



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Caroline de Araujo Peixoto

**Geologia e geocronologia U-Pb (LA-ICPMS) do Domínio Itálva na região entre
Cantagalo e Itaocara, nordeste do Estado do Rio de Janeiro**

Rio de Janeiro

2010

Caroline de Araujo Peixoto

**Geologia e geocronologia U-Pb (LA-ICPMS) do Domínio Italva na região entre
Cantagalo e Itaocara, nordeste do Estado do Rio de Janeiro**

Dissertação apresentada, como requisito para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais. Linha de Pesquisa: Evolução Tectônica de Faixas Móveis.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Monica Heilbron

Rio de Janeiro
2010

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ/RÉDE SIRIUS

Peixoto, Caroline de Araujo.

Geologia e geocronologia U-PB (LA-ICP-MS) do Domínio Itálva na região entre Cantagalo e Itaocara, nordeste do Estado do Rio de Janeiro. [Rio de Janeiro]2010.

133 p, (Faculdade de Geologia – UERJ- Pós Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, 2010)

Caroline de Araujo Peixoto

**Geologia e geocronologia U-Pb (LA-ICPMS) do Domínio Italva na região entre
Cantagalo e Itaocara, nordeste do Estado do Rio de Janeiro**

Dissertação apresentada, como requisito para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais. Linha de Pesquisa: Evolução tectônica de faixas móveis.

Banca Examinadora:

Prof^a. Dr^a. Monica Heilbron (Orientadora)
Faculdade de Geologia da UERJ

Prof. Dr. Rudolph Trouw
Instituto de Geociências da UFRJ

Prof. Dr. Márcio Pimentel
Instituto de Geociências da UnB

RIO DE JANEIRO
2010

AGRADECIMENTOS

A minha orientadora Monica que ao longo dos últimos cinco anos sempre me incentivou, me ajudou a seguir em frente e me ensinou que sempre existe uma solução para tudo. Sem ela teria sido impossível!!

A minha família pela paciência e por compreender as diversas horas de estudo e a ausência de muitos eventos.

A Evânia, que me ensinou tudo o que sei de ArcGis, por toda atenção que sempre ofereceu, pela paciência em responder todas as minhas perguntas e por sempre fazer o ArcGis funcionar.

A todos que me acompanharam nos campos: Nely Palermo, Caroline Dutra, Bruno, Felipe “Garça”, Renata Seibel, Luiz Peixoto (pai) e os motoristas Water Maciel e Walter “Bobô”.

Aos amigos Marcela Lobato e Bernardo Torós, companheiros de campo e de horas de trabalho pesado no LGPA por toda a disposição oferecida.

A Rosalva pela super ajuda, companhia e noites extras trabalhadas no LGPA.

Aos Professores Miguel Tupinambá, Beatriz Duarte e Claudio Valeriano pela ajuda no desenvolvimento da dissertação

Ao pastor Martino, Rachel, Eliana, Maria, Marly, Rosangela e Meire pelas orações e incentivos.

A Deus que sempre me abençoou com pessoas maravilhosas ao meu redor que sempre me ajudaram e me incentivaram.

Agradeço o apoio financeiro do CNPq, Faperj e CPRM-Programa Proganeo que viabilizaram recursos para os trabalhos de campo, análises geoquímicas e geocronológicas, além de minha bolsa de estudos da CAPES para realização do mestrado.

A UERJ pelo apoio institucional dos laboratórios e veículos de campo.

A equipe do Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da UNB pelo apoio durante a realização das análises geocronológicas.

RESUMO

O Domínio Italva constitui uma unidade tectônica sobreposta ao Domínio Costeiro, sobre o qual foi colocada durante o evento Brasiliano que perdurou desde ca. 605 até ca. de 500 Ma. Na região nordeste do Estado do Rio de Janeiro as unidades aflorantes do Domínio Italva se dispõem em faixas NE-SW ocupando cerca de 430 km² entre os municípios de Cantagalo e Itaocara. Seis unidades foram cartografadas na área em questão: a) Unidade Serra da Prata: hornblenda biotita gnaiss migmatítico homogêneo a bandado, leucocrático a mesocrático com enclaves máficos e intercalações de biotita gnaiss leucocrático de granulometria média; b) Unidade Macuco: biotita gnaiss homogêneo localmente com sillimanita e granada e coloração esbranquiçada; c) Unidade São Joaquim: mármore predominantemente puro de coloração variada, granulometria média a grossa com níveis ricos em grafita, intercalações de anfibólitos e raras bandas quartzo feldspáticas; d) Unidade Euclidelândia: biotita muscovita ortognaiss granítico a tonalítico, rico em magnetita e localmente com sillimanita, granada e turmalina; e) Anfibólitos mesocrático a melanocrático de granulometria grossa, localmente com clinopiroxênio e granada; f) Granada biotita muscovita granito, leucocrático, homogêneo, foliado a granoblástico e localmente com fenocristais de feldspato. As unidades do Domínio Italva compõem uma klippe sinformal com flancos subparalelos e caimento de eixo para NE. Seu contato norte ocorre com hornblenda biotita gnaiss do Complexo Rio Negro que apresenta características petrográficas semelhantes a Unidade Serra da Prata. A Sul o contato é dado com sillimanita granada biotita gnaisses migmatíticos do Domínio Costeiro. A composição mineralógica das unidades do Domínio Italva, rica em plagioclásio e anfibólio somada à homogeneidade nos afloramentos sugere um protólito ígneo principalmente para as unidades que nucleiam a klippe (Serra da Prata e Macuco). Dados geoquímicos obtidos para as rochas metabásicas do Domínio Italva indicam a predominância de rochas da série toleítica com assinatura de ambiente divergente (N-MORB, E-MORB) e mais raramente de basalto calcioalcalino de arco de ilhas.

Dados geocronológicos inéditos revelam idades U-Pb em zircão de cristalização de ~918 Ma para anfibólito intercalado com mármore indicando o limite mínimo para a sedimentação carbonática na Bacia Italva. Os ortognaisses do Domínio Italva tem idades de cristalização de ~860 Ma, ~750 Ma e ~630 Ma com eventos metamórficos mais recentes registrados a ~570 Ma. Esses dados sugerem que a bacia retro arco se desenvolveu no estágio inicial de subducção desde ca. 918 Ma permanecendo ativo até ca. 625 Ma, resultando em vários pulsos de geração de rochas calcioalcalinas do Complexo Rio Negro.

ABSTRACT

The Italva Domain represents a tectonic unit which overrides the Costeiro Domain, and was placed there during the Brasiliano tectonic event between 605 and 500 million years ago. In the northern region of Rio de Janeiro State the outcropping units display a belts with NE-SW strike, covering about 430 Km² between the municipalities of Cantagalo and Itaocara. Six units were mapped in the area: a) Serra da Prata Unit: homogeneous or banded hornblende biotite gneiss, leucocratic or mesocratic, with mafic lenses and medium grained biotite gneiss interlayered; b) Macuco Unit: homogeneous biotite gneiss, white color, locally with sillimanite and garnet; c) São Joaquim Unit: medium to coarse grained calcitic marble, homogeneous, with graphite and intercalations of amphibolites and rare quartz feldspathic bands; d) Euclidelândia Unit: biotite muscovite orthogneiss, granitic to tonalitic, rich in magnetite and locally with sillimanite, garnet and tourmaline; e) Amphibolites that change from mesocratic to melanocratic, medium to coarse grained locally with clinopyroxene and garnet; f) leucocratic homogeneous (garnet) biotite muscovite granite, locally showing foliation and centimetric feldspar crystals. The klippe Italva is a synformal structure with subparallel flanks and NE axis. The northern contact is with biotite hornblende gneiss of the Rio Negro Complex which have similar petrographic characteristics to the Serra da Prata Unit. The southern contact is with migmatitic sillimanite garnet biotite gneiss of the Costeiro Domain. The mineralogical composition of the units of the Italva Domain, rich in plagioclase and amphibole in addition to the homogeneity in outcrops suggest an igneous protolith especially for units in the core of the klippe (Serra de Prata and Macuco units). Geochemical data obtained for metabasic rocks of the Italva Domain indicate the predominance of tholeiitic rocks with MORB-like signature and more rarely, calc alkaline island arc basalts. Unpublished geochronological data reveal crystallization ages of ~918 Ma for amphibolite intercalated with marble indicating the limit (a minimum age) for the sedimentation in the Italva Basin. The orthogneisses of the Italva Domain have a crystallization ages of ~860 Ma, ~750 Ma e ~630 Ma with metamorphic events recorded at ~570 Ma. These data suggest that a back arc basin developed in the early stage of subduction since ~918 Ma and remained active until ~ 625 Ma resulting in several pulses of generation of calc alkaline rocks of the Rio Negro Complex.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa do Estado do Rio de Janeiro com a principal via de acesso (em vermelho) a área mapeada. Destaque para área mapeada, em azul, contida nas folhas topográficas do IBGE (1:50.000) Cantagalo e Santa Maria Madalena.23

Figura 2: Compartimentação tectônica do Brasil. Legenda: 1: Crátoms Neoproterozóicos (I, Amazônico; II, São Francisco; III, Rio de La Plata); 2: Faixas Neoproterozóico/Cambriano (Rbb, Ribeira belt; Arb, Araçuaí belt; Bbb, Brasília belt); 3: Coberturas Fanerozóicas. Extraído de Heilbron & Machado, (2003) adaptado de Almeida *et al.* (2000).28

Figura 3: Subdivisão do sistema Orogênico Mantiqueira: o segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os Orógenos Ribeira e Apiaí; o segmento meridional inclui os Orógenos Dom Feliciano e São Gabriel (Heilbron *et al.* 2004).29

Figura 4a: Unidades tectônicas do segmento central da Faixa Ribeira adaptado de Heilbron *et al.* (1995, 2000a) e Trouw *et al.* (2000). As seções AB, CD, e EF são apresentadas na figura 4b. Legenda 1: E-vergente sistema de nappes da Faixa Brasília; 2: Embasamento e cobertura Meso-Neoproterozóico do Domínio Autóctone e CSF; 3 e 4: Domínio Andrelândia e Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 5: Klippe Paraíba do Sul; 6 e 7: Domínio Cambuci e Italva do Terreno Oriental; 8 e 9: Domínio Costeiro do Terreno Oriental; 10: Domínio Cabo Frio (Heilbron & Machado, 2003). 30

Figura 4b: Seção geológica NW–SE com a relação estrutural entre os terrenos do segmento Central da Faixa Ribeira. Legenda: 1a e 1b: Cobertura Neoproterozóica deformada e embasamento do Domínio Autóctone; 2a e 2b: Cobertura Neoproterozóica deformada e embasamento do Domínio Andrelândia; 3a e 3b: Cobertura Neoproterozóica deformada e embasamento do Domínio Juiz de Fora; 4a e 4b: Cobertura Neoproterozóica deformada e embasamento da Klippe Paraíba do Sul; 5: metassedimentos do Domínio Cambuci /Terreno Oriental; 6a, 6b e 6c: metassedimentos, arco Magmático Rio Negro e granitóides sin-colisionais do Domínio Costeiro /Terreno Oriental; 7: metassedimentos e anfibólitos do Domínio

Italva /Terreno Oriental; 8a e 8b: Cobertura Neoproterozóica deformada e embasamento do Terreno Cabo Frio. PSSZ e SJPSZ: Zonas de cisalhamento Paraíba do Sul e São João do Paraíso.	31
Figura 5: Afloramento típico de (granada) biotita muscovita leucognaisse.	38
Figura 6: Lâmina delgada de (granada) biotita leucognaisse isotrópico. Nicóis paralelos.....	39
Figura 7: Afloramento de anfibolito intercalado com mármore da Unidade São Joaquim.....	40
Figura 8: Foto de lâmina delgada de anfibolito mesocrático com hornblenda de coloração verde a marrom, mineral opaco e clinopiroxênio. Nicóis paralelos.	41
Figura 9: Afloramento de hornblenda biotita gnaisse (SM-CM-69 – Mapa Geológico, Anexo) com enclaves de anfibolito.....	42
Figura 10: Afloramento de hornblenda biotita gnaisse migmatítico da Unidade Serra da Prata mostrando leucossoma com anfibólio.....	43
Figura 11: Foto de lâmina delgada de hornblenda (biotita) gnaisse tonalítico. Variedade mesocrática (SM-CM-70A – Mapa Geológico, Anexo). Nicóis paralelos.	44
Figura 12: Foto de lâmina delgada de hornblenda biotita gnaisse granodiorítico. Variedade leucocrática (SM-CM-69 – Mapa Geológico, Anexo). Nicóis paralelos.	44
Figura 13: Foto de lâmina delgada da Unidade Serra da Prata contendo allanita euédrica com fraturas concêntricas. Nicóis paralelos	45
Figura 14: Foto de afloramento migmatítico da Unidade Serra da Prata. Intercalação de hornblenda biotita gnaisse mesocrático (SM-CM-70A) e biotita gnaisse leucocrático (SM-CM-70B) com contato brusco entre ambos.	46

Figura 15: Foto de afloramento de hornblenda biotita gnaissé mesocrático transicionando para biotita gnaissé leucocrático pobre em hornblenda.	47
Figura 16: Foto de lâmina delgada de hornblenda biotita gnaissé transicionando para biotita gnaissé. Nicóis paralelos.	47
Figura 17: Foto de lâmina delgada de biotita gnaissé (SM-CM-70B) com fraca orientação preferencial de biotita, contendo allanita com sobrecrescimento de epidoto e mineral opaco (sulfeto). Nicóis paralelos.	48
Figura 18: Diagrama QAP de Streckeisen para unidades do Domínio Itálva. O círculo representa análise modal quantitativa para amostras submetidas à técnica de coloração de feldspatos. O quadrado representa análise modal estimada para amostras não coloridas.	49
Figura 19: Foto de afloramento homogêneo (lajedo) de (sillimanita) granada biotita gnaissé da Unidade Macuco (SM-CM-07 – Mapa Geológico, Anexo).	50
Figura 20: Foto de lâmina delgada da Unidade Macuco. A: variedade do biotita gnaissé rico em biotita bem formada (SM-CM-02 – Mapa Geológico, Anexo). Nicóis paralelos. B: sillimanita (agregados de cristais prismáticos) localmente presente na Unidade Macuco (SM-CM-07 – Mapa Geológico, Anexo). Nicóis paralelos.	51
Figura 21: Variação na coloração do mármore (Unidade São Joaquim) com granulometria grossa a muito grossa com cristais romboédricos centimétricos de calcita.	52
Figura 22: Lâmina delgada de mármore puro com palhetas de grafita pouco orientadas. Nicóis paralelos.	53
Figura 23: Frente de lavra da jazida Val de Palmas (Holcin – Unidade Cantagalo) com camadas verticais de anfíbolito paralelas a foliação.	54

Figura 24: Foto de lâmina delgada de biotita muscovita gnaiss da Unidade Euclidelândia mostrando minerais opacos e foliação marcada por muscovita e biotita com forte orientação preferencial. Nicóis paralelos.....	55
Figura 25: Foto de lâmina delgada da Unidade Euclidelândia com destaque para turmalina triangular. Nicóis paralelos.	56
Figura 26: Foto de lâmina delgada de biotita gnaiss (SM-CMB-148 – Mapa Geológico, Anexo) da Unidade Euclidelândia contendo allanita com sobrecrescimento de epidoto. Nicóis paralelos.	57
Figura 27: Foto de lâmina delgada da Unidade Euclidelândia com sillimanita (fibrolita) e granada. Nicóis paralelos.	57
Figura 28: Afloramento da Unidade Serra da Prata. Observa-se dobra apertada D_2 com caimento de eixo E_2 45 graus para NE. Eixo paralelo a lineação de estiramento de quartzo L_{est2} e foliação plano axial S_2 105/65.	59
Figura 29: Estereogramas com contorno de densidade. A: densidades de eixo E_2 (NW, NE e SE) e E_3 (NE e SW); B: densidade de lineação ($L_{est2} + L_{est3}$); C: densidade de pólos de foliação S_2 (275/35) e S_3 (291/12 e 140/18).	60
Figura 30: Afloramento da Unidade Macuco no qual se observa as três fases de deformação, com dobra apertada redobrada por dobras abertas. Legenda: em vermelho, superfície axial (SA_2) dobrada pelo D_3 ; em amarelo, foliação (S_2) dobrada pelo D_3 ; Em azul, superfície axial (SA_3) e zona de cisalhamento paralela geradas durante D_3	61
Figura 31: Caminho P-T para o Domínio Italva. Modificado de Marques (2009).....	63
Figura 32: Diagramas de classificação química de rochas. Legenda: Círculo/triângulo verde: anfibólitos do Domínio Italva; Quadrado azul: Complexo Rio Negro; Quadrado rosa: leucogranito do Complexo Rio Negro; Losango preto: biotita gnaiss da Unidade Macuco.	65

Figura 33: Diagrama de ETR normalizado ao condrito Sun & McDonough, (1989) para anfibolitos (A e C) do Domínio Italva e para ortognaisses do Complexo Rio Negro (quadrado) e biotita gnaisse da Unidade Macuco (losango) em (B).....	67
Figura 34: Diagramas tectono-magmáticos baseados em elementos traços.	69
Figura 35: Diagramas ternários para discriminação de ambientes tectônicos para rochas granitóides.	70
Figura 36: Diagrama Concórdia com três zircões discordantes. A linha discórdia intercepta a concórdia em dois pontos de idade conhecidas T_0 e T . (Modificado de Faure, 1986).....	74
Figura 37: Fotografia de cristais de zircão de hábito prismático (2:1) e arredondado (1:1) de anfibolito incluído no hornblenda biotita gnaisse da Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CB-84B).	78
Figura 38: Diagrama de concórdia fornecido pelos <i>spots</i> Z1, Z4N, Z6 e Z8 (Tabela 3) em zircões com relação comprimento vs. largura 2:1 de anfibolito incluído na Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CB-84B).	79
Figura 39: Diagrama de concórdia obtido para o <i>spot</i> Z5. Anfibolito incluído na Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CB-84B).....	80
Figura 40: Diagrama de concórdia obtido para os zircões Z11 e Z12 (Tabela 3) com relação comprimento vs. largura 1:1 de anfibolito incluído na Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CB-84B).	80
Figura 41: Diagrama de concórdia fornecido pelos <i>spots</i> Z4N (núcleo) e Z4B (borda) de zircão. Anfibolito incluído na Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CB-84B).....	81
Figura 42: Fotografia de cristais de zircão com relação comprimento vs. largura 1:1 e 2:1 de hábito prismático de anfibolito intercalado com mármore da Unidade São Joaquim (Amostra SM-CMB-147).	83

Figura 43: Diagrama de concórdia para quatro zircões (Z1, Z3, Z4 e Z5) de anfibolito intercalado com mármore da Unidade São Joaquim (Amostra SM-CMB-147).	84
Figura 44: Fotografia de cristais de zircão de cor rosa e relação comprimento vs. largura de 1:1, 2:1, 3:1 e 4:1. Hornblenda biotita gnaiss (tonalítico) – Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CM-70A – Figura 14).	86
Figura 45: Diagrama de idade média obtida a partir de 20 <i>spots</i> em zircões do hornblenda biotita gnaiss mesocrático (tonalítico) da Unidade Serra da Prata (SM-CM-70A - Figura 14).	87
Figura 46: Diagrama de concórdia fornecido por núcleo (Z15N) e borda (Z15B) de um zircão do hornblenda biotita gnaiss mesocrático (tonalítico) da Unidade Serra da Prata (SM-CM-70A – Figura 14).	88
Figura 47: Fotografia de cristais de zircão de hábito prismático, coloração rosa e relação comprimento vs. largura de 1:1, 2:1 e 3:1 de biotita gnaiss (granodiorítico) – Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CM-70B).	90
Figura 48: Diagrama de idade média obtido para 20 <i>spots</i> em zircões do biotita gnaiss (granodiorítico) da Unidade Serra da Prata (SM-CM-70B – Figura 14).	91
Figura 49: Diagrama de concórdia obtido para três zircões (Z5, Z6 e Z19) do biotita gnaiss (granodiorítico) da Unidade Serra da Prata (SM-CM-70B – Figura 14).	92
Figura 50: Diagrama de concórdia obtido para o zircão Z20N do biotita gnaiss (granodiorítico) da Unidade Serra da Prata (SM-CM-70B).	92
Figura 51: Fotografia de cristais de zircão com relação comprimento vs. largura 1:1, 2:1, 3:1, 5:1 e 6:1 de hornblenda biotita gnaiss (quartzo diorito) – Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CB-85).	95
Figura 52: Diagrama de idade média fornecido por análise de 23 <i>spots</i> de hornblenda biotita gnaiss (quartzo diorítico) da Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CB-85).	96

Figura 53: Diagrama de concórdia fornecido por bordas de três zircões (Z14B, Z17B, e Z23B – Tabela 7) de hornblenda biotita gnaiss (quartzo diorítico) da Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CB-85).....	96
Figura 54: Fotografia de cristais de zircão com relação comprimento vs. largura de 2:1 e 3:1 de (hornblenda) biotita gnaiss (granodiorítico) – Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CM-69).	98
Figura 55: Diagrama de idade média obtido a partir da análise de oito zircões (Z3, Z4, Z5, Z7, Z11, Z19, Z20, Z21) do hornblenda biotita gnaiss (granodiorítico) – Unidade Serra da Prata (SM-CM-69).	99
Figura 56: Diagrama de concórdia obtido para o zircão Z9 – Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CM-69).	99
Figura 57: Diagrama de concórdia obtido a partir da análise do zircão (Z6) do hornblenda biotita gnaiss (granodiorítico) – Unidade Serra da Prata (SM-CM-69).	100
Figura 58: Diagrama de idade média obtido a partir da análise de quatro zircões (Z10, Z12, Z17 e Z18), do hornblenda biotita gnaiss (granodiorítico) – Unidade Serra da Prata (SM-CM-69).	101
Figura 59: Diagrama de concórdia obtido para três zircões (Z2, Z8 e Z13 – Tabela 8) do hornblenda biotita gnaiss (granodiorítico) – Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CM-69).....	101
Figura 60: Fotografia de cristais de zircão com relação comprimento vs. largura 1:1, 2:1 e 3:1 de hábito prismático a alongado. Os cristais arredondados de cor amarelada são monazita. Ambos pertencem ao (granada) biotita gnaiss – Unidade Macuco (Amostra SM-CM-07).....	105
Figura 61: Diagrama de concórdia fornecido por cinco zircões (Z6, Z9, Z11 e Z14) de (granada) biotita gnaiss – Unidade Macuco (Amostra SM-CM-07).	106

Figura 62: Diagrama de idade média fornecido por seis monazitas (Z15, Z16, Z18, Z19, Z20 e Z21), com razão Th/U maior que 6, de (granada) biotita gnaiss – Unidade Macuco (Amostra SM-CM-07).	107
Figura 63: Fotografia de cristais de zircão de hábito prismático com relação comprimento vs. largura 1:1, 2:1 e 3:1 de granada biotita gnaiss – Unidade Macuco (Amostra SM-CM-02)	109
Figura 64: Diagrama de concórdia fornecido por cinco zircões (Z4, Z16, Z17, Z19 e Z21 – Tabela 10) de (granada) biotita gnaiss – Unidade Macuco (Amostra SM-CM-02).	110
Figura 65: Diagrama concórdia obtida para os spots Z15N e Z22. (Granada) biotita gnaiss – Unidade Macuco (Amostra SM-CM-02).	111
Figura 66: Diagrama de concórdia fornecido por oito spots (Z9, Z10, Z11B, Z11N, Z12, Z13N, Z15B, Z20 – Tabela 10) de (granada) biotita gnaiss – Unidade Macuco (Amostra SM-CM-02).	111
Figura 67: Diagrama de concórdia fornecido por quatro spots (Z5N, Z6, Z7, Z8B – Tabela 10) de (Granada) biotita gnaiss – Unidade Macuco (Amostra SM-CM-02).	112
Figura 68: Fotografia de cristais de zircão de hábito prismático a pouco arredondado com relação comprimento vs. largura 1:1 e 2:1 de (granada) biotita gnaiss – Unidade Euclidelândia (Amostra SM-CMB-148).	114
Figura 69: Diagrama de idade média ponderada obtida de zircões de (granada) biotita gnaiss – Unidade Euclidelândia (amostra SM-CMB-148).	115
Figura 70: Diagrama concórdia obtido dos zircões Z5 e Z19 de (granada) biotita gnaiss – Unidade Euclidelândia (amostra SM-CMB-148).	115
Figura 71: Diagrama concórdia obtida para os zircões Z18E e Z14B de (granada) biotita gnaiss – Unidade Euclidelândia (amostra SM-CMB-148).	116

Figura 72: Diagrama concórdia obtida da análise do zircão Z3B de (granada) biotita gnaisse – Unidade Euclidelândia (amostra SM-CMB-148). 117

Figura 73: Diagrama esquemático de eventos colisionais da borda leste e sul do Cráton do São Francisco. Compilado de Heilbron *et al.* 2008, Heilbron e Machado 2003, Tupinambá *et al.* 2007b). Legenda: 1: episódio colisional; 2: episódio pós colisional; 3: bacia ante arco e retroarco; 4: rocha de arco magmático; 5: margem passiva; 6: magmatismo toleítico. G: granitogênese; Ga: tipo A; Gi: tipo I; Gs: tipo S; S: sienito; M: metamorfismo. 123

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Tabela de dados de análises químicas de elementos maiores e traços, incluindo ETR, obtidos para os anfibolitos do Domínio Itálva e para rochas do Complexo Rio Negro.	71
Tabela 2: Amostras do Domínio Itálva coletadas para datação U-Pb (LA-ICP-MS) e suas respectivas descrições. Os pontos de coleta estão plotados no Mapa Geológico em anexo.....	77
Tabela 3: Tabela com dados isotópicos obtidos a partir de zircões analisados para amostra de anfibolito SM-CB-84.	82
Tabela 4: Tabela com dados isotópicos obtidos a partir de zircões analisados para amostra de anfibolito SM-CMB-147.	85
Tabela 5: Tabela com dados isotópicos obtidos a partir de zircões analisados para a amostra SM-CM-70A da Unidade Serra da Prata.	89
Tabela 6: Tabela com dados isotópicos obtidos a partir de zircões analisados para a amostra SM-CM-70B da Unidade Serra da Prata.	94
Tabela 7: Tabela com dados isotópicos obtidos a partir de zircões analisados para a amostra SM-CB-85 da Unidade Serra da Prata.	97
Tabela 8: Tabela com dados isotópicos obtidos a partir de zircões analisados para a amostra SM-CM-69 da Unidade Serra da Prata.....	103
Tabela 9: Tabela com dados isotópicos obtidos a partir de zircões analisados para a amostra SM-CM-07 da Unidade Macuco.	108
Tabela 10: Tabela com dados isotópicos obtidos a partir de zircões analisados para a amostra SM-CM-02 da Unidade Macuco.	113

Tabela 11: Tabela com dados isotópicos obtidos a partir de zircões analisados para a amostra SM-CMB-148 da Unidade Euclidelândia. 118

Tabela 12: Síntese das idades U-Pb em zircão de acordo com a interpretação dos eventos termais ocorridos nas unidades do Domínio Itáva. (1): idade de zircões herdados da provável fonte paraderivada da Unidade Macuco; (2): idade de cristalização da Unidade Macuco..... 119

SUMÁRIO

I. INTRODUÇÃO	21
II. OBJETIVOS	22
III. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	23
IV. METODOLOGIA	25
V. CONTEXTO GEOTECTÔNICO REGIONAL	28
VI. GEOLOGIA DO TERRENO ORIENTAL	32
VI.1. DOMÍNIO CAMBUCI	33
VI.2. DOMÍNIO COSTEIRO	33
VI.3. DOMÍNIO ITALVA	35
VII. GEOLOGIA DO DOMÍNIO ITALVA NA ÁREA ESTUDADA	37
VII.1. Unidades Litológicas	38
VII.1.1. Suíte Morro do Escoteiro	38
VII.1.2. Anfibolito	39
VII.1.3. Unidade Serra da Prata	41
VII.1.4. Unidade Macuco	50
VII.1.5. Unidade São Joaquim	51
VII.1.6. Unidade Euclidelândia	54
VII.2. Geologia Estrutural	58
VII.3. Metamorfismo	62
VIII. GEOQUÍMICA	64
IX. GEOCRONOLOGIA U-Pb DO DOMÍNIO ITALVA	74
IX.1. O Método U-Pb	74
IX.2. Metodologia Analítica	75
IX.3. Resultados	76
IX.3.1. Anfibolito	78
AMOSTRA SM-CB-84B (anfibolito incluso no hornblenda biotita gnaiss da Unidade Serra da Prata)	78

AMOSTRA SM-CMB-147 (anfíbolito intercalado com mármore da Unidade São Joaquim)	83
IX.3.2. Unidade Serra da Prata	86
AMOSTRA SM-CM-70 A (hornblenda biotita gnaisse mesocrático – tonalítico)	86
AMOSTRA SM-CM-70 B (biotita gnaisse leucocrático – granodiorítico)	90
AMOSTRA SM-CB-85 (hornblenda biotita gnaisse mesocrático – quartzo diorito).....	95
AMOSTRA SM-CM-69 ((hornblenda) biotita gnaisse leucocrático – granodiorítico).....	98
IX.3.3. Unidade Macuco	104
AMOSTRA SM-CM-07 ((granada) biotita gnaisse com sillimanita)	104
AMOSTRA SM-CM-02 (granada biotita gnaisse)	109
IX.3.4. Unidade Euclidelândia	114
AMOSTRA SM-CMB-148	114
X. DISCUSSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	119
X.1. Ambiente Tectônico da Bacia Itálva	119
X.2. Correlações Regionais	121
XI. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	124
ANEXO: Mapa Geológico/Mapa de Pontos.	

I. INTRODUÇÃO

Na porção norte da região serrana do Estado do Rio de Janeiro, entre os municípios de Macuco e Itaocara, afloram unidades litológicas do Domínio Italva sobreposta ao Domínio Costeiro, ambos pertencentes ao Terreno Oriental da Faixa Ribeira.

O Domínio Italva é alvo de investigações geológicas desde a década de 1950, quando Rosier (1957) caracterizou as nappes Paraíba e Desengano. Desde então diversos trabalhos contribuíram para o entendimento geológico deste domínio conferindo a ele diversas denominações locais como: “Migmatitos Cantagalo e Metamorfitos Euclidelândia” (Menezes, 1973); Formação Euclidelândia (Sad & Dutra, 1988) e Grupo Italva (Machado Filho *et al.*, 1983)

Na década de 1970 diversos projetos de mapeamento geológico foram realizados pelo Departamento de Recursos Minerais no Estado do Rio de Janeiro. Nesse período foram gerados mapas geológicos na escala 1:50.000 publicados pelo DRM-RJ em 1980. Dados geoquímicos, publicados por Sad & Dutra (1988), indicam magmatismo do tipo MORB caracterizando um ambiente de margem passiva ou bacia retro arco para o Domínio Italva.

Nos anos de 1999 e 2001 o Grupo de Pesquisa em Geotectônica - TEKTOS, Faculdade de Geologia - UERJ realizou mapeamento geológico, na mesma escala, contribuindo para o entendimento da geologia do Domínio Italva bem como a relação de contato com o domínio adjacente, Domínio Costeiro.

O trabalho mais recente com dados geocronológicos referente ao Domínio Italva foi publicado por Heilbron & Machado (2003). Este trabalho apresenta dados geocronológicos para o Terreno Oriental incluindo a idade U-Pb em zircão de 848 ± 11 Ma para cristalização de anfibolito intercalado com mármore do Domínio Italva.

Essa idade contrasta com resultados obtidos nos demais domínios do Terreno Oriental. Esse contraste geocronológico associado à escassez de dados referentes ao Domínio Italva, dificulta o entendimento da evolução geológica do Terreno Oriental bem como o posicionamento paleogeográfico do Domínio Italva.

Mais recentemente, a monografia de graduação defendida na UERJ por Moraes (2006), apresentou novos dados geoquímicos para os anfibolitos intercalados no Domínio Italva, corroborando a predominância de assinaturas geoquímicas de basaltos de fundo oceânico.

II. OBJETIVOS

Nos dois últimos anos, durante a realização do Programa Geologia do Brasil (Pronageo/CPRM – MME), o mapeamento geológico na escala 1:50.000 foi intensificado na área objetivando o entendimento da distribuição areal das unidades presentes no Domínio Itálva.

A presente dissertação consiste na combinação de dados geológicos, resultantes da complementação do mapeamento geológico, com dados geocronológicos inéditos gerados no Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais - Universidade de Brasília (UnB) segundo o método Laser Ablation Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICPMS).

Finalmente, a combinação dos dados obtidos com os dados presentes na literatura visa contribuir para o esclarecimento da evolução geológica do Domínio Itálva e suas implicações para evolução tectônica da Faixa Ribeira.

III. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área em estudo está situada na porção norte da região serrana do Estado do Rio de Janeiro, entre os municípios de Cantagalo e Itaocara (Figura 1). Engloba os municípios de Cantagalo, Macuco, São Sebastião do Alto e Itaocara.

A região mapeada está inserida nas folhas topográficas do IBGE, escala 1:50.000, Cantagalo (SF-23-X-D-VI-3) e Santa Maria Madalena (SF-23-X-D-VI-4).

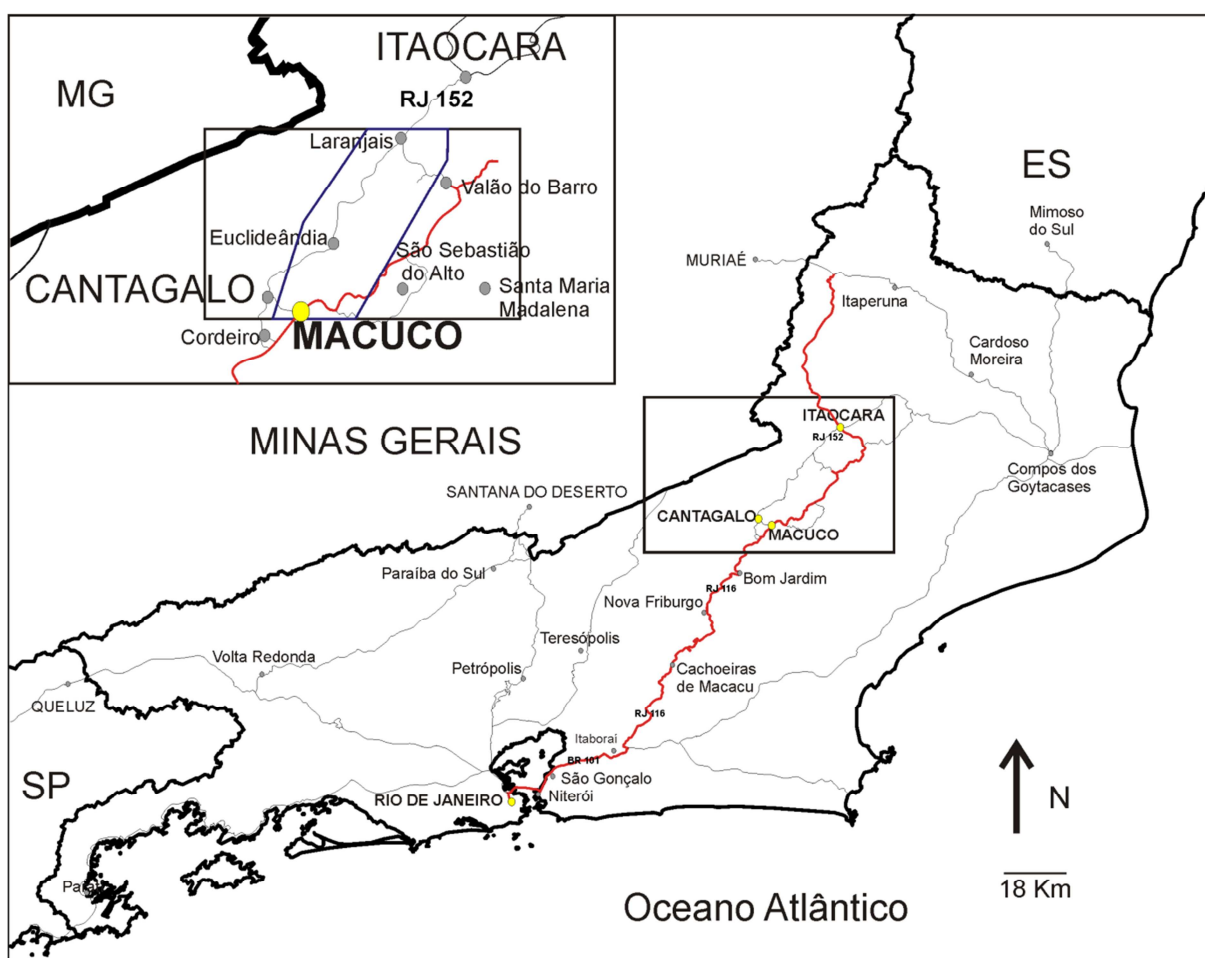


Figura 1: Mapa do Estado do Rio de Janeiro com a principal via de acesso (em vermelho) a área mapeada. Destaque para área mapeada, em azul, contida nas folhas topográficas do IBGE (1:50.000) Cantagalo e Santa Maria Madalena.

