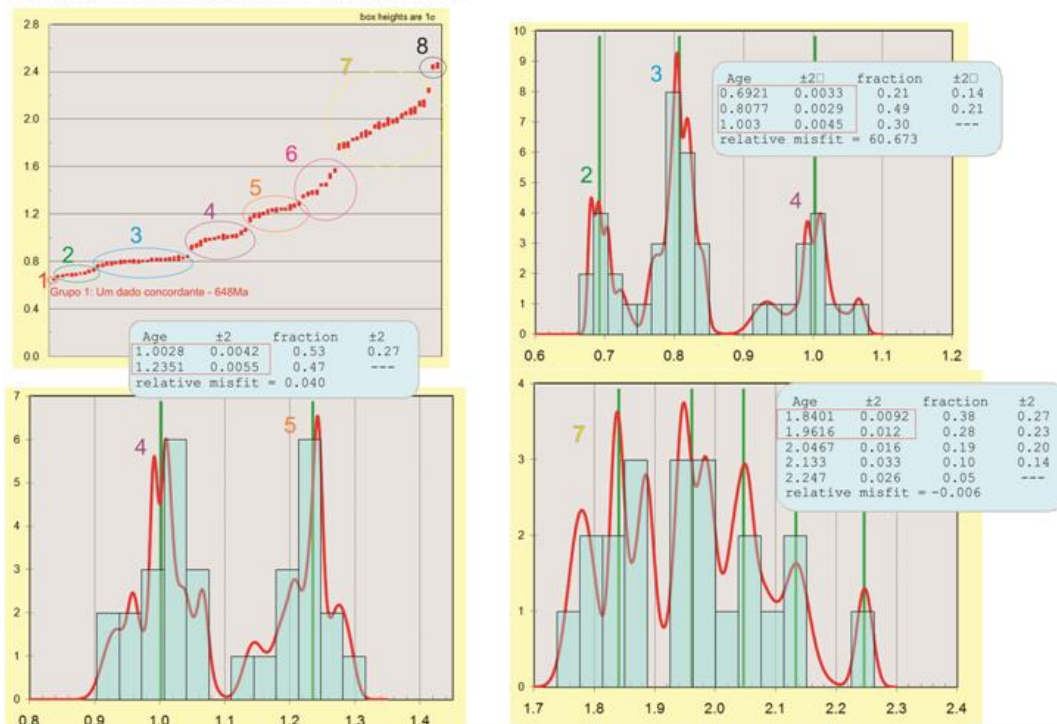


Figura 94: Distribuição das idades concordantes e histogramas de subpopulações da amostra NESG -1010.

### 7.1.1.2. Análises de borda

As bordas desta amostra, analisadas em conjunto em diagrama concórdia, possuem idade de  $622 \pm 26$ Ma (intercepto inferior). Essa idade é próxima da idade média ponderada da população de borda mais expressiva, de  $627 \pm 1,5$ Ma.

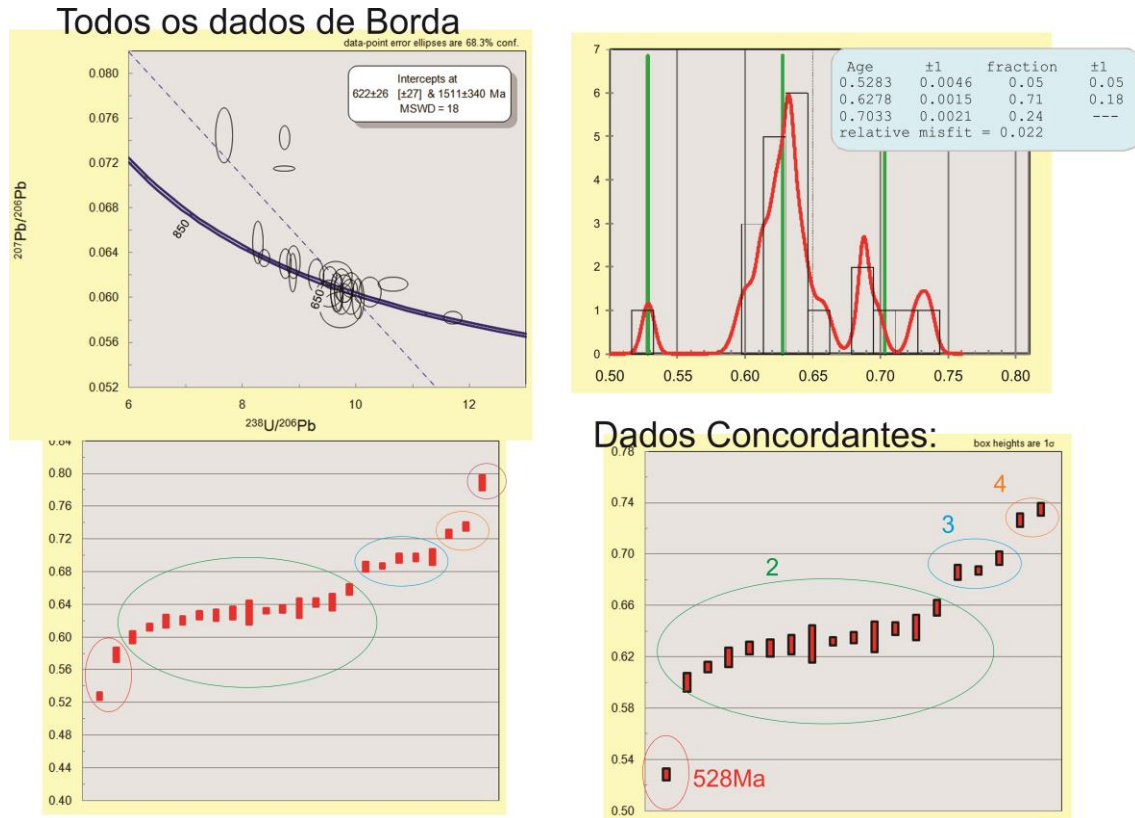


Figura 95: Diagrama concórdia, histograma e distribuição de idades de borda da amostra NESG 1010.

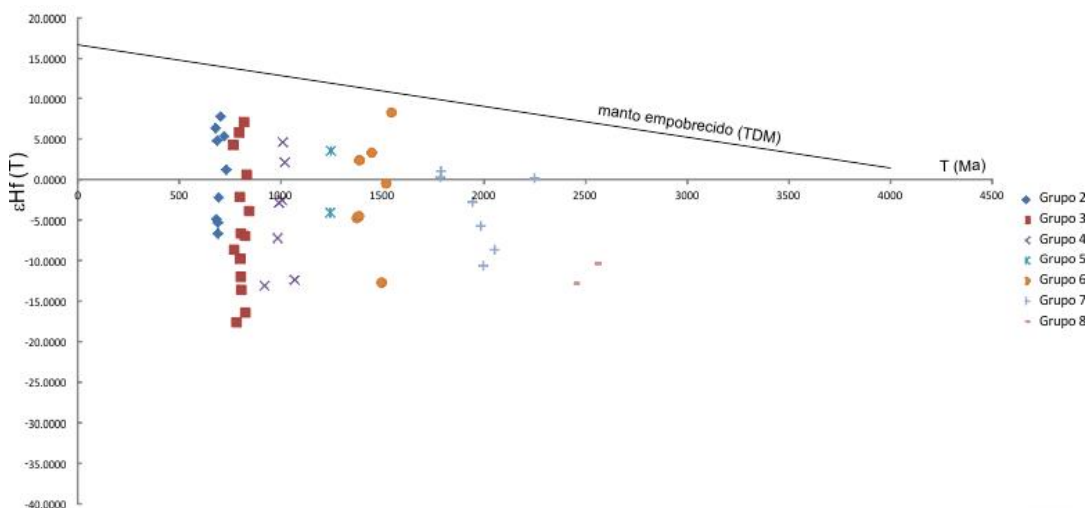


Figura 96: Dados Lu-Hf da amostra NESG 1010.

Valores de  $\epsilon\text{Hf}(T)$  positivos ocorrem em 6 populações de zircões. A população mais jovem (Criogeniana,  $692,1 \pm 3,3\text{Ma}$ ) possui zircões muito positivos (até 7,83), e zircões moderadamente negativos (até -6,62), demonstrando a predominância de contribuição mantélica (crosta juvenil) na proveniência deste grupo de zircões. A população de  $807,7 \pm 2,9\text{Ma}$  (também Criogeniana), maior e mais consistente agrupamento de idades, possui zircões muito positivos (até +7,14) até fortemente negativos (-17,56), com predominância de valores negativos. Isto pode ser explicado pela contribuição de zircões tanto de rochas com contribuição mantélica quanto provenientes de rocha de fonte crustal.

A população do limite neo-mesoproterozóico (Toniano-Esteniano), com idades em torno de  $1002,8 \pm 4,2\text{Ma}$ , possui apresentou desde valores fracamente positivos (máximo de +4,65) a fortemente negativos (mínimo de -13,06). Dois dados foram obtidos para a população Ectasiana (cerca de 1245Ma), um positivo e outro fracamente negativo. A população Caliminiana, com idades em torno de 1570Ma, também possui expressiva concentração de  $\epsilon\text{Hf}(T)$  positivo (até +8,33), que predominam sobre zircões fracamente a moderadamente negativos (de -4,46 a -12,67). Esta população é exótica ao cráton São Francisco.

Ocorrem ainda valores isolados de  $\epsilon\text{Hf}(T)$  positivo em zircões de 1,8 e 2,3Ga.

### **7.1.2. NESG-1434 - Biotita Xisto Cataguases**

Foram datados 51 *spots* em 42 grãos de zircão, dentre os quais, depois de eliminadas as análises com alta discordância e/ou altos valores de Pb comum, restaram 38 análises com idades praticamente concordantes. Os grãos datados possuem majoritariamente formas prismáticas, com bordas subarredondadas. Em imagens de catoluminescência de raio X são evidentes núcleos pequenos, geralmente fragmentados, com bordas internas muito bem desenvolvidas, formada por zonações concêntricas escuras. Uma borda externa mais clara também é visível, porém de tamanho inferior ao *spot* do LA-ICPMS (aproximadamente 50 micras), não sendo possível analisá-las isoladamente.





Figura 97: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra NESG 1434. Em vermelho, análises U-Pb, em amarelo, análises Lu-Hf.

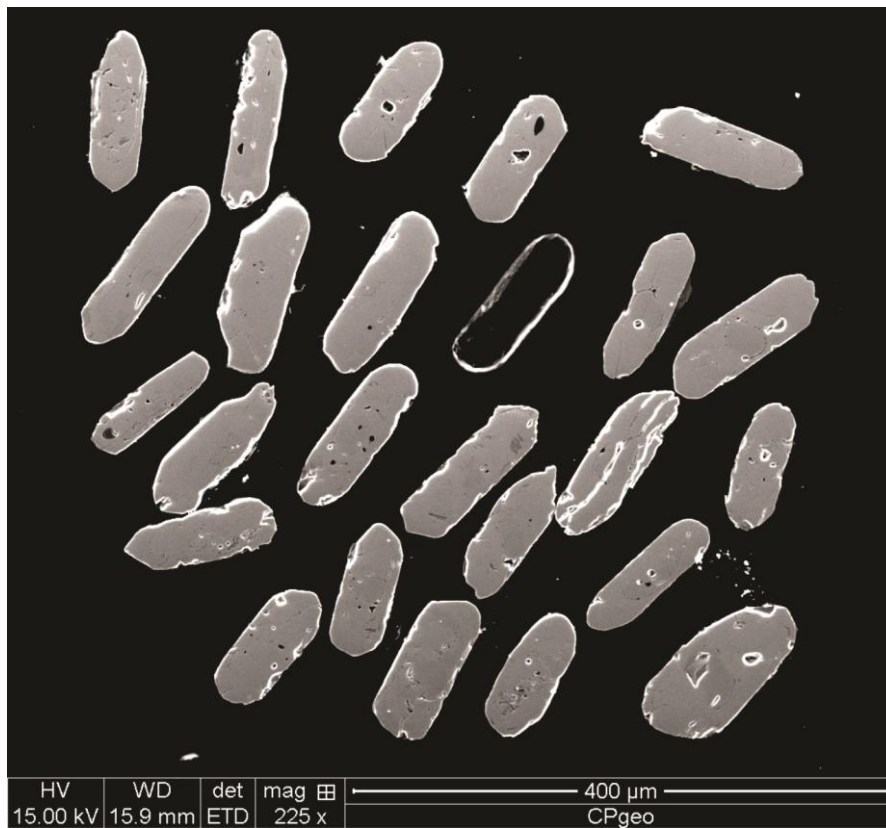


Figura 98: Imagem de elétrons secundários de zircões (e uma apatita, em preto) da amostra NESG 1434.

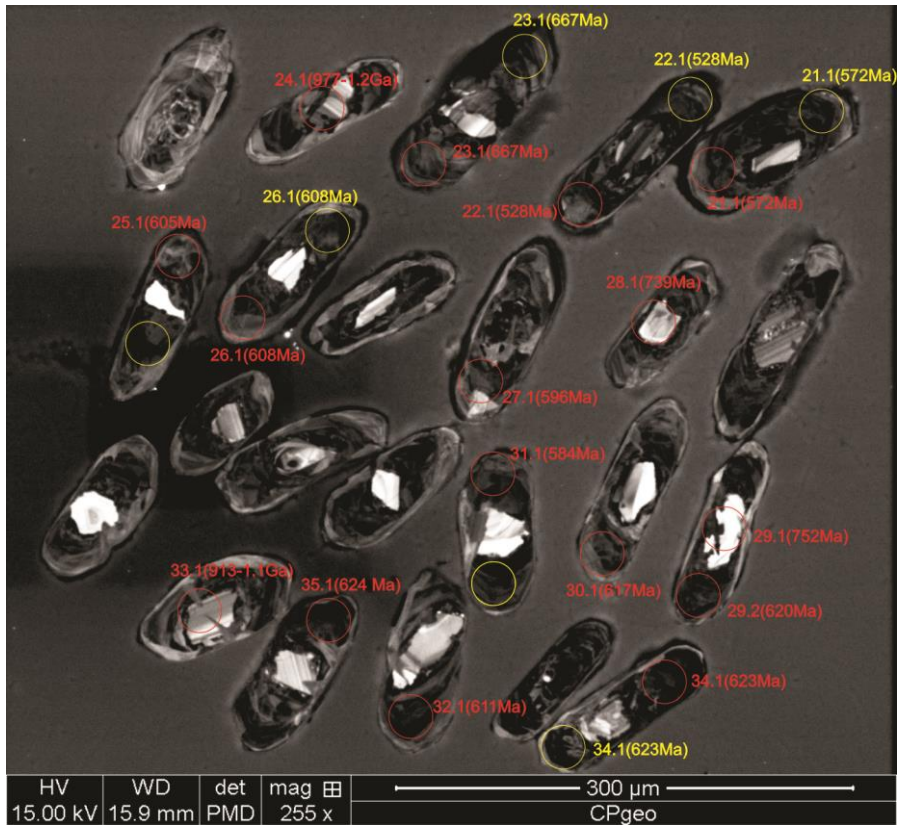


Figura 99: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra NESG 1434. Em vermelho, análises U-Pb, em amarelo, análises Lu-Hf.

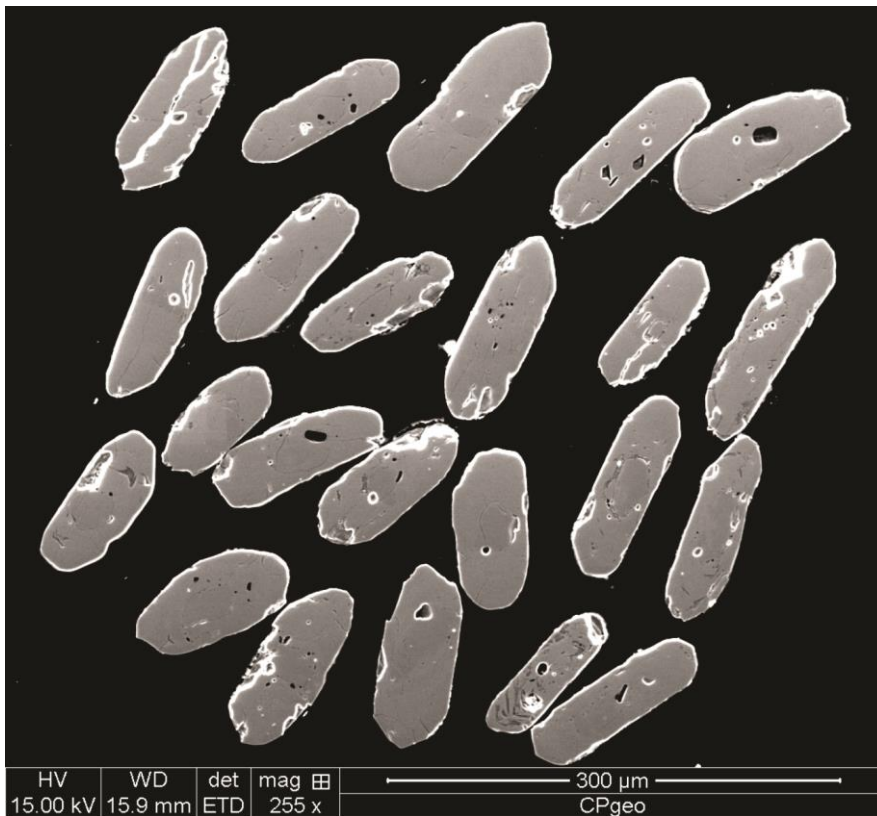


Figura 100: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra NESG 1434.