A melhor via de acesso para a região estudada, partindo da capital, é atravessar a ponte Rio - Niterói em direção a São Gonçalo pela BR-101, até Itaboraí. Após o centro de Itaboraí, segue pela RJ-116 que passa por Nova Friburgo e segue até Macuco (Figura 1).

Na área alvo as principais estradas pavimentadas são a RJ-116 que passa por Macuco, Valão do Barro até Itaocara e, RJ-152 que liga Euclidelândia a Itaocara passando por Laranjais. As demais estradas não são pavimentadas estando algumas em más condições.

IV. METODOLOGIA

As etapas para o desenvolvimento deste trabalho estão listadas a seguir:

Inicialmente realizou-se a revisão bibliográfica referente à geologia regional e local da área de estudo bem como sobre o método de datação a ser utilizado.

Trabalhos de campo foram realizados com o objetivo de adensar a cartografia geológica da área, coletar amostras para confecção de lâminas delgadas e para análises geoquímicas e geocronológicas.

As etapas laboratoriais descritas a seguir foram realizadas no Laboratório de Processamento de Amostras (LGPA) – Faculdade de Geologia – UERJ.

Todas as lâminas produzidas para a realização deste trabalho foram descritas no Laboratório de Petrologia – UERJ.

Para auxiliar na realização da análise modal das unidades estudadas algumas amostras foram submetidas a colorimetria para a discriminação de feldspatos.

- Preparação de amostras para colorimetria.

Para a coloração de feldspatos alcalinos, as amostras são atacadas com ácido fluorídrico concentrado durante um minuto, a fim de limpar a superfície dos minerais para a coloração.

Em seguida a amostra é emersa em solução de Cobaltonitrito de Sódio (60g em 1000 ml de água) por 20 segundos. Para finalizar lava-se a amostra em água destilada e com cloreto de bário para retirar o excesso de Cobaltonitrito. Os feldspatos apresentarão cor amarela.

Após esse processo a amostra é imersa em solução saturada de Amarante durante 10 segundos a fim de colorir os plagioclásios de vermelho. A amostra é lavada com água destilada a fim de retirar o excesso de Amarante. Por fim as amostras são submetidas ao banho de luz para secar.

- Coleta e preparação de amostras para geocronologia.

Cerca de 30 Kg de rocha foram coletados para cada amostra a ser datada. Durante a coleta as amostras foram quebradas com o martelo até o tamanho

aproximado de um punho. As amostras foram processadas seguindo as etapas a seguir:

a. Britagem: utilizou-se o britador de mandíbulas para reduzir o tamanho da amostra em menos de um centímetro.

b. Moagem: o material britado foi reprocessado utilizando-se o moinho de disco a fim de desagregar os minerais.

c. Concentração de minerais pesados: os minerais desagregados foram submetidos a batéia para concentração de minerais pesados e extração dos minerais leves (rejeito).

d. Separação Magnética I: utilizou-se o ímã de mão a fim de retirar os minerais altamente magnéticos presentes no concentrado de minerais pesados.

e. Separação Magnética II: submeteu-se o concentrado ao separador magnético FRANTZ que dividiu a amostra em duas frações:

i. Fração inicial: sob combinações fixas de inclinação (lateral=10°; frontal=5°), varia-se a amperagem (0,2A°; 0,5 A°; 0,75 A°; 1,0 A° e 1,5 A°) separando-se progressivamente os minerais de menor magnetismo.

ii. Fração final: os minerais não magnéticos da fração inicial são novamente submetidos ao FRANTZ sob combinações fixas de amperagem (1,5A°) e inclinação frontal (2°) variando a inclinação lateral (5°; 3°; 1°; 0° e -0,5°). Separam-se progressivamente os minerais de menor magnetismo.

f. Análise e seleção óptica dos grãos: com o auxílio de lupa binocular observam-se as frações finais a fim de selecionar os zircões individualmente. Os critérios utilizados na seleção dos zircões são tamanho, forma, cor e presença de inclusões, fraturamento, núcleo e sobrecrecimento.

g. Montagem das amostras: organizam-se os grãos de zircão separando-os por fração e colando-os em uma fita dupla face. Em seguida, coloca-se ao redor dos grãos um molde de plástico circular de 9 mm preenchendo-o com resina. Após cerca de 24 horas de secagem remove-se a fita das amostras que, por fim, são submetidas a lixa e ao polimento a fim de desbastar os grãos expondo sua superfície.

- Coleta e preparação de amostras para geoquímica.

Foram coletadas amostras de rochas do Domínio Italva, para complementar os estudos geoquímicos já iniciados para as rochas anfíbolíticas por Moraes (2006). Além de mais alguns anfíbolitos foram coletados uma amostra de biotita gnaisses do Domínio Italva, e ortognaisses e um leucogranito do Domínio Costeiro adjacente.

As amostras foram britadas e pulverizadas utilizando-se o britador de mandíbulas, moinho de disco e finalmente um moinho pulverizador da marca SPEX. As análises químicas foram realizadas nos laboratórios da ACT-LABS, no Canadá. Para processamento dos dados foram utilizados os softwares NEWPET e EXCEL.

V. CONTEXTO GEOTECTÔNICO REGIONAL

A estruturação geral da Plataforma Sul-americana é dada por núcleos cratônicos (Amazonas, São Francisco e Rio de La Plata, dentre os maiores), contornado por faixas móveis de evolução neoproterozóica a eo-ordoviciana genericamente denominada de Evento Brasileiro ou Colagem Brasileira (Brito Neves, 2003; Cordani *et al.*, 2000, Figura 2). Os episódios que deram origem a essa estruturação se iniciaram a ca. 900-800 Ma e resultaram na amalgamação do supercontinente Gondwana, que perdurou até ca. 500 Ma, no Cambriano (Schmitt *et al.*, 2004).

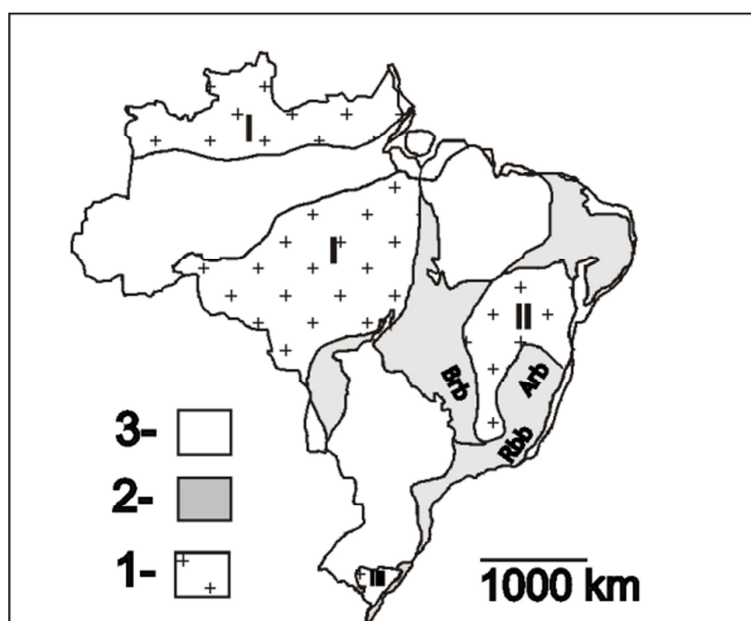


Figura 2: Compartimentação tectônica do Brasil. Legenda: 1: Crátons Neoproterozóicos (I, Amazônico; II, São Francisco; III, Rio de La Plata); 2: Faixas Neoproterozóico/Cambriano (Rbb, Ribeira belt; Arb, Araçuaí belt; Bbb, Brasília belt); 3: Coberturas Fanerozóicas. Extraído de Heilbron & Machado, (2003) adaptado de Almeida *et al.* (2000).

Na região sul e sudeste do Brasil localiza-se a Província da Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1977), que constitui um sistema orogênico brasileiro, composto por cinco cinturões de dobramento ou Orógenos, denominados de Faixas Araçuaí, Ribeira, Brasília Meridional, Don Feliciano e São Gabriel (Heilbron *et al.*, 2004a, Figura 3).

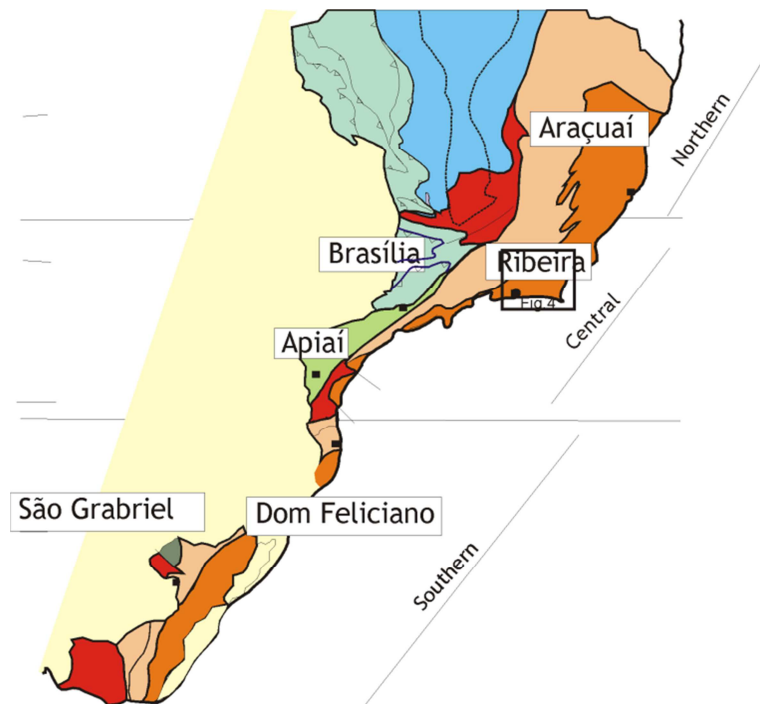


Figura 3: Subdivisão do sistema Orogênico Mantiqueira: o segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os Orógenos Ribeira e Apiaí; o segmento meridional inclui os Orógenos Dom Feliciano e São Gabriel (Heilbron *et al.* 2004).

No segmento central da Província da Mantiqueira encontra-se o Orógeno Ribeira que se estende por 1400 km ao longo da costa Atlântica do Brasil. É produto da convergência entre a placa São Francisco e outras placas e/ou micropalacas e/ou arcos de ilhas (Heilbron *et al.* 2000; Heilbron & Machado, 2003) situadas a S-SE.

O segmento central do Orógeno Ribeira foi dividido por Heilbron *et al.* (2000 e 2004b) em quatro terrenos tectono-estratigráficos (Figura 4): 1) Terreno Ocidental: interpretado como o retrabalhamento da margem do Cráton São Francisco, compreende os Domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora (Valladares *et al.* 2000); 2) Klippe ou Terreno Paraíba do Sul, representado por uma estrutura sinformal composta por ortognaisses Paleoproterozóicos (Complexo Quirino) e rochas metassedimentares (Grupo Paraíba do Sul) além de inúmeros corpos granitóides intrusivos (Heilbron, 1995; Heilbron & Machado, 2003); 3) Terreno Oriental: inclui vários domínios estruturais relacionados ao arco magmático da faixa, acrescidos durante a Orogênese Brasileira (Tupinambá & Heilbron, 2002; Heilbron & Machado, 2003); 4) Terreno Cabo Frio: sobrejacente ao Terreno Oriental, é produto de uma amalgamação tardia que gerou deformação de baixo ângulo e

metamorfismo de pressão média a alta (Heilbron & Machado, 2003; Heilbron *et al.*, 2004a e b; Schmitt *et al.*, 2004).

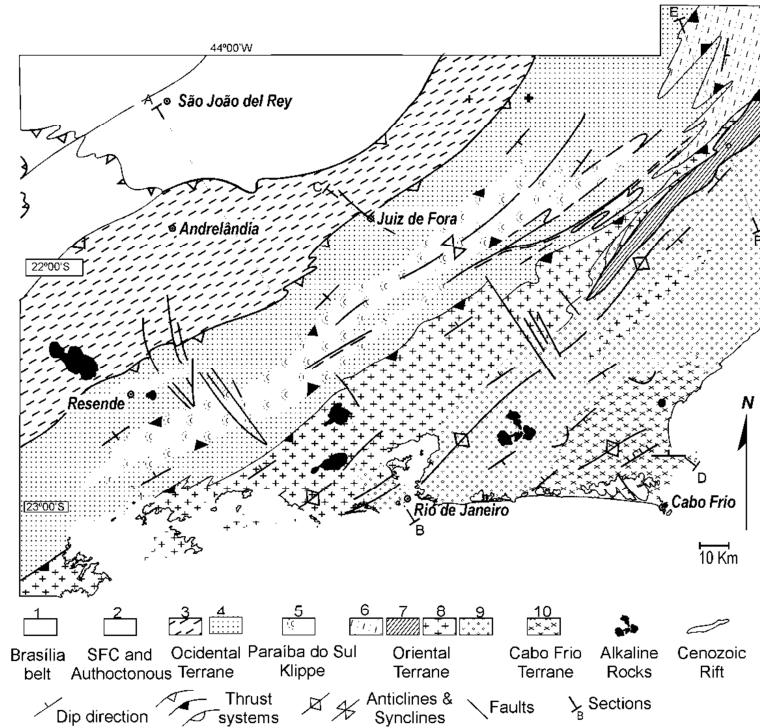


Figura 4a: Unidades tectônicas do segmento central da Faixa Ribeira adaptado de Heilbron *et al.* (1995, 2000a) e Trouw *et al.* (2000). As seções AB, CD, e EF são apresentadas na figura 4b. Legenda 1: E-vergente sistema de nappes da Faixa Brasília; 2: Embasamento e cobertura Meso-Neoproterozóico do Domínio Autóctone e CSF; 3 e 4: Domínio Andrelândia e Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 5: Klippe Paraíba do Sul; 6 e 7: Domínio Cambuci e Itava do Terreno Oriental; 8 e 9: Domínio Costeiro do Terreno Oriental; 10: Domínio Cabo Frio (Heilbron & Machado, 2003).

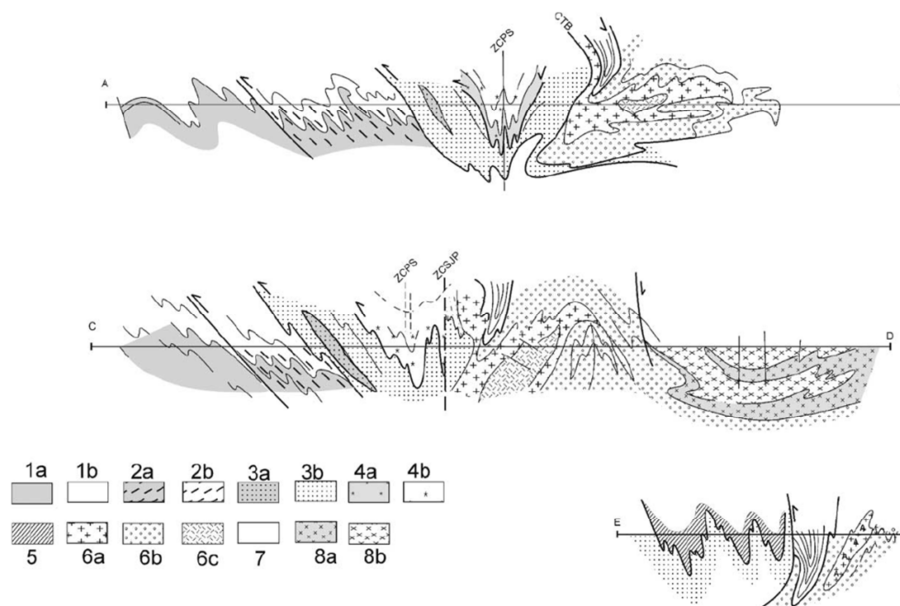


Figura 4b: Seção geológica NW–SE com a relação estrutural entre os terrenos do segmento Central da Faixa Ribeira. Legenda: 1a e 1b: Cobertura Neoproterozóica deformada e embasamento do Domínio Autóctone; 2a e 2b: Cobertura Neoproterozóica deformada e embasamento do Domínio Andrelândia; 3a e 3b: Cobertura Neoproterozóica deformada e embasamento do Domínio Juiz de Fora; 4a e 4b: Cobertura Neoproterozóica deformada e embasamento da Klippe Paraíba do Sul; 5: metassedimentos do Domínio Cambuci /Terreno Oriental; 6a, 6b e 6c: metassedimentos, arco Magmático Rio Negro e granitóides sin-colisionais do Domínio Costeiro /Terreno Oriental; 7: metassedimentos e anfibolitos do Domínio Itálva /Terreno Oriental; 8a e 8b: Cobertura Neoproterozóica deformada e embasamento do Terreno Cabo Frio. PSSZ e SJPSZ: Zonas de cisalhamento Paraíba do Sul e São João do Paraíso.

O *trend* estrutural da Faixa Ribeira, NE-SW, é resultado do empilhamento desses terrenos de E para WNW. A colisão entre eles foi oblíqua e os limites entre os compartimentos tectônicos são representados por empurrões com mergulhos maiores que trinta graus, ou por zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas.

Os três primeiros foram amalgamados há ca. 580 Ma (Machado *et al.*, 1996; Heilbron & Machado, 2003), enquanto que o Terreno Cabo Frio só foi colado aos demais há ca. 520 Ma (Schmitt *et al.*, 2004). Portanto, a estruturação deste segmento da Faixa Ribeira aponta para uma evolução complexa, resultante da amalgamação progressiva de diversos terrenos contra o craton de São Francisco.

VI. GEOLOGIA DO TERRENO ORIENTAL

As rochas do Terreno Oriental receberam diversas denominações ao longo dos anos. Rosier (1957) nomeou o conjunto de Série Paraíba - Desengano. Posteriormente foram incluídas no Grupo Paraíba do Sul, termo originado de Oliveira *et al.* (1978) e adotado por Sad & Donadello (1978), Sad *et al.* (1980), Machado *et al.* (1983) e Sad & Dutra (1988).

Sad & Donadello (1978) descreveram o então chamado Grupo Paraíba do Sul como uma “sequência metassedimentar, intensamente deformada e com fácies metamórfica anfibolito alto a granulito, variadamente migmatizada e caracteristicamente portadora de rochas charnokíticas, de possível origem ígnea”.

Publicações recentes (Heilbron *et al.*, 1995; Tupinambá & Heilbron, 2002; Heilbron & Machado, 2003; Heilbron *et al.*, 2003) descrevem o Terreno Oriental como um arco magmático maduro alojado em uma cobertura sedimentar de margem passiva.

As unidades litológicas representativas desse terreno são metassedimentos com grau metamórfico variado, com intercalações de anfibolitos, mármores e quartzitos, camadas calcissilicáticas, além de várias gerações de rochas granitóides foliadas e não foliadas. Este terreno é de idade Neoproterozóica ou mais nova contrastando com as idades dos Terrenos Ocidental e Cabo Frio.

Análises geoquímicas realizadas por Sad e Dutra (1988) sugeriram que o Grupo Paraíba do Sul formou-se devido à colisão entre um arco de ilhas e uma margem continental onde a depressão gerada durante a subducção foi entulhada por grauvacas derivadas de granitóides provenientes de zonas continentais montanhosas.

No modelo de evolução da Faixa Ribeira proposto por Heilbron & Machado (2003) o Terreno Oriental representa uma bacia de margem passiva, alóctone a Placa São Francisco-Congo, rica em sedimentação carbonática, transicionando para uma margem ativa com a intrusão de rochas do arco no neoproterozóico. (Heilbron & Machado, 2003; Tupinambá & Heilbron, 2002)

O Terreno Oriental pode ser dividido em três domínios tectônicos: Domínio Cambuci, Domínio Costeiro e Domínio Italva (Heilbron & Machado, 2003; Tupinambá & Heilbron 2002).

VI.1. DOMÍNIO CAMBUCI

Esta unidade tectônica constitui a escama basal do Terreno Oriental, e aflora como klippe sinformal sobre o Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental. Constitui um conjunto de ortognaisses, denominados de Complexos São Primo e Serra da Bolívia, e por uma sucessão metassedimentar em fácies granulito com intercalações de mármore (Heilbron & Machado, 2003; Tupinambá *et al.*, 2007a).

O conjunto de rochas ígneas compreende hornblenda biotita tonalitos, charnockitos, dioritos, leucogranitos e granitos porfíricos, todos incluídos em um complexo magmático pouco estudado.

A sucessão metassedimentar compreende sillimanita granada biotita gnaiss (kinzigitos) com camadas de mármore dolomítico e lentes menores de rochas calcissilicáticas, gonditos e anfibolitos. A presença de ortopiroxênios em diatexitos e da paragênese clinopiroxênio-granada-quartzo em camadas máficas indica que o metamorfismo alcançou condições de fácies granulito (Heilbron & Machado, 2003).

A estruturação vinculada à deformação principal nesta escama tectônica é definida por uma xistosidade grossa impressa em todos os litotipos ígneos. Nos metassedimentos a foliação principal é paralela ao plano axial de dobras apertadas a isoclinais.

Nos contatos basais desta escama tectônica, os ortognaisses exibem sinais de deformação intensa e textura milonítica. Dobras apertadas a abertas, com planos axiais subverticais e eixos sub-horizontais NE/SW caracterizam a superposição da fase de deformação tardia (Heilbron *et al.*, 2003).

VI.2. DOMÍNIO COSTEIRO

Este domínio compreende sucessões metassedimentares, intrudidas por ortognaisses tonalíticos, dioríticos e gabros do Arco Mágico Rio Negro, bem como por várias gerações de granitóides mais jovens. Essas associações estão em fácies anfibolito a granulito e são representadas por granada biotita gnaisses, biotita gnaisses, quartzitos feldspáticos e rochas calcissilicáticas (Tupinambá & Heilbron, 2002; Heilbron & Machado, 2003; Heilbron *et al.* 2003).

A associação metassedimentar compreende gnaisses bandados com lentes métricas de quartzito e lentes centimétricas de calcissilicática e gnaisses kinzigíticos com lentes métricas de calcissilicáticas e quartzito. Pacotes de gnaisses pelíticos e camadas de quartzito sugerem uma sedimentação de plataforma distal (Tupinambá & Heilbron, 2002).

Cordierita, sillimanita e granada são minerais metamórficos frequentes nos gnaisses kinzigíticos e as condições metamórficas de fácies granulito são indicadas pela paragênese mineral de rochas sedimentares e ortopiroxênios em augen gnaisses sin-colisionais (Heilbron & Machado, 2003).

Uma das idades U-Pb de tonalitos do Complexo Rio Negro obtida por Heilbron & Machado (2003) data a cristalização em 792 ± 12 Ma com zircões herdados de idade em torno de 808 Ma. Esses dados contrastam com idades publicadas de 637 ± 10 Ma, 633 ± 5 Ma e 620 ± 20 Ma (Tupinambá *et al.*, 2000; Heilbron & Machado 2003; Cordani *et al.*, 1973, respectivamente).

Em torno de 580-550 Ma seguiu-se o magmatismo calcialcalino, melhor representado pelo batólito Serra dos Órgãos, e intrusões de granitóides pós-colisionais, 580-548 Ma (Heilbron & Machado, 2003). Esses dados sugerem que, ou o arco teve uma longa vida ou o complexo é formado por mais de um arco magmático.

Dentre os granitóides sin-colisionais, os tipos de rocha mais comuns variam de granada biotita granodioritos foliados para granitóides porfiríticos com cristais de feldspato centimétricos, bem como por leucogranitos, que ocorrem como *sills*.

O magmatismo tardio é representado por granada biotita granitóide, variando em composição de granodiorito a granito e exibindo foliação descontínua. Os granitóides não foliados representam o episódio mais recente impresso no Terreno Oriental. São granitóides calcialcalinos que ocorrem como *plutons* e *sills* e podem ser associados a gabros e dioritos (Tupinambá *et al.*, 2000).

A estrutura interna do Domínio Costeiro é representada por dobras recumbentes de grande escala, associadas a uma xistosidade de mergulho suave, além de dois sets de zonas de cisalhamento subverticais relacionadas a dobras abertas com *trends* NE e NW.

Indicadores cinemáticos associados à xistosidade principal indicam movimento do topo para NW. Seu contato com Domínio Juiz de Fora do Terreno

Ocidental é caracterizado por uma zona de cisalhamento, CTB - Central Tectonic Boundary, complexamente redobrada com mergulhos variando de moderados para NW a íngremes para SE (Almeida *et al.*, 1998; Heilbron & Machado, 2003; Heilbron *et al.*, 2003).

VI.3. DOMÍNIO ITALVA

Trabalhos pioneiros realizados por Sad *et al.* (1980) descreveram duas unidades compreendidas no Domínio Italva até então denominado Grupo Paraíba do Sul: a) Unidade Serra Vermelha: duas espessas faixas de mármore, predominantemente calcítics (Menezes, 1975), intercaladas com rochas anfibolíticas distribuem-se de forma descontínua; b) Unidade Macuco: biotita e anfibólio gnaisses migmatíticos transicionam entre si tornando seus contatos de difícil precisão. (Machado Filho *et al.*, 1983; Sad & Donadello, 1980).

Mapeamentos recentes contribuíram para um melhor entendimento das unidades que compõem o Domínio Italva. Os mármore contêm minerais como mica branca, quartzo, grafita e pirita. Os anfibolitos presentes são corpos centimétricos a métricos e estão associados tanto aos mármore quanto aos gnaisses aflorando principalmente no contato entre ambos, bem como internamente a sucessão carbonática. O metamorfismo não ultrapassa o fácies anfibolito (Heilbron & Machado, 2003; Tupinambá & Heilbron, 2002; Tupinambá *et al.*, 2007; Peixoto, 2008).

Estudos mais recentes mostram que o domínio ocorre como klippe sinformal sobre o Domínio Costeiro com eixo com caimento para NE e superfície axial subvertical. Seu flanco norte é caracterizado por intensa deformação e interdigitação entre as rochas dos dois domínios (Heilbron *et al.* 2003).

A deformação principal imprimiu uma forte foliação paralela ao acamamento sedimentar e ao plano axial de dobras (Dn) apertadas a isoclinais, variando de recumbente a reclinadas. Dobras abertas caracterizam a superposição da deformação tardia Dn+1. (Machado Filho *et al.*, 1983; Heilbron *et al.*, 2003)

Dados geoquímicos realizados pelo DRM 1980 para anfibolitos do Domínio Italva, indicam protólito de rocha ígnea básica (Sad *et al.*, 1980). Análises recentes

realizadas por Moraes (2006) e Ragatky *et al.* (2007) revelam que os anfibolitos do Grupo Italva pertencem às três séries magmáticas: toleítica, calcioalcalina e alcalina, sendo a primeira predominante.

Segundo Tupinambá & Heilbron (2002), os dados geoquímicos, com assinatura de ambiente divergente (N-MORB, E-MORB) e convergente (calcioalcalinas tipo arco de ilhas), parecem apontar para um ambiente tectônico de retro arco.

Dados geocronológicos para anfibolitos intercalados com mármore revelaram idade de cristalização de 848 ± 11 Ma e metamorfismo de 501 ± 7 Ma. A idade de 840 Ma indica a ocorrência de magmatismo básico na Faixa Ribeira pré-datando o magmatismo do Arco Magmático Rio Negro (792 - 620 Ma). Além disso, esta é a idade mínima para a sedimentação da Bacia Italva (Heilbron & Machado, 2003).

VII. GEOLOGIA DO DOMÍNIO ITALVA NA ÁREA ESTUDADA

Seis unidades litológicas, pertencentes ao Domínio Italva, foram descritas e cartografadas na área em questão. São gnaisses quartzo dioríticos a graníticos intercalados com mármore e anfibolitos. Dispõe-se em faixas NE-SW compondo uma sinformal regional sobreposta ao Domínio Costeiro (Mapa Geológico, Anexo I).

O contato norte do Domínio Italva ocorre com rochas do Arco Magmático Rio Negro (Complexo Rio Negro) do Domínio Costeiro composto por hornblenda biotita gnaisses tonalíticos a graníticos, leucocráticos a mesocráticos de granulometria média a grossa.

Petrograficamente o conteúdo de hornblenda do Complexo Rio Negro é inversamente proporcional ao conteúdo de biotita. Plagioclásio, ortoclásio e microclina são inequigranulares e o quartzo é granular, ambos com extinção ondulante. Como minerais acessórios têm-se apatita, zircão, titanita, diopsídio, minerais opacos e allanita com sobrecrecimento de minerais do grupo do epidoto.

Na porção sul o contato é dado com metapelitos da Unidade São Fidélis do Domínio Costeiro. Esta unidade é constituída por sillimanita granada biotita gnaisse, localmente rico em grafita, migmatítico com leucossomas granatíferos. Em lâmina, a biotita planar e a sillimanita fibrosa se dispõem paralelamente formando fitas melanossomáticas. Intercalado a esta unidade há camadas centimétricas a métricas de sillimanita feldspato muscovita quartzito e rochas calcissilicáticas.

A metade W da área estudada foi mapeada durante a disciplina Estágio de Campo II (Geologia - UERJ) nos anos de 1999 e 2001. Já a metade E da área foi mapeada nos últimos dois anos pela presente autora durante a realização da presente dissertação concomitante ao Programa Geologia do Brasil (Pronageo/CPRM - MME) (Ver mapa de pontos em anexo).

Uma vez que o foco da presente dissertação é o Domínio Italva, as unidades do Domínio Costeiro não serão descritas em detalhe neste trabalho.

VII.1. Unidades Litológicas

VII.1.1. Suíte Morro do Escoteiro

A Suíte Morro do Escoteiro encontra-se em diversas porções da área mapeada não apresentando uma distribuição contínua em mapa (Mapa Geológico, Anexo).

É composta por (granada) biotita muscovita leucognaisse que aflora em encosta de morros, lajes em drenagens e em corte de estrada. Os afloramentos são escassos, porém de grande dimensão permitindo a observação da homogeneidade da unidade (Figura 5).



Figura 5: Afloramento típico de (granada) biotita muscovita leucognaisse.

Apresenta cor clara, esbranquiçada, granulometria grossa e é isotrópico. A ausência de anisotropia é dada pela escassez de minerais micáceos, biotita e muscovita, com porcentagem inferior a 10%.

A descrição petrográfica, a partir de sete lâminas delgadas, identificou K-feldspato (microclina + ortoclásio = ~48%) em abundância, quartzo (15%) granular e comumente com extinção ondulante. Microclina (14%) e plagioclásio (12%) ocorrem

como cristais maiores, provavelmente representando fenocristais reliquiares. A biotita (7%) é xenomórfica e distribuída esparsamente (Figura 6) enquanto que as palhetas de muscovita (4%) ocorrem sem orientação preferencial. O material de alteração é a clorita e a sericita e o mineral acessório é o zircão. A textura da rocha é inequigranular.

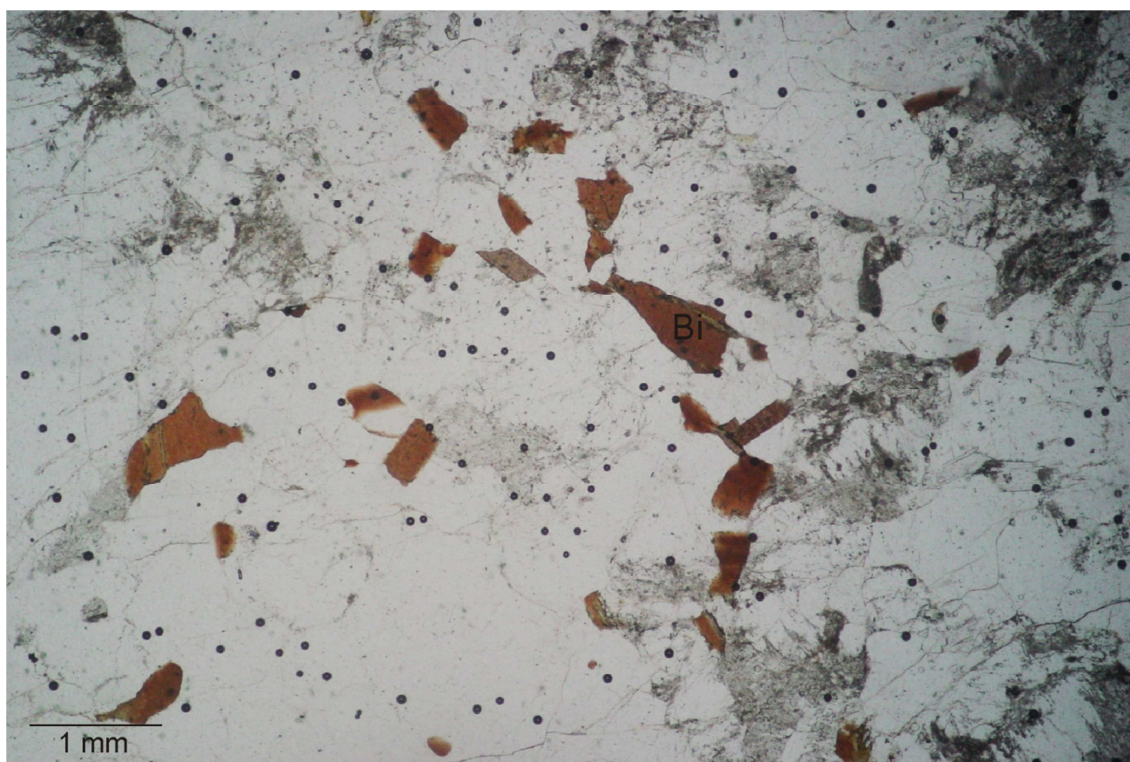


Figura 6: Lâmina delgada de (granada) biotita leucognaisse isotrópico. Nicóis paralelos.

VII.1.2. Anfibolito

Os anfibolitos estão associados tanto aos mármorees quanto aos gnaisses do Domínio Itálva. Ocorrem desde lentes e *boudins* de escala centimétrica a camadas delgadas vistas em mapa (Mapa Geológico, Anexo).

Encontram-se geralmente alterados e afloram principalmente a meia encosta de morro em corte de estradas (Figura 7) e, em maior frequência, como blocos de pequenas dimensões. Apresentam coloração cinza a preto, granulometria grossa e geralmente são isotrópicos. Quando foliado apresentam bandas quartzo-feldspáticas paralelas a foliação marcada pela forte orientação do anfibólio. É comum a ocorrência de sulfetos (pirita).



Figura 7: Afloramento de anfibolito intercalado com mármore da Unidade São Joaquim.

A análise petrográfica de treze lâminas delgadas indica que o anfibólio (hornblenda) perfaz de 55 a 95 % da composição mineralógica dos anfibolitos mostrado variedades máficas e ultramáficas. O anfibólio é por vezes poiquilítico, de coloração verde a marrom e pleocroísmo verde escuro (Figura 8). Em geral, apresenta hábito tabular, com ou sem orientação preferencial conferindo a rocha uma textura nematoblástica a granonematoblástica. Ocasionalmente tem hábito xenomórfico produzindo uma textura granular.

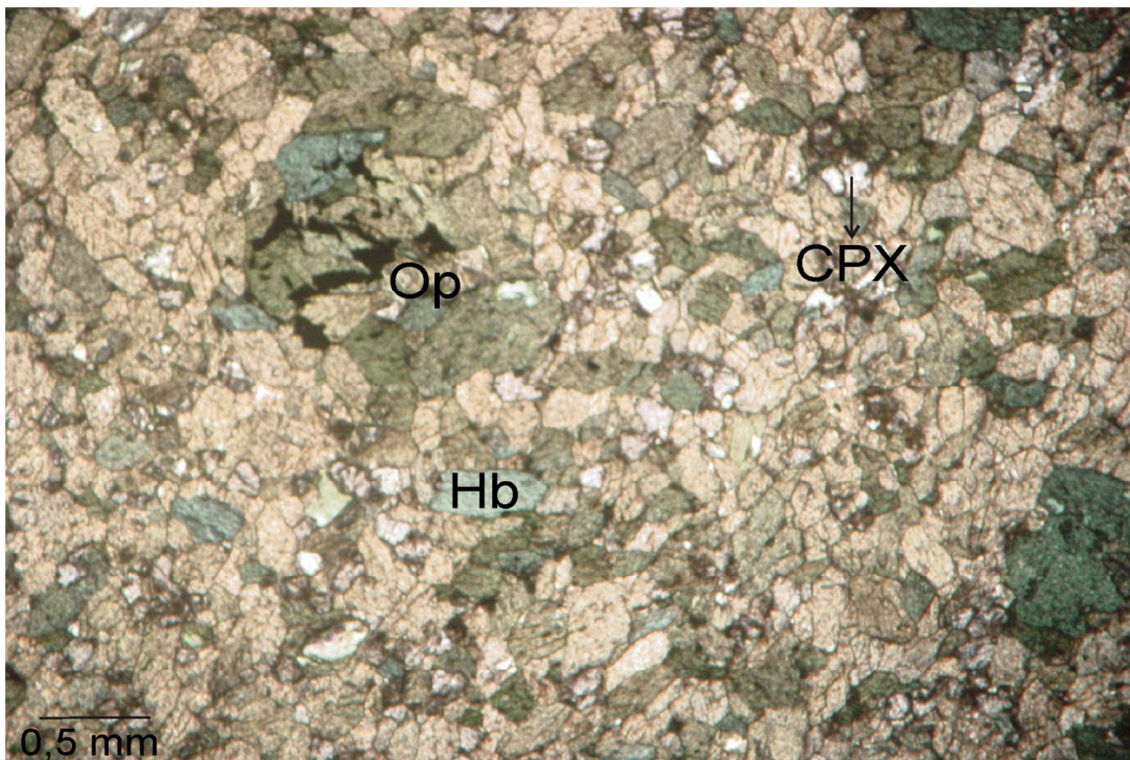


Figura 8: Foto de lâmina delgada de anfibolito mesocrático com hornblenda de coloração verde a marrom, mineral opaco e clinopiroxênio. Nicóis paralelos.

Os minerais félsicos são plagioclásio (predominante), microclina e quartzo, ambos granulares a pouco alongados e com extinção ondulante. Localmente observou-se clinopiroxênio compondo até 20 % da rocha. Titanita, granada, apatita, zircão e minerais opacos são minerais acessórios.

Os anfibolitos caracterizam-se como lentes e *boudins* inclusos nas Unidades Serra da Prata, Macuco e São Joaquim descritas mais adiante.

VII.1.3. Unidade Serra da Prata

A Unidade Serra da Prata distribui-se ao centro da área mapeada (Mapa Geológico, Anexo) estando sobreposta a demais unidades do Domínio Itálva. Geomorfologicamente é representada por morros suaves compondo o relevo menos expressivo da região.

O tipo mais comum de afloramento desta unidade são lajedos tanto em encosta quanto no topo de morro, podendo aflorar em drenagens e corte de

estradas. Os pontos visitados são, em sua maioria, alterados sendo os afloramentos frescos escassos.

Com base em sua composição mineralógica, acredita-se que a Unidade Serra da Prata possa representar uma unidade ortoderivada, ou mesmo uma unidade com contribuição vulcânica. Compreende gnaisses migmatíticos, representados principalmente por hornblenda biotita gnaiss de coloração cinza claro a escuro e granulometria grossa intercalado com biotita gnaiss de cor clara.

O hornblenda biotita gnaiss varia de leucocrático a mesocrático e comumente apresenta enclaves de anfibolito (Figura 9) de até 1m de comprimento.



Figura 9: Afloramento de hornblenda biotita gnaiss (SM-CM-69 – Mapa Geológico, Anexo) com enclaves de anfibolito.

A foliação penetrativa é marcada por minerais planares, biotita e hornblenda. Pontualmente observou-se leucossoma com hornblenda idiomórfica de cerca de ~0,3 cm (Figura 10).



Figura 10: Afloramento de hornblenda biotita gnaiss migmatítico da Unidade Serra da Prata mostrando leucossoma com anfibólio.

Nas treze lâminas delgadas analisadas, o conteúdo de anfibólio varia de 10 a 42 % e é inversamente proporcional ao conteúdo de biotita (Figura 11 e 12). O anfibólio é hornblenda de cor verde escura, xenomórfica a idiomórfica, em geral pouco orientada e por vezes poiquiloblástica. Biotita apresenta coloração amarelada a marrom escuro, hábito tabular ou xenomórfica, sem orientação a bem orientadas compondo de 1 a 38 % da mineralogia da rocha.

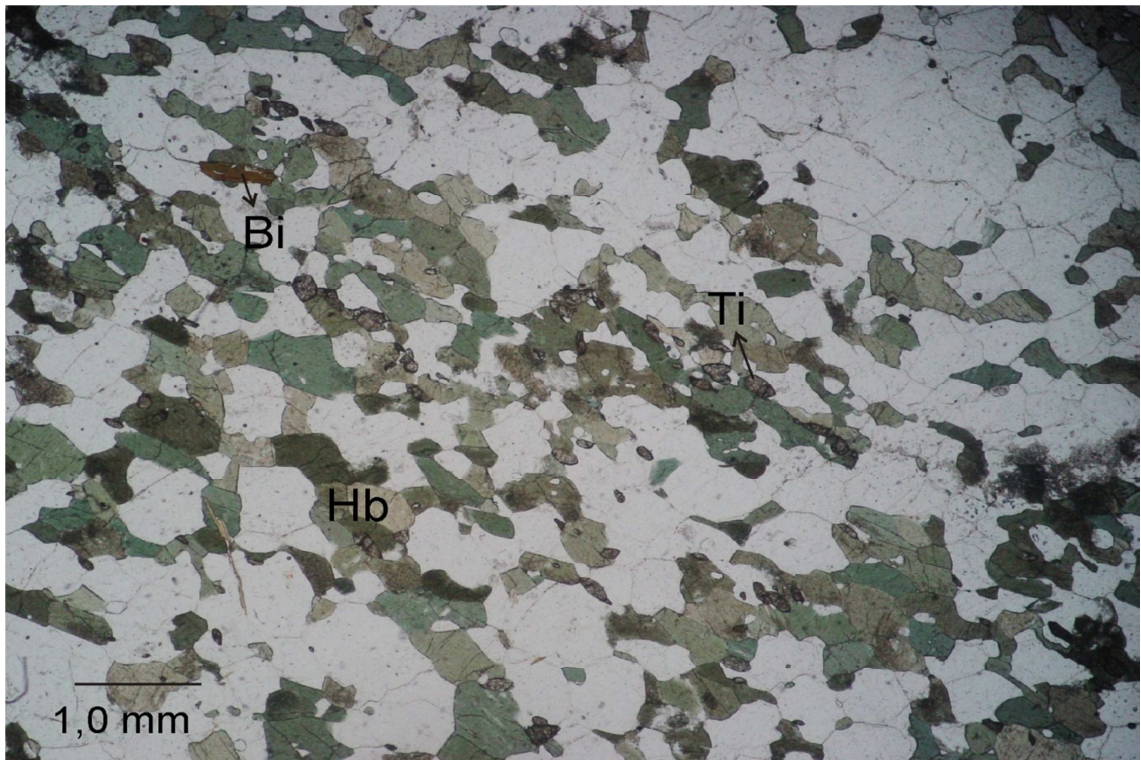


Figura 11: Foto de lâmina delgada de hornblenda (biotita) gnaisse tonalítico. Variedade mesocrática (SM-CM-70A – Mapa Geológico, Anexo). Nicóis paralelos.

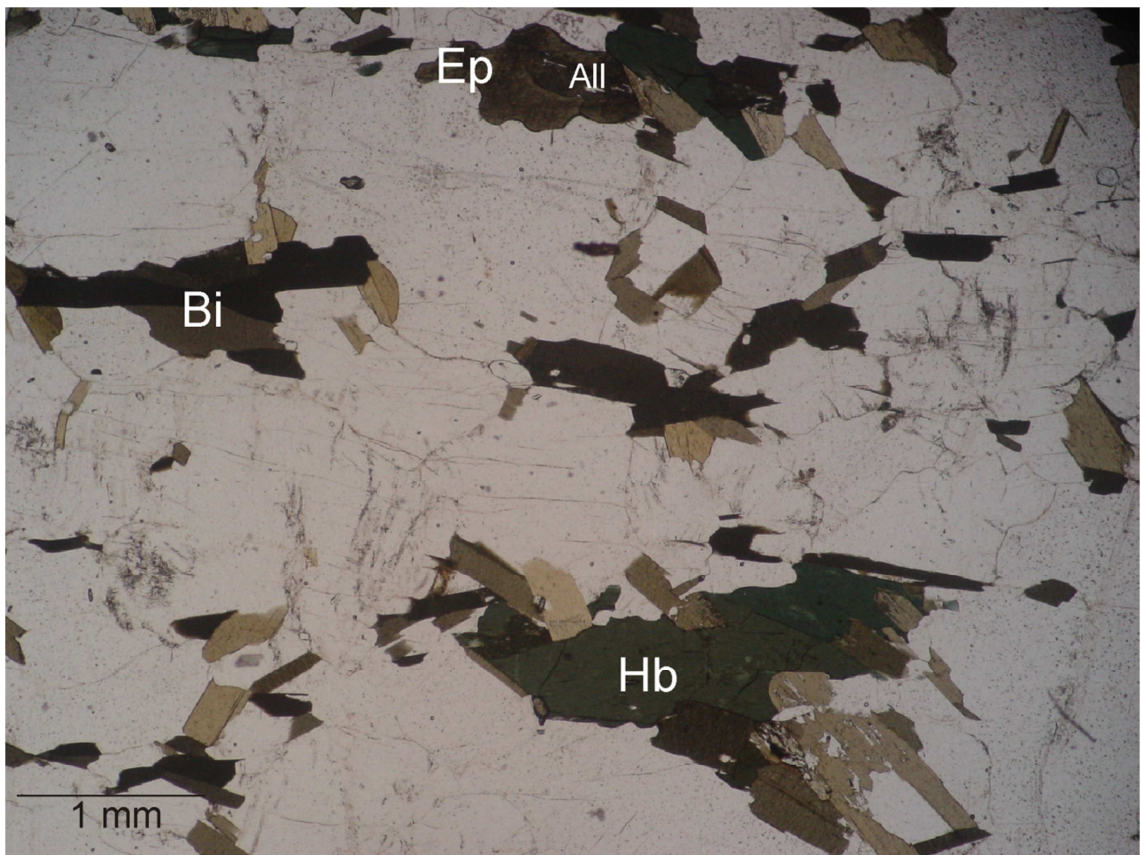


Figura 12: Foto de lâmina delgada de hornblenda biotita gnaisse granodiorítico. Variedade leucocrática (SM-CM-69 – Mapa Geológico, Anexo). Nicóis paralelos.

Plagioclásio (35 a 48 %) e K-feldspato (ortoclásio e microclina somam de <1 a 15%) se apresentam hipidiomórficos a xenomórficos, equigranulares a pouco alongados. O quartzo é granular a pouco alongado e compõe de 16 a 29% da rocha. Ambos apresentam extinção ondulante.

Os minerais acessórios comuns para hornblenda biotita gnaissé da Unidade Serra da Prata são apatita, zircão e minerais opacos (sulfetos). Titanita, diopsídio, allanita, epidoto, zoisita, clinozoisita e granada, são pontualmente observados. A titanita e o epidoto ocorrem em pequenos grãos xenomórficos ou losangulares. Diopsídio é xenomórfico e ocorre associado a biotita sendo bordejado por esta.

Allanita de cor amarela (Figura 13), idiomórfica a xenomórfica frequentemente com sobrecrescimento de minerais do grupo do epidoto é comum na Unidade Serra da Prata. Pode ocorrer como acessório ou compor até 4% da mineralogia da rocha.

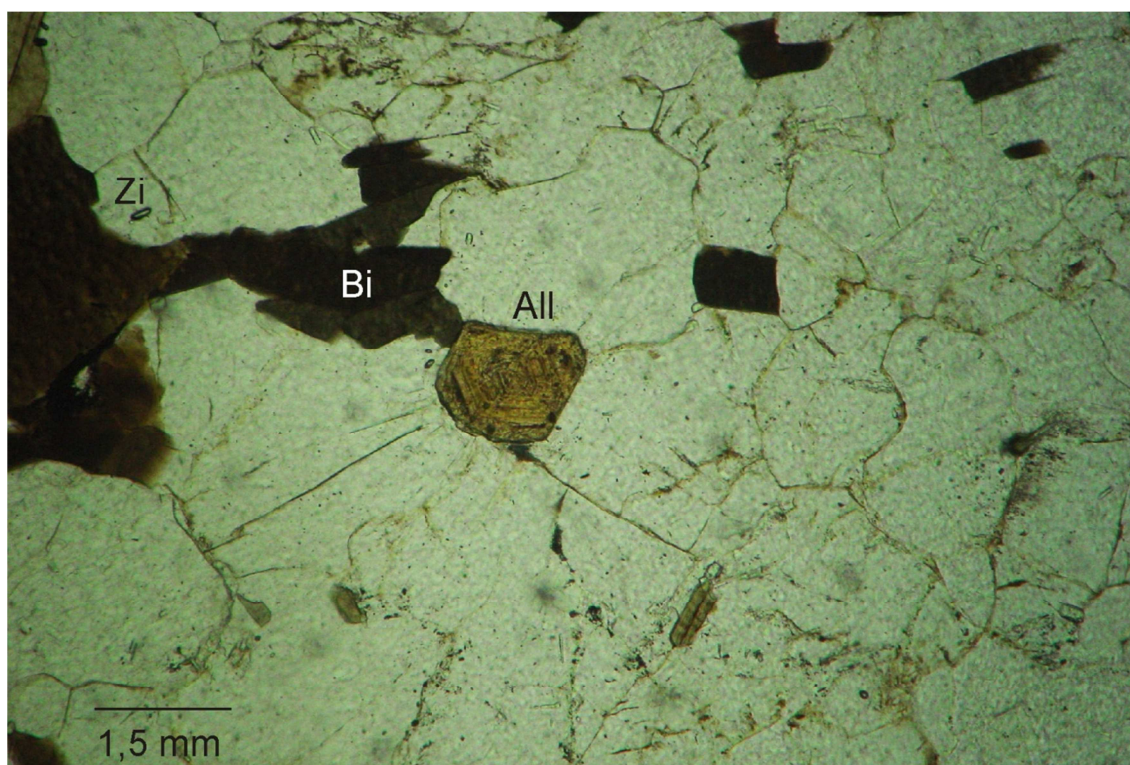


Figura 13: Foto de lâmina delgada da Unidade Serra da Prata contendo allanita euédrica com fraturas concêntricas. Nicóis paralelos

A textura da rocha varia de granolepidoblástica a granonematoblástica, dependendo do maior teor de biotita e hornblenda, respectivamente.

Intercalado ao hornblenda biotita gnaissé cinzento encontra-se o biotita gnaissé de cor clara e granulometria média. O contato entre ambos pode ser brusco,

de caráter intrusivo (Figura 14) ou gradacional (Figura 15) onde observou-se, em lâmina, a diminuição do teor de hornblenda até sua ausência (Figura 16).



Figura 14: Foto de afloramento migmatítico da Unidade Serra da Prata. Intercalação de hornblenda biotita gnaiss mesocrático (SM-CM-70A) e biotita gnaiss leucocrático (SM-CM-70B) com contato brusco entre ambos.



Figura 15: Foto de afloramento de hornblenda biotita gnaiss mesocrático transicionando para biotita gnaiss leucocrático pobre em hornblenda.

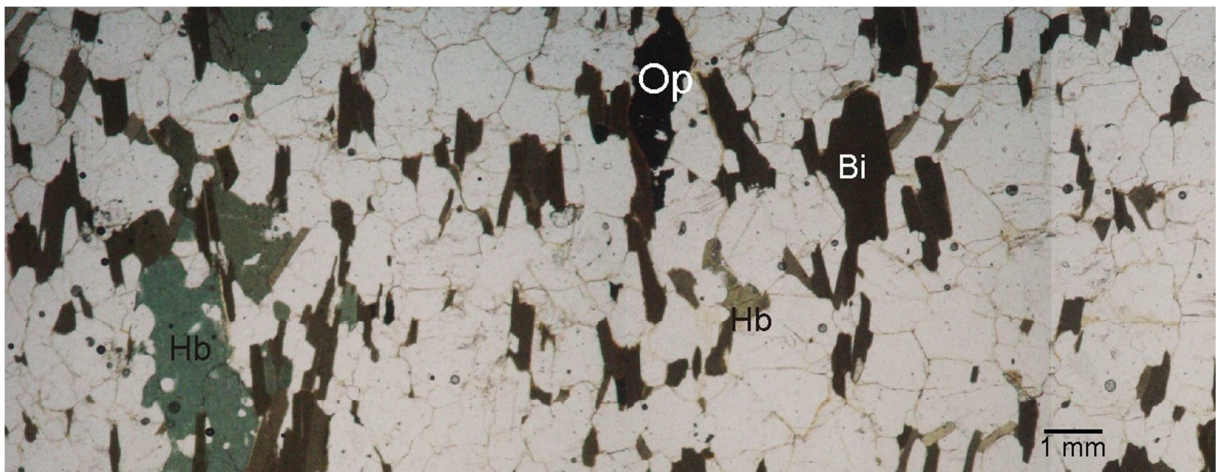


Figura 16: Foto de lâmina delgada de hornblenda biotita gnaiss transicionando para biotita gnaiss. Nicóis paralelos.

Dados petrográficos baseados em dez lâminas delgadas, indicam que a composição mineralógica do biotita gnaiss de cor clara é dada por biotita (6 a 25 %) idiomórfica a xenomórfica ora disseminada ora bem orientada (Figura 17). Dentre os minerais félsicos, tem-se quartzo (~20%), plagioclásio (~48%), K-feldspato

(ortoclásio + microclina ~10%). Estes são xenomórficos, granulares a pouco alongados, frequentemente com extinção ondulante.

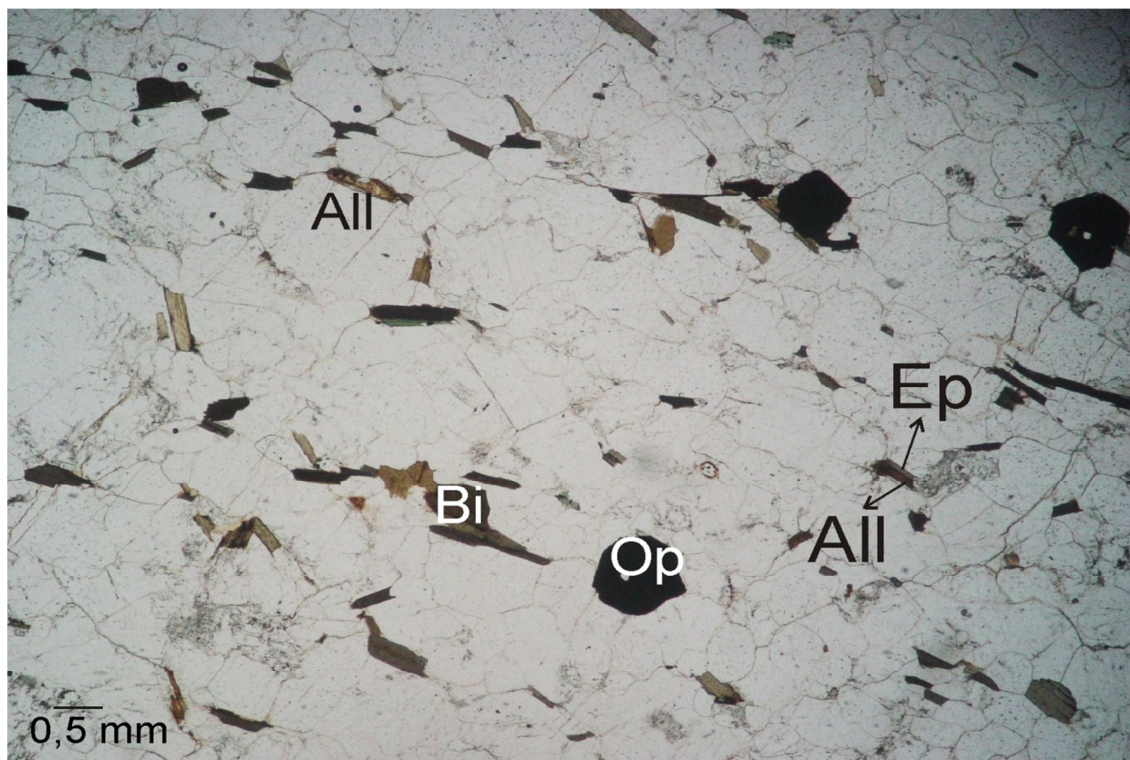


Figura 17: Foto de lâmina delgada de biotita gnaiss (SM-CM-70B) com fraca orientação preferencial de biotita, contendo allanita com sobrecrescimento de epidoto e mineral opaco (sulfeto). Nicóis paralelos.

Pontualmente observaram-se cristais maiores de plagioclásio, interpretados como fenocristais reliquiares. Em algumas lâminas há feições de recristalização onde pequenos grãos de contatos retos se agrupam nas bordas de grãos maiores.

Como minerais acessórios têm-se zircão, apatita e minerais opacos (sulfeto). Granada, hornblenda, titanita, allanita, epidoto, zoisita, clinozoisita e diopsídio são localmente observados. A granada ocorre como pequenos grãos arredondados distribuídos em toda lâmina. A hornblenda está diretamente associada à biotita, ambas em equilíbrio compondo um só cristal tabular. Os minerais acessórios tais como titanita, allanita, epidoto, zoisita, clinozoisita e diopsídio, ocorrem da mesma forma que o anteriormente descrito para o hornblenda biotita gnaiss.

Amostras plotadas no diagrama QAP de Streckeisen para rochas plutônicas, a partir de análise modal quantitativa e estimada, indicam composição quartzo

diorito, tonalito, granodiorito e granito para a Unidade Serra da Prata (QAP - Figura 18).

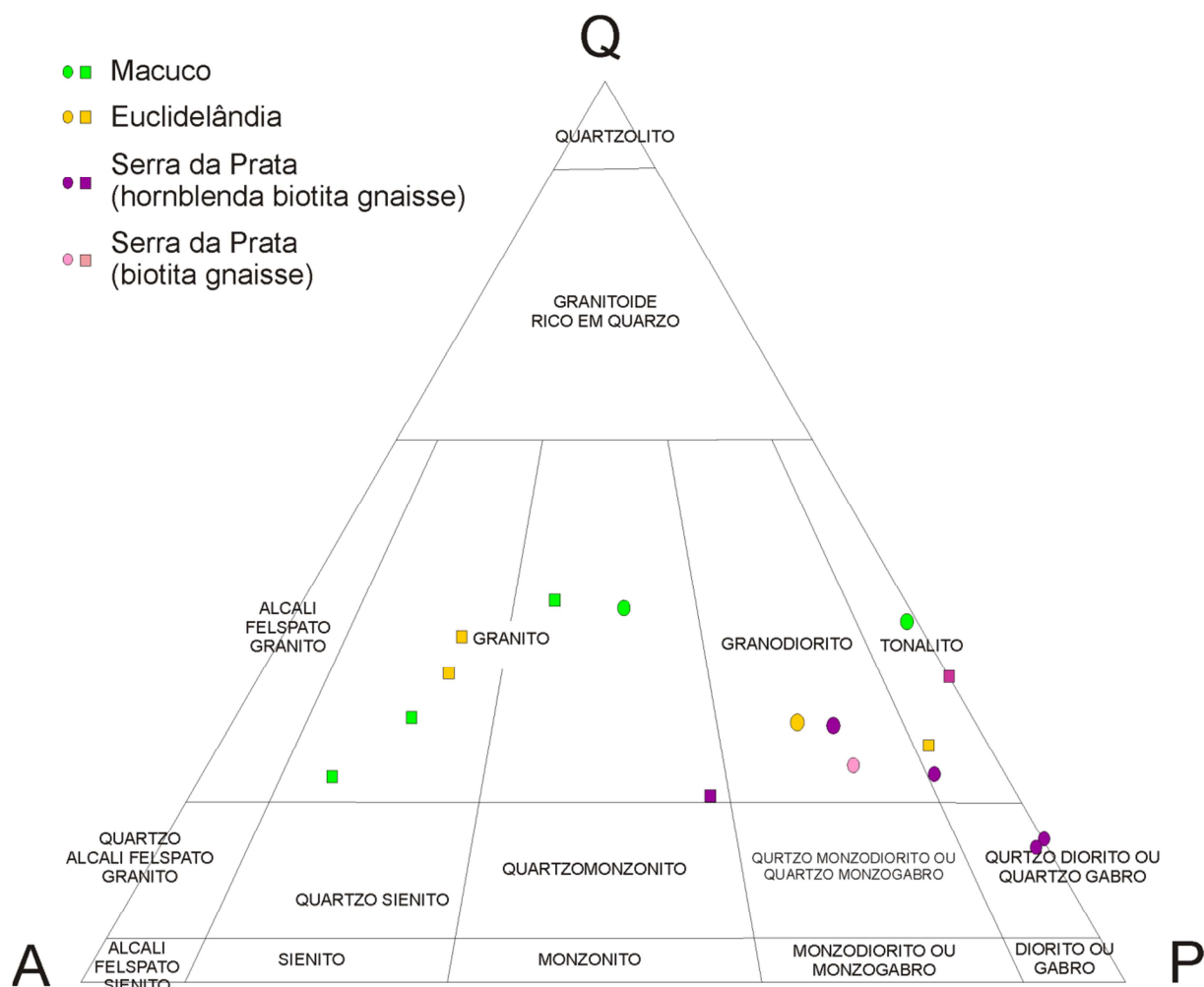


Figura 18: Diagrama QAP de Streckeisen para unidades do Domínio Itálva. O círculo representa análise modal quantitativa para amostras submetidas à técnica de coloração de feldspatos. O quadrado representa análise modal estimada para amostras não coloridas.

Os enclaves máficos característicos da Unidade Serra da Prata são representados por anfibolitos de granulometria fina a média. Não apresentam forma bem definida e sua dimensão varia de poucos centímetros a cerca de um metro. Além de hornblenda e plagioclásio, os enclaves apresentam minerais como a biotita, K-feldspato, quartzo, titanita, apatita, zircão e sulfetos (pirita).

VII.1.4. Unidade Macuco

Estratigraficamente abaixo da Unidade Serra da Prata, a Unidade Macuco ocupa a região central da área estudada (Mapa Geológico, Anexo).

Os afloramentos são encontrados em meia encosta e topo de morro, em forma de lajedos (Figura 19) nas drenagens e em corte de estrada. São afloramentos homogêneos indicando um provável protólito ígneo. São alterados sendo difícil a observação de afloramentos frescos. Seu relevo não é expressivo predominando morros suaves arredondados.



Figura 19: Foto de afloramento homogêneo (lajedo) de (sillimanita) granada biotita gnaiss da Unidade Macuco (SM-CM-07 – Mapa Geológico, Anexo).

É representada por granada biotita gnaiss graníticos e tonalíticos (QAP - Figura 18), localmente com sillimanita, de granulometria grossa e coloração cinza claro, comumente foliados com anisotropia marcada predominantemente por biotita.

Na descrição petrográfica, de seis lâminas delgadas, o índice de coloração é dado como leucocrático com teor de minerais máficos em torno de 26%. A biotita é o mineral máfico variando de 4,5 a 24 %. Encontra-se em forma de plaquetas distribuídas esparsamente, porém orientadas. Granada e sillimanita podem está

presentes. A granada (até 6%) é arredondada e distribui-se pela lâmina. Sillimanita se apresenta como agregado de cristais prismáticos, sendo a fibrolita sua forma mais comum (Figura 20).

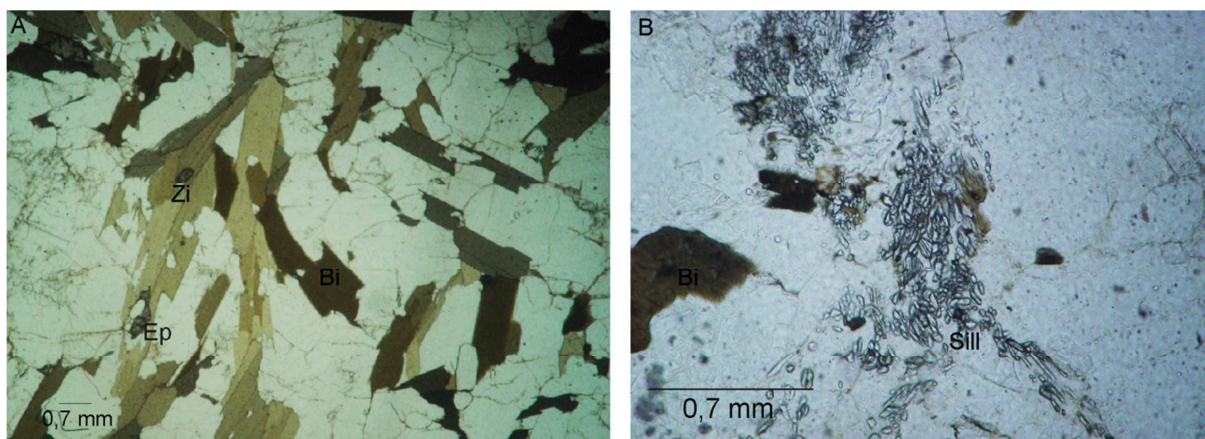


Figura 20: Foto de lâmina delgada da Unidade Macuco. A: variedade do biotita gnaiss rico em biotita bem formada (SM-CM-02 – Mapa Geológico, Anexo). Nicóis paralelos. B: sillimanita (agregados de cristais prismáticos) localmente presente na Unidade Macuco (SM-CM-07 – Mapa Geológico, Anexo). Nicóis paralelos.

Quartzo (~36%), K-feldspato (microclina + ortoclásio ~25%), plagioclásio (~28%) podem variar em quantidade. São equigranulares a levemente alongados, orientados segundo a foliação e com extinção ondulante.

Dentre os minerais acessórios tem-se zircão, minerais opacos e titanita xenomórfica a hipidiomórfica com hábito característico. O material de alteração é a sericita. A textura observadas é granoblástica a lepidoblástica.

O contato entre as unidades Serra da Prata e Macuco não foi claramente observado.

VII.1.5. Unidade São Joaquim

Esta unidade é representada por mármore que compõem o relevo em forma de crista, mais escarpado, representado pelas principais serras a centro oeste da região: Serra das Águas Quentes, Serra do Cândido e Serra Vermelha (Mapa de pontos, Anexo)

Os afloramentos são encontrados na base, meia encosta e topo dos morros. São predominantemente frescos e quando alterados adquirem uma coloração

amarelada. Produzem um solo de cor laranja avermelhada que não preserva a estrutura da rocha formando um relevo suavizado com morros arredondados.

De coloração variada desde branca, amarelada, cinza azulada de aspecto leitoso e azul (Figura 21), os mármore apresentam granulometria desde média a muito grossa com cristais de carbonatos romboédricos bem desenvolvidos que chegam a 3 cm. A presença de grafita e sulfetos disseminados ou em níveis bem marcados é comum.



Figura 21: Variação na coloração do mármore (Unidade São Joaquim) com granulometria grossa a muito grossa com cristais romboédricos centimétricos de calcita.

A textura granular dos mármore dificulta a observação de anisotropia. Esta é expressiva quando há níveis ricos em grafita ou em quartzo bem orientados marcando uma foliação penetrativa.

A análise petrográfica de dezesseis lâminas delgadas indica mármore puros com 98% de carbonato (calcita) e 2% de minerais opacos em forma de palhetas (grafita) tanto disseminados quanto orientados (Figura 22). Os mármore com composição mineralógica mais variada apresentam quartzo e diopsídio granulares, tremolita e zircão distribuído esparsamente na lâmina. Os minerais (carbonatos) são predominantemente equigranulares conferindo a rocha uma textura granoblástica.

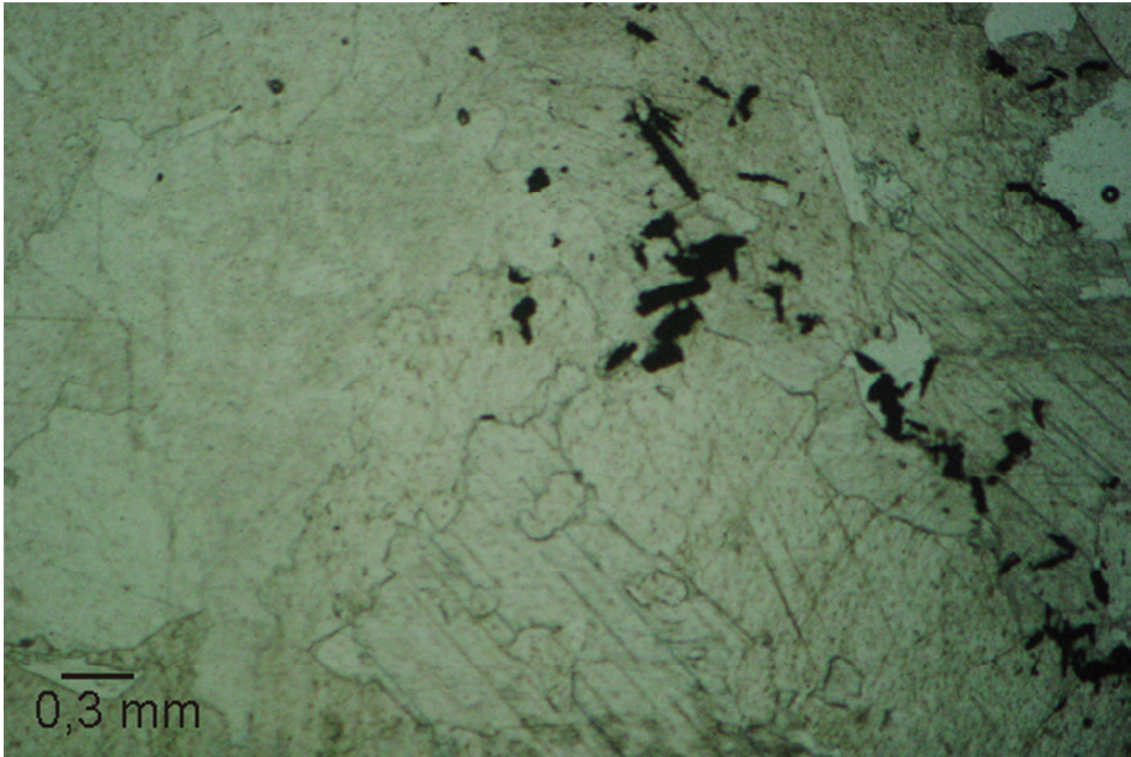


Figura 22: Lâmina delgada de mármore puro com palhetas de grafita pouco orientadas. Nicóis paralelos.

Uma feição comum observada nos afloramentos de mármore são bandas centimétricas que se sobressaem no relevo. São níveis ricos em quartzo granular e de granulometria fina sendo preservadas devido a sua composição quartzosa, que a torna mais resistente a erosão.

Faixas gnáissicas (não mapeáveis) e anfibolíticas (mapeáveis ou não) estão inclusas nesta unidade. Os anfibolitos se apresentam como *boudins* e camadas centimétricas a métricas contínuas, paralelas à foliação (Figura 23). Em geral apresentam granulometria fina a média, são anisotrópicos e ricos em sulfetos.



Figura 23: Frente de lavra da jazida Val de Palmas (Holcin – Unidade Cantagalo) com camadas verticais de anfibolito paralelas a foliação.

O contado da Unidade São Joaquim com as unidades adjacentes é dado por uma intercalação marcada por contatos bruscos desde escala centimétrica a métrica. Camadas pouco espessas de anfibolito podem marcar esse contato.