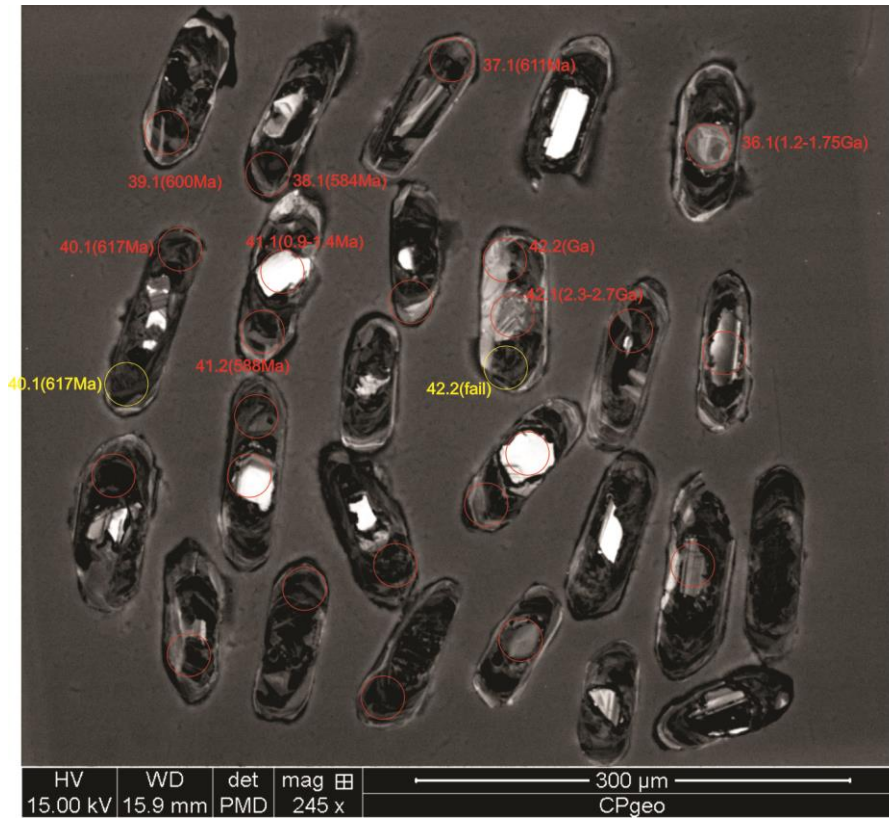


Figura 101: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra NESG 1434. Em vermelho, análises U-Pb, em amarelo, análises Lu-Hf.

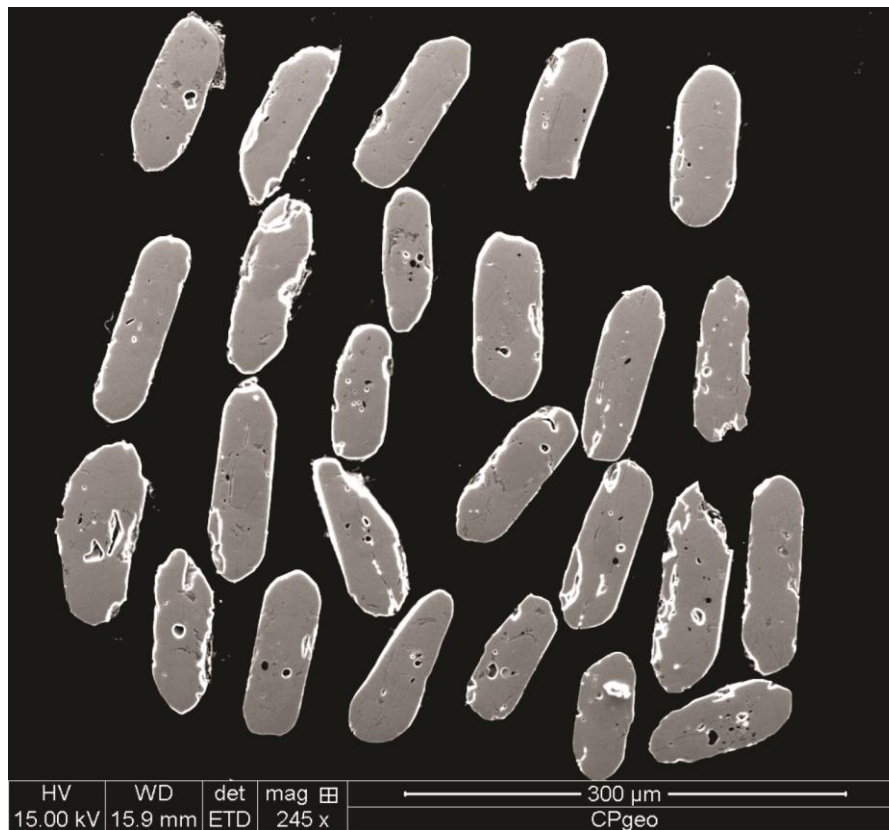


Figura 102: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra NESG 1434.

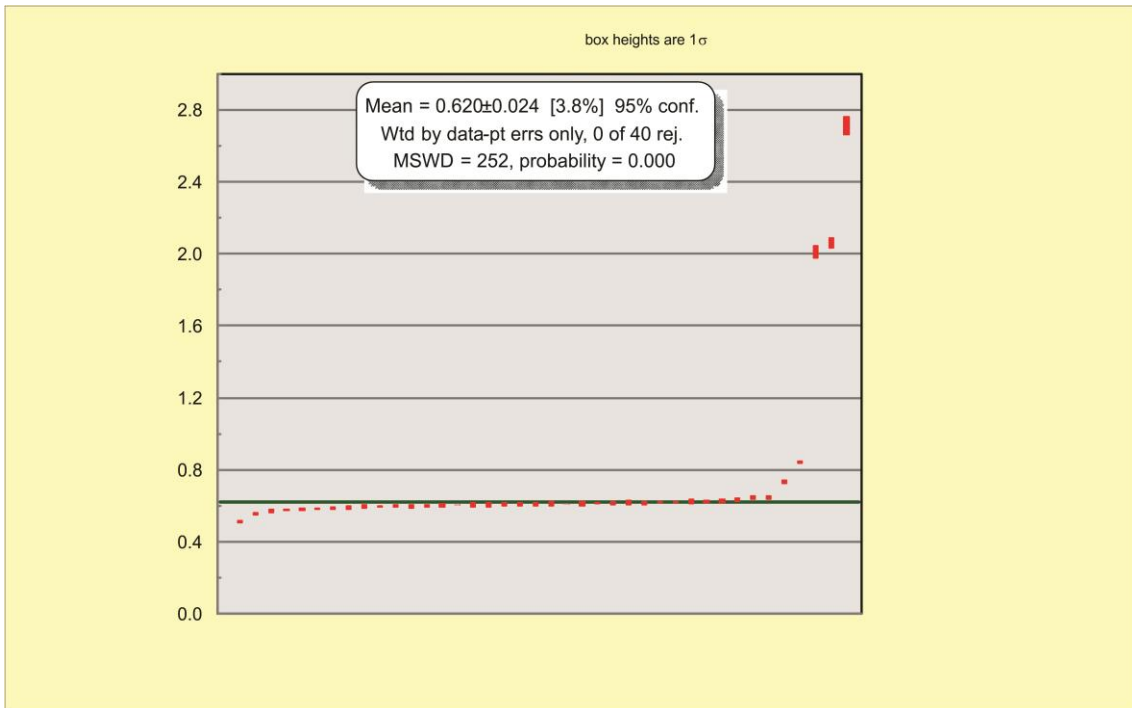


Figura 103: Distribuição de todas as idades obtidas na amostra NESG 1434.

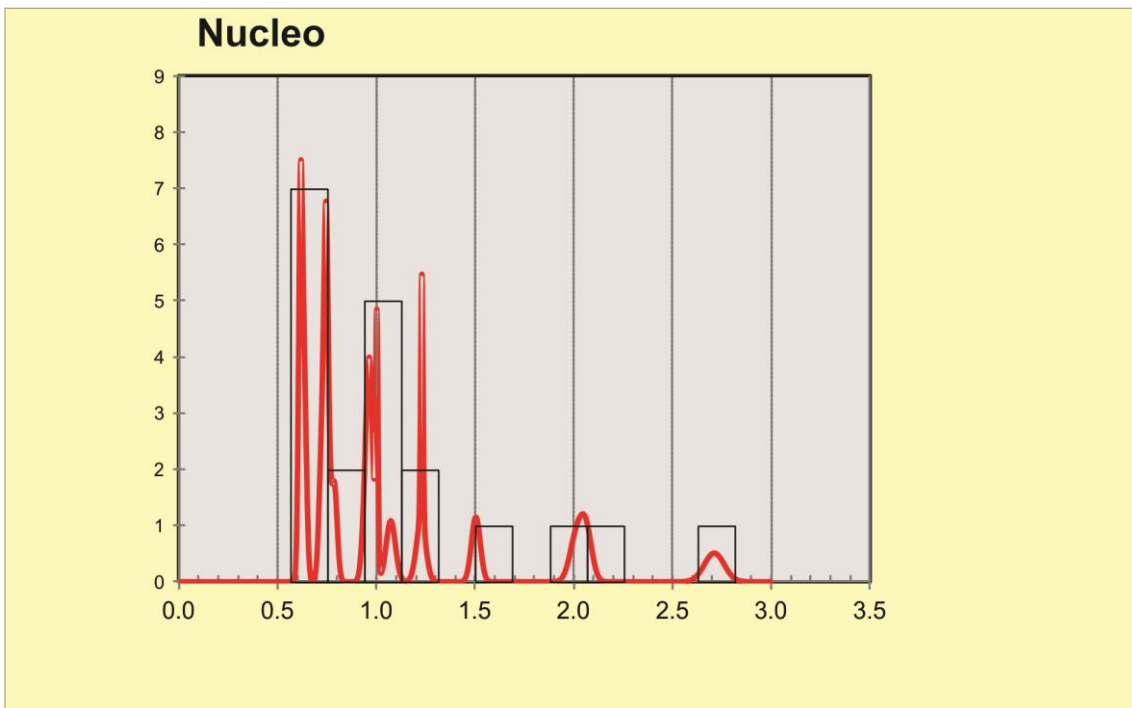


Figura 104: Histograma das idades de núcleo da amostra NESG 1434.

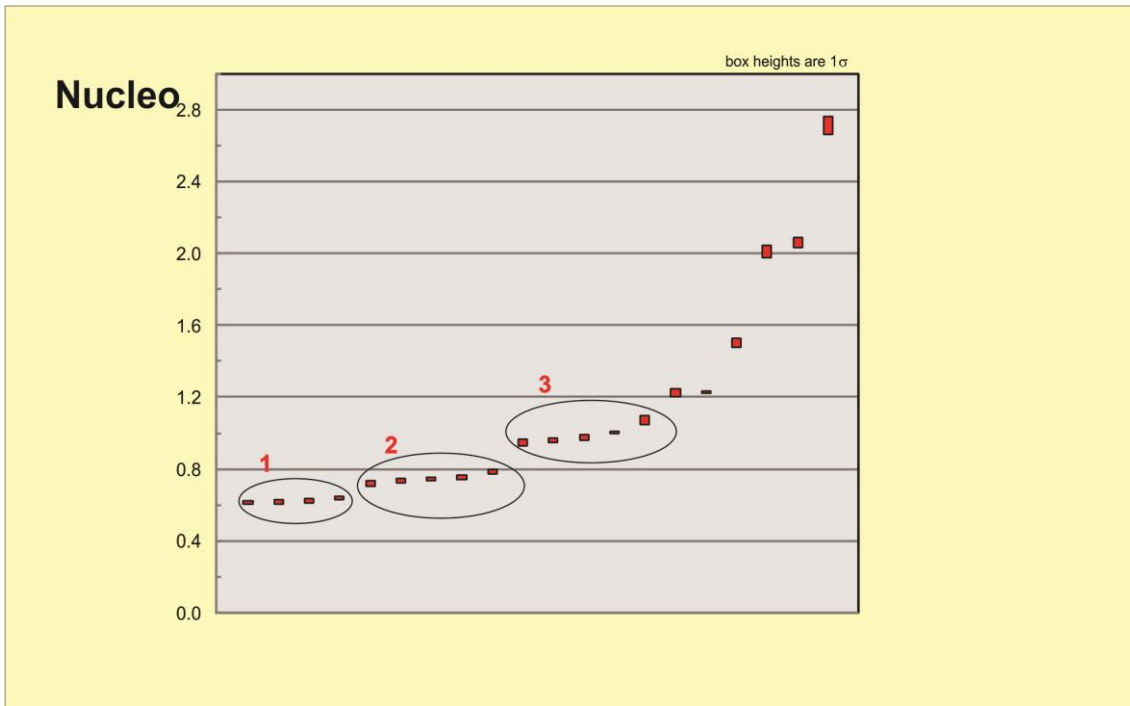


Figura 105: Distribuição das idades de núcleo da amostra NESG 1434.

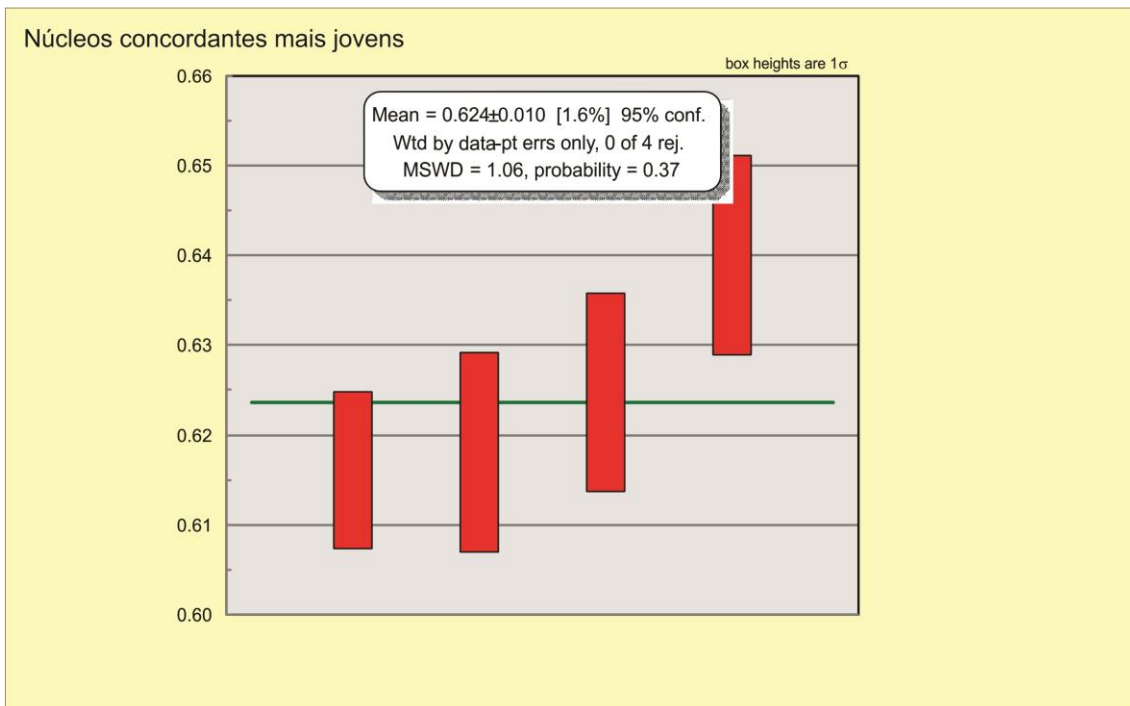


Figura 106: Distribuição das idades de núcleo mais jovens da amostra NESG 1434 e idade média ponderada calculada.

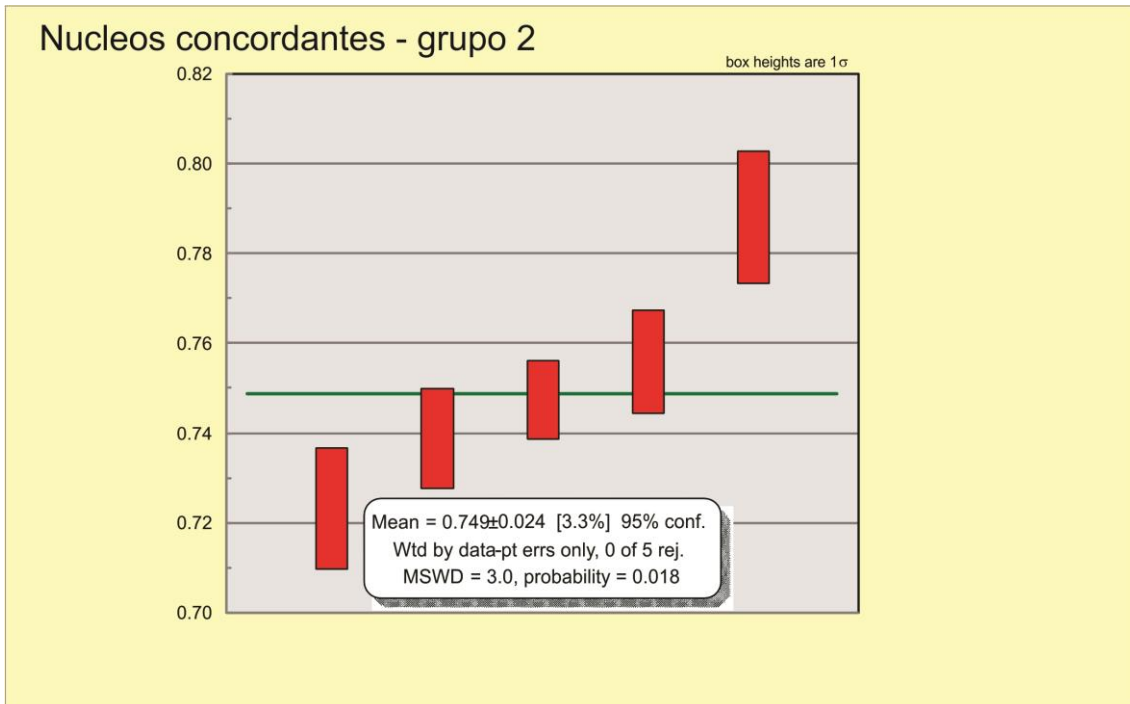


Figura 107: Distribuição das idades de núcleo do grupo 2 da amostra NESG 1434 e idade média ponderada calculada.