VII.1.6. Unidade Euclidelândia

Compondo a faixa W da área mapeada (Mapa Geológico, Anexo), esta unidade é representada por biotita muscovita gnaisse granítico a tonalítico (QAP - Figura 18). Em geral são alterados e ocorrem principalmente em corte de estrada. O relevo gerado é pouco escarpado sendo formado por morros arredondados com altitude média de 500 m.

Os afloramentos observados são homogêneos e a rocha apresenta coloração cinza, granulometria fina a grossa e foliação penetrativa marcada pela orientação de biotita e muscovita.

É comum a intrusão de pegmatitos, discordantes a foliação, composto por quartzo, feldspato, turmalina e sillimanita. É notável a maior concentração de

muscovita próximo aos pegmatitos. Nas valetas das estradas de terra identificou-se, com auxílio de um ímã, a presença de magnetita.

A descrição petrográfica com base em onze lâminas delgadas mostra biotita (15-26%) em palhetas bem definidas com pleocroísmo amarelado a marrom escuro e frequentemente orientadas. Muscovita (2-16%) se apresenta em forma de palhetas com clivagem bem marcada (Figura 24). Minerais opacos (magnetita) euédricos, triangulares e cúbicos, estão presentes em todas as amostras observadas somando até 5% da composição mineralógica da rocha (Figura 24).

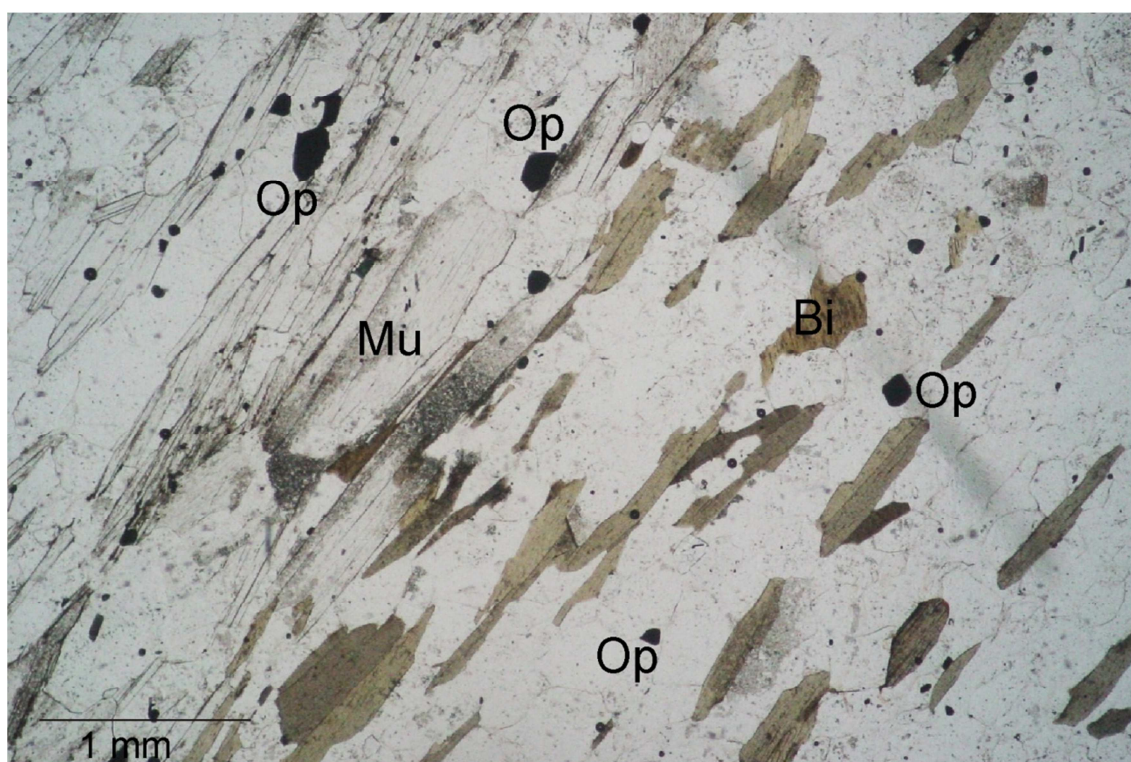


Figura 24: Foto de lâmina delgada de biotita muscovita gnaiss da Unidade Euclidelândia mostrando minerais opacos e foliação marcada por muscovita e biotita com forte orientação preferencial. Nicóis paralelos.

Os minerais félsicos apresentam-se equigranulares e com extinção ondulante. São quartzo (~19%), ortoclásio (~12%), microclina (~1%) e plagioclásio (~37%) que variam em proporção.

Localmente observou-se turmalina idiomórfica, tabular e triangular compondo até 4% da composição mineralógica da rocha (Figura 25).

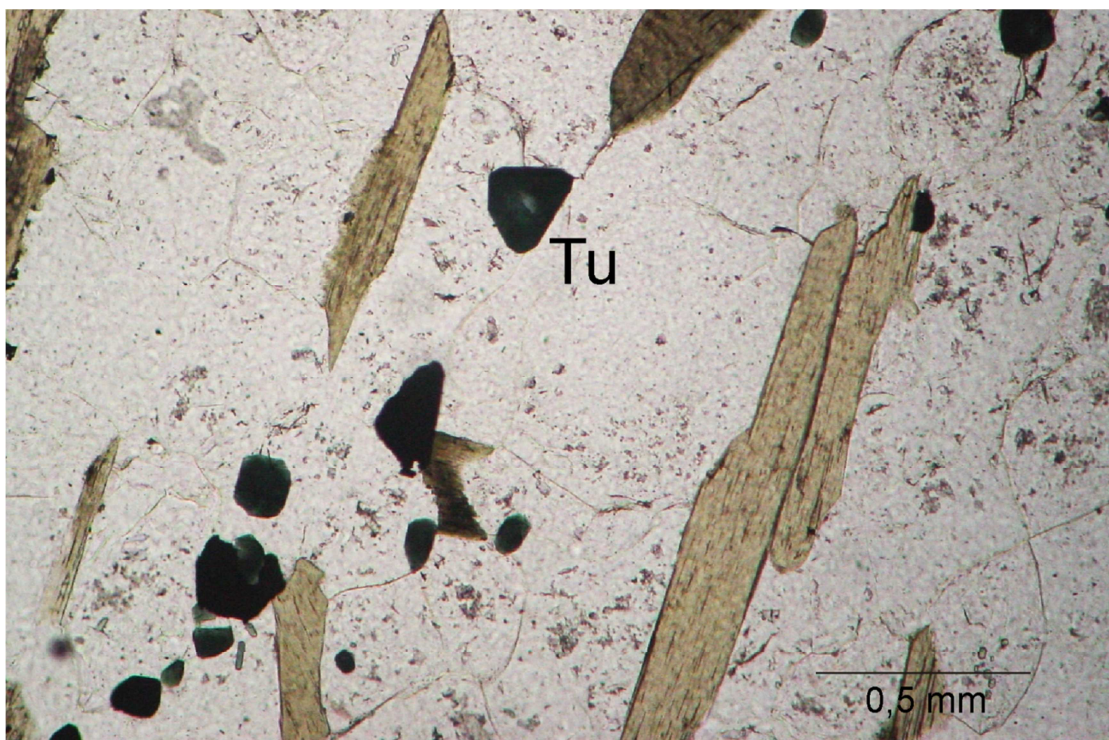


Figura 25: Foto de lâmina delgada da Unidade Euclidelândia com destaque para turmalina triangular. Nicóis paralelos.

Como minerais acessórios observaram-se granada, titanita, zircão e allanita idiomórfica com sobrecrescimento de epidoto (Figura 26). Como material de alteração tem-se sericita.

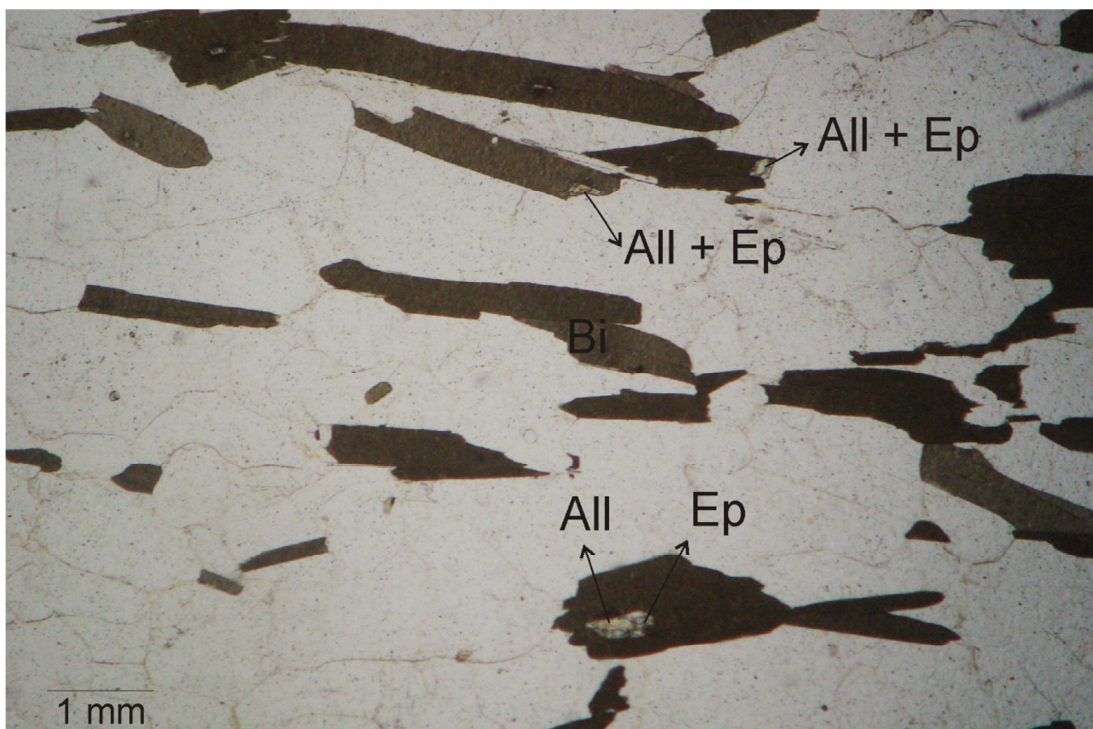


Figura 26: Foto de lâmina delgada de biotita gnaiss (SM-CMB-148 – Mapa Geológico, Anexo) da Unidade Euclidelândia contendo allanita com sobrecrecimento de epidoto. Nicóis paralelos.

Pontualmente observou-se a presença de cristais prismáticos de sillimanita (fibrolita - 1 a 4%) (Figura 27).

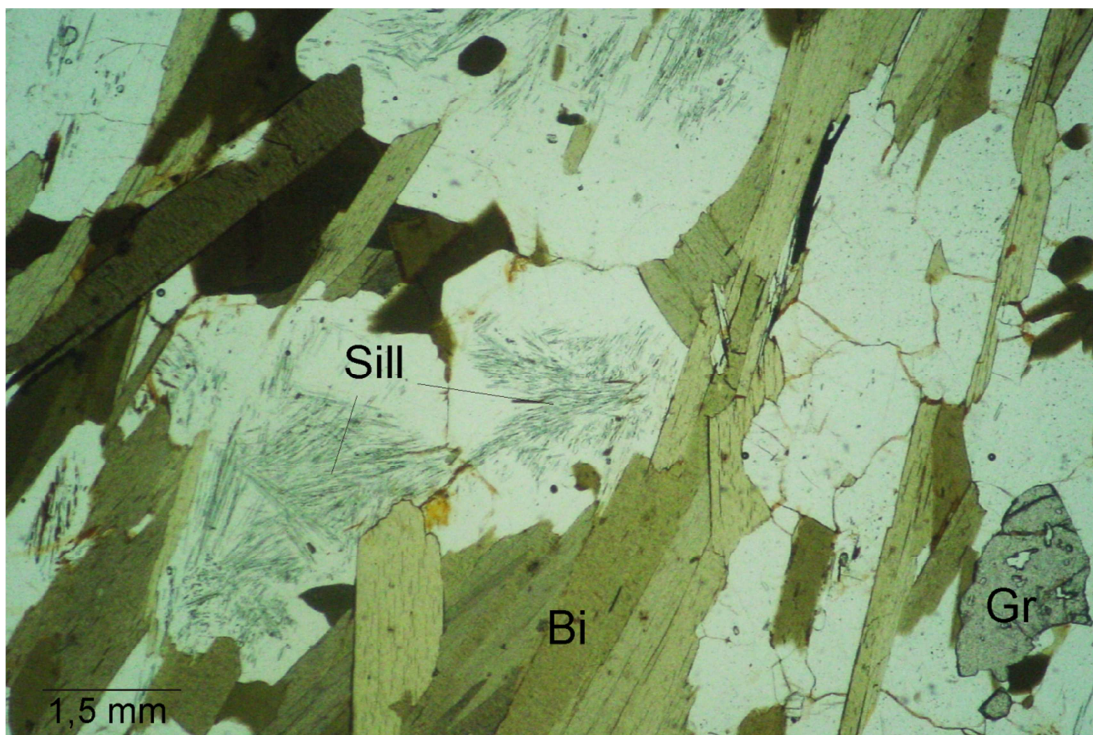


Figura 27: Foto de lâmina delgada da Unidade Euclidelândia com sillimanita (fibrolita) e granada. Nicóis paralelos.

A combinação dos grãos equigranulares e do arranjo paralelo das micas confere a rocha uma textura granolepidoblástica.

O contato da Unidade Euclidelândia com a Unidade São Joaquim é marcado por intercalação de ambos com contato brusco.

VII.2. Geologia Estrutural

A geologia estrutural da região estudada apresenta certa complexidade e os afloramentos observados não permitiram a clara compreensão de sua evolução estrutural.

A maioria das medidas utilizadas para a confecção de estereogramas apresentadas neste trabalho foi compilada de relatórios de Estágio de Campo II (Geologia - UERJ). Nesses relatórios não há especificações sobre a qual fase de deformação pertence cada atitude. Por esse motivo todas as atitudes de foliação, eixo e lineação foram agrupadas em apenas um estereograma para cada tipo de estrutura.

Observações de campo permitiram a identificação e descrição do registro de estruturas relacionadas a três fases de deformação.

A primeira fase (D_1) gerou a foliação principal (S_1) observada em todas as unidades, com exceção da Suíte Morro do Escoteiro. É representada por uma xistosidade penetrativa marcada pela orientação de minerais como biotita e hornblenda na Unidade Serra da Prata, biotita na Unidade Macuco, biotita e muscovita na Unidade Euclidelândia e hornblenda prismática nos anfibolitos.

A foliação S_1 foi deformada por um segundo evento (D_2) gerador de dobras apertadas, reclinadas a recumbentes, com plano axial S_2 (Figura 28). Associadas a esta fase estão lineações de estiramento L_{est2} com caimento para NE (Figura 28) como mostra o estereograma B da figuras 29.

Os eixos E_2 apresentam direção e caimento para NW, NE e SW. Esta dispersão provavelmente resulta do redobramento dos eixos E_2 pelo evento D_3 descrito mais adiante.



Figura 28: Afloramento da Unidade Serra da Prata. Observa-se dobra apertada D_2 com caimento de eixo E_2 45 graus para NE. Eixo paralelo a lineação de estiramento de quartzo L_{est2} e foliação plano axial S_2 105/65.

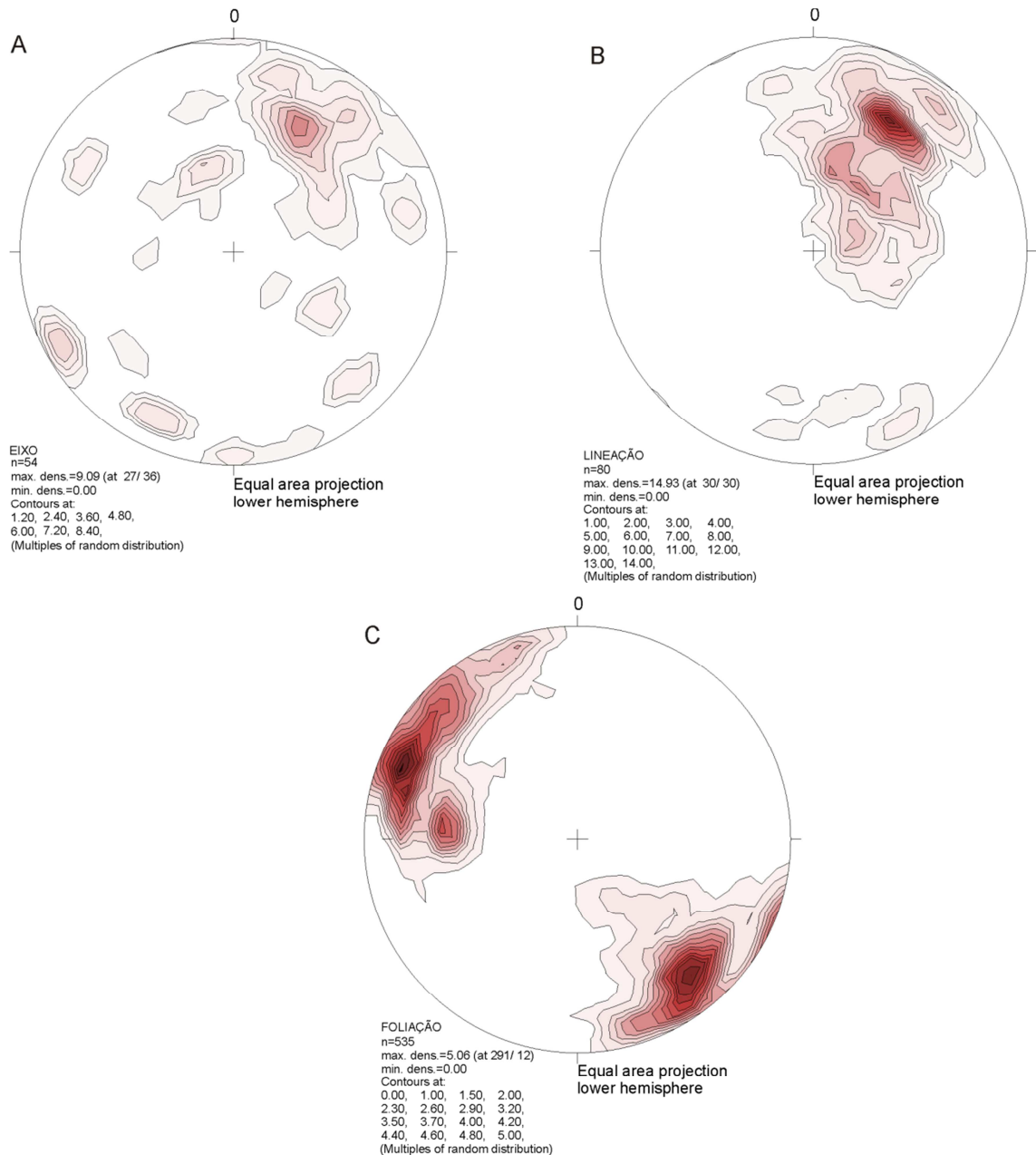


Figura 29: Estereogramas com contorno de densidade. A: densidades de eixo E_2 (NW, NE e SE) e E_3 (NE e SW); B: densidade de lineação ($L_{est2} + L_{est3}$); C: densidade de pólos de foliação S_2 (275/35) e S_3 (291/12 e 140/18).

O terceiro e último evento foi responsável pela verticalização da foliação anterior e pela geração de dobras abertas (S_3) associadas a zonas de cisalhamento que, localmente, redobraram as dobras apertadas (Figura 30). Estas zonas de cisalhamento são predominantemente destrais e paralelas ao plano axial das dobras S_3 (Figura 30).

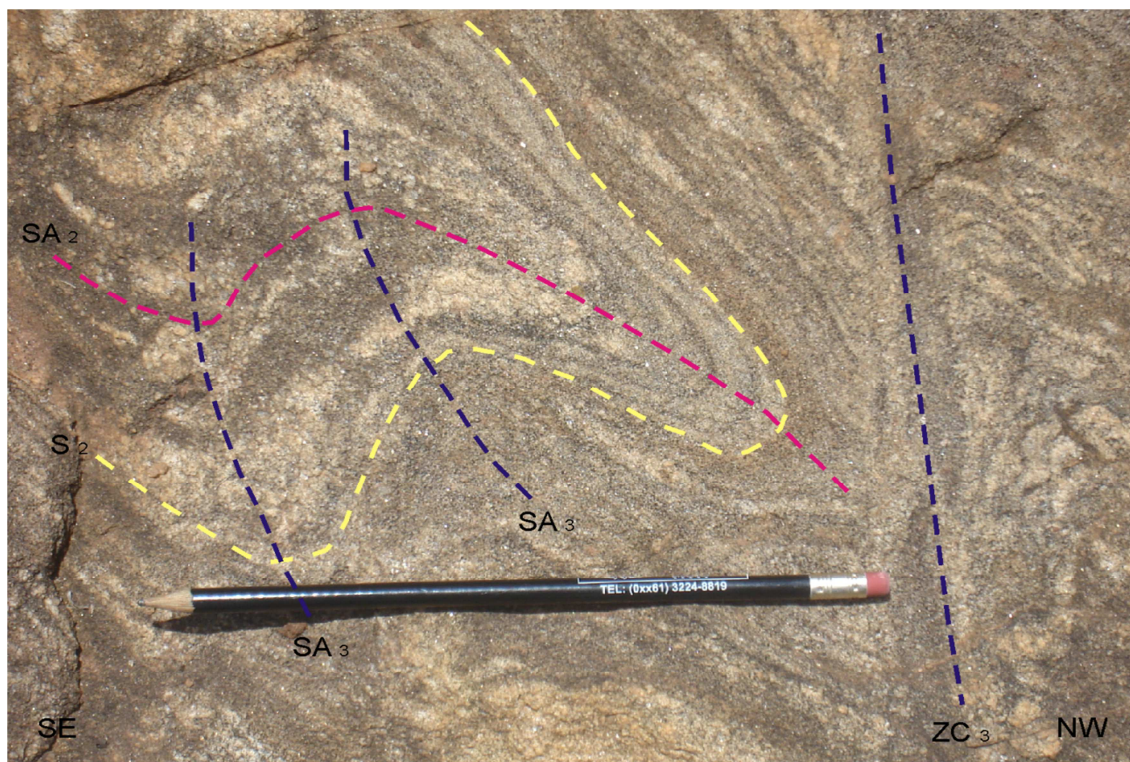


Figura 30: Afloramento da Unidade Macuco no qual se observa as três fases de deformação, com dobra apertada redobrada por dobras abertas. Legenda: em vermelho, superfície axial (SA_2) dobrada pelo D_3 ; em amarelo, foliação (S_2) dobrada pelo D_3 ; Em azul, superfície axial (SA_3) e zona de cisalhamento paralela geradas durante D_3 .

Os eixos E_3 apresentam direção de caimento para SW e NE (principal). Mostram-se subparalelos aos eixos E_2 (NE) bem como à lineação de estiramento L_{est3} (Figura 29 A e B).

Em mapa observa-se o predomínio, em toda a área, de L_{est3} com baixo rake e trend para NE (Mapa Geológico, Anexo). As lineações de maior obliquidade concentram-se exclusivamente a NW da área.

Regionalmente, as unidades do Domínio Italva estruturam uma sinformal regional como sugerem o perfil geológico estrutural (Mapa Geológico, Anexo) e o estereograma C da figura 29. Esta sinformal apresenta flancos subparalelos de alto ângulo e eixo geral E_3 com caimento de 43° para NE.

A variação do rake das lineações de estiramento sugere que a deformação (D_3) que atuou no Domínio Italva não foi apenas ortogonal ao strike geral NE-SW, mas principalmente oblíqua com componente cisalhante destrai.

A leste da área, o contato entre o Complexo Rio Negro do Domínio Costeiro e a Unidade Euclidelândia do Domínio Italva é milonitizado dificultando a distinção

entre as unidades de ambos os domínios. A oeste, o contato entre as unidades do Domínio Italva e a Unidade São Fidélis do Domínio Costeiro não foi claramente observado.

Durante o mapeamento geológico não se observou evidências que ratificassem a existência de falhas de empurrão ao longo do contato entre ambos os domínios.

Portanto os dados estruturais aqui apresentados, embora não contrariem, não confirmam a interpretação de que o Domínio Italva seria uma klippe sobreposta ao Domínio Costeiro.

VII.3. Metamorfismo

A paragênese metamórfica presente na Unidade Serra da Prata é essencialmente hornblenda, biotita, e plagioclásio. Eventualmente constatou-se a presença de granada, piroxênio (diopsídio) e minerais do grupo do epidoto (zoisita, clinozoisita e epidoto).

O sobrecrecimento de diopsídio e minerais do grupo do epidoto em biotita e allanita, respectivamente, evidenciam o caráter metamórfico dos mesmos.

A variação na coloração da hornblenda, verde claro a verde escuro/marrom, bem como a presença de diopsídio, caracteriza o incremento de temperatura sofrido durante o evento metamórfico estimado como fácies anfíbolito de média a alta temperatura.

Na Unidade Macuco a paragênese metamórfica presente é (sillimanita) + (granada) + biotita + quartzo definindo o metamorfismo de fácies anfíbolito.

A Unidade Euclidelândia apresenta paragênese composta por sillimanita + granada + biotita + muscovita + quartzo indicando metamorfismo de fácies anfíbolito antes da temperatura da quebra da muscovita.

Integrando as observações petrográficas das diversas unidades aos dados geotermobarométricos de anfíbolitos do Domínio Italva realizado por Marques (2009), as condições metamórficas para o Domínio Italva apresentam temperatura entre 697° C e 720° C sendo esta última a temperatura do pico metamórfico. A pressão é em torno de 5 Kb e as condições metamórficas são de fácies anfíbolito

superior atingindo a zona de transição com o fácies granulito (Figura 31) (Marques, 2009).

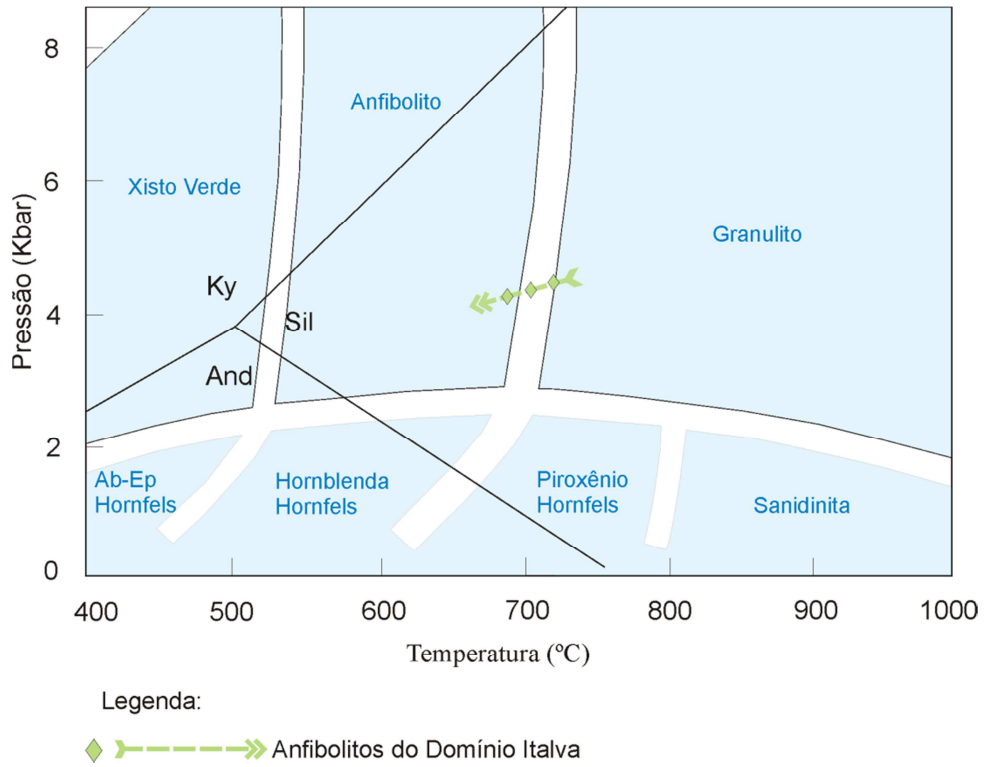


Figura 31: Caminho P-T para o Domínio Itálva. Modificado de Marques (2009).

VIII. GEOQUÍMICA

O presente capítulo apresenta dados geoquímicos, baseados em elementos maiores e traços, incluindo Elementos Terras Raras (ETR), obtidos para os anfibolitos do Domínio Italva e para rochas tonalíticas do Complexo Rio Negro. Os dados geoquímicos obtidos por Moraes (2006) foram incluídos neste capítulo. Adicionalmente obtivemos uma análise do biotita gnaiss da Unidade Macuco, para comparação. Os resultados estão apresentados na tabela 1.

Classificação das séries e rochas

Segundo o diagrama TAS ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$) de Irvine e Baragar (1971) tanto os anfibolitos quanto os tonalitos do Complexo Rio Negro e da Unidade Macuco são supersaturadas em sílica situando-se no campo subalcalino (Figura 32A).

As rochas metabásicas quando plotadas no diagrama ternário AFM, definem um trend toleítico, a exceção de três amostras que plotam no limite com o campo calcialcalino (representadas por triângulos em todos os diagramas). Já os ortognaisses (quadrados azuis) e o leucogranito gnaiss (quadrado rosa) do Complexo Rio Negro, bem como a única amostra do biotita gnaiss da Unidade Macuco (losango preto) têm afinidade calcioalcalina (Figura 32B).

De acordo com os parâmetros de Shand (Maniar e Piccioli, 1989), os ortognaisses do Complexo Rio Negro são metaluminosos, enquanto que a rocha da Unidade Macuco e o leucogranito gnaisses são fracamente peraluminosos, com índices entre 1 e 1,1 (Figura 32C).

Os diagramas $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$ de Middlemost (1985) e Le Maitre (1989) (Figuras 33F, 33E, 33H) projetam as rochas metabásicas nos campos do picritos, basalto toleítico, andesito basalto, andesito e komatiito, indicando que existem variedades ultramáficas.

As rochas do Complexo Rio Negro plotam no campo do andesito/tonalito e andesito basalto/diorito e, segundo o diagrama $\text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$ (Gill, 1981), definem um conjunto de médio potássio (Figuras 32F, 32E, 32D, 32G). A rocha da Unidade Macuco e o leucogranito do Complexo Rio Negro plotam exclusivamente no campo dos riolitos/granitos (Figura 32F, 32E, 32D). A plotagem nestes diagramas classificatórios é condizente com os dados petrográficos obtidos.

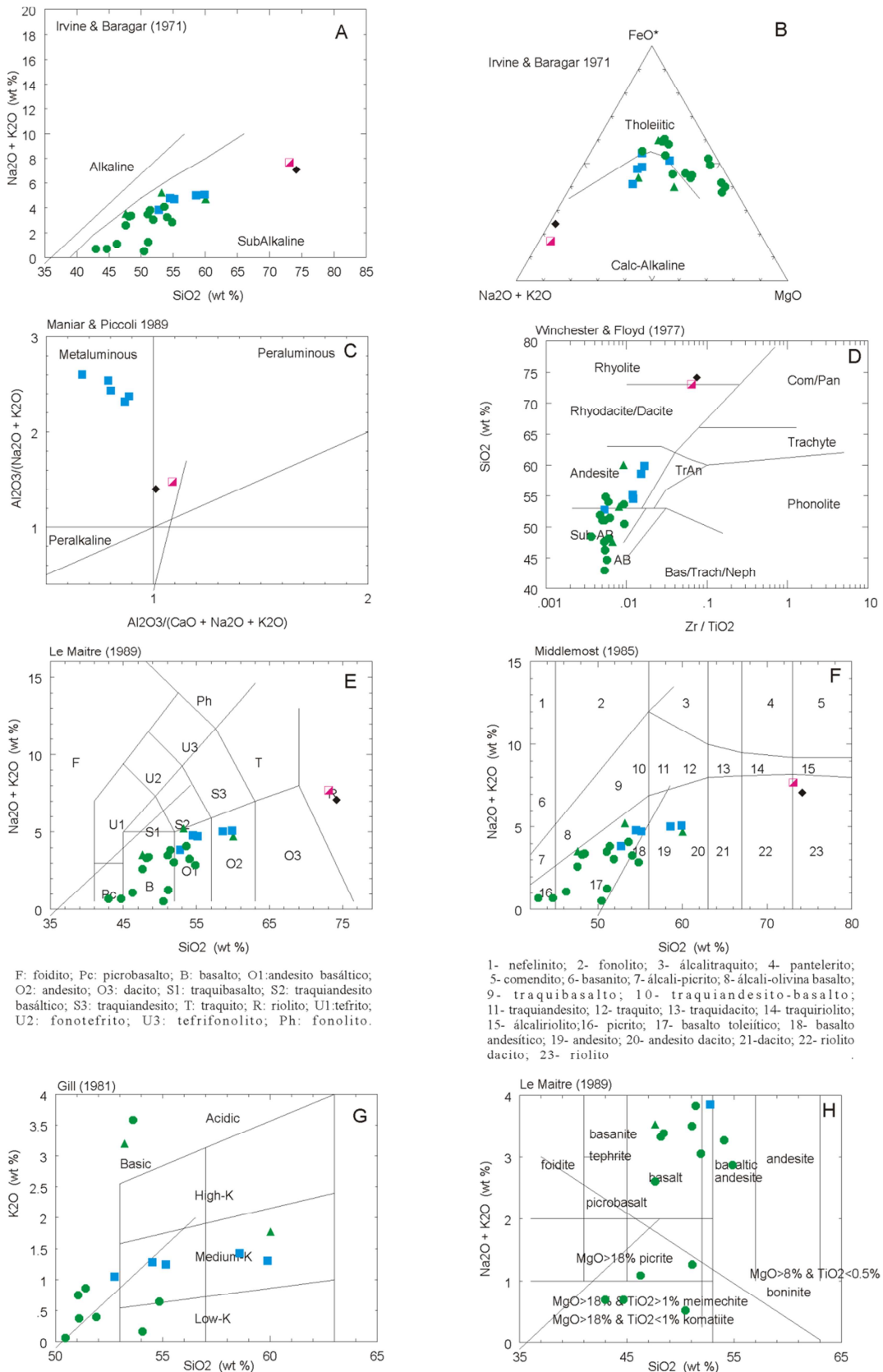


Figura 32: Diagramas de classificação química de rochas. Legenda: Círculo/triângulo verde: anfibolitos do Domínio Itáva; Quadrado azul: Complexo Rio Negro; Quadrado

rosa: leucogranito do Complexo Rio Negro; Losango preto: biotita gnaisse da Unidade Macuco.

Elementos Terras Raras

No diagrama de Elementos Terras Raras (ETR) normalizados para condrito (Sun & McDonough, 1989), as rochas máficas mostram o baixo conteúdo destes elementos, entre 10 e 50 vezes o condrito, bem como o padrão horizontalizado, pouco fracionado (Figura 34B) sugerindo afinidade com basaltos de fundo oceânico (MORB), derivados de uma fonte mantélica empobrecida. Os outros três anfibolitos, que já se destacavam do conjunto (SP-14-23, SP-18-27 e SP-11-03, Figura 34C) apresentam certo grau de fracionamento em relação aos elementos terras raras leves, bem como anomalias negativas de Eu.

Os ortognaisses do Complexo Rio Negro apresentam maiores teores de ETR, bem como um padrão mais fracionado dos ETRL e anomalias positivas de Eu (Figura 33A). O leucogranito do Complexo Rio Negro mostra-se mais fracionado em relação às demais rochas analisadas. O fracionamento da Unidade Macuco também pode ser observado pela alta razão La/Yb.

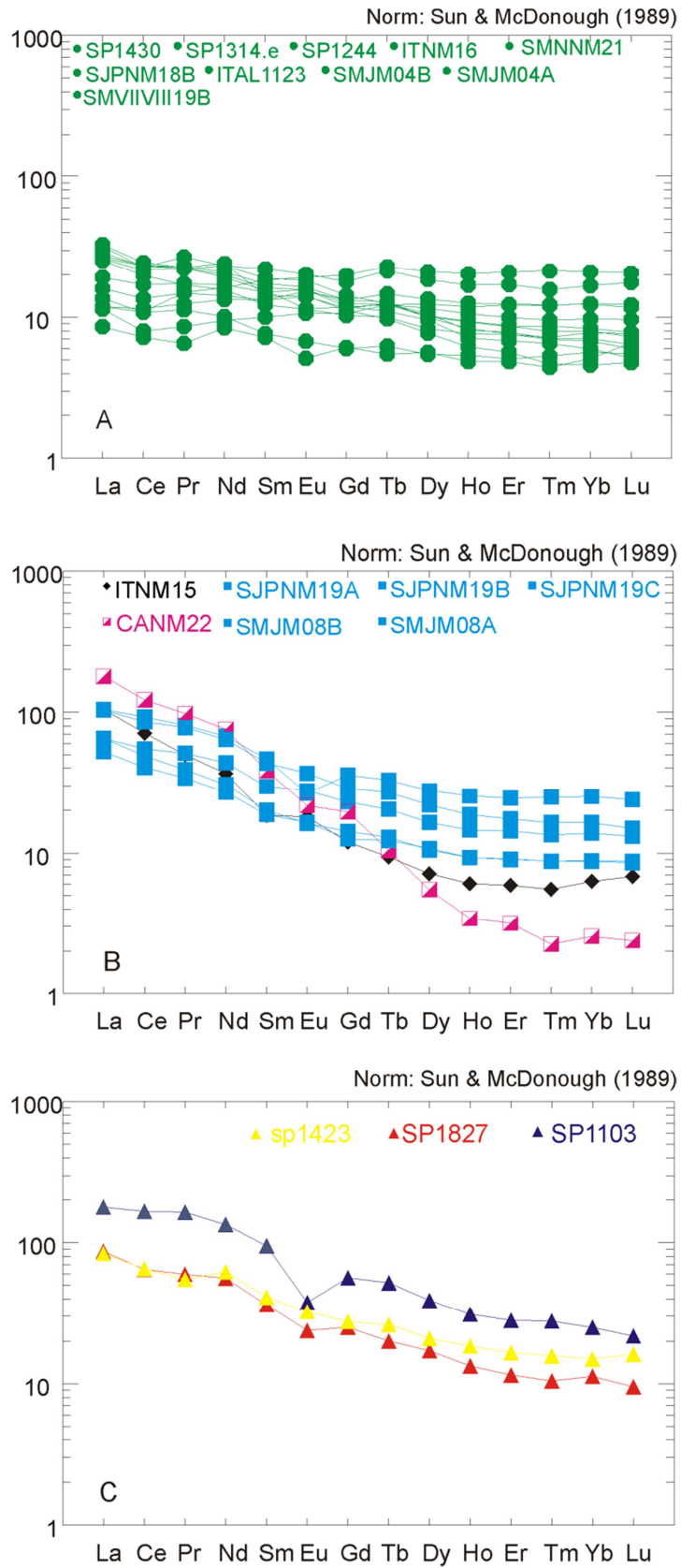


Figura 33: Diagrama de ETR normalizado ao condrito Sun & McDonough, (1989) para anfibolitos (A e C) do Domínio Itálva e para ortogneisses do Complexo Rio Negro (quadrado) e biotita gnaisse da Unidade Macuco (losango) em (B).

Ambientes tectônicos

Nos diversos diagramas tectono-magmáticos baseados em elementos traços (Figura 34), as rochas metabásicas plotam no campo dos basaltos de fundo oceânico (MORB), segundo os diagramas Cr x Ti de Pearce (1975) na figura 34C; Nb x La de Gill (1981) na figura 35A; Ti/1000 x V de Shervais (1982) na figura 34B e Zi x Ti de Pearce e Cann (1973) da figura 34D. Entretanto, os diagramas mostram alguma dispersão, sendo que alguns anfibolitos plotam nos campos de toleítos de baixo potássio e mais raramente em basaltos calcioalcalinos e basaltos intraplaca (Figura 34E e 34F).

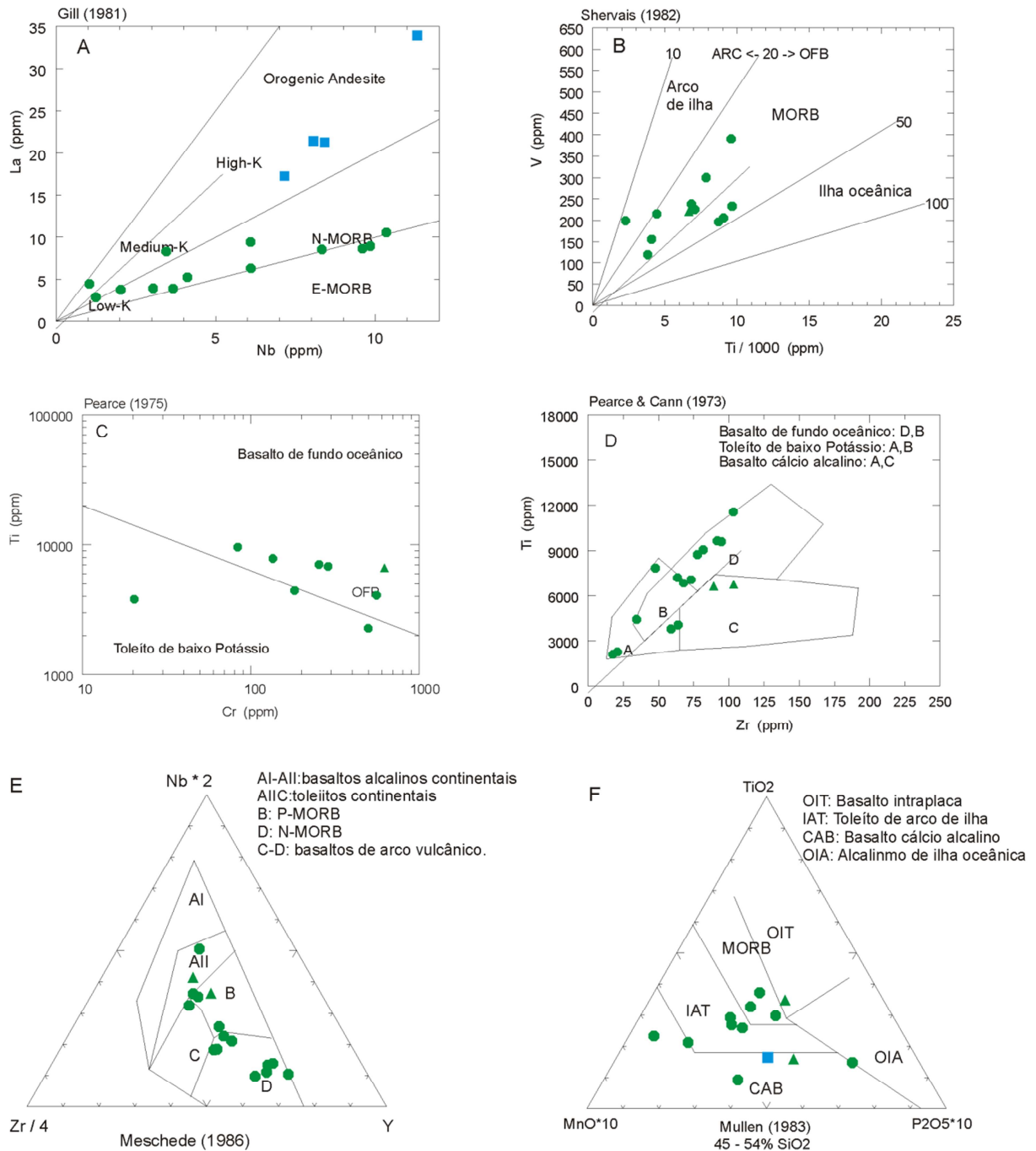


Figura 34: Diagramas tectono-magmáticos baseados em elementos traços.

Para as rochas da série calcioalcalina utilizou-se os diagramas ternários (Y x Nb) e (Y + Nb x Rb) de Pearce *et al.* (1984) para discriminação de ambientes tectônicos para rochas granitóides. As amostras plotam no campo de granitos de arco magmático (Figura 36A, 36B). Já para o diagrama R1- R2 (Batchelor e Bowden, 1985) as rochas do Complexo Rio Negro plotam no campo pré-colisional, típico para ambientes de subducção, enquanto que o gnaisse Macuco e o leucogranito plotam no campo sincolisional (Figura 35C).

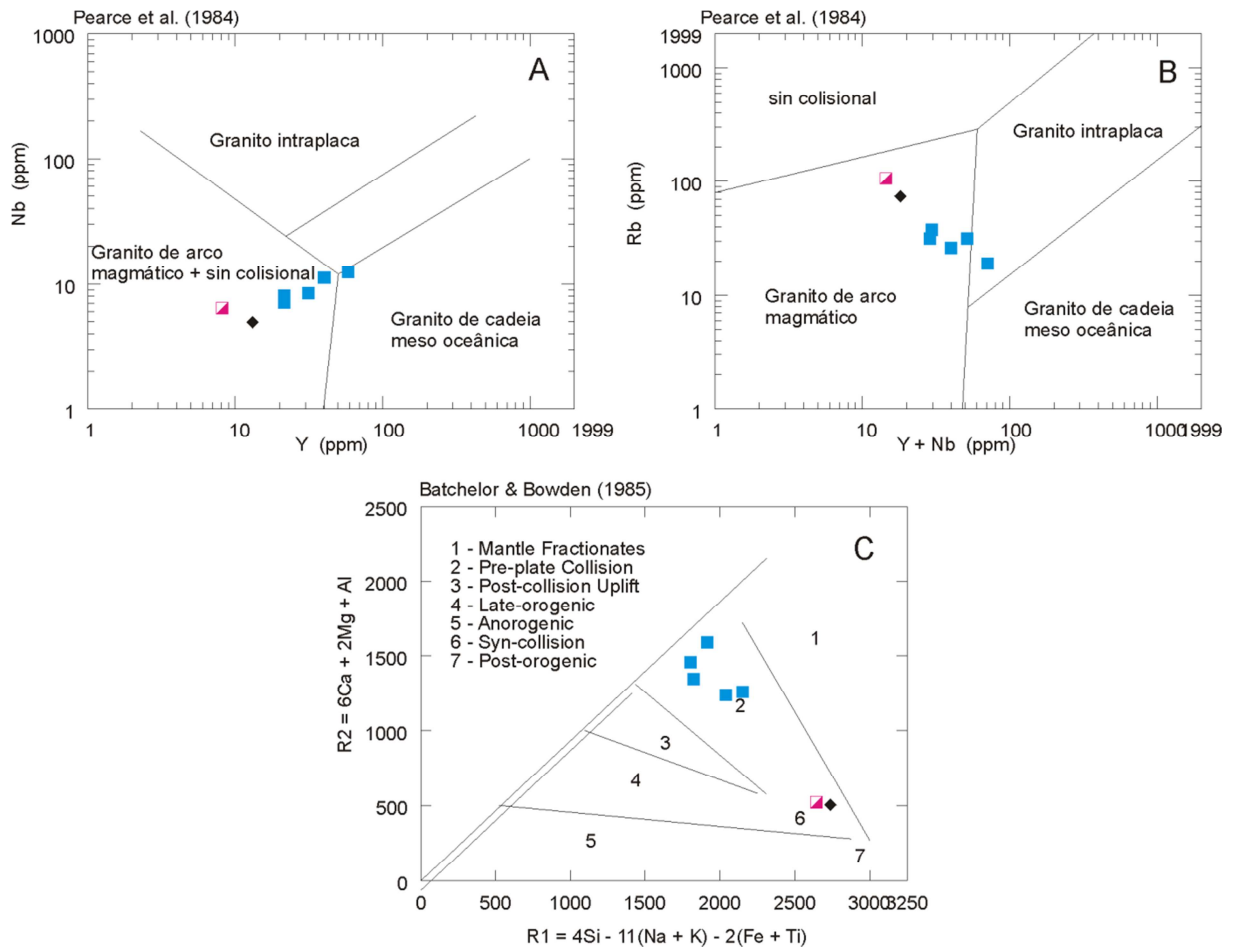


Figura 35: Diagramas ternários para discriminação de ambientes tectônicos para rochas granitóides.

Os dados geoquímicos obtidos para as rochas metabásicas indicam protólitos derivados de rochas de fundo oceânico, com alguma contribuição de toleítos e talvez de basaltos calcioalcalinos de arcos. Já as rochas do Complexo Rio Negro apontam claramente para derivação de arcos magmáticos em ambientes convergentes.

O leucogranito gnaisse do Complexo Rio Negro indica claramente sua derivação de granitos sincolisionais e levemente peraluminosos, comportamento semelhante ao obtido nos paragnaisses da Unidade Macuco.

SAMPLE	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total	Ba	Sr	Y	Sc	Zr	Be	V	Cr	Co	Rb
ITNM15	73.24	13.60	2.58	0.056	0.22	2.06	3.79	3.21	0.215	0.06	0.25	99.14	2205	263	13	6	161	1	14	25	10	73
SMJM08B	53	17.68	8.56	0.2	3.52	8.5	3.41	1.25	1.71	0.26	0.44	98.53	662	490	39	31	208	1	206	20	15	31
SMJM08A	58.57	17.72	6.21	0.14	3.05	6.9	3.69	1.28	0.71	0.16	0.74	99.18	627	426	21	17	118	1	126	20	20	31
SJPNM19A	57.38	17.01	8.26	0.142	3.26	6.78	3.53	1.40	0.784	0.23	0.63	99.40	606	417	21	19	119	1	129	20	24	37
SJPNM19B	51.34	14.58	11.98	0.236	6.51	8.95	2.73	1.02	0.940	0.24	0.94	99.48	260	335	57	48	50	1	248	56	41	19
SJPNM19C	54.36	16.99	10.63	0.186	3.38	7.85	3.43	1.23	1	0.30	0.46	100.11	573	448	31	28	155	1	192	20	30	26
CANM22	71.86	14.57	1.81	0.017	0.40	1.95	2.94	4.63	0.289	0.09	0.85	99.39	1539	316	8	3	185	1	12	20	9	105
SMNNM21	53.06	12.93	14.05	0.201	5.87	8.53	3.05	0.16	2	0.15	0.68	100.25	24	98	43	49	93	1	384	82	57	1
ITNM16	52.78	19.65	9.53	0.079	2.92	9.50	0.50	3.53	0.625	0.28	0.61	100.01	522	86	16	16	58	1	117	20	9	95
SP1244	50.59	10.86	9.66	0.20	13.16	13.78	0.88	0.37	0.35	0.14	1.20	101.19	131	171	11		17					8
SP1314.e	50.35	14.45	13.77	0.17	5.02	10.73	2.71	0.74	1.90	0.15	0.60	100.59	67	253	36		102					9
sp1423	47.00	14.94	13.08	0.24	4.40	13.47	2.50	0.98	3.06	0.33	1.20	101.20	88	378	39		205					6
SP1430	47.12	13.56	9.98	0.13	8.46	16.82	2.07	0.51	1.19	0.15	0.70	100.69	110	401	13		63					4
SP1827	59.60	17.10	6.92	0.14	3.27	6.91	2.92	1.76	1.12	0.25	0.80	100.79	510	453	28		103					76
SMJM11B	52.8	12.86	9.65	0.15	8.42	10.18	2.14	0.62	0.366	0.07	1.27	98.61	133	505	11	38	20	1	192	480	20	3
SMJM10	41.9	11.31	8.86	0.1	7.6	22.58	0.32	0.33	1.51	0.15	5.27	99.93	259	329	16	30	86	1	219	2510	123	4
SMVIIVIII4B	39.28	9.39	11.29	0.13	8.73	21.65	0.28	0.35	1.33	0.12	6.97	99.52	174	273	14	23	71	1	180	1570	108	3
SMVIIVIII2C	49.68	8.2	7.42	0.2	9.52	22.98	0.45	0.06	0.67	0.02	0.68	99.89	67	307	19	25	63	1	153	550	30	2
SMVIIVIII19B	44.69	9.79	13.37	0.17	15.73	11.56	0.86	0.19	1.46	0.13	2	99.96	46	64	17	25	79	1	199	1320	74	4
SMJM04A	46.79	14.04	11.02	0.19	8.58	13.21	2.27	0.96	1.11	0.11	0.98	99.24	49	202	19	34	66	1	232	280	46	8
SMJM04B	50.55	14.4	9.67	0.18	6.7	12.77	2.92	0.85	1.16	0.1	0.63	99.94	54	211	23	34	72	1	222	250	42	5
ITAL1123	51.2	14.12	9.77	0.21	4.64	15.9	2.62	0.39	0.73	0.06	0.15	99.8	328	200	26	39	34	1	213	180	38	3
SP1103	51.3	11.05	10.19	0.23	8.77	9.45	1.95	3.08	1.07	0.33	2.47	99.89	1498	377	62	39	86	3	213	600	33	114
SJPNM18B	47.65	13.98	14.82	0.217	5.40	13.04	2.68	0.65	1.288	0.15	0.43	100.28	160	160	27	42	47	1	295	133	55	4

Tabela 1: Tabela de dados de análises químicas de elementos maiores e traços, incluindo ETR, obtidos para os anfíbolitos do Domínio Itálva e para rochas do Complexo Rio Negro.

SAMPLE	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
ITNM15	20	10	54	15	1.5	5	4.9	2	0.5	0.1	1	0.2	1.3	4.1	0.3	87	0.37	13	0.1	5.13	0.67
SMJM08B	20	20	50	19		5	11	2	0.7	0.2	1	2.9	1.4	5.3	0.6	23	0.1	5	0.4	2.5	0.7
SMJM08A	20	10	30	15		5	7	2	0.5	0.2	1	5.6	1.6	3	0.5	96	0.1	5	0.4	1.4	0.6
SJPNM19A	20	27	90	17	1.6	5	7.9	2	0.5	0.1	2	0.2	2.0	2.8	0.5	41	0.19	8	0.1	1.37	0.53
SJPNM19B	76	31	104	16	2.4	5	12.1	2	0.5	0.1	13	0.2	0.9	2.0	0.7	30	0.07	11	0.2	5.21	0.71
SJPNM19C	36	28	131	21	1.6	5	8.3	2	0.5	0.1	4	0.2	1.4	4.2	0.5	43	0.13	8	0.2	1.68	1.10
CANM22	20	10	38	19	1.0	5	6.3	2	0.5	0.1	1	0.2	1.3	5.0	0.5	86	0.38	10	0.1	14.7	0.89
SMNNM21	103	43	150	17	2.1	5	3.6	2	0.5	0.1	3	0.4	0.1	2.9	2.7	54	0.05	26	0.1	0.25	0.12
ITNM16	20	10	68	15	1.6	5	3.4	2	0.5	0.1	1	0.2	8.6	1.4	0.3	31	0.22	5	0.1	0.94	0.50
SP1244	134						1							0.62	0.1					0.62	0.21
SP1314.e	45						8							3.59	1.1					0.92	0.10
sp1423	69						32							5.88	2.1					2.06	0.72
SP1430	316						15							1.83	1.2					0.71	0.31
SP1827	10						15							2.75	1.0					2.44	0.51
SMJM11B	70	10	30	6		5	1	2	0.5	0.2	1	1.8	0.50	0.6	0.1	34	0.1	5	0.40	0.4	0.2
SMJM10	560	100	70	15		67	9	2	0.5	0.2	1	10.1	1	2.5	0.7	27	0.1	5	0.4	0.7	1
SMVIVIII4B	650	70	70	13		30	9	2	0.5	0.2	1	10.3	0.6	2.1	0.6	18	0.3	5	0.40	0.7	0.2
SMVIVIII2C	340	20	70	9		5	6	2	0.5	0.2	1	8.2	0.6	1.8	0.4	52	0.1	5	2.3	1.5	1.5
SMVIVIII19B	540	50	80	13		5	10	2	0.5	0.2	1	10	0.5	2.4	0.7	44	0.1	6	0.40	0.5	0.3
SMJM04A	110	10	80	15		5	4	2	0.5	0.2	1	8.4	0.5	1.8	0.3	32	0.1	7	0.7	0.4	0.7
SMJM04B	70	20	60	15		5	6	2	0.5	0.2	1	7.8	0.5	2.1	0.5	66	0.1	11	0.60	1.3	1.6
ITAL1123	50	30	80	13		5	2	2	0.6	0.2	1	8.4	0.5	1.2	0.1	63	0.1	7	0.4	0.5	0.4
SP1103	70	30	90	17		5	14	2	0.5	0.2	1	8	0.6	3	0.5	68	0.3	8	0.4	1.7	0.2
SJPNM18B	121	99	107	17	1.6	5	3.0	2	0.5	0.1	11	0.2	0.1	1.4	0.3	40	0.05	6	0.1	0.18	0.21

Tabela 1: Tabela de dados de análises químicas de elementos maiores e traços, incluindo ETR, obtidos para os anfíbolitos do Domínio Itálva e para rochas do Complexo Rio Negro (Continuação).

SAMPLE	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
ITNM15	33.9	60.6	6.38	22.9	3.70	1.37	3.25	0.46	2.42	0.46	1.31	0.19	1.37	0.23
SMJM04B	6.2	14.5	2.22	10.5	3	1.18	3.4	0.6	3.9	0.8	2.2	0.33	2.1	0.32
SMJM08B	33	71.6	9.85	39.2	8.6	2.76	7.7	1.3	7.3	1.4	3.8	0.56	3.5	0.49
SJPNM19A	21.0	41.5	4.97	18.9	3.97	1.22	3.84	0.63	3.53	0.70	1.98	0.30	1.88	0.28
SJPNM19B	33.4	77.7	10.2	41.3	9.18	1.99	9.60	1.60	9.25	1.90	5.35	0.85	5.36	0.79
SJPNM19C	21.0	46.9	6.54	27.2	5.94	2.10	6.26	1.00	5.56	1.10	3.17	0.47	2.99	0.44
CANM22	57.9	104	12.5	46.8	7.71	1.64	5.32	0.51	1.86	0.26	0.70	0.08	0.55	0.08
SMNNM21	3.82	9.24	1.91	10.0	3.65	1.45	5.39	1.12	7.11	1.54	4.61	0.74	4.53	0.69
ITNM16	8.19	16.9	2.17	9.67	2.44	0.862	2.80	0.49	2.80	0.58	1.67	0.25	1.68	0.26
SP1244	2.78	6.17	0.84	5.24	1.44	0.39	1.67	0.27	1.91	0.37	1.08	0.15	1.11	0.22
SP1314.e	8.42	18.48	2.85	14.38	4.42	1.53	4.86	1.05	6.26	1.28	3.78	0.54	3.63	0.59
sp1423	27.21	55.76	7.06	38.65	8.25	2.46	7.49	1.28	7.07	1.40	3.68	0.55	3.24	0.54
SP1430	10.68	20.95	2.92	15.05	2.85	1.08	3.04	0.48	2.62	0.47	1.26	0.16	1.00	0.16
SP1827	28.37	55.42	7.70	34.98	7.32	1.82	6.88	0.99	5.83	1.02	2.57	0.37	2.46	0.32
SMJM11B	4.3	9	1.41	6.1	1.5	0.5	1.6	0.3	1.8	0.4	1.1	0.18	1.2	0.18
SMJM10	8.1	18.8	2.82	12.3	3.3	1.18	3.4	0.6	3.2	0.6	1.6	0.23	1.4	0.19
SMVIIIVIII4B	8.2	18.6	2.66	11.5	3	1.1	3	0.5	3	0.5	1.4	0.21	1.2	0.16
SMVIIIVIII2C	9.3	19.7	2.86	11.9	3.1	0.87	3.2	0.6	3.4	0.7	1.9	0.3	1.8	0.26
SMVIIIVIII19B	10.2	18.9	3.38	14.1	3.7	1.36	3.8	0.6	3.5	0.6	1.7	0.24	1.5	0.21
SMJM04A	5.1	11.4	1.87	8.7	2.6	1.05	3.1	0.6	3.4	0.7	1.9	0.27	1.7	0.24
SMJM08A	16.9	34.4	4.34	16.6	3.7	1.24	3.4	0.6	3.6	0.7	2	0.3	1.9	0.29
ITAL1123	3.7	6.8	1.1	5.9	2	0.81	2.9	0.6	4.2	0.9	2.7	0.42	2.7	0.41
SP1103	56.3	138	20.5	81.4	18.5	2.8	15	2.5	12.9	2.3	6.1	0.94	5.3	0.71
SJPNM18B	3.83	9.81	1.59	8.25	2.65	1.15	3.60	0.72	4.52	0.95	2.72	0.42	2.66	0.39

Tabela 1: Tabela de dados de análises químicas de elementos maiores e traços, incluindo ETR, obtidos para os anfíbolitos do Domínio Itálva e para rochas do Complexo Rio Negro (Continuação).

IX. GEOCROLOGIA U-Pb DO DOMÍNIO ITALVA

IX.1. O Método U-Pb

O método de datação U-Pb é baseado no decaimento natural dos isótopos de U e Th para isótopos de Pb. O chumbo apresenta quatro isótopos naturais: ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb dos quais apenas o isótopo ^{204}Pb não é radiogênico (Faure, 1986).

Os três isótopos radiogênicos ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb são produto do decaimento dos isótopos de ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th , respectivamente. Apenas dois sistemas de decaimento são utilizados ($^{238}\text{U} \Rightarrow ^{206}\text{Pb}$; $^{235}\text{U} \Rightarrow ^{207}\text{Pb}$) gerando duas idades independentes ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) (Dickin, 1997; Faure, 1986; Machado e Simonetti, 2001).

Os dados obtidos para as razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ são concordantes quando não há perda de chumbo radiogênico. Quando plotados em um diagrama com coordenadas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (ordenada) e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (abscissa) gera uma curva denominada de Concórdia (Figura 36).

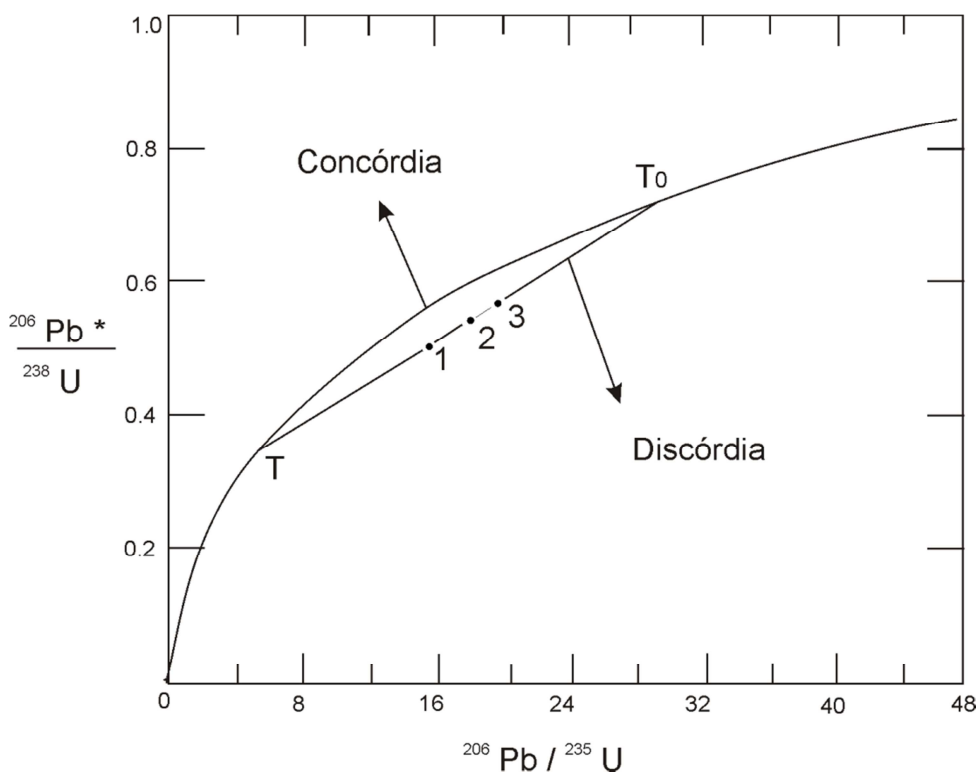


Figura 36: Diagrama Concórdia com três zircões discordantes. A linha discórdia intercepta a concórdia em dois pontos de idade conhecidas T₀ e T. (Modificado de Faure, 1986)

Episódios de perda de chumbo radiogênico registrados pelo mineral podem ser consequência de metamorfismo ou ações intempéricas. Nesse caso as idades obtidas serão discordantes e plotarão fora da curva concórdia. O alinhamento desses dados gera uma linha chamada Discórdia que intercepta a curva da concórdia em dois pontos (Figura 36) (Dickin, 1997; Faure, 1986).

A interseção da discórdia com a curva da concórdia revela duas informações importantes. O Intercepto superior indica a idade de cristalização do mineral, enquanto que o intercepto inferior indica o evento geológico onde o cristal perdeu chumbo radiogênico (Dickin, 1997; Faure, 1986).

O zircão é um mineral que incorpora elementos traços, retém informações isotópicas além de ser amplamente distribuído em rochas sedimentares, ígneas e metamórficas. Em sua estrutura incorpora o urânio, mas não incorpora chumbo comum embora retenha o chumbo radiogênico (Finch and Hanchar, 2003; Machado and Simonetti, 2001; Faure, 1986). Essas características fazem do zircão o mineral mais utilizado para datar rochas por meio do sistema U-Pb.

Segundo Rubatto *et al.* (1999) zircões ígneos e metamórficos podem ser diferenciados pela razão Th/U menor que 0,1 para os primeiros. O motivo para tal não é claramente conhecido. A princípio isso ocorre devido a presença de fluidos durante o metamorfismo ou devido a expulsão diferenciada de cátions do zircão durante a recristalização (Hoskin and Schaltegger, 2003)

Em contrapartida, segundo Möller *et al.* (2003), zircões metamórficos podem não apresentar razão Th/U menor que 0,1 o que acarretaria em um erro de interpretação.

IX.2. Metodologia Analítica

Após o processamento e preparação das amostras, descrito no *item IV*, as mesmas foram encaminhadas ao Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais - Universidade de Brasília para serem analisadas segundo o método LA-MC-ICP-MS (Laser Ablation Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry).

O método laser ablation-ICP-MS prevê a ejeção de material através de um feixe de laser, a ionização desse material por um plasma induzido por argônio e a

medição da razão isotópica pelo espectrômetro de massa (Machado e Simonetti, 2001).

O equipamento utilizado consiste em um multi coletor ICP-MS Thermo Neptune acoplado a um sistema de laser New Wave UP-213 através de tubos Tygon (Bouman *et al.*, 2005, IN: <http://e-groups.unb.br/ig/labo/geocron/>)

As amostras são inseridas em uma célula de teflon (duas de cada vez) juntamente com um zircão padrão e levadas ao New Wave UP-213 para serem analisadas. Os padrões utilizados neste trabalho foram UQ-Z1 e GJ.

O diâmetro do feixe de laser utilizado é de 30 μm . O material analisado é transportado, através do tubo Tygon, por um fluxo de gás hélio (He) até o ICP. Antes de chegar ao ICP o He é combinado ao gás argônio (Ar) a fim de manter a qualidade analítica do plasma (Bouman *et al.*, 2005; Buhn *et al.*, 2009).

O fluxo de gás He é previamente filtrado por um tubo de quartzo preenchido com ouro a fim de remover o mercúrio (Hg). O mercúrio é um contaminante comum em gás He e Ar e o isótopo ^{204}Hg interfere com o isótopo ^{204}Pb na a correção de Pb comum (Bouman *et al.*, 2005; Buhn *et al.*, 2009).

O MC-ICP-MS está equipado com nove copos Faraday sendo um central, quatro do lado de alta concentração de U-Pb e quatro do lado de baixa concentração de U-Pb. O espectrômetro de massa è equipado com seis contadores de íons, posicionados acima dos copos Faraday e devidamente configurados a fim permitir a análise de alta sensibilidade de isótopos de Pb e U (Buhn *et al.* ,2009, IN: <http://e-groups.unb.br/ig/labo/geocron/>).

Os dados foram visualizados no Evaluation (Neptune Software) e transferidos para uma planilha Excel para a redução dos mesmos. Para a construção de diagramas de concórdia a partir dos resultados isotópicos obtidos utilizou-se o programa estatístico Isoplot/Ex 3.00 (Ludwig, 2003).

IX.3. Resultados

A seguir encontram-se os resultados obtidos de análise geocronológica U-Pb (LA-ICP-MS) para quatro unidades do Domínio Itálva totalizando nove amostras.

A tabela a seguir apresenta as amostras datadas e suas respectivas descrições. Os pontos de coleta de amostra estão plotados no mapa geológico em anexo.

UNIDADES	AMOSTRA	DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Serra da Prata	SM-CM-70A (Figura 11 e 14)	Hornblenda biotita gnaiss migmatítico, mesocrático e composição tonalítica. Os minerais acessórios são titanita, zircão, apatita, minerais opacos e allanita com sobrecrecimento de epidoto e clinozoisita.
	SM-CM-70B (Figura 14 e 17)	Biotita gnaiss leucocrático de composição granodiorítica intrudido no SM-CM-70B. Os minerais acessórios são hornblenda, titanita, zircão, apatita, minerais opacos e allanita com sobrecrecimento de epidoto e clinozoisita.
	SM-CM-69 (Figura 9 e 12)	(Hornblenda) biotita gnaiss leucocrático. A composição de biotita sobrepõe a hornblenda. Apresenta titanita, allanita com sobrecrecimento de epidoto, apatita, zircão e minerais opacos como acessórios e composição modal granodiorítica.
	SM-CM-85	Hornblenda biotita gnaiss mesocrático. Contém titanita, allanita com sobrecrecimento de epidoto, apatita, zircão e minerais opacos como acessórios. Sua composição modal é quartzo diorítica.
Anfibolito	SM-CB-84B	Enclave de anfibolito incluso no hornblenda biotita gnaiss da Unidade Serra da Prata
	SM-CMB-147	Camada de anfibolito intercalado no mármore da Unidade São Joaquim
Macuco	SM-CM-07 (Figura 19 e 20B)	(Granada) biotita gnaiss com sillimanita, leucocrática e composição granítica. O mineral acessório é o zircão.
	SM-CM-02 (Figura 20A)	Granada biotita gnaiss leucocrático de granulometria grossa, textura homogênea, com apatita, zircão allanita e epidoto como minerais acessórios. A composição modal é tonalítica.
Euclidelândia	SM-CMB-148 (Figura 26)	Biotita gnaiss leucocrático, rico em minerais opacos (magnetita) e composição granodiorítica. Os minerais acessórios são granada, zircão e allanita com sobrecrecimento de epidoto e clinozoisita.

Tabela 2: Amostras do Domínio Itálva coletadas para datação U-Pb (LA-ICP-MS) e suas respectivas descrições. Os pontos de coleta estão plotados no Mapa Geológico em anexo.

IX.3.1. Anfibólito

AMOSTRA SM-CB-84B (anfíbolito incluído no hornblenda biotita gnaisse da Unidade Serra da Prata)

Os zircões presentes nesta amostra são de cor branca a amarelada, translúcidos e apresentam forma arredondada (1:1) a prismática (2:1) e tamanho variado (60 μm a 250 μm) (Figura 37).

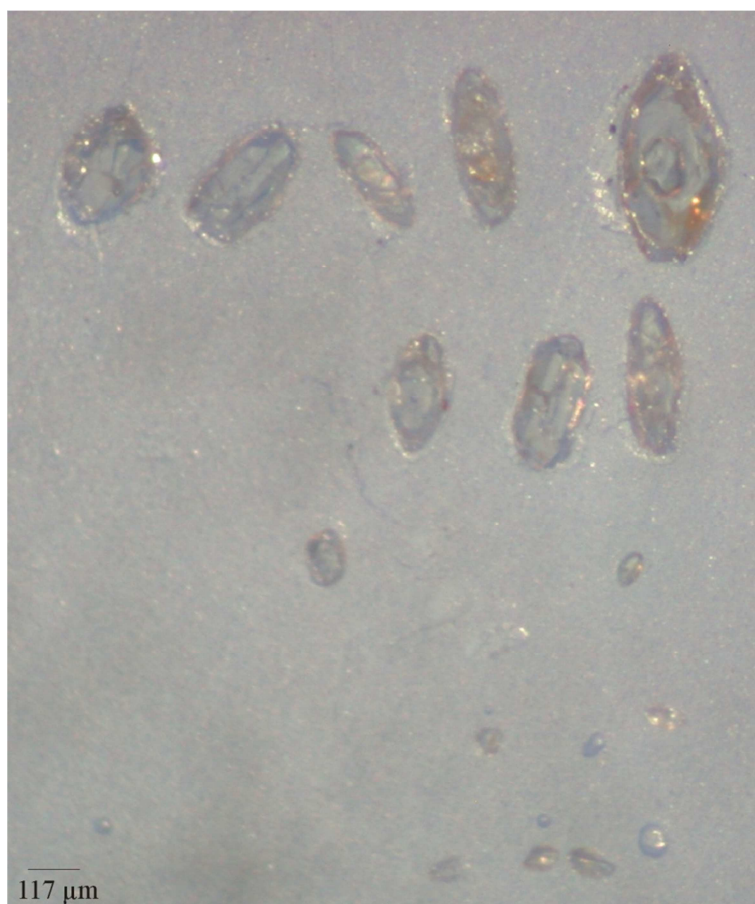


Figura 37: Fotografia de cristais de zircão de hábito prismático (2:1) e arredondado (1:1) de anfíbolito incluído no hornblenda biotita gnaisse da Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CB-84B).