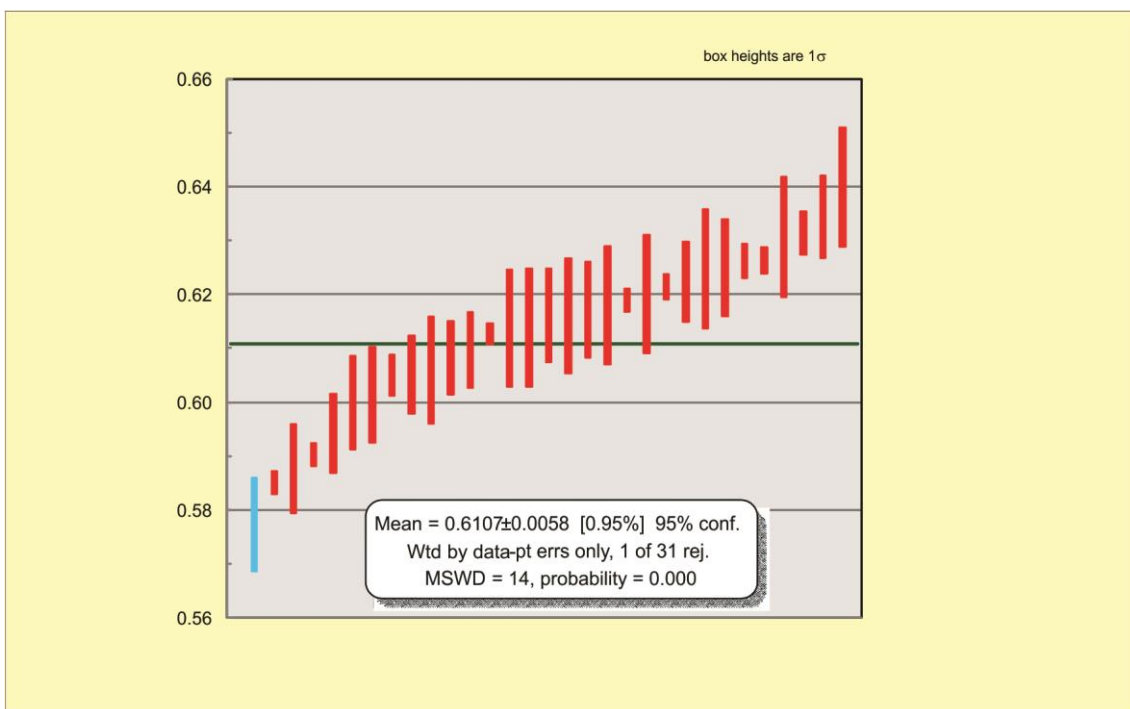


Figura 108: Distribuição de idades de borda metamórfica da amostra NESG 1434 e idade média ponderada calculada.

As quatro idades mais jovens de núcleo possuem média ponderada de 624Ma (indicadas pelo número 1 na figura 105). Cinco idades possuem média ponderada de 749Ma (número 2 na figura 105). O agrupamento 3 é mais espalhado, em torno de 1,0Ga.

Ocorrem idades mais antigas no intervalo de 1,2Ga, 1,5Ga, 2,05Ga. A idade de núcleo mais antiga é de 2,713Ga.

As bordas bem desenvolvidas forneceram idades agrupadas variando de 521Ma a 657Ma, com idade média ponderada de 610,7Ma (figura 108).

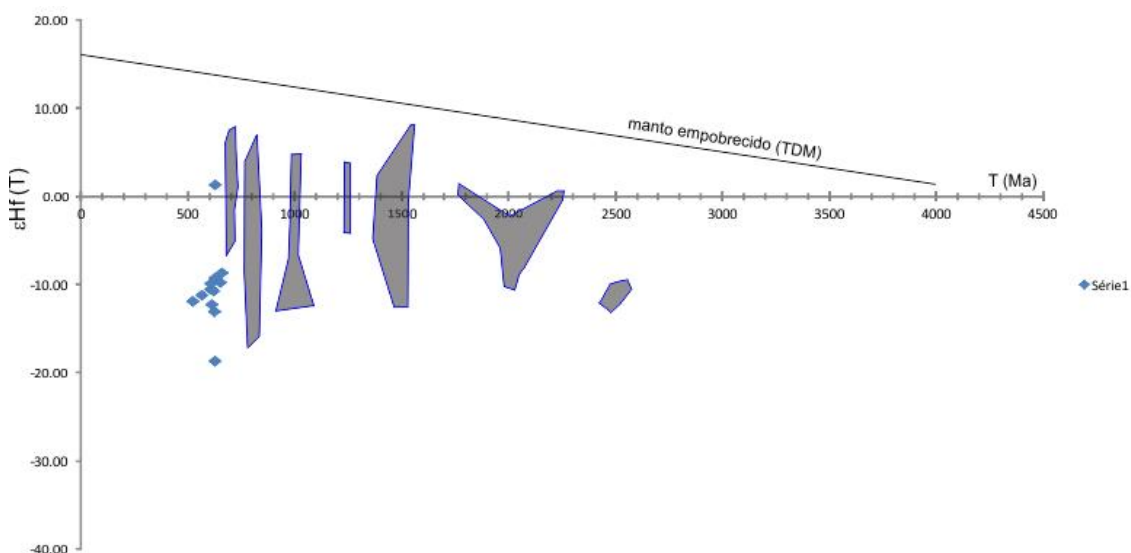


Figura 109: Dados Lu-Hf da amostra NESG 1434. Campos marcados correspondem aos zircões da amostra NESG 1010.

A população Criogeniana (626Ma) apresenta um zircão com  $\epsilon\text{Hf}(T)$  fracamente positivo (+1,39), e a maioria dos valores são fortemente negativos, (em torno de -10, com mínimo de -18,59).

### 7.1.3. NESG-1552 - Anfibolito

Foram datados 65 *spots* em 40 grãos de zircões. As formas dos zircões variam de subarredondados a, predominantemente, prismático, com bordas retas a subarredondadas. Nas imagens de catodoluminescência, nota-se em diversos grãos um núcleo composto, com centro escuro e manto com zonação oscilatória. As bordas são bastante evidentes, com anéis claros definido em quase todos os grãos (exceto em dois, prismáticos com borda escura), porém de tamanho reduzido, de difícil análise devido ao tamanho do *spot* do LA-ICPMS.

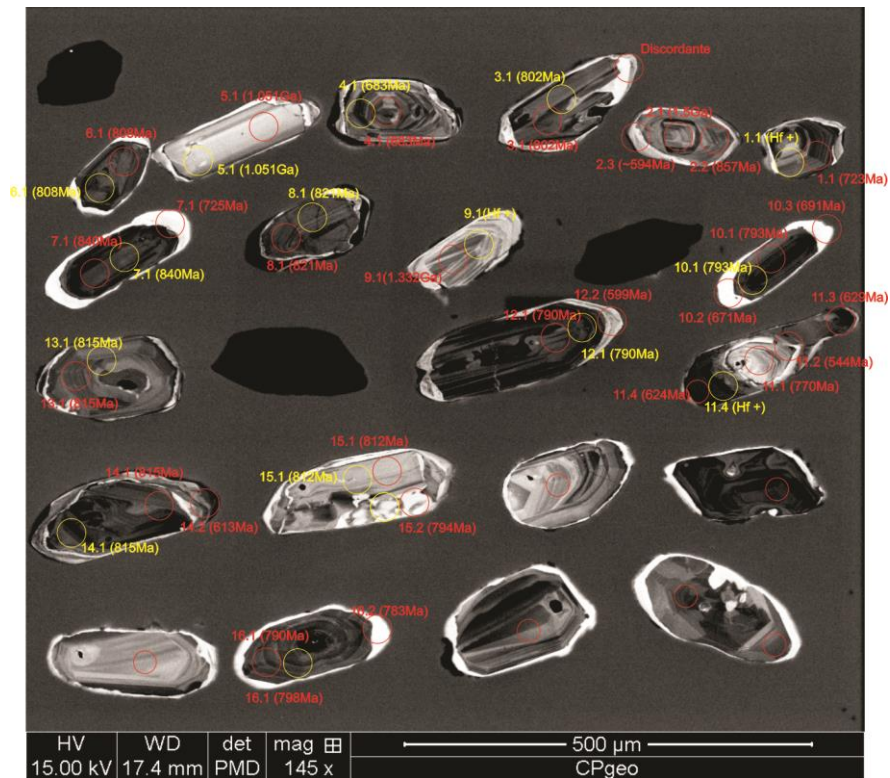


Figura 110: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões (e algumas apatitas) da amostra NESG 1552. Em vermelho, análises U-Pb, em amarelo, análises Lu-Hf.

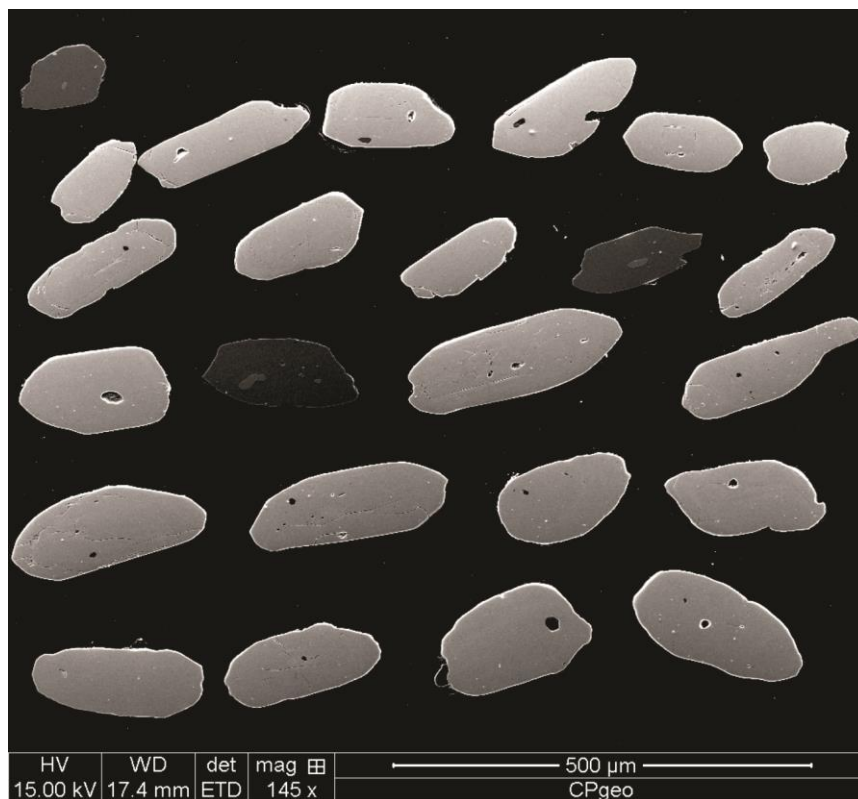


Figura 111: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra NESG 1434.



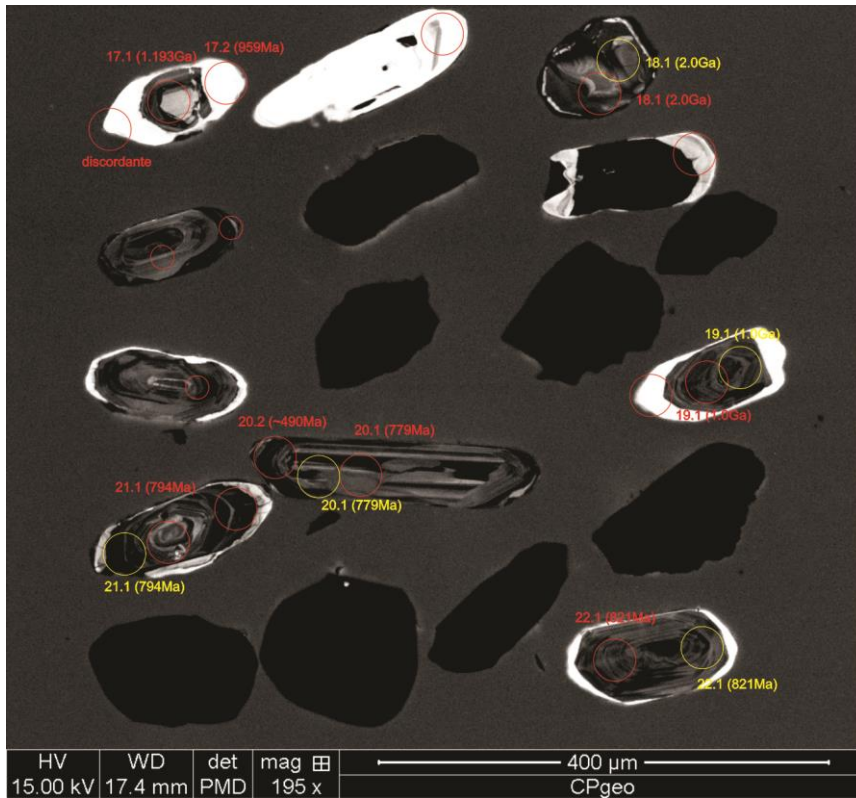


Figura 112: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões (e algumas apatitas) da amostra NESG 1552.

Em vermelho, análises U-Pb, em amarelo, análises Lu-Hf.

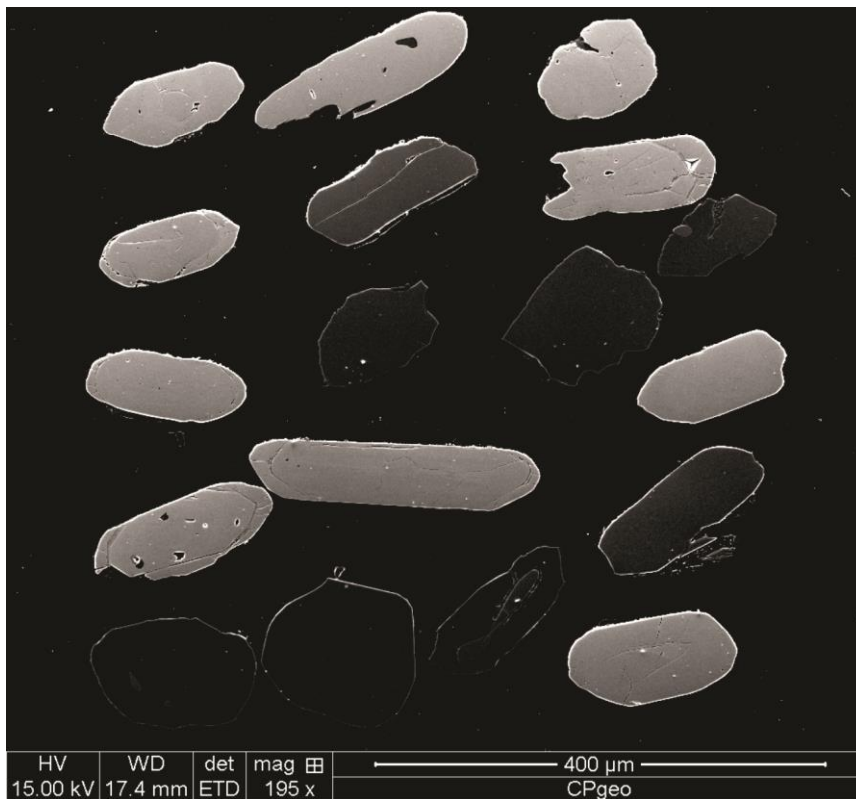


Figura 113: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra NESG 1434.

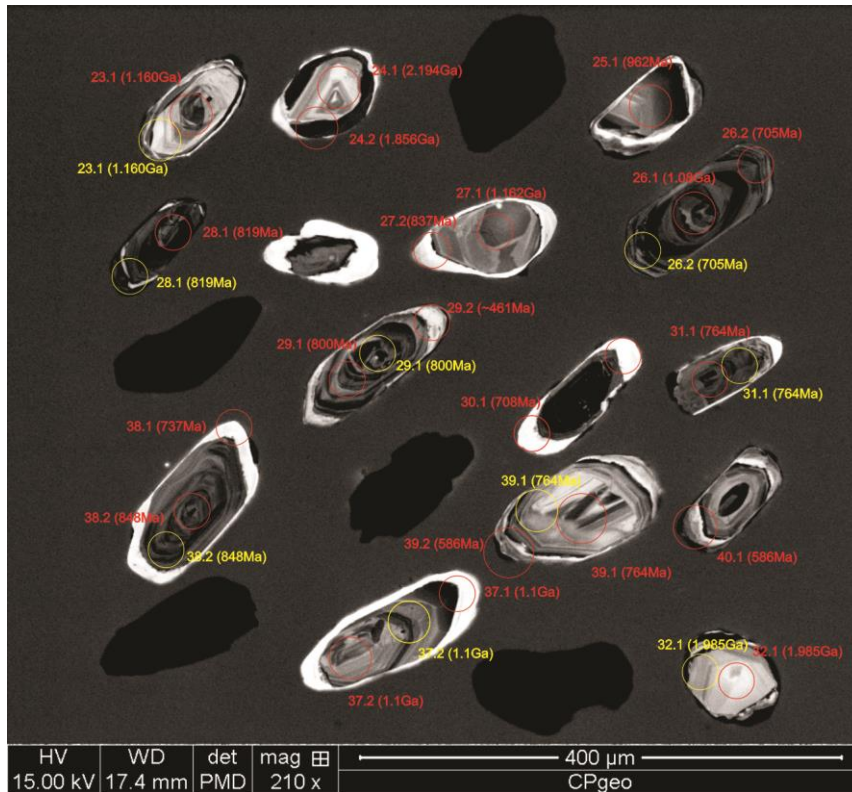


Figura 114: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões (e algumas apatitas) da amostra NESG 1552.  
Em vermelho, análises U-Pb, em amarelo, análises Lu-Hf.