Do total de 15 análises, 66,6 % são concordantes sendo os *spots* Z3, Z5B, Z10, Z13 e Z14 (Tabela 3) desconsiderados devido a alta discordância que apresentaram.

Quatro zircões prismáticos (Z1, Z4N, Z6, Z8 – Tabela 3), com relação comprimento vs. largura 2:1, fornecem idade concórdia de 841 ± 21 Ma (Figura 38) interpretada como idade de cristalização magmática.

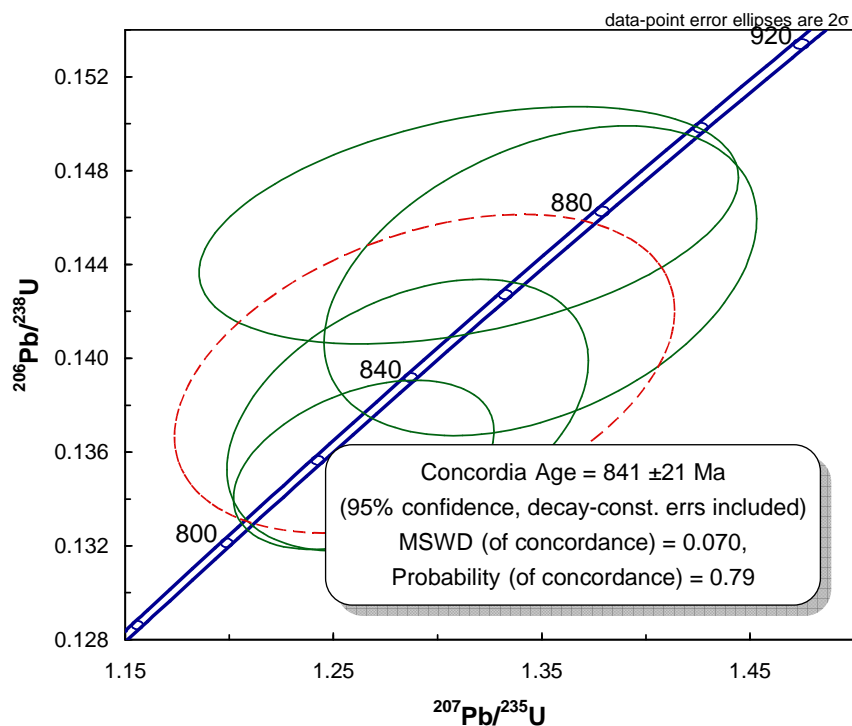


Figura 38: Diagrama de concórdia fornecido pelos *spots* Z1, Z4N, Z6 e Z8 (Tabela 3) em zircões com relação comprimento vs. largura 2:1 de anfibolito incluso na Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CB-84B).

Um zircão (Z5) forneceu idade concordante de 760 ± 10 Ma (Figura 39). O Arco magmático Rio Negro apresenta uma idade de cristalização de 792 ± 12 Ma (Heilbron & Machado, 2003), em uma pedreira no Município do Rio de Janeiro. Logo, a idade de 760 ± 10 Ma poderia ser o registro de um pulso magmático do Arco Rio Negro.

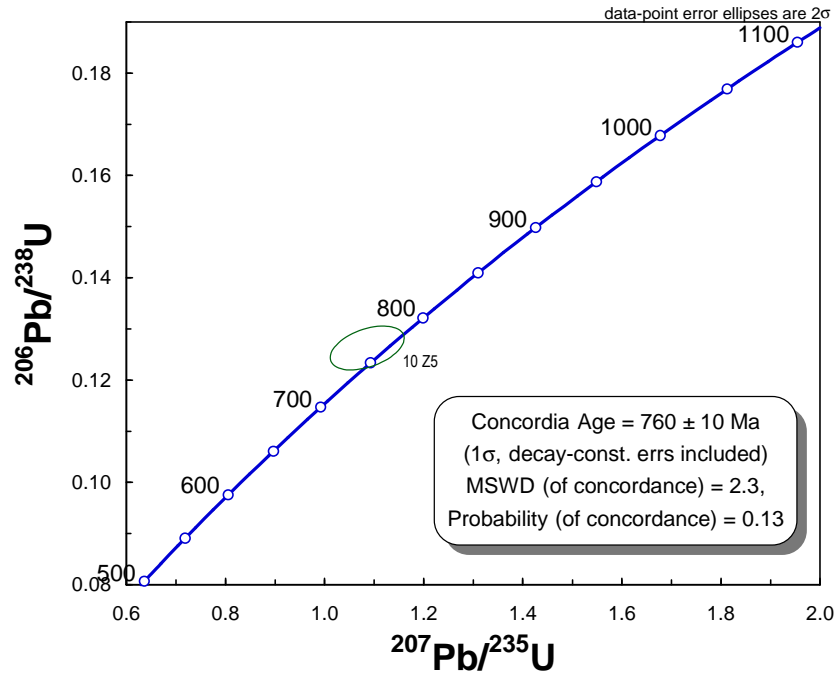


Figura 39: Diagrama de concórdia obtido para o *spot* Z5. Anfibolito incluído na Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CB-84B).

Dentre os zircões arredondados, com relação comprimento vs. largura 1:1, dois (Z11 e Z12 – Tabela 3) forneceram idade concordante de $636 \pm 5,2$ Ma (Figura 40).

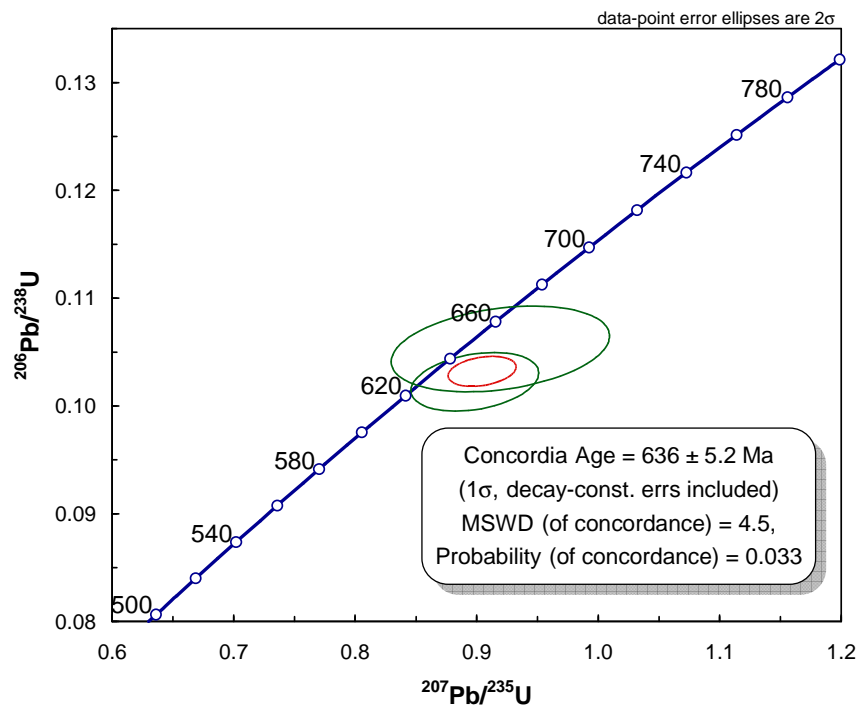


Figura 40: Diagrama de concórdia obtido para os zircões Z11 e Z12 (Tabela 3) com relação comprimento vs. largura 1:1 de anfibolito incluído na Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CB-84B).

Esta idade concorda com as idades publicadas para o Arco Magmático Rio Negro de 633 ± 5 Ma, 637 ± 10 Ma e 620 ± 20 Ma (Tupinambá *et al.*, 2000; Cordani *et al.*, 1973, respectivamente).

Portanto a idade de $636 \pm 5,2$ Ma poderia ser interpretada como idade de (re)cristalização (?) magmática registrada durante um segundo pulso magmático do Arco Rio Negro.

Um zircão apresentou núcleo (Z4N) e borda (Z4B) que forneceram idades concordantes de 834 ± 12 Ma e $561 \pm 6,7$ Ma, respectivamente (Figura 41) sendo esta última interpretada como idade do metamorfismo.

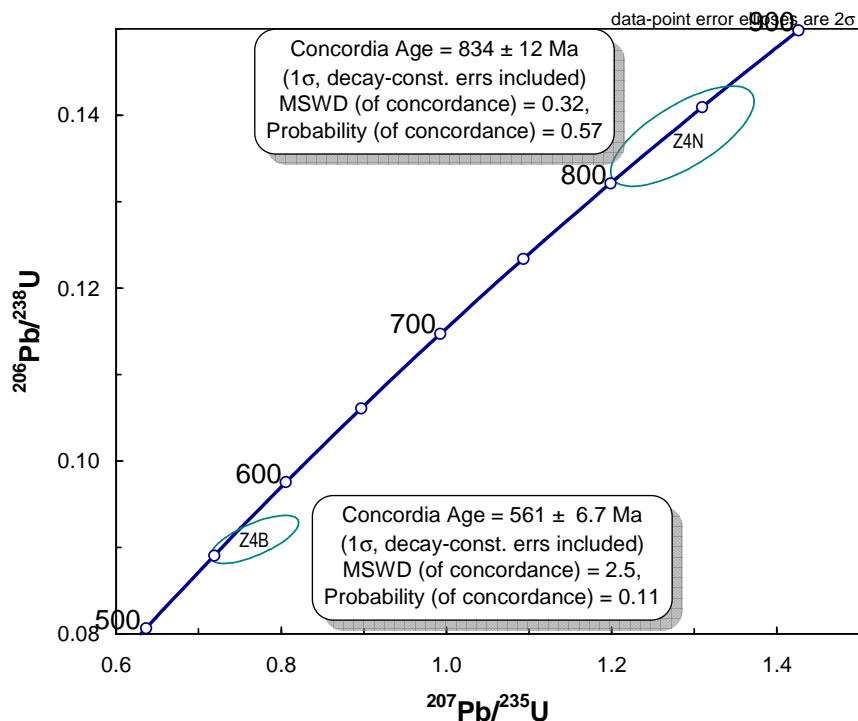


Figura 41: Diagrama de concórdia fornecido pelos *spots* Z4N (núcleo) e Z4B (borda) de zircão. Anfibolito incluído na Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CB-84B).

Sample SM-CB-84	f(206)%	Th/U	6/4 ratio	7/6 ratio	1s(%)	7/5 ratio	1s(%)	6/8 ratio	1s(%)	7/6 age	1s(%)	7/5 age	1s(%)	6/8 age	1s(%)	Rho	Conc (%)
<i>SPOT</i>																	
Z1	0.25	0.02	6989	0.06771	1.7	1.2646	2.0	0.13546	1.1	860	35.4	830	11.5	819	8.4	0.44	95
Z2	0.14	0.12	8942	0.06063	1.3	0.8036	1.6	0.09612	1.0	626	27.6	599	7.4	592	5.8	0.53	94
Z3	0.12	0.38	14429	0.07030	1.5	1.2575	1.9	0.12973	1.1	937	30.4	827	10.6	786	8.4	0.54	84
Z4B	0.09	0.07	19858	0.06123	2.6	0.7676	2.8	0.09092	1.2	647	55.0	578	12.6	561	6.7	0.39	87
Z4N	0.99	0.08	1756	0.06777	2.2	1.2856	2.8	0.13758	1.7	862	44.8	839	15.8	831	13.4	0.58	96
Z5	1.00	0.14	1584	0.06220	2.5	1.0795	2.8	0.12587	1.4	681	53.0	743	15.0	764	10.1	0.44	112
Z5B	0.25	0.08	6842	0.07291	1.6	1.4988	1.9	0.14910	1.1	1011	32.5	930	11.7	896	8.9	0.48	89
Z6	0.27	0.29	6349	0.06547	3.8	1.3150	4.0	0.14567	1.4	789	79.1	852	23.2	877	11.6	0.33	111
Z8	1.28	0.09	1006	0.06829	2.5	1.3493	3.1	0.14330	1.9	877	52.1	867	18.3	863	15.2	0.58	98
Z9	0.17	0.05	10547	0.05917	1.6	0.8046	1.9	0.09862	1.1	573	34.3	599	8.7	606	6.3	0.51	106
Z10	0.79	0.25	2245	0.06790	3.9	0.9812	4.4	0.10480	2.1	866	80.5	694	22.3	643	13.0	0.45	74
Z11	1.06	0.18	1667	0.06334	3.7	0.9195	4.0	0.10529	1.5	720	78.2	662	19.4	645	9.5	0.36	90
Z12	0.29	0.11	18697	0.06374	2.1	0.8985	2.4	0.10224	1.1	733	45.1	651	11.5	628	6.5	0.40	86
Z13	1.56	0.22	1131	0.07986	1.8	1.1587	2.2	0.10523	1.3	1194	34.7	781	12.0	645	8.1	0.57	54
Z14	0.53	0.25	3334	0.06697	4.0	0.9727	4.5	0.10534	2.1	837	83.8	690	22.8	646	13.0	0.45	77

Tabela 3: Tabela com dados isotópicos obtidos a partir de zircões analisados para amostra de anfíbolito SM-CB-84.

AMOSTRA SM-CMB-147 (anfíbólito intercalado com mármore da Unidade São Joaquim)

Apenas 5 zircões foram obtidos para essa amostra. São zircões de tamanho variado (65 μm a 170 μm), de cor amarelada, com brilho fosco a translúcido com hábito prismático (1:1, 2:1) (Figura 42).



Figura 42: Fotografia de cristais de zircão com relação comprimento vs. largura 1:1 e 2:1 de hábito prismático de anfíbólito intercalado com mármore da Unidade São Joaquim (Amostra SM-CMB-147).

Dos cinco zircões analisados, um mostrou-se altamente discordante (Z2), plotando acima da curva da concórdia, sendo por isso excluído do estudo.

Os quatro zircões analisados forneceram idades concordantes como mostra o gráfico da figura 43.

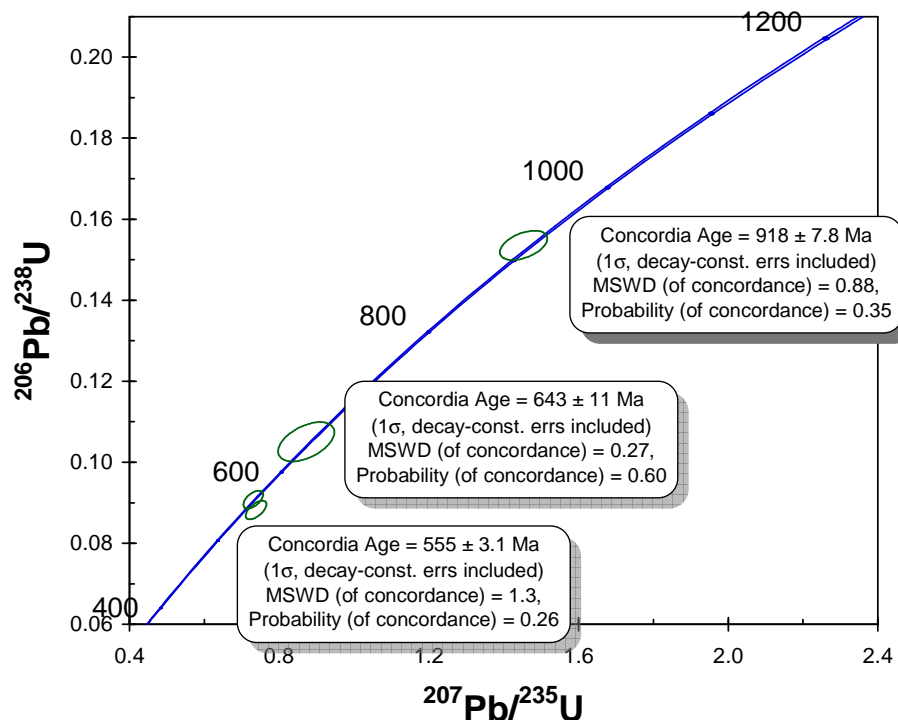


Figura 43: Diagrama de concórdia para quatro zircões (Z1, Z3, Z4 e Z5) de anfibolito intercalado com mármore da Unidade São Joaquim (Amostra SM-CMB-147).

Embora os dados referentes a esta amostra sejam insuficientes, a idade de $918 \pm 7,8$ Ma poderia ser interpretada como idade de cristalização magmática além de representar a idade mínima para a sedimentação carbonática na Bacia Itálva.

O zircão Z4 (Tabela 4) fornece idade de 643 ± 11 Ma sendo interpretada como idade de recristalização ocasionada por um pulso magmático do arco, como já mencionado.

Os dois zircões mais novos (Z1 e Z5 – Tabela 4) fornecem a idade concordante de $555 \pm 3,1$ Ma interpretada como idade do metamorfismo.

Sample SM-CMB- 147	f(206)%	Th/U	6/4 ratio	7/6 ratio	1s(%)	7/5 ratio	1s(%)	6/8 ratio	1s(%)	7/6 age	1s(%)	7/5 age	1s(%)	6/8 age	1s(%)	Rho	Conc (%)
<i>SPOT</i>																	
Z1	0.02	0.00	91957	0.05840	1.1	0.7310	1.5	0.09078	1.0	545	23.8	557	6.3	560	5.4	0.57	103
Z2	0.04	0.35	32717	0.20741	1.1	17.5313	1.4	0.61302	0.9	2885	17.6	2964	13.6	3082	22.5	0.55	107
Z3	0.29	0.24	5969	0.06866	1.5	1.4533	1.8	0.15352	1.0	888	30.9	911	10.7	921	8.3	0.46	104
Z4	0.30	0.28	5813	0.06024	3.0	0.8726	3.5	0.10506	1.9	612	64.0	637	16.6	644	11.6	0.49	105
Z5	0.09	0.00	19809	0.06074	1.1	0.7387	1.5	0.08820	1.1	630	23.6	562	6.6	545	5.6	0.62	86

Tabela 4: Tabela com dados isotópicos obtidos a partir de zircões analisados para amostra de anfibolito SM-CMB-147.

IX.3.2. Unidade Serra da Prata

Composta por hornblenda biotita gnaiss homogêneo a bandado intercalado com biotita gnaiss leucocrático, representa a unidade ortoderivada do Domínio Itálva. Quatro amostras foram selecionadas para datação U-Pb, sendo três de hornblenda biotita gnaiss e uma de biotita gnaiss.

Os dados das duas primeiras amostras, apresentadas a seguir, representam o afloramento migmatítico da Unidade Serra da Prata (Figura 14) onde há intercalação de hornblenda biotita gnaiss mesocrático (SM-CM-70A) com biotita gnaiss leucocrático (SM-CM-70B).

AMOSTRA SM-CM-70 A (hornblenda biotita gnaiss mesocrático – tonalítico)

Os zircões presentes nesta amostra têm aparência semelhante, são límpidos, translúcidos, de cor rosada com brilho vítreo, hábito prismático e tamanho pouco variável (1:1, 2:1, 3:1 e 4:1) sendo os maiores frequentemente fraturados (Figura 44).



Figura 44: Fotografia de cristais de zircão de cor rosa e relação comprimento vs. largura de 1:1, 2:1, 3:1 e 4:1. Hornblenda biotita gnaiss (tonalítico) – Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CM-70A – Figura 14).

Foram realizadas 24 análises em 22 zircões cuja concordância é de 87,5 %. Desses zircões, três (Z1, Z13 e Z17 – Tabela 5) plotaram acima da curva concórdia sendo por isso excluídos do estudo.

A idade média concordante fornecida por 20 *spots* foi de 850 ± 30 Ma (Figura 45), interpretada como idade de cristalização.

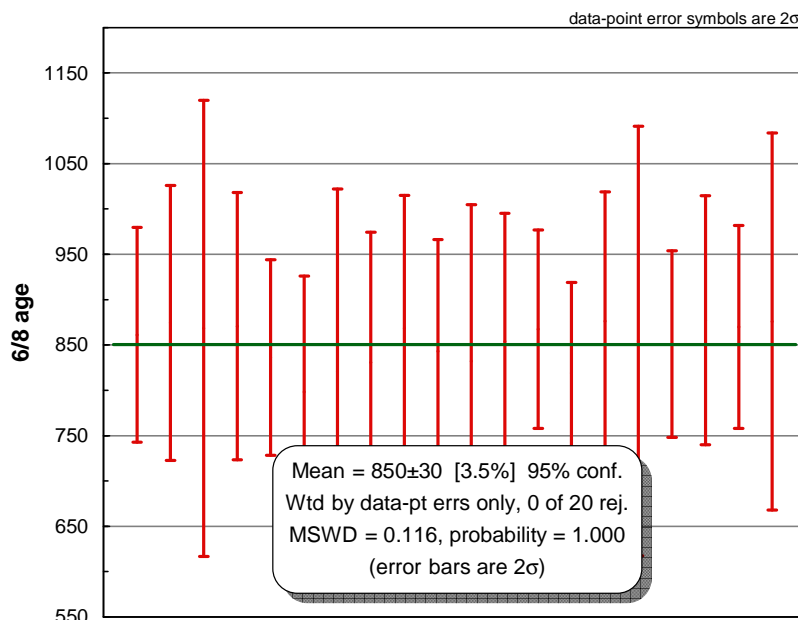


Figura 45: Diagrama de idade média obtida a partir de 20 *spots* em zircões do hornblenda biotita gnaiss mesocrático (tonalítico) da Unidade Serra da Prata (SM-CM-70A - Figura 14).

A análise de núcleo e borda de um zircão (Z15N e Z15B - Tabela 5) forneceu idade de $819 \pm 5,9$ Ma e $670 \pm 7,1$ Ma respectivamente (Figura 46). Esta última pode ser interpretada como idade de metamorfismo, com base na razão Th/U inferior a 0,1 que, segundo Rubatto *et al.* (1999), distingue zircões metamórficos.

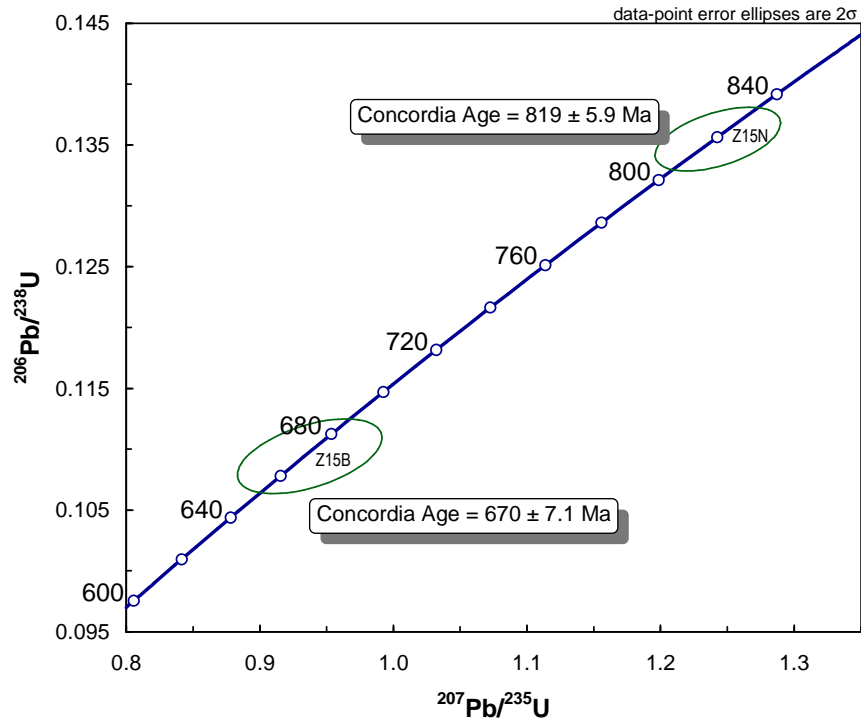


Figura 46: Diagrama de concórdia fornecido por núcleo (Z15N) e borda (Z15B) de um zircão do hornblenda biotita gnaiss mesocrático (tonalítico) da Unidade Serra da Prata (SM-CM-70A – Figura 14).

O metamorfismo ocorrido a $670 \pm 7,1$ Ma pode ser explicado como consequência de um pulso magmático do Arco Rio Negro como já mencionado no item anterior.

Sample SM-CM-70A	f(206) %	Th/U	6/4 ratio	7/6 ratio	1s(%)	7/5 ratio	1s(%)	6/8 ratio	1s(%)	7/6 age	1s(%)	7/5 age	1s(%)	6/8 age	1s(%)	Rho	Conc (%)
<i>SPOT</i>																	
Z1	0.12	0.26	14455	0.06629	1.1	1.3788	1.5	0.15086	1.0	815	22.3	880	8.6	906	8.4	0.63	111
Z2	0.08	0.32	24932	0.06712	0.9	1.3226	1.3	0.14292	0.9	841	19.2	856	7.3	861	6.9	0.62	102
Z3	0.23	0.28	7487	0.06734	1.6	1.3485	1.9	0.14524	1.1	848	33.3	867	11.2	874	8.7	0.52	103
Z4	0.37	0.21	4731	0.06651	2.8	1.3220	3.3	0.14418	1.8	822	58.3	855	19.2	868	14.5	0.53	106
Z5	0.28	0.22	6121	0.06688	1.9	1.3331	2.2	0.14457	1.0	834	40.2	860	12.7	870	8.5	0.44	104
Z6N	0.20	0.28	7413	0.06595	1.1	1.2591	1.4	0.13847	0.8	805	23.5	828	7.9	836	6.4	0.54	104
Z6B	0.11	0.16	15604	0.06705	1.0	1.2187	1.4	0.13182	1.1	839	20.3	809	8.1	798	8.0	0.72	95
Z7	0.10	0.20	18165	0.06875	2.4	1.2866	2.9	0.13573	1.6	891	49.3	840	16.4	820	12.3	0.54	92
Z8	0.24	0.23	7383	0.06500	1.4	1.2325	1.8	0.13751	1.1	774	30.4	815	10.2	831	8.6	0.55	107
Z9	0.17	0.26	11406	0.06627	1.3	1.3174	1.7	0.14419	1.0	815	28.0	853	9.8	868	8.4	0.56	107
Z10	0.45	0.19	3880	0.06607	1.4	1.2723	1.7	0.13966	0.9	809	29.0	833	9.5	843	7.3	0.48	104
Z11	0.11	0.21	15163	0.06684	1.4	1.2695	1.9	0.13777	1.3	833	29.4	832	11.0	832	10.4	0.64	100
Z12	0.20	0.26	8848	0.06599	1.3	1.2891	1.7	0.14167	1.0	806	28.2	841	9.7	854	8.3	0.51	106
Z13	0.29	0.16	4088	0.06456	1.5	1.2406	1.8	0.13938	1.0	760	31.0	819	10.1	841	8.0	0.50	111
Z14	0.23	0.19	7645	0.06671	1.2	1.3244	1.4	0.14400	0.8	829	24.6	856	8.2	867	6.3	0.45	105
Z15B	0.01	0.08	190564	0.06213	2.1	0.9373	2.4	0.10942	1.1	679	44.0	671	11.6	669	7.3	0.46	99
Z15N	0.16	0.27	10593	0.06653	1.3	1.2429	1.5	0.13549	0.8	823	27.6	820	8.7	819	6.1	0.46	100
Z16	0.18	0.28	8653	0.06625	1.3	1.3295	1.6	0.14554	1.0	814	26.7	859	9.4	876	8.2	0.59	108
Z17	0.19	0.20	9235	0.06586	1.3	1.3202	1.5	0.14540	0.8	802	26.9	855	8.7	875	6.6	0.49	109
Z18	0.25	0.19	6981	0.06644	2.2	1.2982	2.8	0.14170	1.7	820	45.5	845	16.0	854	13.9	0.61	104
Z19	0.13	0.19	12886	0.06595	1.1	1.2831	1.4	0.14111	0.8	805	23.9	838	7.8	851	6.0	0.49	106
Z20	0.20	0.23	6247	0.06720	1.1	1.3506	1.4	0.14576	1.0	844	22.0	868	8.3	877	7.8	0.65	104
Z21	0.10	0.20	16953	0.06703	0.9	1.3350	1.2	0.14445	0.8	839	19.5	861	7.1	870	6.4	0.61	104
Z22	0.13	0.20	13326	0.06742	1.9	1.3527	2.4	0.14552	1.4	851	40.2	869	14.1	876	11.9	0.58	103

Tabela 5: Tabela com dados isotópicos obtidos a partir de zircões analisados para a amostra SM-CM-70A da Unidade Serra da Prata.

AMOSTRA SM-CM-70 B (biotita gnaisse leucocrático – granodiorítico)

Observações de campo indicam que o biotita gnaisse leucocrático intrude o hornblenda biotita gnaisse mesocrático. Logo, a amostra SM-CM-70B representa o produto da migmatização da Unidade Serra da Prata como pode ser observado na figura 14.

Os zircões presentes nessa amostra são límpidos de cor rosa com brilho vítreo, translúcidos e com tamanho entre 140 μm e 320 μm e forma variada desde prismas arredondados (1:1) a prismas alongados (2:1 e 3:1) (Figura 47).

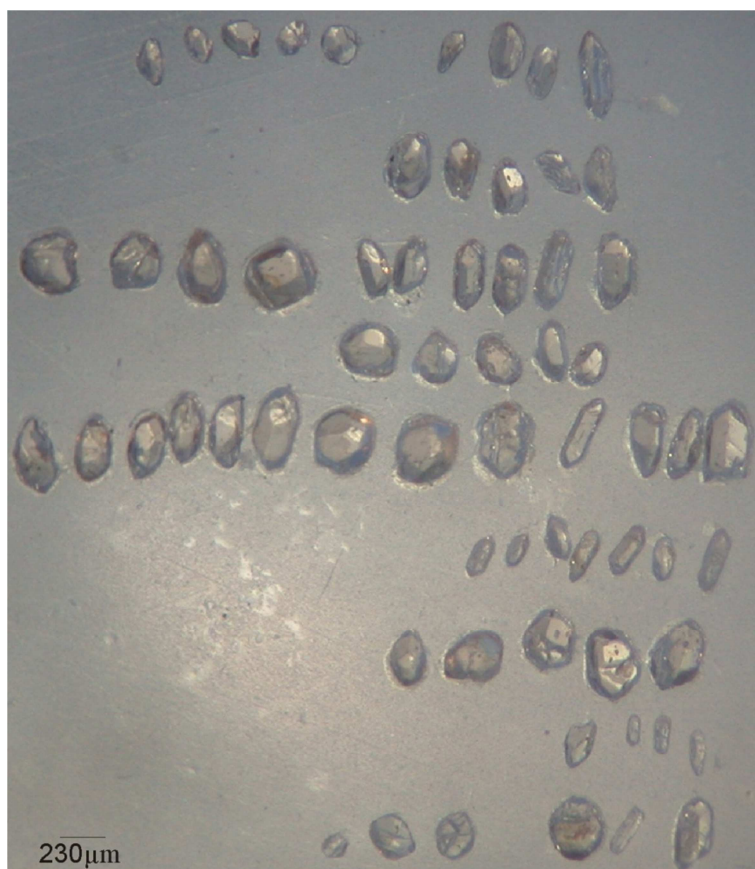


Figura 47: Fotografia de cristais de zircão de hábito prismático, coloração rosa e relação comprimento vs. largura de 1:1, 2:1 e 3:1 de biotita gnaisse (granodiorítico) – Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CM-70B).

Do total de 28 análises realizadas 89,3% apresentaram-se concordantes sendo os zircões Z13, Z17B, Z20B e Z22 excluído do estudo por apresentarem-se altamente discordantes.

A análise dos zircões forneceu três idades concordantes. Observou-se que todos os zircões desta amostra apresentam razão Th/U maior que 0,1 (Tabela 6) o que é uma característica de zircões ígneos segundo Rubatto *et al.* (1999).

A idade média de 20 spots é de 825 ± 30 Ma (Figura 48), idade aproximada a encontrada no hornblenda biotita gnaiss da amostra SM-CM-70A.

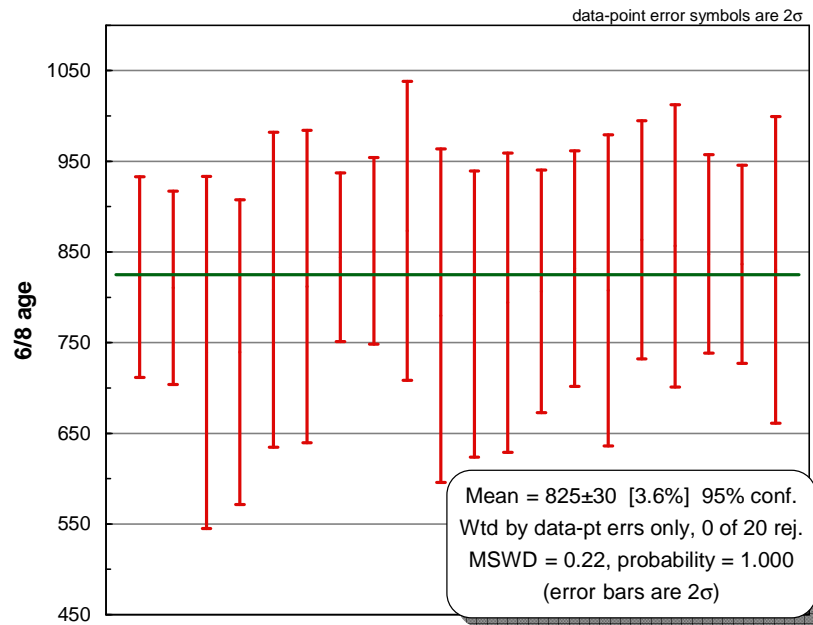


Figura 48: Diagrama de idade média obtido para 20 spots em zircões do biotita gnaiss (granodiorítico) da Unidade Serra da Prata (SM-CM-70B – Figura 14).

Três zircões concordantes (Z5, Z6 e Z19 – Tabela 6) forneceram idade de $731 \pm 4,5$ Ma (Figura 49) que pode ser interpretada como idade de migmatização da Unidade Serra da Prata devido ao incremento de temperatura proveniente do pulso magmático do Arco Rio Negro.

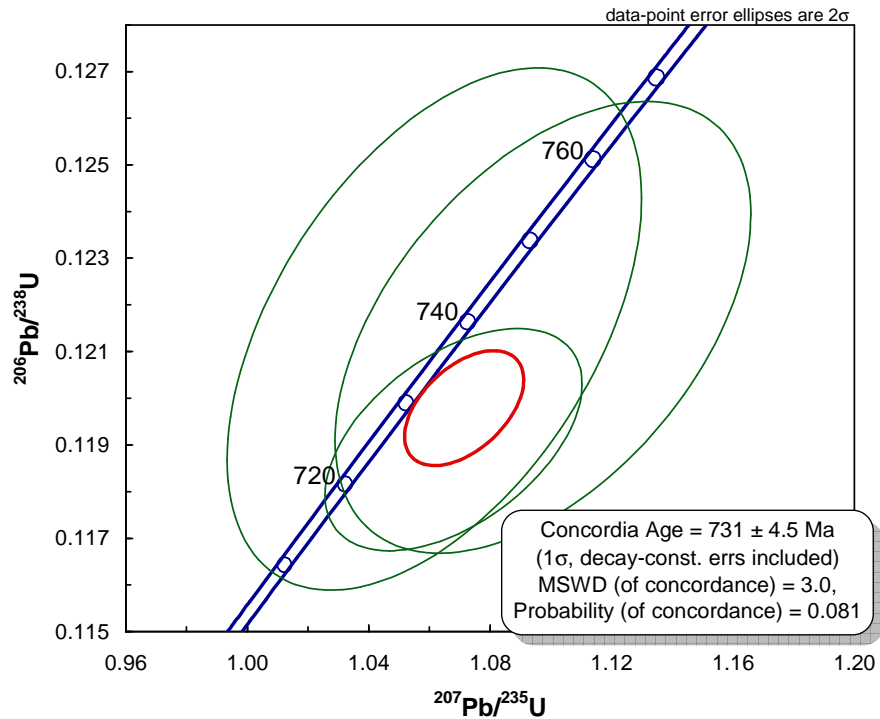


Figura 49: Diagrama de concórdia obtido para três zircões (Z5, Z6 e Z19) do biotita gnaiss (granodiorítico) da Unidade Serra da Prata (SM-CM-70B – Figura 14).

Um zircão (Z20N - Tabela 6) forneceu uma terceira idade concordante de $628 \pm 6,2$ Ma (Figura 50).

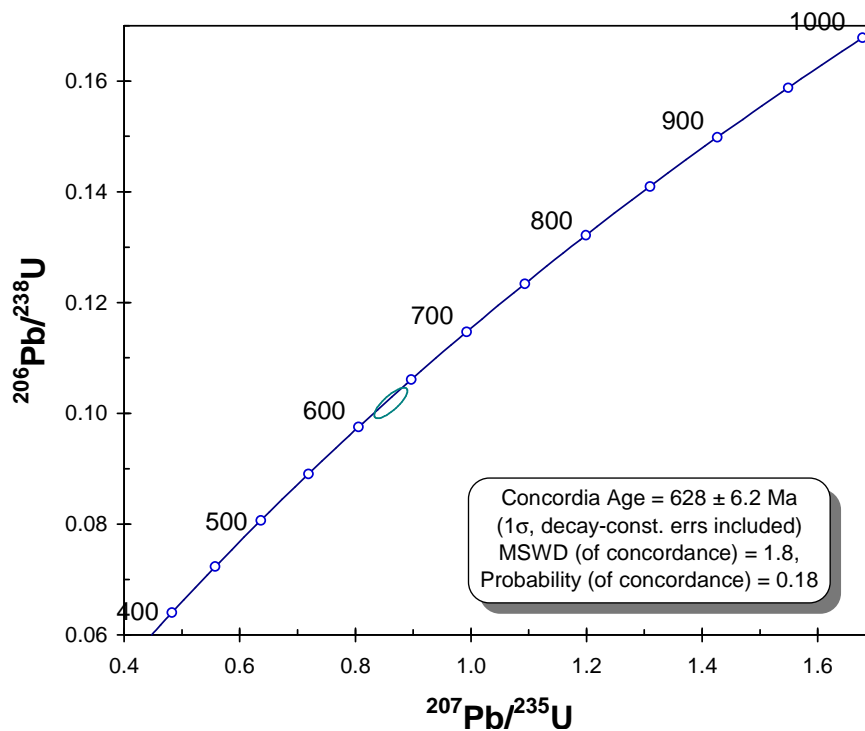


Figura 50: Diagrama de concórdia obtido para o zircão Z20N do biotita gnaiss (granodiorítico) da Unidade Serra da Prata (SM-CM-70B).

Embora a razão Th/U seja maior que 0,1 para o *spot* Z20N (Th/U=0,19), ela é consideravelmente menor em relação a razão Th/U dos demais *spots*. Esse fato indica que o zircão Z20 poderia ser metamórfico.

Portanto a idade de $628 \pm 6,2$ Ma poderia ser interpretada tanto como idade de (re)cristalização (?) magmática provocada por um segundo pulso magmático do arco, ou mesmo como sua idade de cristalização primária, e as mais antigas seriam herança do arco.

Sample SM-CM-70B <i>SPOT</i>	f(206)%	Th/U	6/4 ratio	7/6 ratio	1s(%)	7/5 ratio	1s(%)	6/8 ratio	1s(%)	7/6 age	1s(%)	7/5 age	1s(%)	6/8 age	1s(%)	Rho	Conc (%)
Z1	0.20	0.22	8682	0.06740	1.5	1.2642	1.7	0.13605	0.9	850	30.8	830	9.8	822	6.7	0.42	97
Z2	0.38	0.23	5694	0.06601	1.0	1.2192	1.3	0.13395	0.9	807	20.0	809	7.2	810	6.6	0.61	100
Z3	0.21	0.28	8087	0.06676	1.2	1.2755	1.6	0.13857	1.0	830	25.4	835	8.9	837	7.8	0.58	101
Z4	0.16	0.27	11062	0.06881	2.0	1.3092	2.3	0.13800	1.1	893	41.3	850	13.1	833	8.6	0.46	93
Z5	0.09	0.39	20187	0.06338	1.8	1.0616	2.6	0.12148	1.9	721	38.9	735	13.7	739	13.1	0.50	103
Z6	0.28	0.23	3461	0.06550	2.0	1.0974	2.5	0.12152	1.6	790	41.2	752	13.5	739	11.4	0.46	94
Z7	0.18	0.30	9777	0.06559	1.8	1.2081	2.3	0.13359	1.4	793	37.1	804	12.6	808	10.8	0.50	102
Z8	0.44	0.21	3945	0.06603	3.6	1.2218	3.8	0.13421	1.4	807	75.0	811	21.5	812	10.6	0.34	101
Z9	0.20	0.23	8910	0.06503	1.4	1.0680	1.6	0.11911	0.8	775	29.4	738	8.5	725	5.6	0.44	94
Z10	0.12	0.33	10092	0.06756	1.2	1.3032	1.4	0.13989	0.7	855	24.3	847	7.8	844	5.5	0.43	99
Z11	0.51	0.21	3366	0.06634	2.0	1.2909	2.2	0.14112	0.8	817	42.0	842	12.3	851	6.0	0.29	104
Z12	0.29	0.28	5889	0.07008	2.5	1.4016	2.8	0.14505	1.2	931	52.2	890	16.5	873	9.4	0.41	94
Z13	0.24	0.31	7281	0.06171	1.9	1.1138	2.7	0.13091	1.9	664	41.7	760	14.5	793	14.0	0.45	119
Z14	0.16	0.28	11732	0.06375	1.9	1.1299	2.5	0.12855	1.6	733	39.6	768	13.3	780	11.8	0.45	106
Z15B	0.15	0.20	11402	0.06723	1.5	1.1945	2.0	0.12885	1.4	845	30.5	798	11.1	781	10.1	0.53	92
Z15N	0.13	0.21	13331	0.06643	2.6	1.2006	3.0	0.13108	1.4	820	54.6	801	16.4	794	10.4	0.43	97
Z16	0.20	0.19	8606	0.06727	1.3	1.2362	1.7	0.13328	1.1	846	26.4	817	9.4	807	8.3	0.60	95
Z17N	0.17	0.25	6904	0.06693	1.1	1.2708	1.5	0.13770	1.0	836	23.8	833	8.6	832	7.8	0.61	100
Z17B	0.13	0.35	13097	0.06852	1.0	1.2302	1.3	0.13021	0.8	884	19.9	814	7.2	789	6.3	0.60	89
Z18	0.04	0.19	44828	0.06777	1.0	1.2470	1.7	0.13346	1.4	861	20.2	822	9.6	808	10.6	0.79	94
Z19	0.04	0.28	44165	0.06823	0.7	1.3483	1.2	0.14332	0.9	876	15.3	867	7.0	863	7.6	0.74	99
Z20N	0.04	0.19	24702	0.06134	0.8	0.8614	1.4	0.10185	1.1	651	17.0	631	6.4	625	6.6	0.80	96
Z20B	0.20	0.20	9141	0.06156	0.5	0.7209	1.1	0.08494	1.0	659	11.3	551	4.8	526	5.0	0.89	80
Z21	0.08	0.19	22664	0.06615	2.0	1.2962	2.3	0.14211	1.1	811	41.0	844	13.0	857	9.1	0.48	106
Z22	0.02	0.10	81987	0.06615	0.7	1.0703	1.4	0.11735	1.2	811	15.5	739	7.2	715	7.9	0.80	88
Z23	0.03	0.23	148741	0.06773	0.7	1.3124	1.1	0.14053	0.8	860	15.4	851	6.3	848	6.5	0.61	99
Z24	0.03	0.28	69049	0.06678	0.6	1.2755	1.0	0.13853	0.8	831	12.8	835	5.9	836	6.5	0.77	101
Z25	0.05	0.22	38517	0.06723	1.5	1.2740	2.0	0.13744	1.3	845	30.9	834	11.3	830	10.2	0.63	98

Tabela 6: Tabela com dados isotópicos obtidos a partir de zircões analisados para a amostra SM-CM-70B da Unidade Serra da Prata.

AMOSTRA SM-CB-85 (*hornblenda biotita gnaiss mesocrático – quartzo diorito*)

Os zircões são límpidos de cor rosada com brilho vítreo e hábito prismático. A aparência dos zircões varia no tamanho (100 μm a 300 μm) desde arredondados (1:1) a prismas alongados (6:1) (Figura 51).

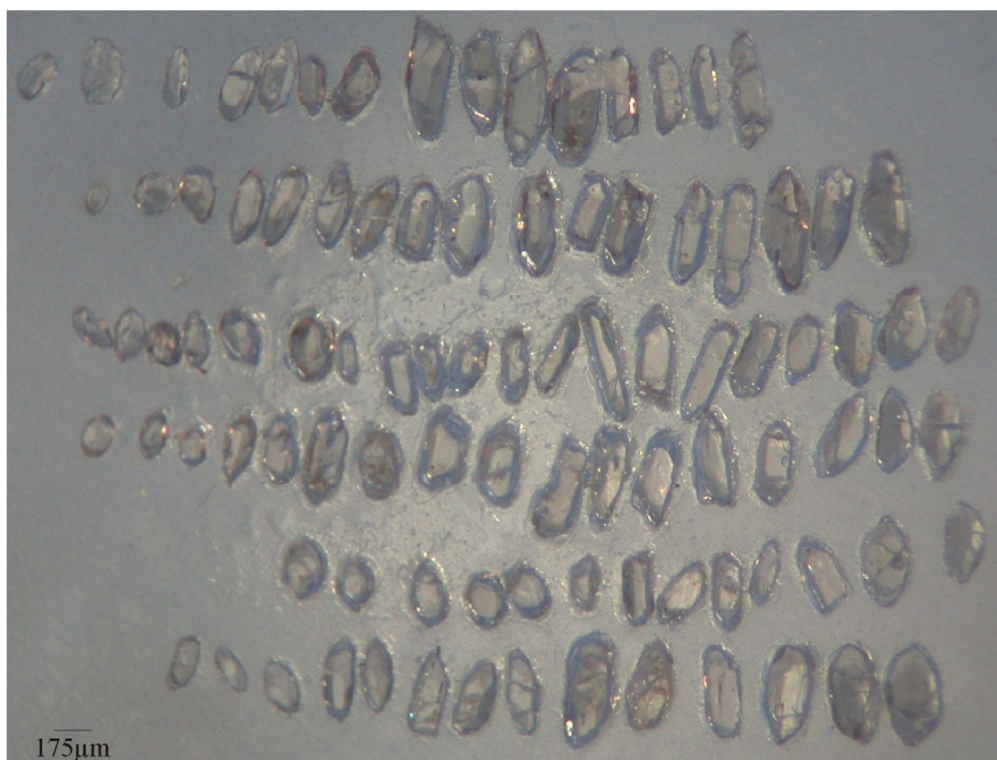


Figura 51: Fotografia de cristais de zircão com relação comprimento vs. largura 1:1, 2:1, 3:1, 5:1 e 6:1 de hornblenda biotita gnaiss (quartzo diorito) – Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CB-85).

No total de 35 análises realizadas 75 % são concordantes. Nove análises (Z1, Z3B, Z3N, Z6, Z7, Z9, Z10, Z15B e Z29 – Tabela 7) foram descartadas por apresentar alto erro e/ou plotarem acima da curva concórdia.

A análise de 23 spots, com razão Th/U maior que 0,1, forneceram a idade média concordante de 861 ± 34 Ma interpretada como idade de cristalização magmática. (Figura 52).

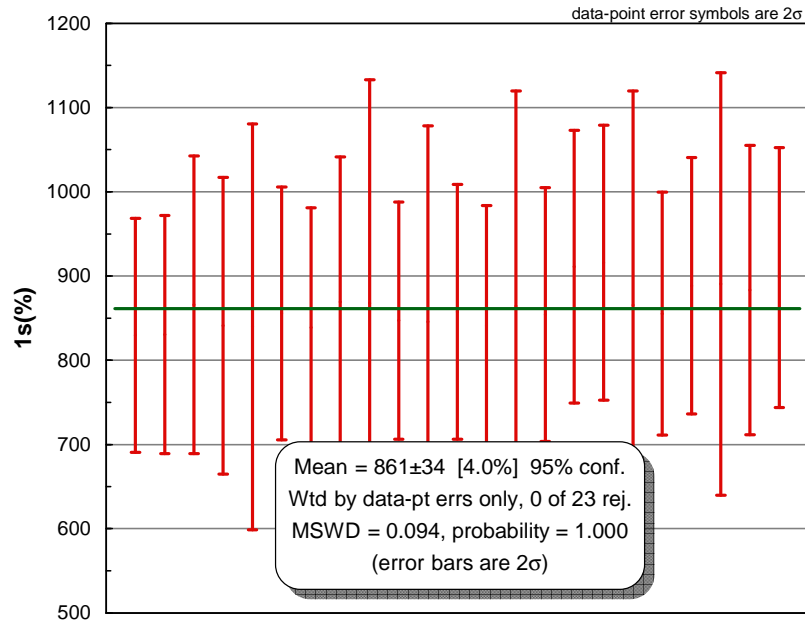


Figura 52: Diagrama de idade média fornecido por análise de 23 spots de hornblenda biotita gnaiss (quartzo diorítico) da Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CB-85).

A análise da borda de três zircões (Z14B, Z17B e Z23B – Tabela 7) forneceu idade concordante de $601 \pm 2,5$ Ma (Figura 53). Esses zircões apresentam razão Th/U menor que 0,1 reforçando a interpretação desta idade como idade do metamorfismo.

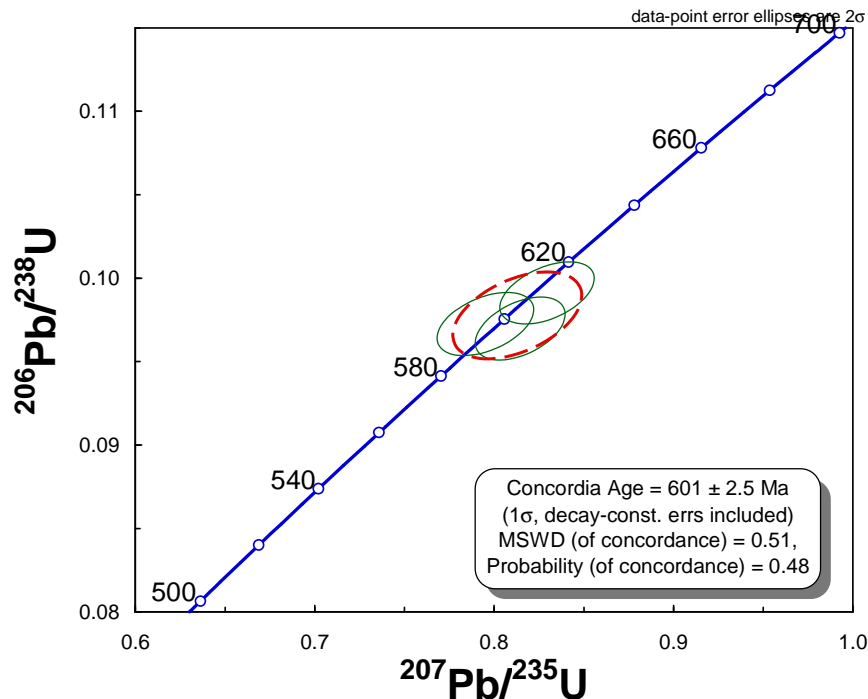


Figura 53: Diagrama de concórdia fornecido por bordas de três zircões (Z14B, Z17B, e Z23B – Tabela 7) de hornblenda biotita gnaiss (quartzo diorítico) da Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CB-85).

Sample SM-CB-85	f(206)%	Th/U	6/4 ratio	7/6 ratio	1s(%)	7/5 ratio	1s(%)	6/8 ratio	1s(%)	7/6 age	1s(%)	7/5 age	1s(%)	6/8 age	1s(%)	Rho	Conc (%)
<i>SPOT</i>																	
Z1	0.48	0.33	3596	0.06529	1.4	1.2394	1.8	0.13768	1.1	784	29.6	819	10.2	832	8.9	0.54	106
Z2	0.64	0.27	2378	0.06727	2.1	1.2740	2.3	0.13736	1.1	846	43.1	834	13.3	830	8.4	0.39	98
Z3B	0.09	0.04	20660	0.06251	1.0	0.7255	1.5	0.08418	1.0	692	22.1	554	6.3	521	5.2	0.66	75
Z3N	0.26	0.31	6587	0.08787	12.0	2.1470	17.2	0.17721	12.4	1380	230.3	1164	119.4	1052	120.1	0.72	76
Z4	0.33	0.30	5318	0.06655	2.0	1.2615	2.3	0.13749	1.1	824	42.0	829	13.0	830	8.5	0.41	101
Z5	0.69	0.31	1984	0.06724	1.9	1.3326	2.3	0.14374	1.3	845	40.3	860	13.4	866	10.2	0.50	102
Z6	0.40	0.32	4299	0.07103	1.3	1.3479	1.7	0.13764	1.1	958	27.0	867	10.1	831	8.8	0.60	87
Z7	0.85	0.26	2053	0.06405	3.4	1.1988	4.9	0.13574	3.5	743	72.2	800	27.0	821	26.8	0.69	110
Z8	0.58	0.23	3008	0.06649	2.6	1.2775	2.9	0.13936	1.3	822	53.9	836	16.5	841	10.5	0.40	102
Z9	0.35	0.24	5764	0.06427	2.4	1.2296	2.6	0.13876	1.1	751	49.9	814	14.7	838	9.0	0.37	112
Z10	0.65	0.24	2663	0.06729	1.7	1.4181	2.0	0.15284	1.1	847	35.3	897	12.0	917	9.2	0.47	108
Z11N	0.42	0.28	4107	0.06682	4.3	1.2816	4.6	0.13911	1.8	832	88.9	838	26.5	840	14.4	0.38	101
Z11B	0.22	0.23	8019	0.06704	1.9	1.3122	2.2	0.14196	1.1	839	40.6	851	12.9	856	8.8	0.43	102
Z12	0.29	0.30	4189	0.06552	1.7	1.2554	2.0	0.13896	1.1	791	36.5	826	11.6	839	8.5	0.47	106
Z13	0.32	0.18	5345	0.06716	1.6	1.3369	2.0	0.14438	1.2	843	34.1	862	11.9	869	9.9	0.55	103
Z14N	0.22	0.33	8025	0.06770	2.6	1.3453	3.2	0.14412	1.9	859	55.0	866	18.9	868	15.3	0.55	101
Z14B	0.04	0.03	43184	0.06078	1.0	0.8119	1.2	0.09688	0.8	631	20.9	604	5.7	596	4.5	0.46	94
Z15N	0.29	0.21	3957	0.06960	1.5	1.3476	1.8	0.14042	1.0	917	30.4	867	10.5	847	8.3	0.52	92
Z15B	0.12	0.06	14430	0.06078	1.3	0.7585	1.8	0.09051	1.2	632	29.1	573	7.8	559	6.2	0.62	88
Z16	0.24	0.29	7104	0.06814	2.8	1.3173	3.3	0.14022	1.7	873	58.2	853	19.1	846	13.7	0.49	97
Z17N	0.54	0.26	3210	0.06768	2.4	1.3275	2.6	0.14225	1.1	859	49.6	858	15.2	857	8.8	0.35	100
Z17B	0.11	0.04	19777	0.05922	1.1	0.7932	1.4	0.09714	0.8	575	24.7	593	6.2	598	4.5	0.45	104
Z18	0.25	0.29	7044	0.06742	1.5	1.2951	1.9	0.13932	1.1	851	32.1	844	10.8	841	8.5	0.52	99
Z19	0.39	0.31	4399	0.06675	3.6	1.3205	4.0	0.14348	1.8	830	75.2	855	23.4	864	14.8	0.43	104
Z20	0.24	0.29	7099	0.06828	1.6	1.3339	2.0	0.14168	1.1	877	33.7	861	11.4	854	8.8	0.50	97
Z21	0.19	0.28	10145	0.06904	1.6	1.4451	1.9	0.15181	1.0	900	32.9	908	11.4	911	8.9	0.49	101
Z22	0.24	0.30	7168	0.06829	1.7	1.4372	2.0	0.15264	1.0	877	35.1	905	11.9	916	8.9	0.48	104
Z23N	0.30	0.30	5690	0.06944	3.4	1.3758	3.8	0.14370	1.8	912	69.5	879	22.5	866	14.7	0.45	95
Z23B	0.00	0.04	427030	0.06064	1.1	0.8279	1.3	0.09902	0.8	626	23.0	612	6.1	609	4.5	0.47	97
Z24	0.26	0.09	9583	0.06941	1.7	1.3579	2.0	0.14189	1.1	911	34.1	871	11.5	855	8.4	0.49	94
Z25	0.26	0.23	6550	0.06822	1.8	1.3896	2.1	0.14774	1.0	875	36.7	885	12.1	888	8.6	0.45	101
Z26	0.14	0.29	12030	0.06810	3.0	1.3910	3.4	0.14814	1.7	872	61.1	885	20.1	891	14.1	0.46	102
Z27	0.20	0.27	8719	0.06904	1.4	1.3982	1.8	0.14688	1.2	900	29.3	888	10.9	883	9.7	0.58	98
Z28	0.15	0.20	11569	0.06794	1.5	1.4004	1.8	0.14950	1.0	867	31.2	889	10.8	898	8.6	0.50	104
Z29	0.20	0.29	8628	0.06699	1.6	1.4252	1.8	0.15430	0.8	838	34.1	900	10.9	925	6.9	0.33	110

Tabela 7: Tabela com dados isotópicos obtidos a partir de zircões analisados para a amostra SM-CB-85 da Unidade Serra da Prata.

AMOSTRA SM-CM-69 ((hornblenda) biotita gnaiss leucocrático – granodiorítico)

Os zircões analisados, em um total de 22 zircões, são prismáticos a xenomórficos com coloração marrom, amarela, rosa e branco translúcido, tamanho variado (50 μm a 300 μm) e apresentam relação comprimento vs. largura 2:1 e 3:1 (Figura 54).

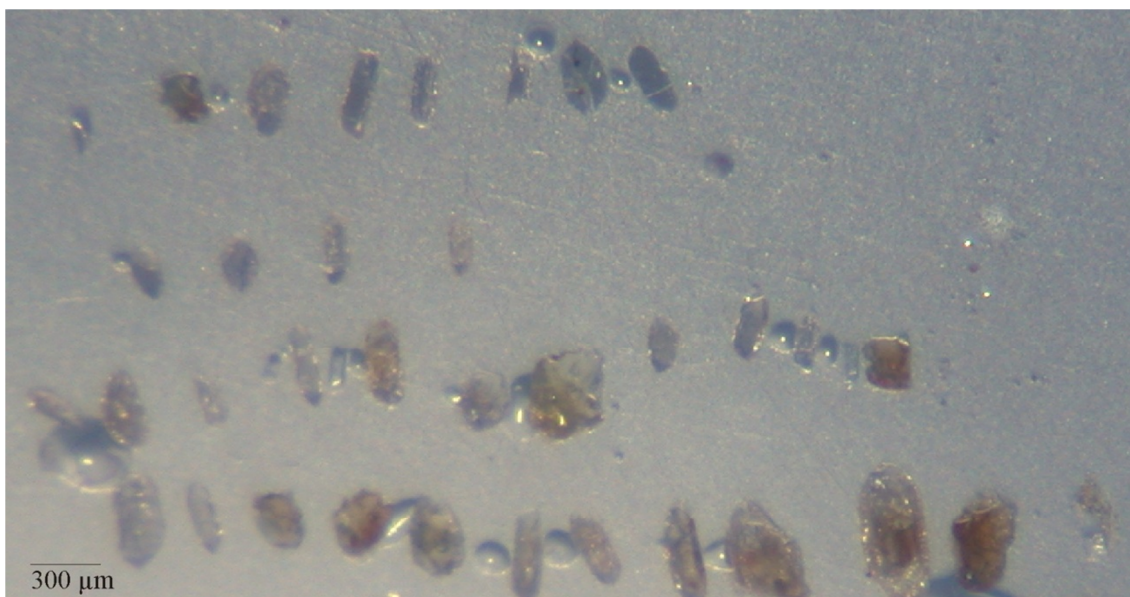


Figura 54: Fotografia de cristais de zircão com relação comprimento vs. largura de 2:1 e 3:1 de (hornblenda) biotita gnaiss (granodiorítico) – Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CM-69).

Do total de 22 zircões analisados 77% são concordantes. Cinco zircões (Z1, Z14, Z15, Z16 e Z22 – Tabela 8) revelaram-se altamente discordantes sendo por isso excluídos do estudo.

Oito zircões (Z3, Z4, Z5, Z7, Z11, Z19, Z20, Z21 – Tabela 8) forneceram a idade média concordante de 835 ± 24 Ma que pode ser interpretada como idade de cristalização magmática (Figura 55).

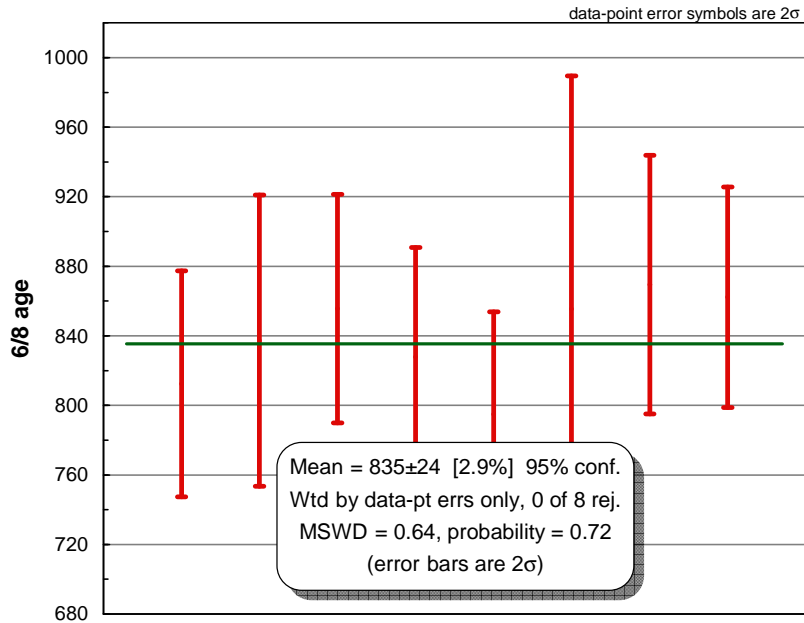


Figura 55: Diagrama de idade média obtido a partir da análise de oito zircões (Z3, Z4, Z5, Z7, Z11, Z19, Z20, Z21) do hornblenda biotita gnaiss (granodiorítico) – Unidade Serra da Prata (SM-CM-69).

O zircão Z9, com razão Th/U maior que 0,1 (Tabela 8), forneceu a idade de $753 \pm 6,9$ Ma (Figura 56).

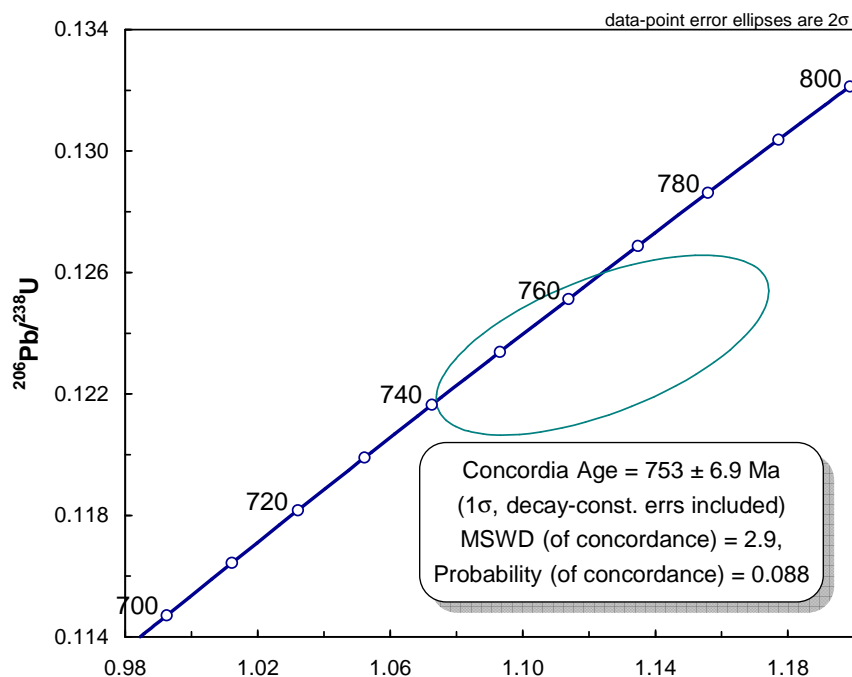


Figura 56: Diagrama de concórdia obtido para o zircão Z9 – Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CM-69).

Assim como a amostra SM-CM-70B, a rocha do ponto SM-CM-69 plota no campo granodiorito segundo o diagrama QAP de Streckeisen. É notável que apenas

as amostras granodioríticas apresentem idades em torno de 750 Ma o que corrobora para a interpretação de que estas duas amostras sejam produto da fusão parcial de tonalitos/quartzo dioritos da Unidade Serra da Prata.

Logo a idade de $753 \pm 6,9$ Ma pode ser interpretada como idade de cristalização magmática ocorrida após a migmatização da Unidade Serra da Prata devido ao incremento de temperatura provavelmente ocasionado por um pulso magmático do Arco Rio Negro.

Um zircão (Z6) apresenta razão Th/U maior que 0,1 e fornece a idade concordante de $663 \pm 5,7$ Ma (Figura 57) que poderia ser interpretada tanto como idade de recristalização (?) magmática provocada por um segundo pulso magmático do arco, ou mesmo como sua idade de cristalização primária, e as mais antigas seriam herança do arco.

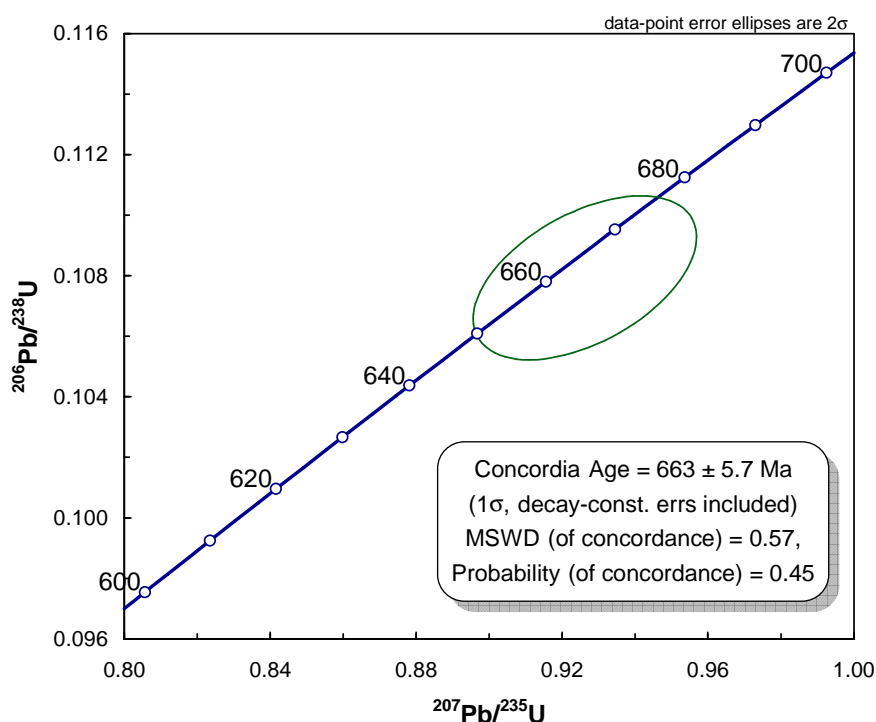


Figura 57: Diagrama de concórdia obtido a partir da análise do zircão (Z6) do hornblenda biotita gnaiss (granodiorítico) – Unidade Serra da Prata (SM-CM-69).

Quatro zircões (Z10, Z12, Z17 e Z18 – Tabela 8), interpretados como metamórficos por apresentarem razão Th/U menor que 0,1, forneceram idade média concordante de 638 ± 35 Ma (Figura 58). Este metamorfismo pode está associado ao segundo pulso do arco.

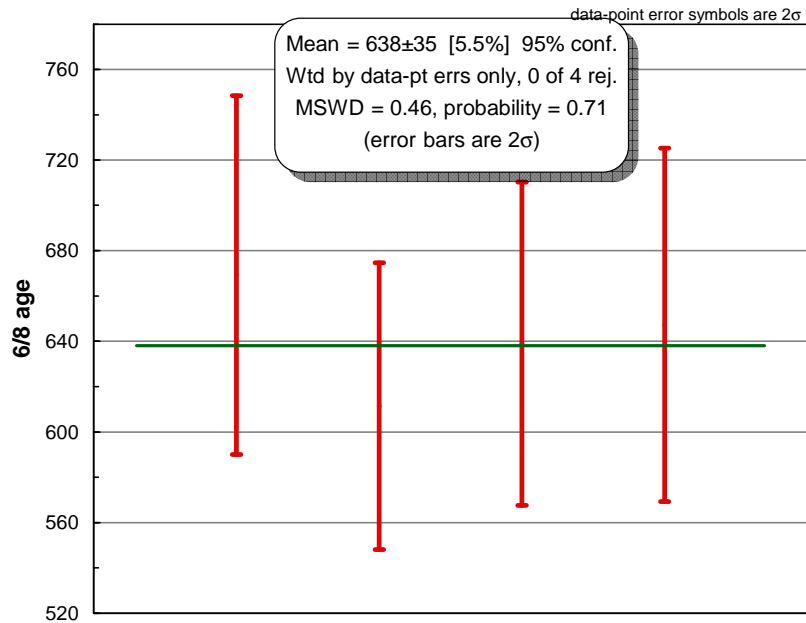


Figura 58: Diagrama de idade média obtido a partir da análise de quatro zircões (Z10, Z12, Z17 e Z18), do hornblenda biotita gnaiss (granodiorítico) – Unidade Serra da Prata (SM-CM-69).

Os últimos três zircões (Z2, Z8 e Z13 – Tabela 8) com razão Th/U inferior a 0,1, forneceram a idade do evento metamórfico tardio ocorrido a $578 \pm 3,2$ Ma (Figura 59).

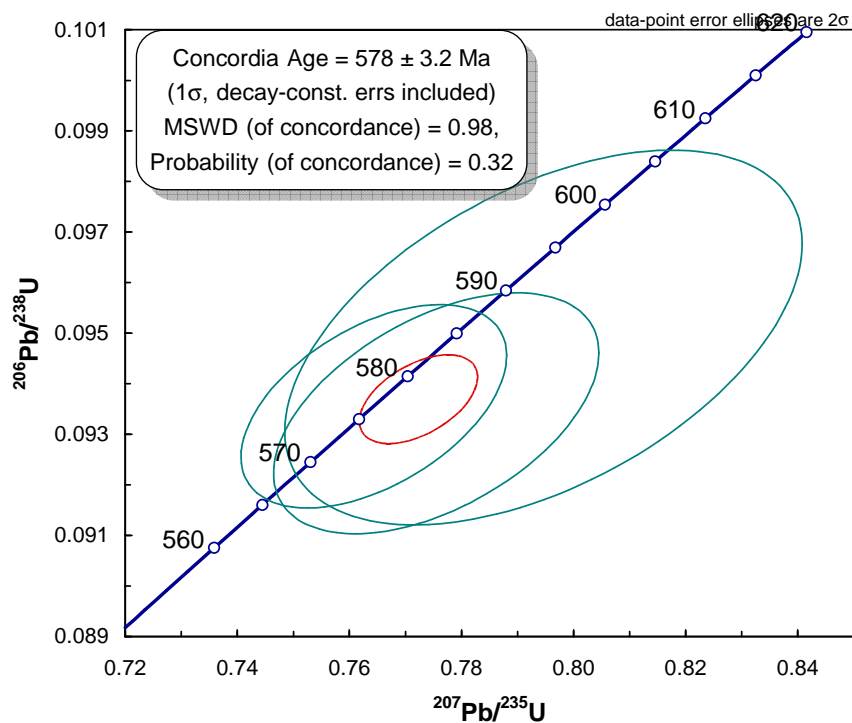


Figura 59: Diagrama de concórdia obtido para três zircões (Z2, Z8 e Z13 – Tabela 8) do hornblenda biotita gnaiss (granodiorítico) – Unidade Serra da Prata (Amostra SM-CM-69).