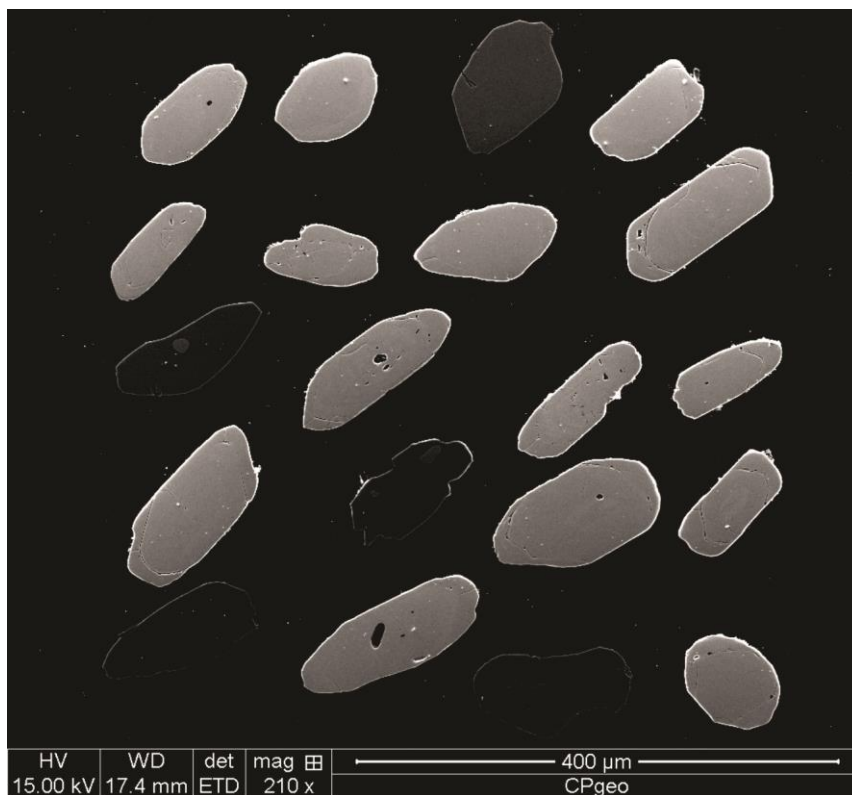


Figura 115: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra NESG 1434.

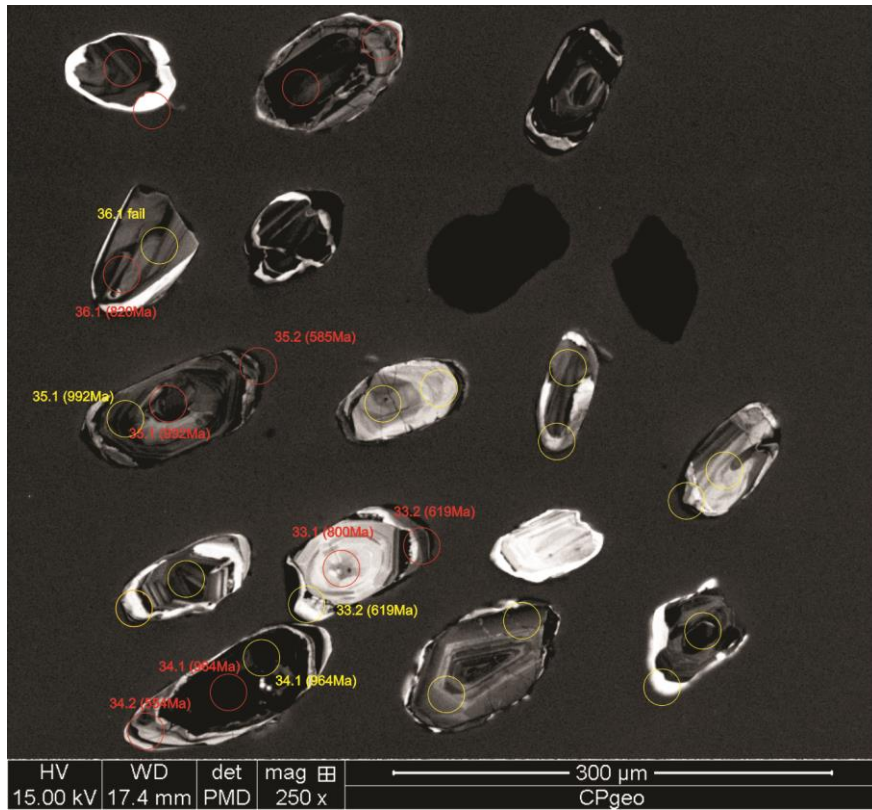


Figura 116: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões (e algumas apatitas) da amostra NESG 1552.  
Em vermelho, análises U-Pb, em amarelo, análises Lu-Hf.

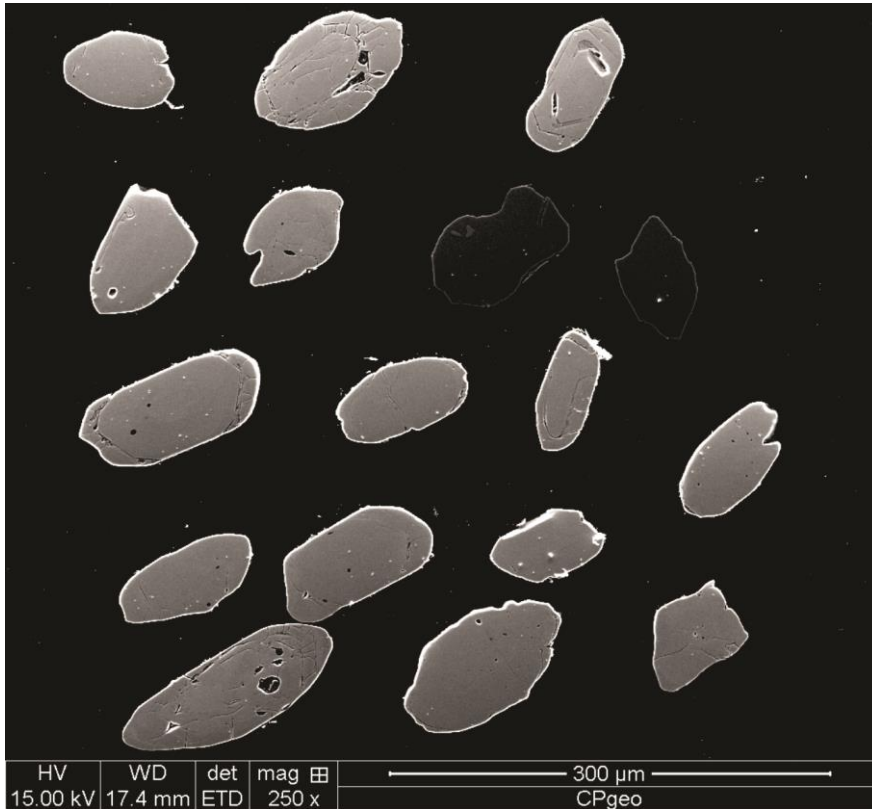


Figura 117: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra NESG 1434.

As idades obtidas foram divididas em 3 grupos: idades de núcleos, idades de borda, e idades de borda mais núcleo, sem significado geológico.

Em diagrama concórdia utilizando todos os dados (figura 118), pode-se construir um intercepto inferior em  $752 \pm 45$  Ma. Os dados de núcleo estão em azul, os de borda estão em vermelho, e os de borda+núcleo estão na cor laranja. Nota-se que a idade construída é intermediária entre a maioria das idades de núcleo mais jovens (azul) e a maioria das idades de borda mais jovens (vermelho e laranja). Pode-se observar também 4 populações principais de idades de núcleo: a mais jovem com dados concordantes, próxima ao intercepto inferior, um segundo agrupamento de dados relativamente mais discordantes em torno de 1300 Ma, um dado isolado em 1500 Ma e dois dados mais antigos, em torno de 2,0 Ga.

Diagrama concórdia utilizando apenas os dados de núcleo mais concordantes (figura 119) produz intercepto superior em  $2059 \pm 83$  Ma, correspondente a zircões herdados. O intercepto inferior produziu idade de  $809 \pm 46$ .

A população intermediária, com  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  entre 2 e 3, se analisada isoladamente em diagrama concórdia ancorado em  $618 \pm 10$  Ma produz intercepto superior em  $1370 \pm 170$  Ma, correspondendo a população mesoproterozóica de zircões herdados.

O histograma de idades de núcleo (figura 120) exhibe como população mais representativa a de idade em torno de 800 Ma. Considerando as médias de idades ponderadas, as idades de núcleo mais jovens concentram-se em  $783 \pm 1,4$  Ma. Utilizando apenas as idades de núcleo mais jovens, chegou-se a diagrama concórdia ancorado em  $2059 \pm 83$  (figura 119), com intercepto inferior em  $784 \pm 14$  Ma, sendo esta a idade dos núcleos mais jovens.

Todos os dados

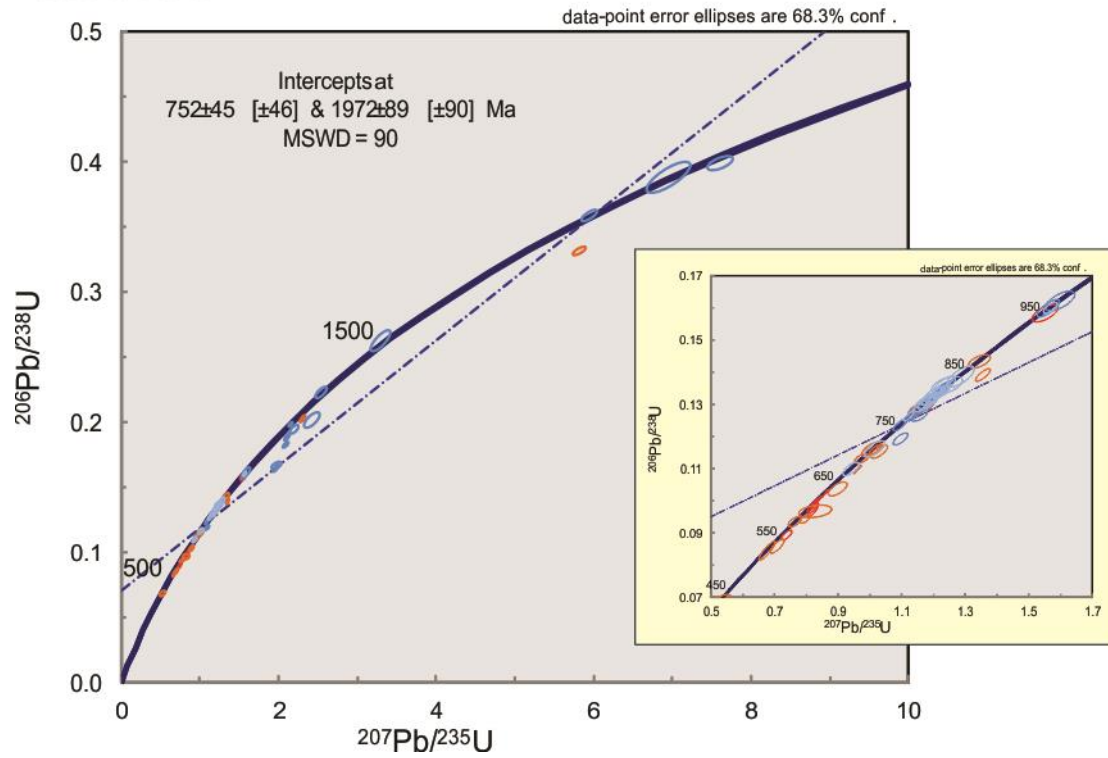


Figura 118: Diagrama concórdia de todos os zircões da amostra NESG 1552, com destaque para o intervalo de 450 a 1000Ma.

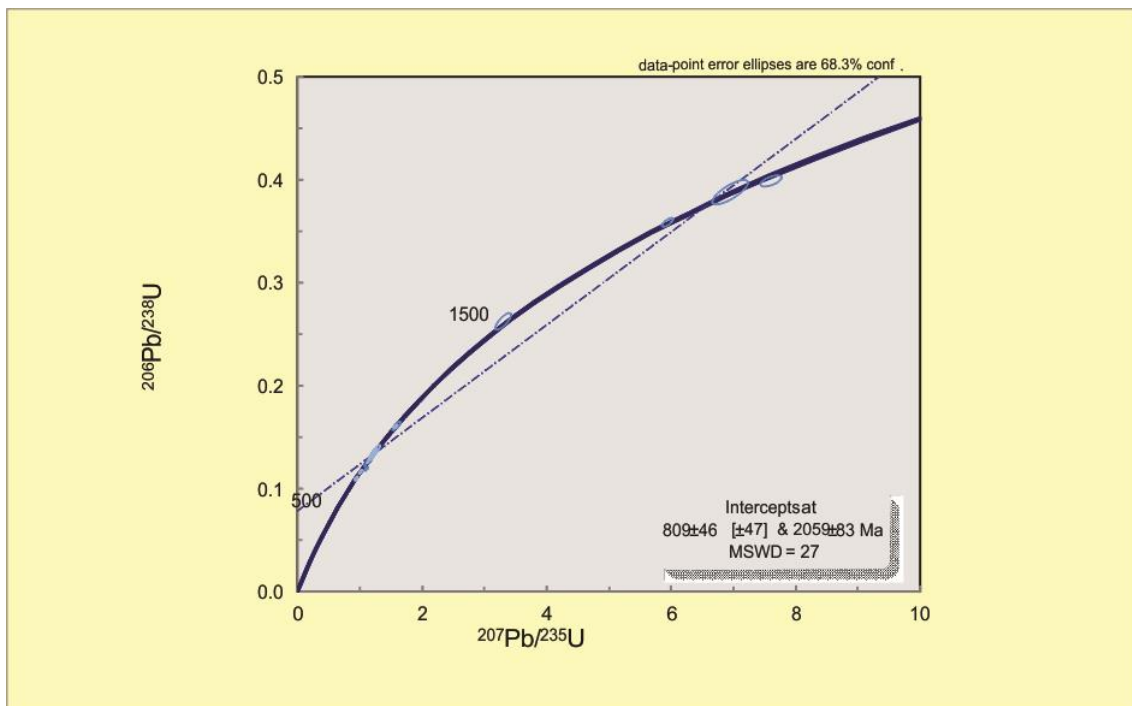


Figura 119: Diagrama concórdia dos zircões concordantes de núcleo da amostra NESG 1552.

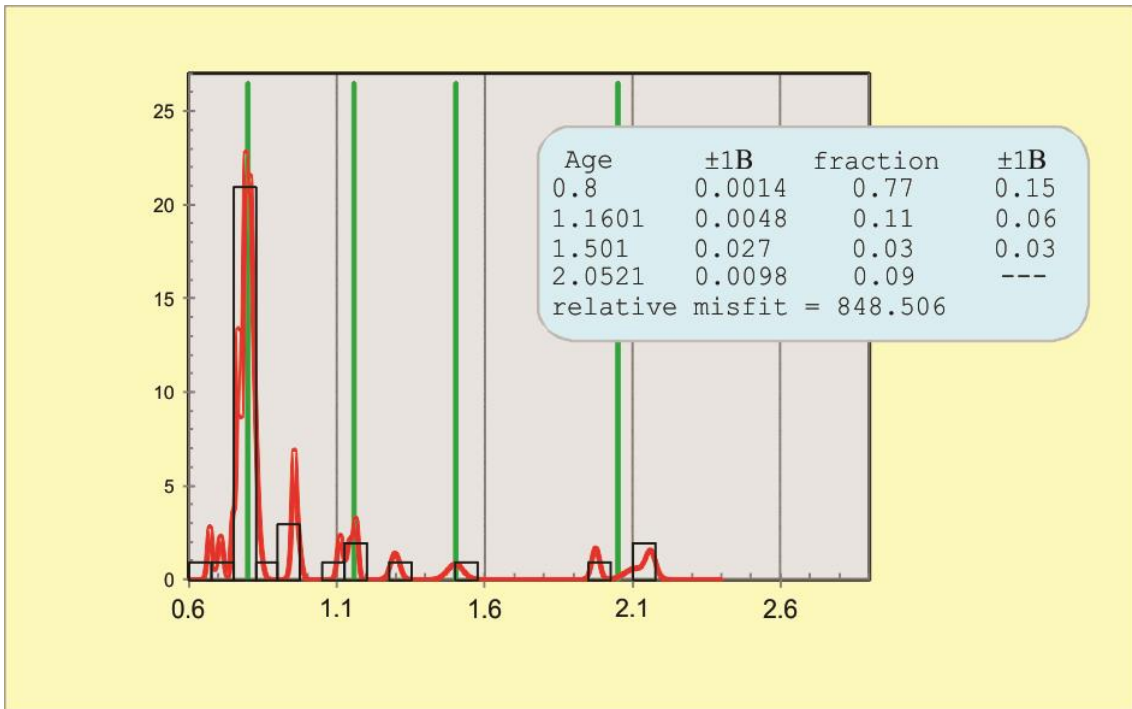


Figura 120: Histograma de idades concordantes de núcleo da amostra NESG 1552.

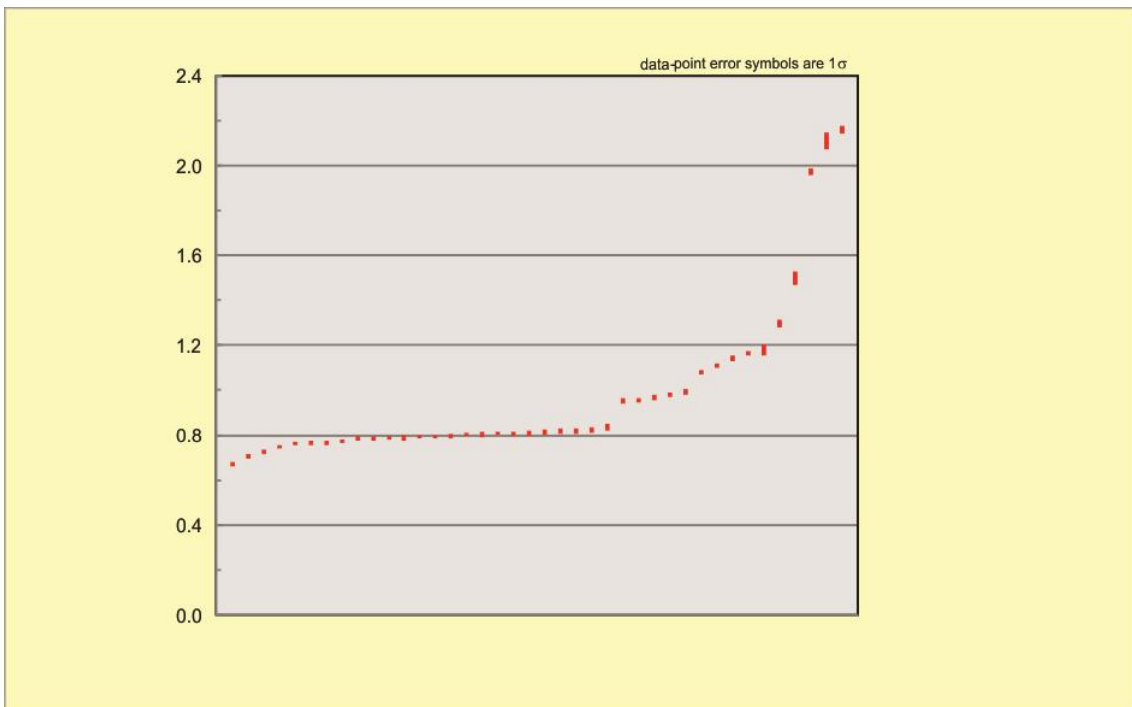


Figura 121: Distribuição de idades de núcleo da amostra NESG 1552.

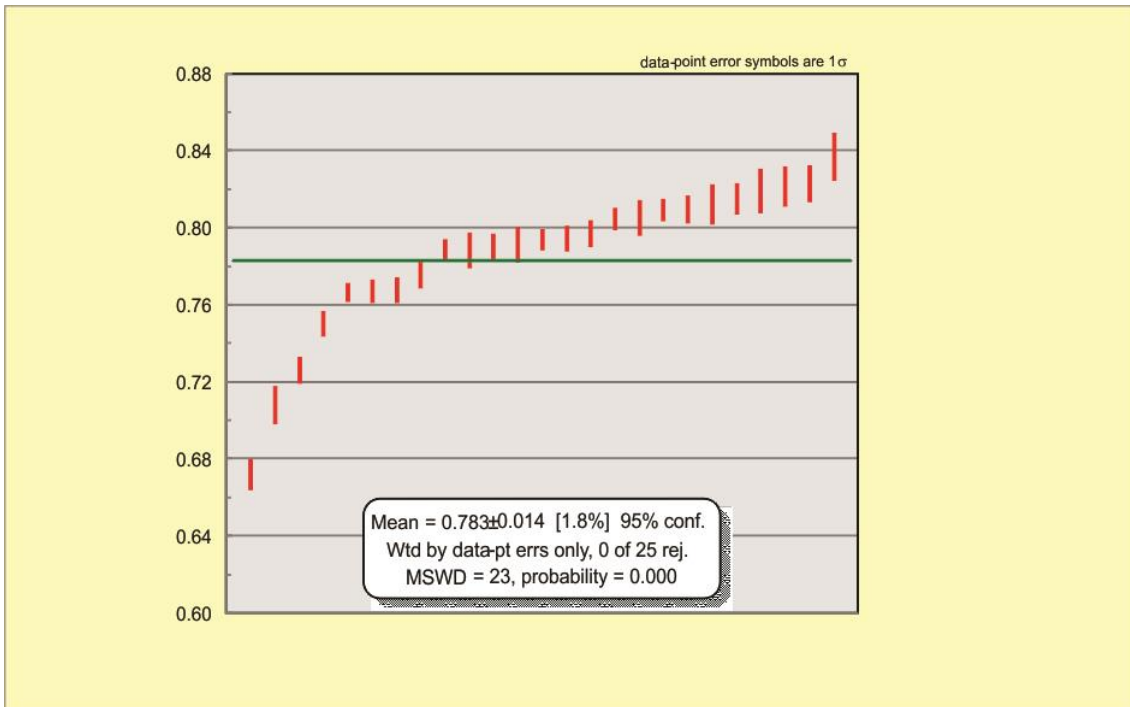


Figura 122: Distribuição de idades de núcleo mais jovens da amostra NESG 1552, e idade média ponderada calculada.

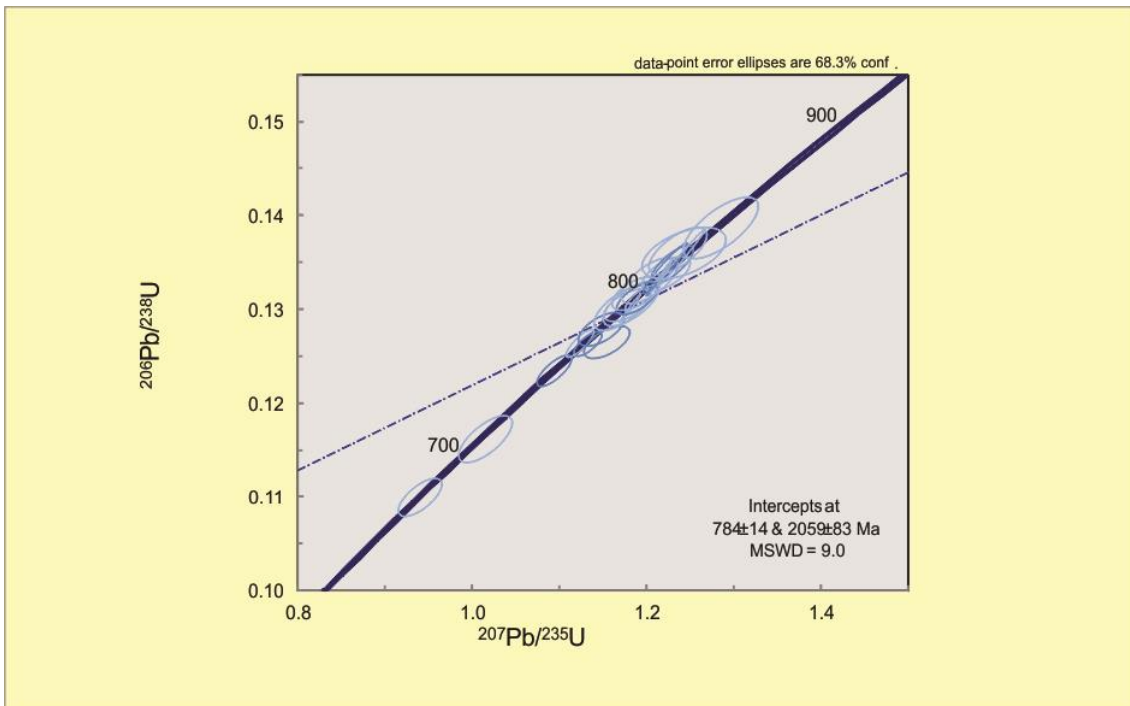


Figura 123: Diagrama concórdia dos núcleos mais jovens de zircões da amostra NESG 1552.

Os dados de borda em muitos casos foram obtidos com a ablação de fases diferentes (núcleo + borda) amostradas pelo *laser*. Nos dados obtidos, um espalhamento de idades jovens possivelmente reflete esta dificuldade. No diagrama concórdia construído com todos os dados de borda e de borda mais núcleo (figura 124), o intercepto inferior

fornece a idade de  $645 \pm 62$  Ma. Visualmente, nota-se que a o intercepto inferior separa a maioria dos dados considerados apenas de borda dos dados considerados de borda mais núcleo. Em histograma, 72% idades de borda mais jovens concentram-se em 618,8 Ma.

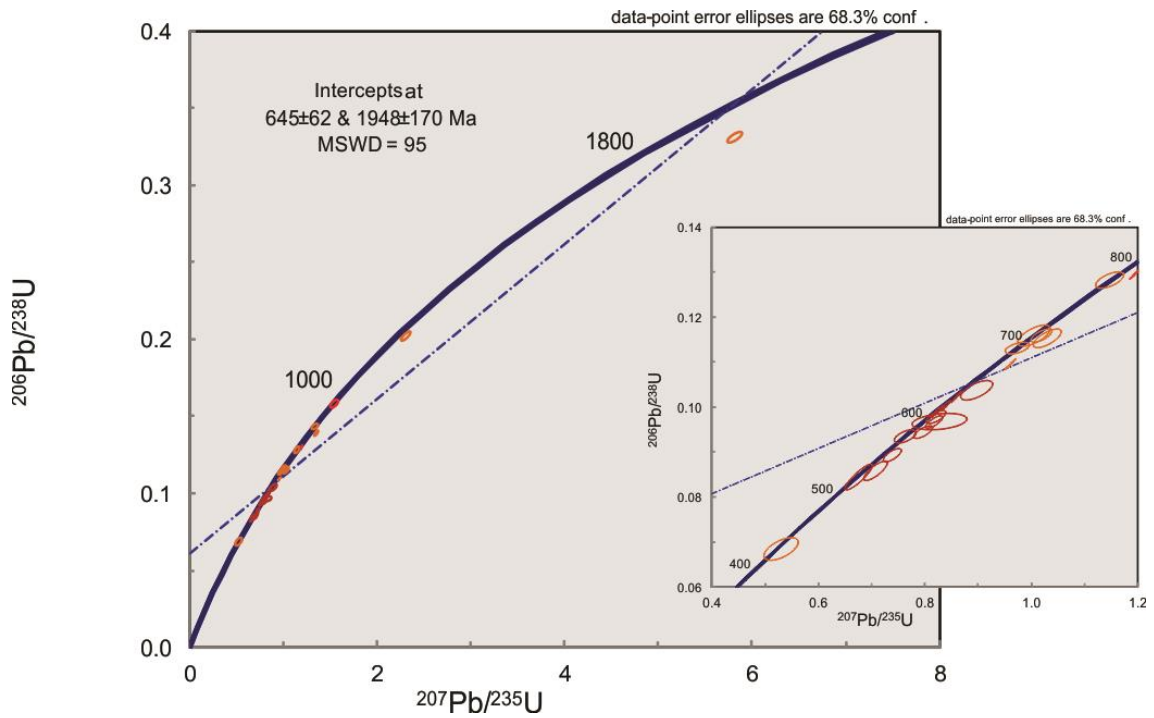


Figura 124: Diagrama concórdia das bordas dos zircões da amostra NESG 1552.

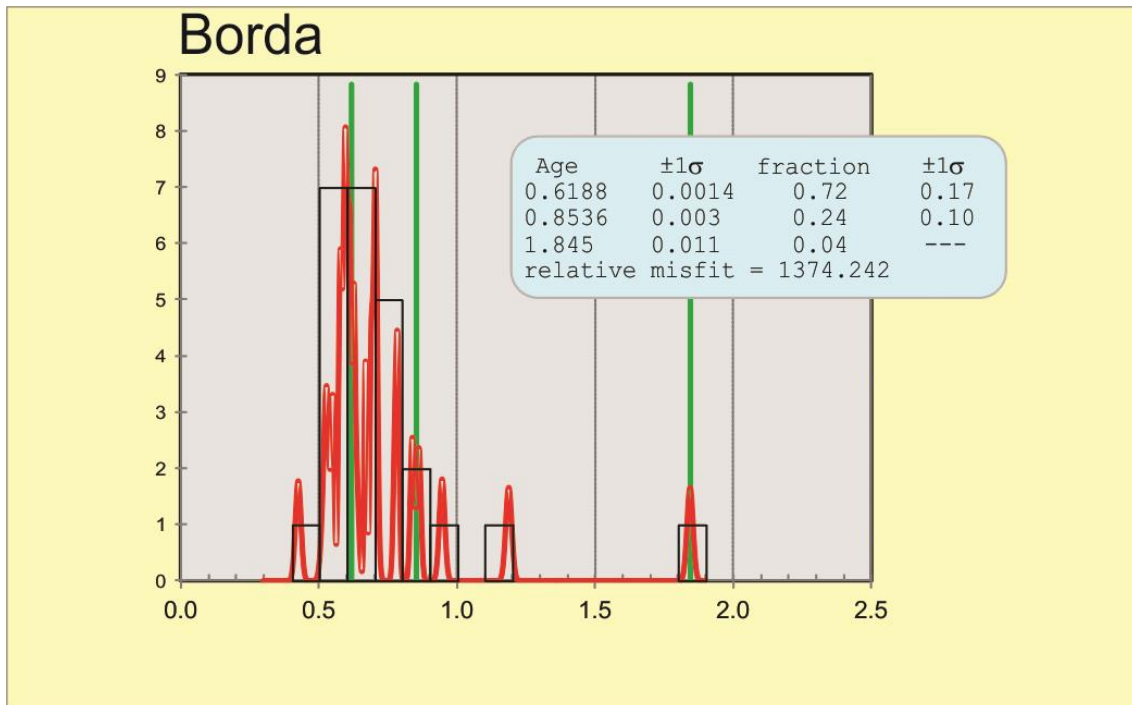


Figura 125: Histograma de idades das bordas dos zircões da amostra NESG 1552.



### 7.1.4. NESG-1447 – Xisto Serra da Boa Vista

Foram datados 39 *spots* em 34 grãos detriticos de zircão, dentre os quais, após eliminadas as análises com alta discordância e/ou altos valores de Pb comum, restaram 28 análises com idades praticamente concordantes.

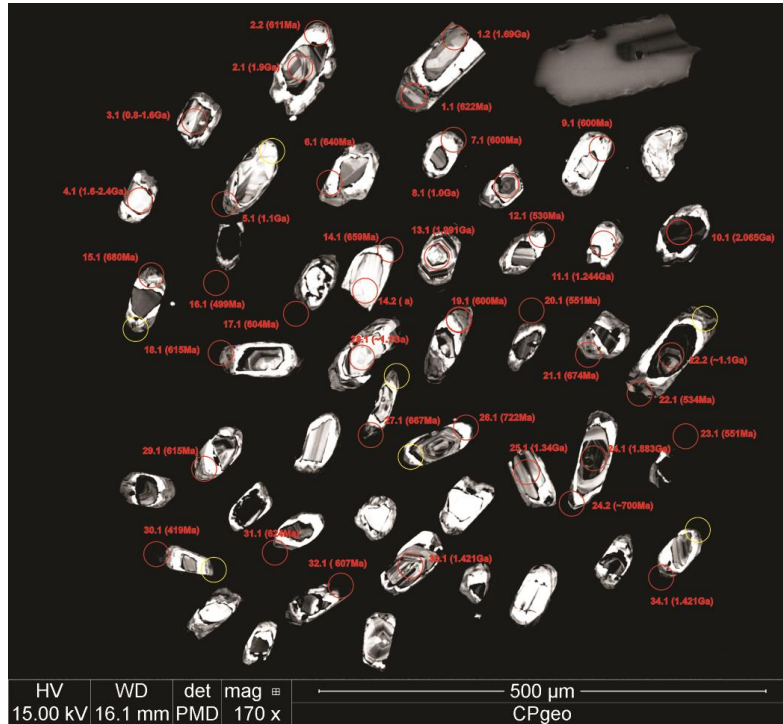


Figura 126: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra NESG 1447. Em vermelho, análises U-Pb, em amarelo, *spots* de análises que não produziram bom resultado.

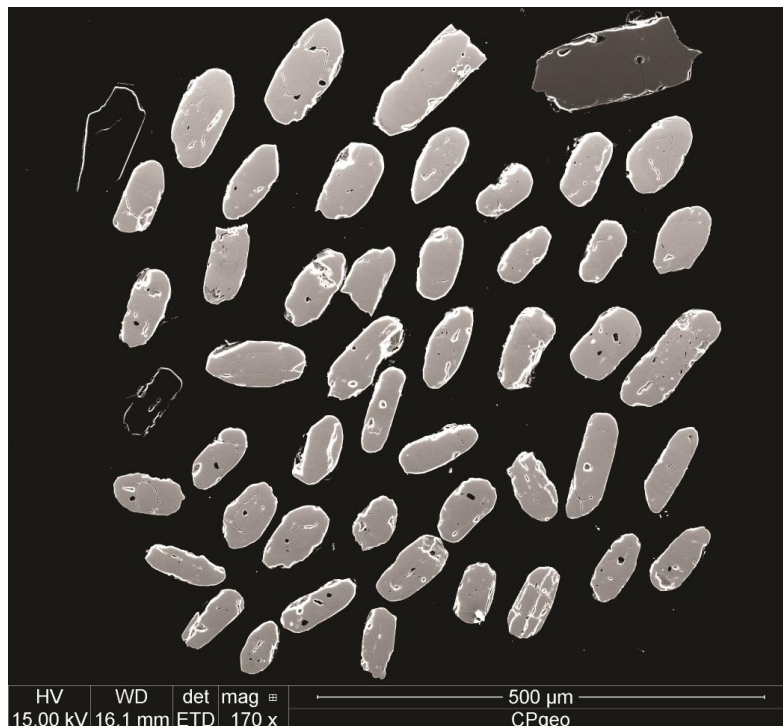


Figura 127: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra NESG 1447.

Os zircões datados variam de subarredondados a prismáticos com bordas arredondadas. Nas imagens de catodoluminescência, é visível o zoneamento interno dos grãos. A predominância é de grãos com núcleos mais escuros, com bordas bem desenvolvidas, de duas colorações. A borda mais exterior invariavelmente é escura, com uma borda branca mais interna em torno dos núcleos fragmentados dos grãos.

A presença de uma segunda borda escura que ocorre invariavelmente nos grãos imageados, o arredondamento de todos os grãos e os dados U/Th da amostra SNA 125 (na serra da Boa Vista, a sul da área de trabalho), que possui grãos semelhantes, cuja razão U/Th demonstrou tratarem-se na maioria de grãos ígneos (ver tabela 7 – U/Th da amostra SNA 125), leva a dúvida sobre a origem metamórfica destas bordas.

O histograma de idades aponta para predominância de idades Criogenianas de 625Ma (64% dos dados), com populações mais antigas pouco expressivas. (entre 0,9 e 1,2Ga, em torno de 1,95Ga e 2.82Ga).

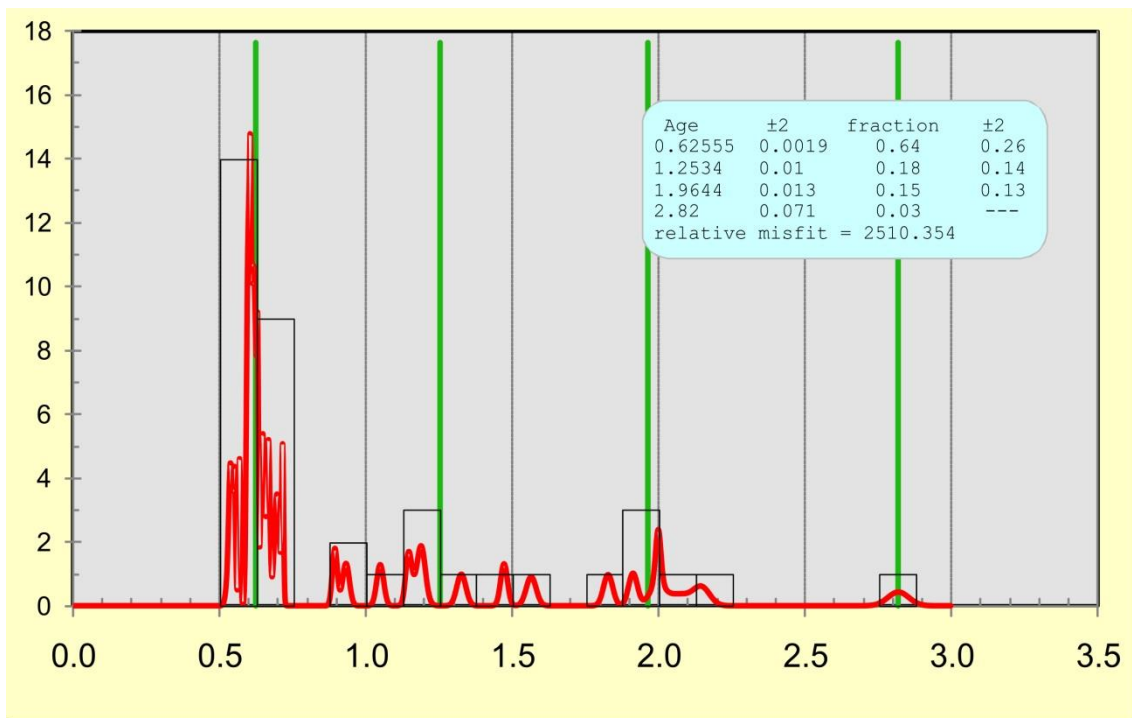


Figura 128: Histograma dos dados concordantes amostra NESG 1447.

### 7.1.5. Amostra SNA-125 - Xisto Serra da Boa Vista

Esta amostra datada por Frugis & Campos Neto (inédito) corresponde ao Xisto Serra da Boa Vista em sua área tipo, na serra da Boa Vista, a sul da frente da *nappe* Andrelândia. Os dados são aqui apresentados como comparação.

Assim como na amostra NESG 1447, os zircões datados variam de subarredondados a prismáticos com bordas arredondadas. Nas imagens de catodoluminescência o zoneamento interno dos grãos é notável. A predominância é de grãos com núcleos mais claros, com borda escura bem desenvolvida. A grande maioria destas bordas possui razão Th/U típicas de zircões ígneos (ver tabela 8).

Tabela 8: Dados de Th/U da amostra SNA 125.

Análise	Th/U	natureza	Análise	Th/U	natureza	Análise	Th/U	natureza
1.1	0.35721566	ígneo	22.1	0.211828716	ígneo	46.1	0.59712955	ígneo
2.1	0.811319402	ígneo	23.1	0.441330898	ígneo	47.1	0.005756196	metamórfico
3.1	0.492101068	ígneo	24.1	0.56782534	ígneo	50.1	0.257325231	ígneo
4.1	0.199088545	ígneo	26.1	0.475164077	ígneo	51.1	0.152196917	ígneo
5.1	0.329665336	ígneo	27.1	0.746472943	ígneo	52.1	0.608730232	ígneo
6.1	0.676927923	ígneo	28.1	0.469379573	ígneo	53.1	0.253745774	ígneo
7.1	0.634907276	ígneo	29.1	0.069293433	metamórfico	54.1	0.330550429	ígneo
8.1	0.627155589	ígneo	30.1	0.327800069	ígneo	55.1	0.792040421	ígneo
9.1	0.048743468	metamórfico	31.1	0.39981282	ígneo	56.1	0.226851676	ígneo
9.2	0.12574185	ígneo	33.1	0.532346309	ígneo	57.1	0.355634811	ígneo
10.1	0.590240288	ígneo	34.1	0.392273643	ígneo	58.1	1.116552826	ígneo - máfico
11.1	0.704279681	ígneo	35.1	0.477730474	ígneo	59.1	0.467170071	ígneo
12.1	0.787450085	ígneo	36.1	0.754803502	ígneo	60.1	0.477937901	ígneo
13.3	0.88055526	ígneo	37.1	0.471215577	ígneo	61.1	0.873828724	ígneo
14.1	0.754604149	ígneo	38.1	0.561087363	ígneo	62.1	0.713460614	ígneo
15.2	0.41703984	ígneo	38.2	0.700017454	ígneo	63.1	0.193752835	ígneo
16.2	0.371282	ígneo	39.1	0.549043253	ígneo	66.1	0.393048758	ígneo
17.1	0.466056665	ígneo	40.1	1.36490318	ígneo - máfico	67.1	-1.32439056	?????
18.1	0.96705055	ígneo	41.1	0.632770696	ígneo	68.1	0.710241104	ígneo
19.1	0.395964607	ígneo	43.1	0.649290472	ígneo	69.1	1.082743019	ígneo - máfico
20.1	0.402703184	ígneo	44.1	0.243665495	ígneo			
21.1	0.771956455	ígneo	45.1	0.830415562	ígneo			

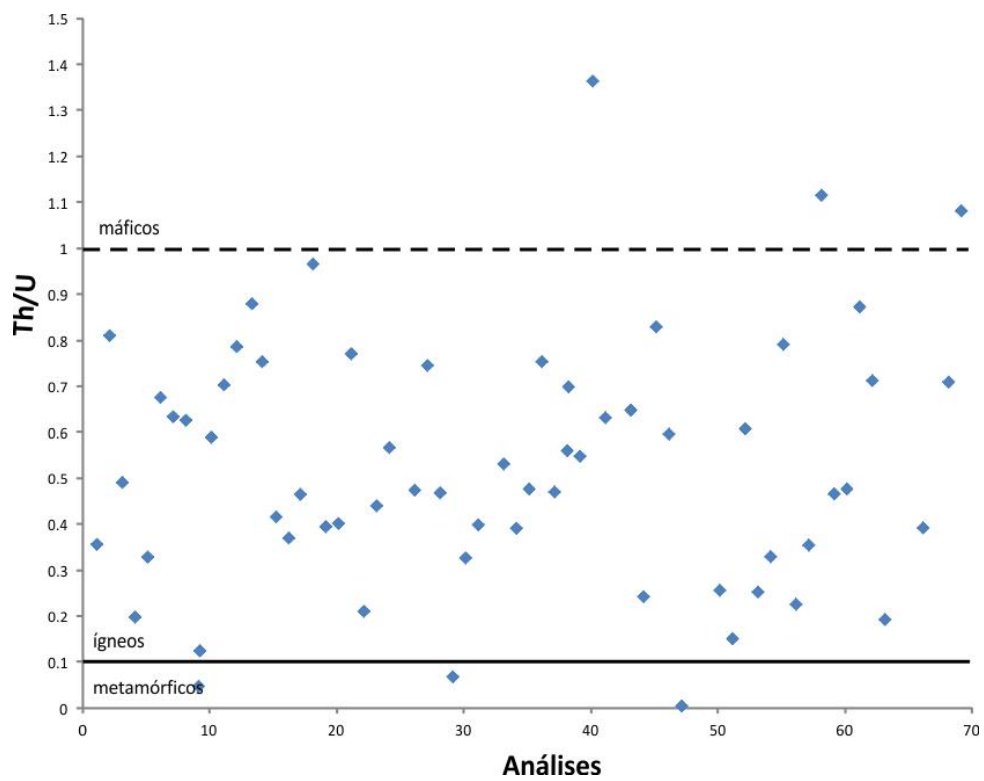


Figura 129: Razões Th/U da amostra SNA 125.

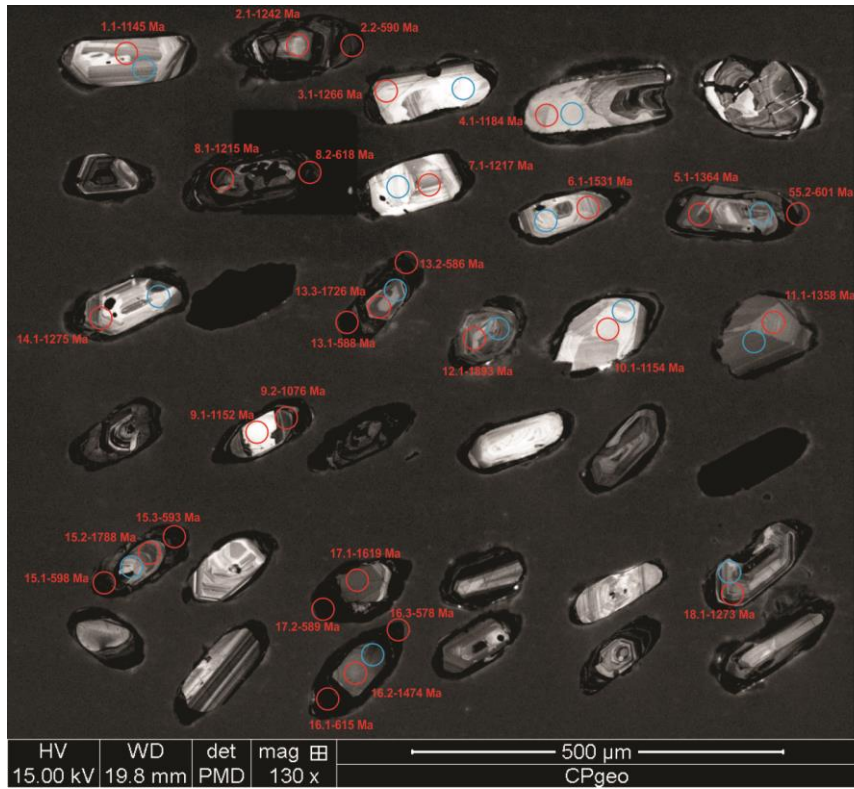


Figura 130: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra SNA 125. Em vermelho, análises U-Pb.

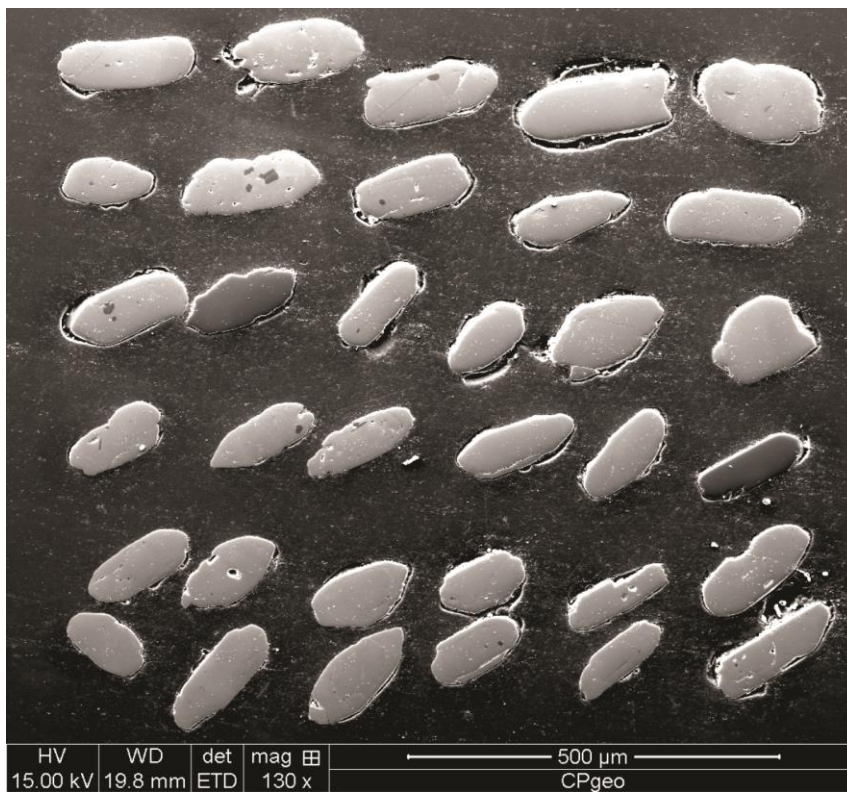


Figura 131: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra SNA 125.



Figura 132: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra SNA 125. Em vermelho, análises U-Pb.

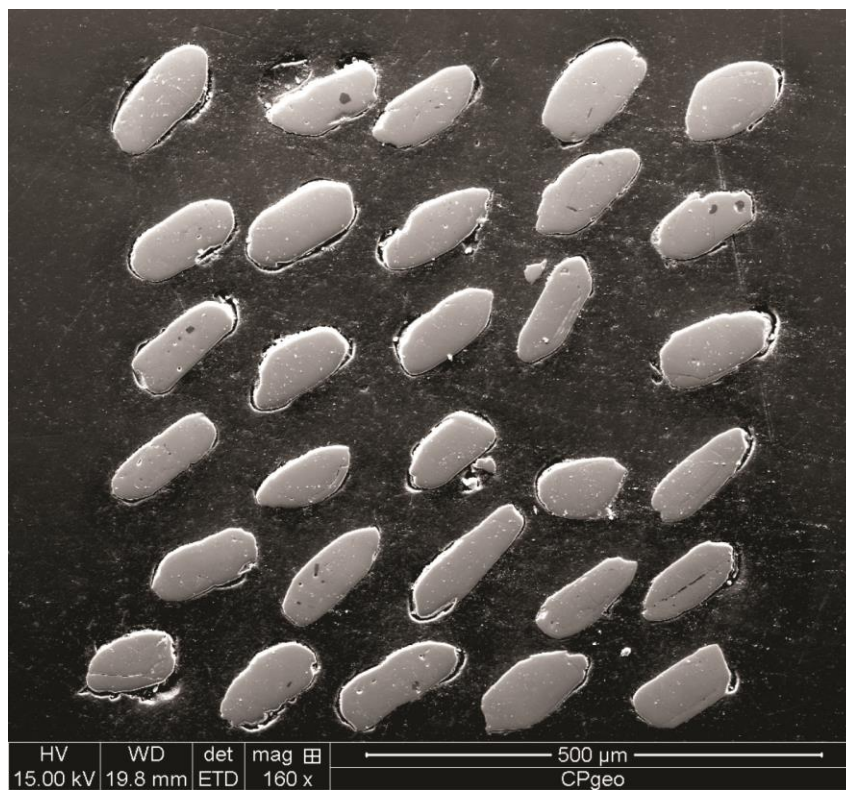


Figura 133: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra SNA 125.



Figura 134: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra SNA 125. Em vermelho, análises U-Pb.



Figura 135: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra SNA 125.

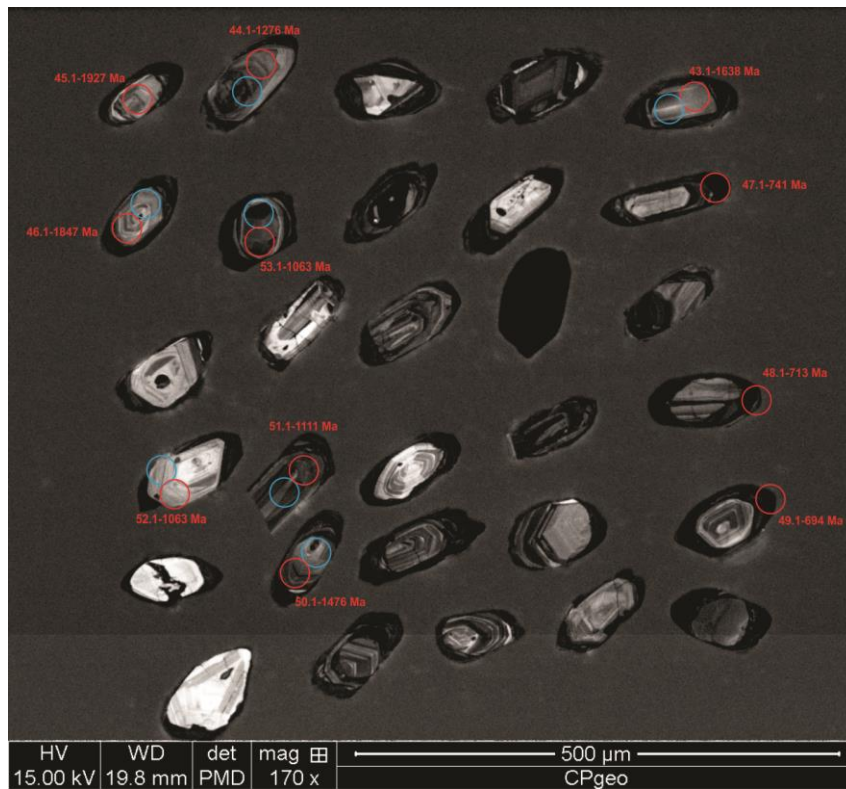


Figura 136: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra SNA 125. Em vermelho, análises U-Pb.



Figura 137: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra SNA 125.



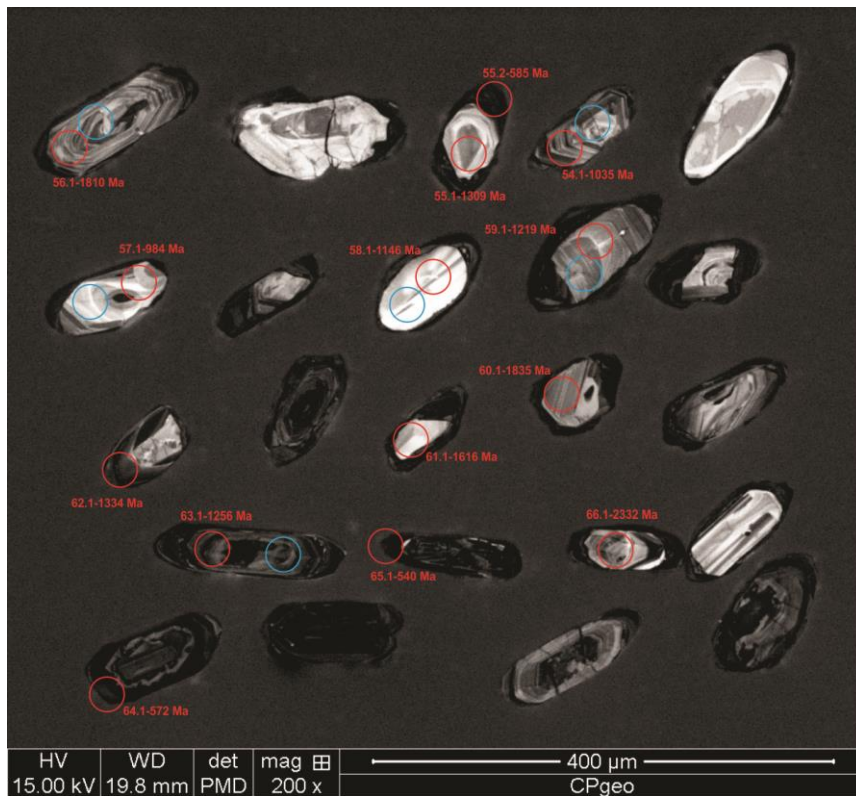


Figura 138: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra SNA 125. Em vermelho, análises U-Pb.



Figura 139: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra SNA 125.

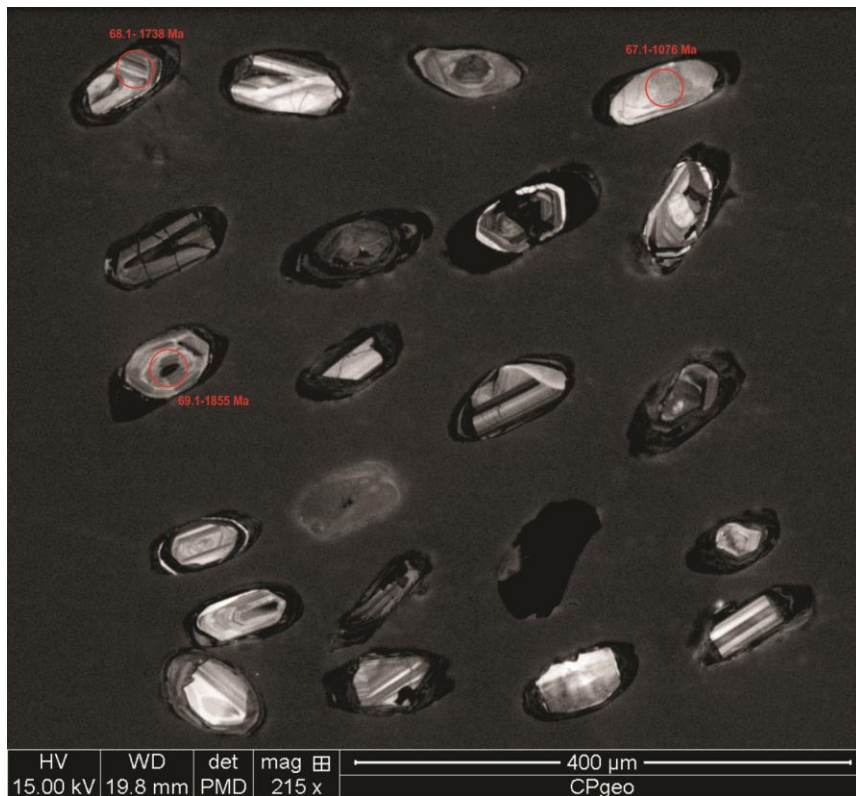


Figura 140: Imagem de catodo luminescência de raio X de zircões da amostra SNA 125. Em vermelho, análises U-Pb.



Figura 141: Imagem de elétrons secundários de zircões da amostra SNA 125.

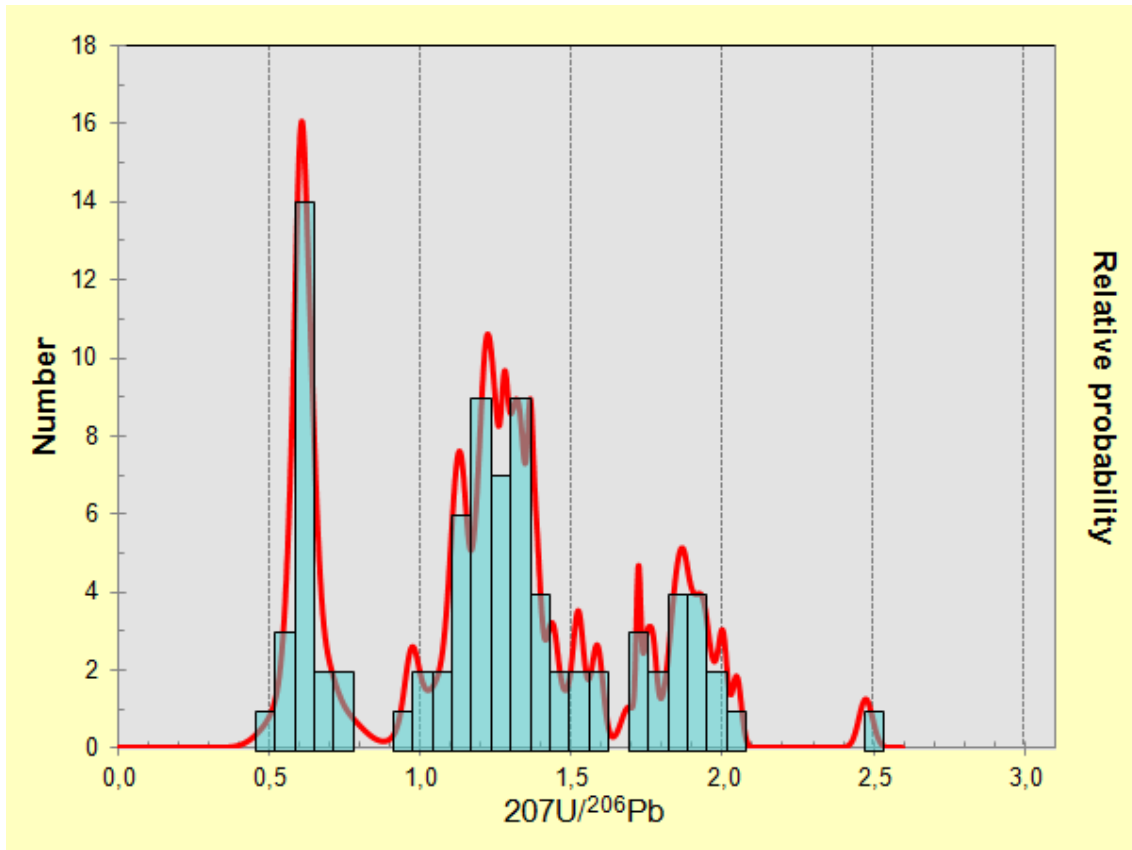


Figura 142: Histograma de idades concordantes da amostra SNA-125 (Frugis & Campos Neto, inédito).

O histograma de idades aponta para predominância de idades Criogenianas de 618 Ma (64% dos dados), com populações expressivas de 1,0Ga, 1,24Ga, 1,35Ga e 1,85Ga, com a idade mais antiga atingindo 2,4Ga.

## 7.2. Sistema Sm-Nd

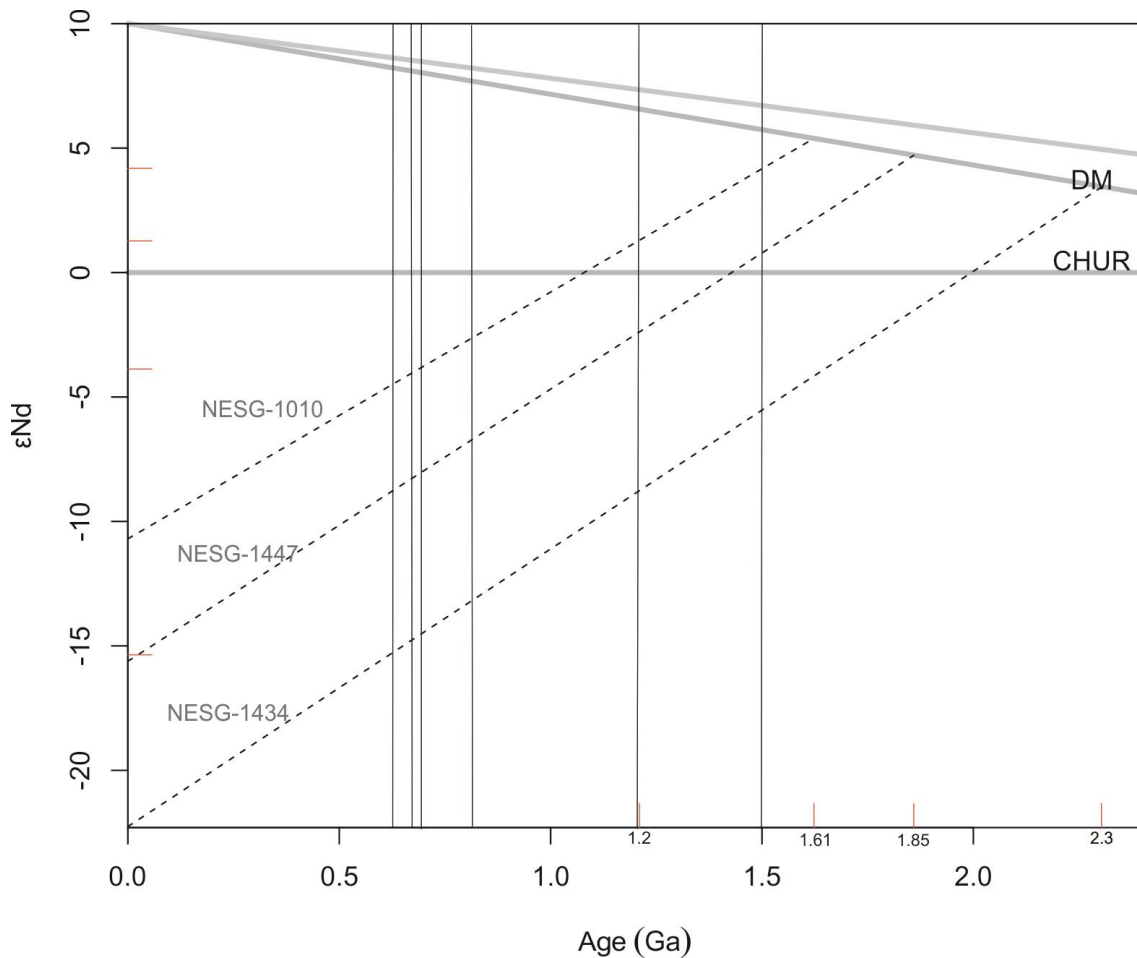


Figura 143: Gráfico Tempo Vs.  $\epsilon Nd$  para amostras estudadas.

Considerando que idades-modelo de rochas sedimentares representam a mistura de diferentes rochas presentes na área-fonte (McCulloch e Wasseburg, 1978) e que o sistema Sm-Nd não sofre alterações significativas durante o metamorfismo, as idades TDM obtidas (figura 143) sugerem que as amostras da unidade Xisto Santo Antonio tiveram contribuição geral de rochas mais jovens do que as amostras das demais unidades, pois apresentou idade modelo no Mesoproterozóico e as demais no Paleoproterozóico. Se considerarmos as populações amostradas por U-Pb, vemos que para as populações mais antigas, o sistema Sm/Nd, mesmo representando uma mistura, indica grande predominância de materiais juvenis no Xisto Santo Antônio.

Estes valores são semelhantes aos obtidos por Westin e Campos Neto (submetido) para os *metawakes* tectonicamente superiores ao Sistema de *nappes* Carrancas, na região da cidade de Carrancas, Minas Gerais.

### 7.3. Discussão geocronologia

A proveniência de zircão é, no conjunto, exótica ao Cráton do São Francisco. Se idades de cristais detríticos no Mesoproterozóico estão presentes na margem passiva Sanfranciscana (Grupo Carrancas, Westin e Campos Neto, submetido; Valladares *et al.*, 2008) e no interior cratônico do paleocontinente (Chemalle *et al.*, 2012), elas possuem uma baixa densidade comparadas ao valores no Paleoproterozóico Estateriano-Riaciano. Por outro lado um longo período de quiescência dominou o bloco cratônico até as colisões neoproterozóicas. Faixas orogênicas greenvilianas estão presentes no Bloco Central de Goiás (Moraes *et al.*, 2006) e no embasamento da placa Paranapanema, esta a provável área-fonte do zircão.

Na unidade superior do sistema de *nappes* Andrelândia, Xisto Serra da Boa Vista, duas amostras foram analisadas. Cristais detríticos de zircão, da amostra de Xisto Boa Vista em sua área-tipo, com sobrecrecimento metamórfico há 600Ma, indicam idades de proveniência no Ediacarano, no Mesoproterozóico Ectasiano e no Paleoproterozóico Estateriano. Como para o Xisto Santo Antônio, indicam áreas fontes reconhecíveis no interior da Placa Paranapanema, oriunda de rochas, em parte, com assinatura de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  juvenil. Destaca-se, no entanto, a classe modal dominante de idade no Ediacarano, há 620Ma, idade do metamorfismo sin-colisão, relacionado ao processo de exumação do sistema de *nappes*. A amostra do xisto psamo-pelítico, NESG 1447, do topo da Serra de Cataguazes, indica uma única classe modal de zircão detrítico, há 625Ma, concordante e com  $\epsilon_{\text{Hf}}$  predominantemente negativo. A ausência de assinaturas mais antigas sugere a erosão de um bloco vulcânico proximal e tectonicamente ativo.

A idade da deposição do pacote de metawackes da unidade Xisto Santo Antônio, se contemporâneo ao vulcanismo cálcio-alcálico na margem da Placa Paranapanema, deve ter ocorrido a partir de 680Ma. Os cristais detríticos mais jovens fornecidos a bacia de sedimentação são de 648Ma. O corpo de anfibolito, intercalado e paralelo à foliação regional  $S_2$  e datado em 752Ma, deve representar fragmentos tectônicos (olistólitos) lançados na bacia de deposição durante pulsos de exumação do prisma acrescionário subductado. Os sobrecrecimentos metamórficos de 620Ma constroem o período de sedimentação. A unidade superior, Xisto Serra da Boa Vista, que exibe um contato regionalmente discordante sobre as unidades Xisto Santo Antônio e Xisto Rio Capivari (Campos Neto *et al.*, 2007) representa uma etapa regressiva, de colmatação, da bacia sedimentar, em um período tectonicamente ativo. A presença dominante de zircão de

620Ma indica a erosão de frentes metamórficas do sistema de *nappes* e de injeções vulcânicas locais, além de altos do embasamento Mesoproterozóico e Estateriano do domínio de arco magmático. Essa sequência psamo-pelítica representa um *flysch* interno, sin-colisão. A idade da colisão está registrada tanto nas idades precoces do metamorfismo do sistema de *nappes*, quanto na idade mais antiga para a sedimentação do *flysch* interno, em 620Ma.

Admite-se um longo período de evolução do prisma acrescionário, relacionado à deposição da sequência metapelítica das *nappes* Liberdade e Três Pontas-Varginha, associada a um vulcanismo toleítico e cálcio-alcálico juvenil. O magmatismo básico entre 790Ma e 670Ma, o metamorfismo de alta pressão dos segmentos subductados há ~645Ma e a idade da colisão, situam a evolução do prisma acrescionário em 170Ma, do Criogeniano médio ao Ediacarano inferior.

Os *metawackes* do Xisto Santo Antônio podem representar uma bacia de ante-arco, desenvolvida sobre segmentos do prisma acrescionário de longa duração, 60Ma, a partir do Criogeniano superior. A idade do metamorfismo de alta pressão do prisma acrescionário, registrada em detritos de zircão na bacia de ante-arco, o vulcanismo cálcio-alcálico juvenil e proximal, a presença de prováveis olistólitos de rochas básicas, indicam, como a assinatura química dos sedimentos, a evolução da bacia de ante-arco durante um período tectonicamente ativo.

## 8. Conclusões

A frente da *nappe* Andrelândia está sotoposta à *nappe* Liberdade e cavalga as unidades metapsamíticas do Alóctone Serra da Bandeira, correlato ao Grupo Carrancas, na região de Santana do Garambéu-MG.

A litoestratigrafia da frente da *nappe* Andrelândia, bem preservada na Serra de Cataguases e adjacências, compreende da base para o topo: rutilo-estauroлита-cianita-granada-muscovita-biotita xisto porfiroblástico (xisto Rio Capivari); granada-biotita-plagioclásio-quartzo xisto homogêneo (xisto Santo Antônio); rutilo-estauroлита-cianita-granada-biotita-muscovita-plagioclásio-quartzo xisto porfiroblástico com níveis granoblásticos, níveis ricos em muscovita e plagioclásio e lentes métricas de quartzitos (biotita xisto Cataguases), que grada para o topo para quartzito micáceo a muscovita-quartzo xisto (xisto Serra da Boa Vista). A foliação metamórfica principal  $S_2$  é desenvolvida essencialmente sob deformação não-coaxial, em fácies anfíbolito e com conspícua lineação mineral (cianita, muscovita, plagioclásio e rutilo) e de estiramento, orientadas preferencialmente para SW ( $213^\circ/14^\circ$ ). Os indicadores cinemáticos, como sigmóides de quartzo, evidenciam transporte da placa superior para nordeste.

A frente da *nappe* Andrelândia estrutura-se em escama de topo que cavalga sobre megadobramento recumbente e anisopaco, com comprimento de onda ( $\lambda$ ) médio de 1000 m por 700 m de amplitude ( $a$ ), orientado NW-SE, configurando sinformes nas Serras de Cataguases e Santana, separadas por uma antiforمة isoclinal. Falhas de cavalgamento para NE e falha normal dúctil de baixo ângulo para W rompem a sinforma recumbente da Serra de Cataguases. O conjunto  $D_2$  e  $D_3$  é regionalmente deformado por dobramento normal, orientado SW e com dimensões de 1250m de  $\lambda/2$  por 250m de  $a$ . Estas dobras apresentam geometria cilíndrica, que indica o caráter recumbente do dobramento anterior. A megaestrutura define uma figura de interferência do tipo-2.

O geotermômetro Zr in Rutilo sugere um padrão metamórfico invertido para a frente da *nappe* Andrelândia, com temperaturas de cerca de  $702^\circ\text{C}$  para o contato superior com a *nappe* Liberdade e cerca de  $615^\circ\text{C}$  para o contato inferior com o Alóctone Serra da Bandeira, quando comparadas em um horizonte de 10Kbar de pressão. O geotermobarômetro GASP indica condições de pico metamórfico pré-Sn em condições alta pressão, em torno de  $649\pm 48^\circ\text{C}$  e  $10\pm 0,9\text{Kbar}$  na parte central da área.

A proveniência dos cristais detríticos de zircão, depositados no complexo de ante-arco da margem da Placa Paranapanema, tanto na bacia de ante-arco (Xisto Santo Antônio), quanto no *flysch* interno (Xisto Serra da Boa Vista), é predominantemente oriunda do arco vulcânico cálcio alcalino, juvenil e proximal, do Criogeniano médio-superior. Fragmentos de zircão com idades greenvillianas (1,0-1,25Ga) e no Calimiano (1,4-1,55Ga), ambas com assinatura positiva de  $\epsilon_{\text{Hf}}$ , indicando área-fonte magmática juvenil, também preencheram essas bacias de deposição. A proveniência destes grãos vem do soerguimento do embasamento continental do arco. Destaca uma correlação com o Orógeno Sunsás (Teixeira *et al.*, 2010) e com o Terreno Jauru, assembléia de orógenos acrescionários Calimianos (Bettencourt *et al.*, 2010), presentes no Bloco Amazonas. Uma moda Estateriana também ocorre em zircão depositado em ambas as bacias, cuja área-fonte mais provável estaria na *Large Igneous Province* de Uatumã (Klein *et al.*, 2012).

As idades de metamorfismo obtidas para a unidade Xisto Santo Antônio, entre 620 e 615Ma, são associadas ao evento metamórfico diacrônico interpretado por Reno *et al.* (2011) na região da *nappe* Três Pontas - Varginha como o estágio precoce da colisão, registrada em granulitos de alta pressão, com idades (U-Th)-Pb de  $650 \pm 40$ Ma, distribuídas entre monazitas de alto e baixo Y. Este evento, desenvolvido em fatia de crosta continental a 55-60km de profundidade, deve representar o estágio de subducção do prisma acrescionário. O metamorfismo próximo a 600Ma da unidade superior, Xisto Serra da Boa Vista, é mais jovem em relação às unidades sotopostas e contemporâneo ao metamorfismo das unidades de margem passiva.



## 9. Referências bibliográficas

- Agard, P., Lemoine, M., 2005. Faces of the Alps, Structure and Geodynamic Evolution, C.C.G.M., 48.
- Almeida F.F.M de, Amaral G., Cordani H.G., Kawashita K. 1973. The Precambrian evolution of South American cratonic margin, South of Amazon River. In: A.E.M. Nairs & F.G. Stehli (eds.) The ocean basins and margins. vol. I, p. 411-446.
- Barbosa, O. 1954. Evolution du Geossinclinal Espinhaço. In: International Geological Congress, Argélia, Comptes Rendus, section xiii, 19 e session: 1-37.
- Bastin, G.F., van Loo, F.J.J., and Heijligers, H.J.M., 1984. An evaluation of the use of Gaussian prz curves in quantitative electron probe microanalysis. X-Ray Spectrometry, 13, 91-97.
- Beaumont, C., Jamieson, R., Nguyen, M.H., Medvedev, S., 2004. Crustal channel flows: 1. Numerical model with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orógeno. Journal of Geophysical Research, 9, 1-29.
- Beaumont, C., Jamieson, R.A., Nguyen, M.H., Lee, B., 2001, Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation, Nature, 414, 738-742.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Fisher, N.I., 2002. Igneous Zircon: trace element composition as na indicator of source rock type. Contrib. Mineral. Petrol. 143, 602-622.
- Bettencourt, J. S., Leite, W. B., Ruiz, A. S., Matos, R., Payolla, B. L., Tosdal, R. M., 2010. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview. Journal of South American Earth Sciences, 29 (1), 28-46.
- Campos Neto M.C. & Caby R. 1999. Tectonic constrain on Neoproterozoic high-pressure metamorphism and *nappe* system south of São Francisco craton, southeast Brazil. Precambrian Res., 97:3-26.
- Campos Neto M.C., Basei M.A.S., Vlach S.R.F., Caby R., Szabó G.A.J. & Vasconcelos P. 2004. Migração de orógenos e superposição de orogêneses:

- Um esboço da colagem Brasileira no sul do Cráton do São Francisco, SE - Brasil. Rev. Inst. Geoc. USP, Geologia USP, Série Científica, 4(1):13-40.
- Campos Neto, M. C., Basei, M. A. S., Janasi, V. A., Moraes, R., 2011. Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia *nappe* system: an Ediacaran western Gondwana collage, south of São Francisco craton. Journal of South American Earth Sciences, 32, 393-406.
- 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, 37, 47 - 60. Supl. 4.
- Chemale, F., Dussin, I. A., Alkmin, F. F., Martins, M. S., Queiroga, G., Armstrong, R., Santos, M. N., 2012. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: the case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. Gondwana Research, 22 (1), 200-206.
- Condie, K.C., Earth as an Evolving Planetary System. 2005. Elsevier Academic Press, 447.
- Dickinson, W.R., Seely, D.R., 1979. Structure and stratigraphy of forearc regions. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 63, 2-31.
- Ebert, H 1958. Discordâncias pré-cambrianas em Carandaí, Minas Gerais. Boletim 183, DNPM-DGM, Rio de Janeiro, 48 p.
- Ebert, H. 1968. Ocorrências de fácies granulíticas 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 (Supl.): 215-229.
- Ebert, H. 1971. Os Paraibídes entre São João del Rei, Minas Gerais e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibídes e Araxaídes. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo, Resumo das Comunicações, 1: 177-178.
- Ebert, H., 1955. Pesquisa na parte sudeste de Minas Gerais e Polígono das Secas. Relatório Anual do Diretor-DGM/DNPM, 79-89.
- Ebert, H., 1956a. Resumo dos resultados obtidos no ano de 1955 no sul do estado de Minas Gerais. Relatório Anual do Diretor-DGM/DNPM, 62-81.

- Ebert, H., 1956b. A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. Relatório Anual do Diretor-DGM/DNPM, 97-107.
- Gaetani, GARzanti, 1991. Multicyclic history of the northern India continental margin (northwestern Himalaya).AAPG Bulletin, 75, 1427-1446.
- Gebauer, D., Schertl, H.P., Brix, M., Schreyer, W., 1997. 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps. Lithos, 41, 5-24.
- Heilbron M. 1985. O metamorfismo da área de Itutinga-Madre de Deus de Minas - MG. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 3, Anais, p. 219-233.
- Holland, T. J. B., Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. Journal of Metamorphic Geology, 16, 309-343.
- Isozaki, Y., Aoki, K., Nakama, T., Yanai, S., 2010. New insight into a subduction-related orogen: Reappraisal on geotectonic framework and evolution of the Japanese islands. Gondwana Research, 18, 82-105.
- Klootwijk, C.T., Gee, J.S, Peirce, J.W., Smith, G.M., 1992: Neogene evolution of the Himalayan-Tibetan region: constraints from ODP Site 758, northern Ninetyeast Ridge; bearing on climatic change. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 95(1-2), 95-110."
- Law, R.D., Searle, M.P., Godin, L., (eds) 2006. Channel flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones. Geological Society, London, Special Publications, 268.
- Maruyama 2010, A new perspective on metamorphism and metamorphic belts, Gondwana Research, 18, 106-137.
- McCulloch, M. T., Wasserburg, G.J., 1978. Sm-Nd and Rb-Sr Chronology of Continental Crust Formation. Science 200, 1003-1011.
- McLennan S.M. & Taylor S.R. 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. J. Geol., 99:1-21.
- Moraes, R., Fuck, R. A., Pimentel, M.M., Gioia, S.M.C.L., Hollanda, M.H.B.M., Armstrong, R., 2006. The bimodal rift-related Juscelândia

- volcanosedimentary sequence in central Brazil: Mesoproterozoic extension and Neoproterozoic metamorphism. *Journal of South American Earth Sciences*, 20, 287-301.
- Motta, R.G., 2009. Evolução tectono-metamórfica do Domínio Serra da Natureza, Terreno Andrelândia, MG. 2009. Dissertação de Mestrado, IGc-USP.
- Myashiro, A., 1961. Evolution of Metamorphic Belts. *Journal of Petrology*, 2, 277-311.
- Pacciulo, F.V.P., Ribeiro, A., Andreis, R.R., Trouw, R.A.J., 2000. The Andrelândia basin, a Neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília Belt, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 30 (1): 200-202.
- Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Andreis, R. R., Trouw, R.A.J. 2000. The Andrelândia Basin, a Neoproterozoic intra-plate continental margin, southern Brasília belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 30: 200-202.
- Paciullo, F.V.P., Ribeiro, A., Andreis, R.R., 1993. Reconstrução de uma bacia fragmentada: o caso do Ciclo Depositional Andrelândia. *Simpósio do Cráton São Francisco*, 2, Salvador. *Anais...*, 224-226.
- Paciullo, F.V.P., Trouw, R.A.J., Ribeiro, A., 2002. 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*, 1: 84-120.
- Paciullo, F. V. P., Ribeiro, A., Trouw, R. A., 2003. Mapa geológico da Folha Andrelândia 1:100.000. Projeto Sul Minas.
- Powell, R., Holland, T. J. B., 1988. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3. Application methods, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 173-204.
- Powell, R.; Holland, T.J.B., 2008. On Thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 155-179
- Pupin, J.P., 2000. Granite genesis related to geodynamics from Hf-Y in zircon. *Trans Royall Society of Edimburgh, Earth Sciences Research*, 91: 245-256.

- Reno, B.L., Piccoli, P.M., Brown, M. e Trouw, R.A.J., 2011. In situ monazite (U-Th)-Pb ages from the Southern Brasília Belt, Brazil: constraints on the the high-temperature retrograde evolution of HP granulites. *Journal of Metamorphic Geology*, doi:101111/j.1525-1314.2011.00957.
- Ribeiro A., Trouw R.A.J, Andreis R.R., Paciullo F.V.P., Valença J.G. 1995. Evolução das bacias Proterozóicas e o termo-tectonismo Brasileiro na margem sul do Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 25: 235-248.
- Ribeiro, A.; Paciullo, F. V. P.; Andreis, R.; Trouw R. A. J.; Heilbron, M. 1990. Evolução policíclica proterozóica no sul do Cráton do São Francisco: análise da região de São João Del Rey e Andrelândia (MG). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, Anais... 6:2605-2614.
- Santos L.P., Campos Neto M.C. & Carvalho C.H.G. 2004. Metamorphic path constrained by metapelitic rocks from the inner Aiuruoca-Andrelândia *nappe*, Southern of the São Francisco craton, SE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 16:725-741.
- Santos, L.P. 2004. Trajetórias metamórficas de ambientes colisionais: Domínios frontais das *nappe* Aiuruoca-Andrelândia e Lima Duarte, borda sul do Cráton do São Francisco, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 90 p.
- Schmid, S.M., Pfiffner, O.A., Froitzheim, N., Schönborn, G., Kissling, E., 1996. Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps, *Tectonics*, 15, 1036-1064.
- Searle, M.P., Cottle, J.M., Streule, M.J., Waters, D.J., 2010. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 100, 219-233.
- Sengör, A.M.C., 1990. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: A Tethyan perspective. *Earth Science Review*, 27 : 1-201.
- Sigoyer, J., Chavagnac, V., Blichert-Toft, J., 2000. Dating the Indian continental subduction and collisional thickening in the northwest Himalaya: multichronology of the Tso Moriri eclogites. *Geology*, 28, 487-490.
- Teixeira, W ; Cordani, U. G. . Proterozoic evolution of the Amazonian Craton reviewed. *Indian Journal of Geology*, v. 80, p. 115-137, 2010.

- Tischendorf, G., Forster, H.J., Gottesmann, B., Rieder, M. 2007. True and brittle micas: composition and solid-solution series. *Mineralogical Magazine*, 71(3), 285-320.
- Tomkins HS, Powell R, Ellis DJ (2007) The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *J Metamorph Geol* 25:703– 713
- Tonarini, S., Villa, I.M., Oberli, F., Meier, M., Spencer, Pognante, U., Ramsay, J.G., 1993 Eocene age of eclogite metamorphism in Pakistan Himalaya: implications for India-Eurasia collision, *Terranova*, 5.1, 13-20
- Trouw, R.A.J. & Pankhurst, R.J. 1993. Idades Radiométricas ao sul do Cráton do São Francisco: região da folha Barbacena, Minas Gerais. In: SBG, Simpósio do Cráton do São Francisco, 2, Salvador, Anais...: 260-261.
- Trouw, R.A.J; Ribciro.A.; Paciullo, F.V.P. 1986. Contribuição à Geologia da Folha Barbacena-1:250000. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, Anais...2: 974-986.
- Trouw, R.A.J; Ribeiro,A.; Paciullo, F.V.P. 1980. Evolução Estrutural e Metamórfica de uma área a SE de Lavras, Minas Gerais. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Camboriú, Anais... 5: 2273-2284
- Trouw, R.A.J; Ribeiro.A.; Paciullo, F.V.P. 1994. A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, Boletim de Resumos Expandidos, 1: 234-235
- Valladares, C. S., Machado, N., Heilbron, M., Duarte, B. P., Gauthier, G., 2008. Sedimentary provenance in the central Ribeira Belt based on laser-ablation ICPMS  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  zircon ages. *Gondwana Research*, 13, 516 – 526.
- Westin, A., 2011. O grupo Carrancas e a frente na *nappe* Andrelandia na borda do cráton São Francisco: Proveniência sedimentar e implicações tectônicas. Dissertação de Mestrado. IGc-USP.
- Zack, T., Moraes, R., Kronz, A., 2004. Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. *Contrib Min*