Portanto as idades de cristalização magmática para hornblenda biotita gnaisse da Unidade Serra da Prata são de 864 ± 47 Ma, 843 ± 35 Ma, 832 ± 34 Ma e 829 ± 56 Ma. Os episódios termais, associados a pulsos magmáticos do arco, registram idades de $731 \pm 4,5$ e $753 \pm 6,9$ Ma para migmatização da unidade e $670 \pm 7,1$ Ma, $663 \pm 5,7$, 638 ± 38 Ma e $628 \pm 6,2$ Ma para o metamorfismo. As idades de 601 e $578 \pm 3,2$ Ma datam o evento metamórfico tardio.

Sample SM-CM-69	f(206)%	Th/U	6/4 ratio	7/6 ratio	1s(%)	7/5 ratio	1s(%)	6/8 ratio	1s(%)	7/6 age	1s(%)	7/5 age	1s(%)	6/8 age	1s(%)	Rho	Conc (%)
<i>SPOT</i>																	
Z1	1.89	0.24	949	0.08964	1.5	0.9773	1.8	0.07908	1.1	1418	29.0	692	9.3	491	5.0	0.52	35
Z2	0.05	0.06	30852	0.05926	0.9	0.7644	1.3	0.09355	0.9	577	19.8	577	5.6	577	4.8	0.64	100
Z3	0.16	0.11	10704	0.06573	1.4	1.2171	1.8	0.13430	1.0	798	29.8	808	9.9	812	8.0	0.55	102
Z4	0.03	0.36	57505	0.06592	1.9	1.2606	2.3	0.13870	1.3	804	39.7	828	12.9	837	10.0	0.53	104
Z5	0.18	0.21	9459	0.06496	1.3	1.2714	1.6	0.14194	1.0	773	26.9	833	9.1	856	7.7	0.50	111
Z6	0.07	0.87	18368	0.06224	0.9	0.9263	1.4	0.10793	1.0	683	18.8	666	6.6	661	6.4	0.72	97
Z7	0.06	0.39	29041	0.06759	1.0	1.2769	1.4	0.13702	1.0	856	20.8	835	8.0	828	7.6	0.65	97
Z8	0.08	0.09	21689	0.06072	1.8	0.7946	2.4	0.09491	1.6	629	37.9	594	10.7	585	8.9	0.63	93
Z9	0.28	0.19	6222	0.06595	1.5	1.1241	1.8	0.12361	1.0	805	32.2	765	9.8	751	6.9	0.45	93
Z10	0.02	0.00	54167	0.06123	0.8	0.9234	1.2	0.10939	0.9	647	16.1	664	5.8	669	5.9	0.73	103
Z11	0.15	0.41	11303	0.06653	1.0	1.2037	1.4	0.13123	1.0	823	20.7	802	7.8	795	7.4	0.66	97
UQZ	0.01	0.12	199484	0.07821	1.4	2.1004	2.4	0.19477	1.9	1152	27.8	1149	16.5	1147	20.4	0.76	100
Z12	0.02	0.00	92180	0.06130	0.8	0.8408	1.2	0.09948	0.9	650	17.8	620	5.6	611	5.2	0.63	94
Z13	0.06	0.07	57770	0.06021	1.1	0.7755	1.5	0.09341	1.0	611	24.2	583	6.8	576	5.7	0.63	94
Z14	2.30	0.49	777	0.11167	1.4	1.2778	1.9	0.08299	1.2	1827	26.3	836	10.8	514	6.1	0.61	28
Z15	0.65	1.19	2746	0.07817	2.6	0.9271	3.1	0.08601	1.8	1151	50.8	666	15.2	532	9.1	0.55	46
Z16	1.80	1.07	993	0.08259	1.4	0.9924	1.8	0.08715	1.0	1260	28.2	700	8.9	539	5.2	0.46	43
Z17	0.02	0.00	87374	0.06071	0.7	0.8721	1.2	0.10419	0.9	629	15.7	637	5.5	639	5.6	0.73	102
Z18	0.05	0.00	35674	0.06039	1.0	0.8794	1.4	0.10562	1.0	618	21.0	641	6.5	647	6.0	0.66	105
Z19	0.39	0.13	4448	0.06866	2.9	1.3436	3.5	0.14191	2.0	889	60.3	865	20.5	855	15.7	0.54	96
Z20	0.18	0.37	9420	0.06688	1.5	1.3314	1.8	0.14439	1.1	834	30.3	859	10.4	869	8.6	0.54	104
Z21	0.12	0.38	45995	0.06603	1.3	1.3030	1.6	0.14311	0.9	807	27.8	847	9.2	862	7.4	0.51	107
Z22	4.46	0.12	401	0.12637	1.6	1.4486	1.9	0.08314	1.0	2048	27.6	909	11.2	515	5.1	0.51	25
UQZ	0.05	0.12	31406	0.07781	1.3	2.1624	2.0	0.20157	1.6	1142	25.4	1169	14.0	1184	16.8	0.72	104

Tabela 8: Tabela com dados isotópicos obtidos a partir de zircões analisados para a amostra SM-CM-69 da Unidade Serra da Prata.

IX.3.3. Unidade Macuco

Unidade Macuco é composta por biotita gnaisse, localmente com granada e sillimanita. A homogeneidade observada nos afloramentos visitados sugere que esta é uma unidade ortoderivada.

O único dado geoquímico referente ao Domínio Italva, tratado no *item VIII*, indica que a Unidade Macuco deriva de granitos sincolisionais. Além disso, sugerem que esta unidade é produto da fusão de uma rocha paraderivada, uma vez que a amostra analisada apresenta composição riolítica/granítica e índice de Shand maior que um.

Duas amostras foram analisadas e os resultados obtidos estão descritos a seguir.

AMOSTRA SM-CM-07 ((granada) biotita gnaisse com sillimanita)

A amostra apresenta zircões de forma, tamanho (130 μm a 425 μm) e cor variada. A coloração varia de rosado translúcido com brilho vítreo a marrom fosco a translúcido. O hábito, em geral, é prismático (1:1, 2:1 e 3:1) (Figura 60). Alguns zircões são fraturados, principalmente os maiores, podendo conter inclusão sólida.

Uma fração é composta por monazita com arestas arredondadas (1:1 e 2:1).

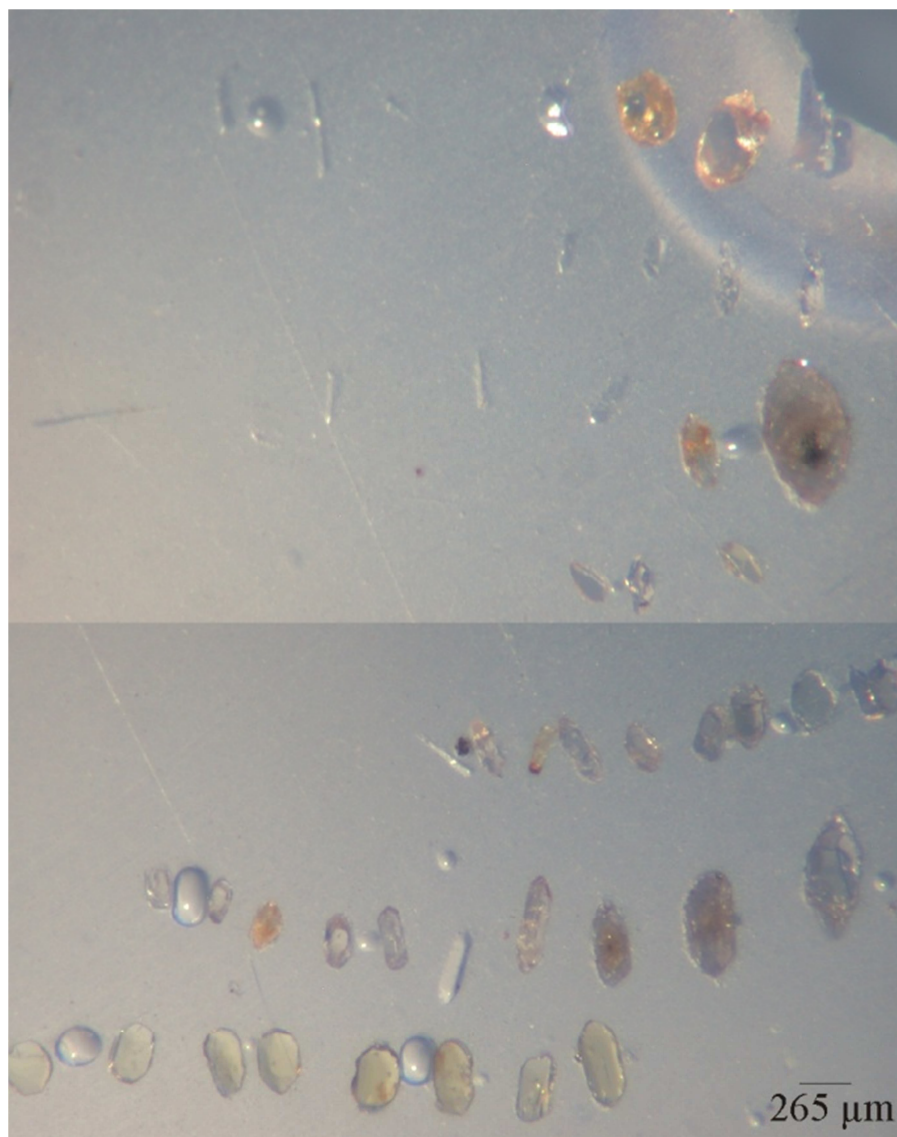


Figura 60: Fotografia de cristais de zircão com relação comprimento vs. largura 1:1, 2:1 e 3:1 de hábito prismático a alongado. Os cristais arredondados de cor amarelada são monazita. Ambos pertencem ao (granada) biotita gnaissé – Unidade Macuco (Amostra SM-CM-07).

Dos quinze zircões analisados 46,6% são concordantes. Nove zircões (Z1, Z2, Z3, Z4, Z5, Z7, Z8, Z10 e Z22 – Tabela 9) foram descartados por apresentarem alto índice de discordância. Das sete monazitas analisadas apenas o spot Z17 foi excluído devido ao alto índice de discordância.

Um zircão (Z13) apresenta idade Pb_{206}/P_{208} em torno de 1200 Ma (Tabela 9) que poderia ser interpretada como idade herdada da provável fonte paraderivada da qual a Unidade Macuco provem.

Um grupo de quatro zircões dentre os quais dois (Z9 e Z14 – Tabela 9), com razão Th/U maior que 0,1 (ígneos), e dois (Z6 e Z11 – Tabela 9), com razão Th/U

menor que 0,1 (metamórficos), forneceram a idade concordante de $606 \pm 2,3$ Ma (Figura 61).

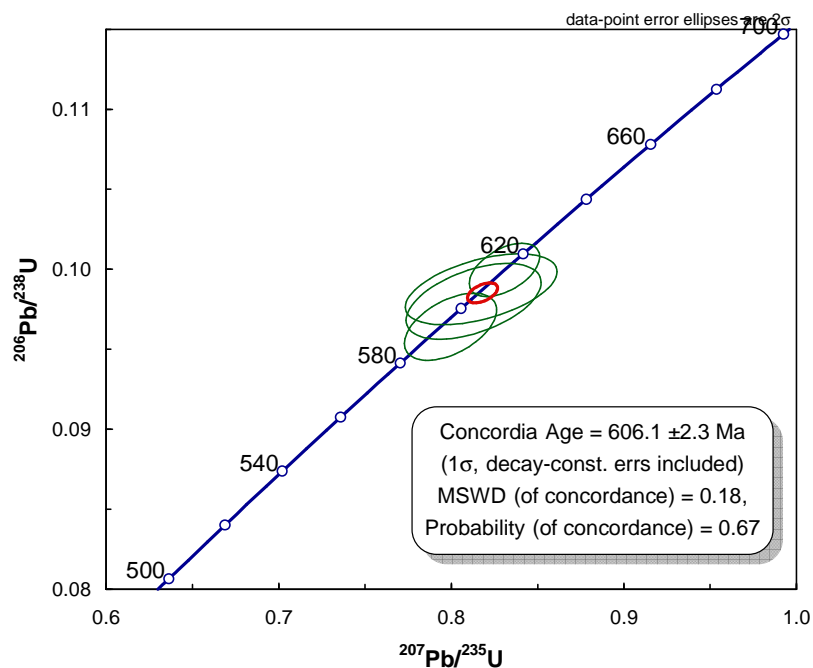


Figura 61: Diagrama de concórdia fornecido por cinco zircões (Z6, Z9, Z11 e Z14) de (granada) biotita gnaissé – Unidade Macuco (Amostra SM-CM-07).

Considerando que esta unidade é produto da migmatização de uma rocha paraderivada, a idade de $606 \pm 2,3$ Ma foi interpretada como idade da anatexia com cristalização de zircões durante o metamorfismo anatótico.

A família de monazitas analisadas é representada por seis grãos (Z15, Z16, Z18, Z19, Z20 e Z21) arredondados de cor amarela pertencentes a fração magnética atraída a 0,5A no separador eletromagnético Frantz. Essas forneceram uma idade concordante de 516 ± 21 Ma (Figura 62) que foi interpretada como idade do último evento metamórfico.

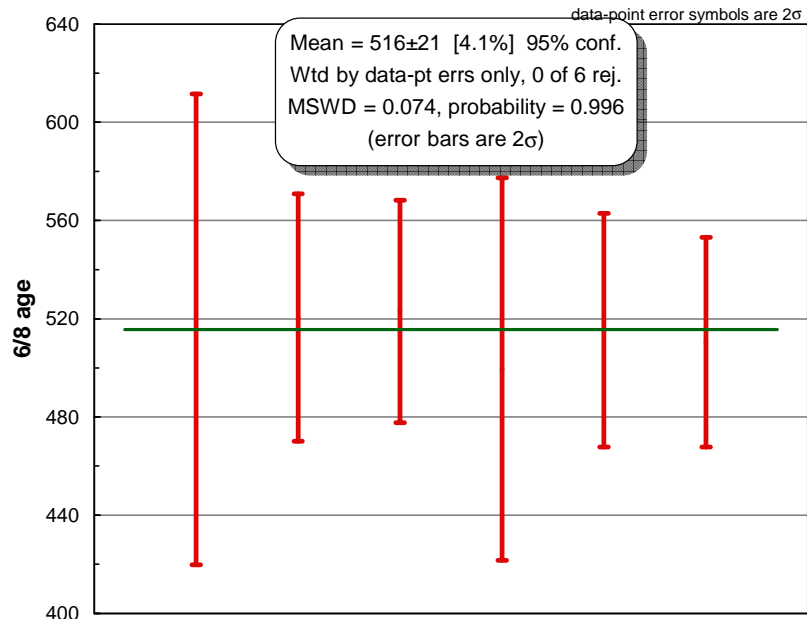


Figura 62: Diagrama de idade média fornecido por seis monazitas (Z15, Z16, Z18, Z19, Z20 e Z21) de (granada) biotita gnaiss – Unidade Macuco (Amostra SM-CM-07).

Sample SM-CM-07	f(206)%	Th/U	6/4 ratio	7/6 ratio	1s(%)	7/5 ratio	1s(%)	6/8 ratio	1s(%)	7/6 age	1s(%)	7/5 age	1s(%)	6/8 age	1s(%)	Rho	Conc (%)
<i>SPOT</i>																	
Z1	1.46	0.35	1213	0.05933	2.7	0.7945	3.4	0.09712	2.0	579	58.6	594	15.1	598	11.5	0.57	103
Z2	0.06	0.20	128107	0.06067	1.4	0.7214	1.6	0.08624	0.9	628	29.9	552	7.0	533	4.5	0.42	85
Z3	0.37	0.41	4894	0.06037	1.8	0.6889	2.0	0.08276	0.9	617	39.0	532	8.4	513	4.6	0.39	83
Z4	1.03	0.26	1742	0.06061	2.5	0.7067	2.9	0.08457	1.5	625	53.9	543	12.2	523	7.5	0.48	84
Z5	0.20	0.01	8938	0.06351	0.7	0.8896	1.2	0.10160	0.9	725	15.8	646	5.7	624	5.6	0.76	86
Z6	0.06	0.02	21138	0.06015	1.0	0.7995	1.4	0.09641	0.9	609	22.5	597	6.2	593	5.0	0.61	97
Z7	0.68	0.30	2609	0.05429	2.5	0.7177	2.7	0.09587	1.1	383	56.5	549	11.6	590	6.1	0.36	154
Z8	1.64	0.46	1088	0.06139	6.7	0.7510	8.5	0.08872	5.2	653	143.2	569	36.9	548	27.4	0.61	84
Z9	0.28	0.31	6358	0.06016	1.7	0.8129	2.0	0.09800	1.0	609	36.7	604	8.9	603	5.7	0.44	99
Z10	0.49	0.38	2829	0.05703	2.3	0.7390	2.5	0.09398	0.9	493	50.6	562	10.6	579	4.8	0.30	118
Z11	0.07	0.00	23851	0.06028	0.7	0.8308	1.0	0.09996	0.7	614	15.9	614	4.6	614	4.0	0.61	100
UQZ	0.01	0.09	154553	0.07802	1.0	2.1000	1.8	0.19520	1.4	1147	19.6	1149	12.0	1149	15.2	0.77	100
Z12	0.38	0.37	4625	0.05877	1.7	0.7593	2.0	0.09370	1.1	559	37.8	574	8.9	577	5.9	0.50	103
Z13	0.10	0.23	35069	0.08259	0.8	2.3052	1.1	0.20243	0.7	1260	16.2	1214	7.8	1188	7.9	0.61	94
Z14	0.51	0.34	3501	0.06003	2.0	0.8173	2.2	0.09875	0.9	605	43.2	607	10.0	607	5.3	0.38	100
Z15	0.02	18.05	106507	0.05888	0.7	0.6760	2.0	0.08328	1.9	563	15.5	524	8.2	516	9.3	0.89	92
Z16	0.01	6.38	130603	0.05939	0.6	0.6886	1.2	0.08409	1.0	581	13.8	532	4.8	520	4.8	0.84	90
Z17	0.02	11.35	101604	0.05966	0.6	0.6652	1.1	0.08087	0.9	591	13.3	518	4.4	501	4.3	0.83	85
Z18	0.02	16.07	72399	0.05930	0.7	0.6910	1.1	0.08450	0.9	578	15.3	533	4.6	523	4.3	0.76	90
Z19	0.02	14.53	74012	0.05969	0.9	0.6631	1.9	0.08057	1.6	592	19.8	516	7.5	500	7.8	0.82	84
Z20	0.02	15.96	91593	0.05861	0.6	0.6726	1.1	0.08322	0.9	553	13.8	522	4.6	515	4.6	0.81	93
Z21	0.02	17.22	199964	0.05776	0.6	0.6563	1.0	0.08241	0.9	521	13.0	512	4.2	510	4.2	0.81	98
Z22	0.05	0.08	32589	0.05818	1.0	0.8484	1.4	0.10576	1.0	536	22.7	624	6.7	648	6.2	0.68	121
UQZ	0.02	0.09	96963	0.07716	0.9	2.1106	1.4	0.19837	1.1	1125	18.6	1152	9.8	1167	11.4	0.66	104

Tabela 9: Tabela com dados isotópicos obtidos a partir de zircões analisados para a amostra SM-CM-07 da Unidade Macuco.

AMOSTRA SM-CM-02 (granada biotita gnaisse)

Os zircões desta amostra são semelhantes com cor pouco amarelada e rosada, translúcidos e com brilho vítreo. São de hábito prismático com relação comprimento vs. largura 1:1, 2:1 e 3:1 (Figura 63).

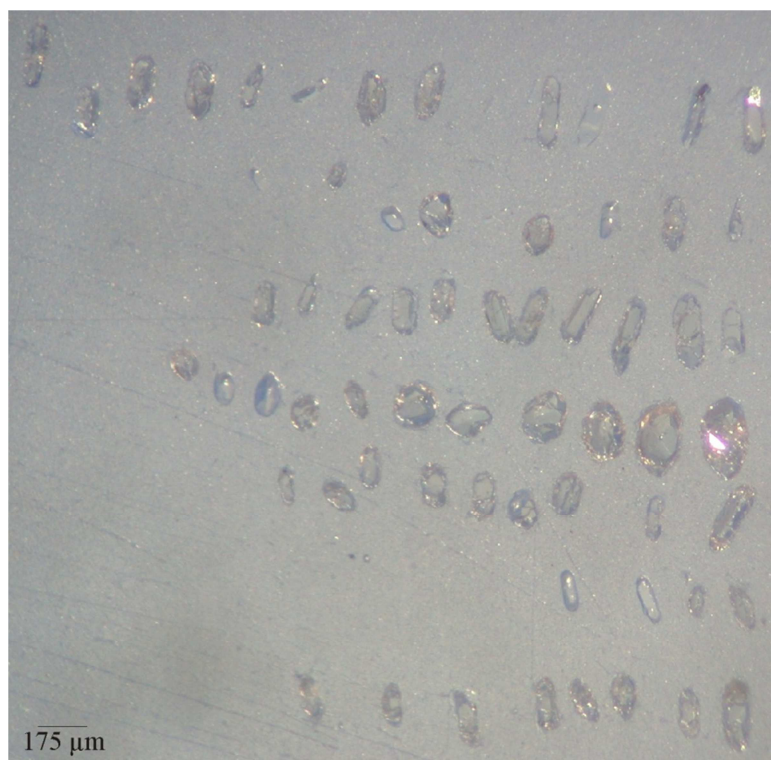


Figura 63: Fotografia de cristais de zircão de hábito prismático com relação comprimento vs. largura 1:1, 2:1 e 3:1 de granada biotita gnaisse – Unidade Macuco (Amostra SM-CM-02)

Do total de 28 análises realizadas 68 % são concordantes. Nove spots discordantes e/ou com erro elevado foram descartados: Z1, Z2, Z3, Z5B, Z8N, Z13B, Z14, Z18N, Z18B (Tabela 10).

Os dados obtidos a partir de quatro zircões (Z4, Z16, Z17 e Z21 – Tabela 10) demonstram que esta amostra apresenta zircões paleoproterozóicos ($Th/U > 0,1$) que fornecem uma discórdia com interceptos inferior e superior de 966 ± 190 Ma e 1919 ± 160 Ma, respectivamente (Figura 64).

A princípio os referido interceptos não apresentam significado geológico relevante. Apenas indicam o intervalo de idades dos zircões herdados da provável fonte paraderivada.

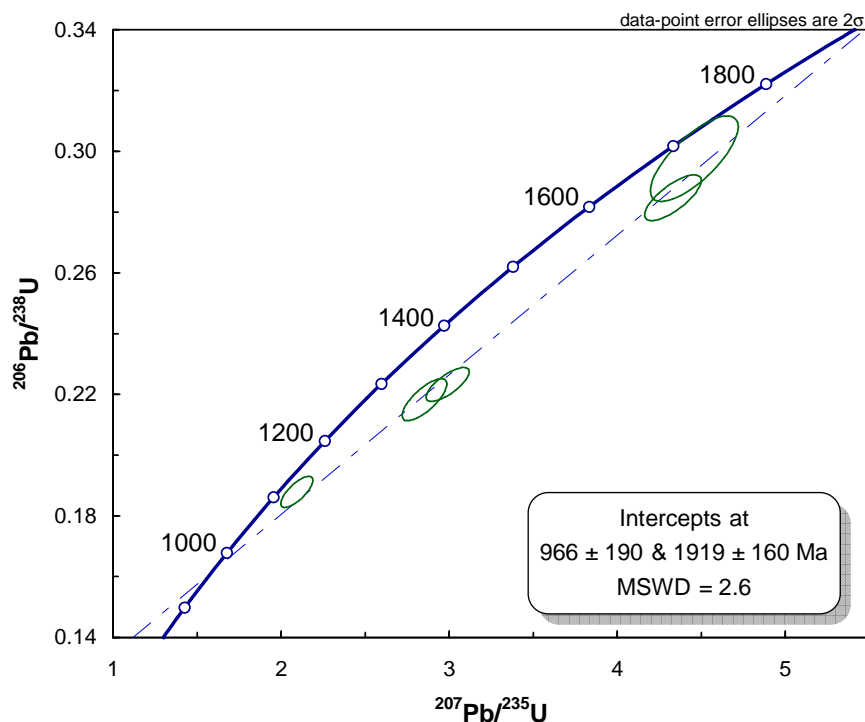


Figura 64: Diagrama de concórdia fornecido por cinco zircões (Z4, Z16, Z17, Z19 e Z21 – Tabela 10) de (granada) biotita gnaiss – Unidade Macuco (Amostra SM-CM-02).

Zircões neoproterozóicos forneceram três idades concordantes. Dois zircões (Z15N e Z22 – Tabela 10), com razão Th/U maior que 0,1 (Tabela 10), fornecem idade concordante de $615 \pm 6,6$ Ma (Figura 65) interpretada como idade de cristalização de zircões anatéticos concomitante a migmatização inicial da fonte paraderivada, semelhante a amostra anterior.

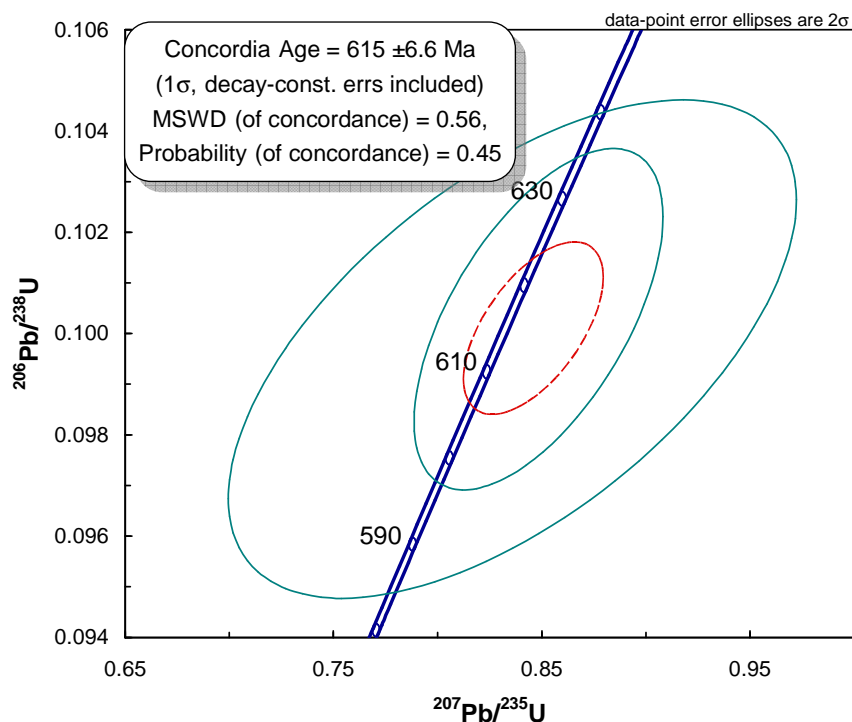


Figura 65: Diagrama concórdia obtida para os spots Z15N e Z22. (Granada) biotita gnaiss – Unidade Macuco (Amostra SM-CM-02).

Um grupo de oito spots (Z9, Z10, Z11B, Z11N, Z12, Z13N, Z15B, Z20 – Tabela 10) forneceu uma idade concordante de $577 \pm 5,3$ Ma (Figura 66).

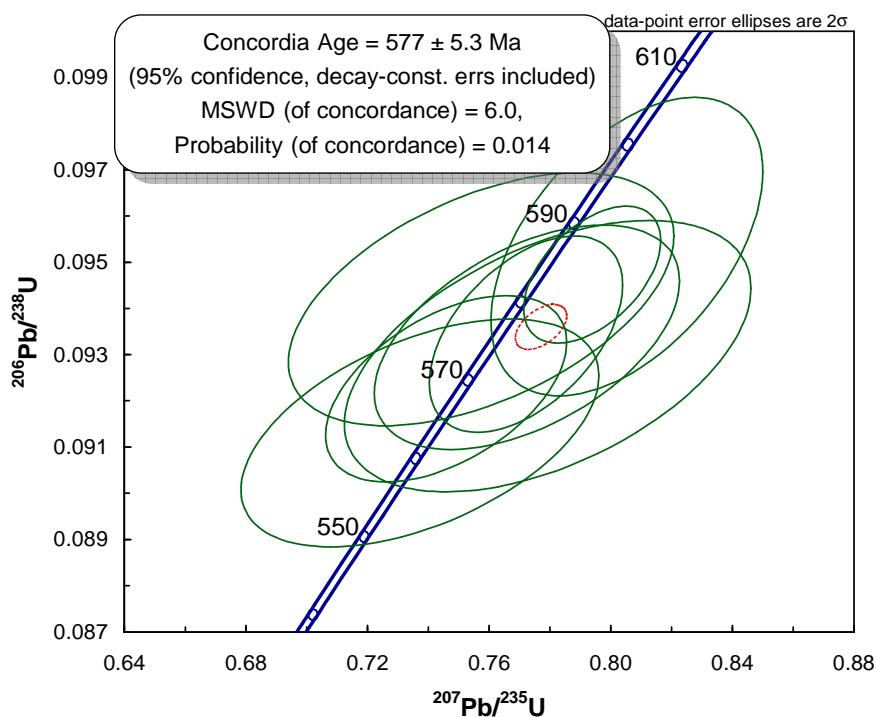


Figura 66: Diagrama de concórdia fornecido por oito spots (Z9, Z10, Z11B, Z11N, Z12, Z13N, Z15B, Z20 – Tabela 10) de (granada) biotita gnaiss – Unidade Macuco (Amostra SM-CM-02).

Observou-se que desses spots quatro (Z9, Z10, Z12 e Z15B – Tabela 10) apresentam razão Th/U menor que 0,1 e quatro (Z11B, Z11N, Z13N e Z20 – Tabela 10) apresentam razão Th/U maior que 0,1. Logo essa idade de $577 \pm 5,3$ Ma foi interpretada como idade de cristalização contemporânea ao metamorfismo anatético gerador da Unidade Macuco.

Quatro spots (Z5N, Z6, Z7, Z8B – Tabela 10) forneceram idade concordante de $537 \pm 3,1$ Ma (Figura 67). Dessas análises uma representa a borda de um zircão (Z8B) com idade de cristalização paleoproterozóica (Z8N). Essa idade de $537 \pm 3,1$ Ma foi ser interpretada como registro do último evento metamórfico tardio.

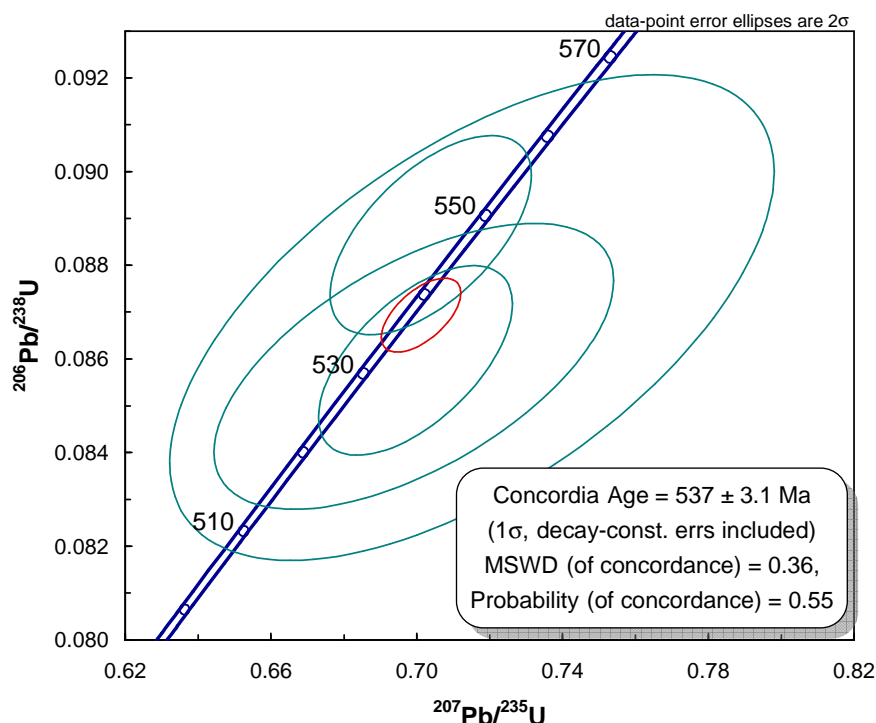


Figura 67: Diagrama de concórdia fornecido por quatro spots (Z5N, Z6, Z7, Z8B – Tabela 10) de (Granada) biotita gnaiss – Unidade Macuco (Amostra SM-CM-02).

Em suma, a Unidade Macuco é produto da fusão de uma rocha paraderivada, ocorrida a cerca de $615 \pm 6,6$ Ma, cujas fontes são de idade paleoproterozóica e mesoproterozóica. O último evento metamórfico registrado na unidade data $537 \pm 3,1$ Ma.

Sample SM-CM-02	f(206)%	Th/U	6/4 ratio	7/6 ratio	1s(%)	7/5 ratio	1s(%)	6/8 ratio	1s(%)	7/6 age	1s(%)	7/5 age	1s(%)	6/8 age	1s(%)	Rho	Conc (%)
<i>SPOT</i>																	
Z1	0.15	0.01	11992	0.06458	1.2	0.83637	1.4	0.09393	0.6	761	26.0	617	6.4	579	3.5	0.35	76
Z2	0.04	0.19	22169	0.10844	1.0	3.11189	1.2	0.20814	0.7	1773	17.4	1436	9.0	1219	7.4	0.48	69
Z3	0.08	0.14	17643	0.16129	1.4	11.25479	1.7	0.50609	1.0	2469	24.5	2544	16.2	2640	20.8	0.51	107
Z4	0.08	0.27	20335	0.10869	1.4	4.45919	2.4	0.29756	1.9	1778	26.0	1723	19.9	1679	28.5	0.70	94
Z5B	0.13	0.01	13365	0.06133	1.2	0.67812	1.5	0.08019	0.9	651	25.0	526	6.0	497	4.3	0.49	76
Z5N	1.82	0.28	856	0.05908	2.9	0.69921	3.2	0.08584	1.5	570	62.2	538	13.4	531	7.4	0.43	93
Z6	0.18	0.02	9790	0.05903	1.2	0.69963	1.6	0.08597	1.0	568	26.6	539	6.5	532	4.9	0.57	94
Z7	0.66	0.30	2721	0.05970	4.1	0.71514	4.7	0.08688	2.4	593	88.0	548	20.1	537	12.6	0.50	91
Z8N	0.13	0.19	12144	0.11793	1.2	4.78840	1.6	0.29448	1.0	1925	21.2	1783	13.2	1664	15.2	0.62	86
Z8B	0.04	0.01	221596	0.05759	1.3	0.70384	1.6	0.08864	1.0	514	27.8	541	6.7	548	5.1	0.57	106
Z9	0.03	0.03	54165	0.06078	1.0	0.79392	1.2	0.09473	0.6	632	20.9	593	5.2	583	3.6	0.41	92
Z10	0.11	0.04	16036	0.06127	1.8	0.80534	2.3	0.09534	1.4	649	38.6	600	10.3	587	7.8	0.54	91
Z11B	1.19	0.29	1498	0.05831	3.2	0.75740	3.4	0.09420	1.2	542	70.1	573	15.0	580	6.6	0.31	107
Z11N	0.12	0.36	62924	0.06079	3.3	0.77928	3.5	0.09297	1.3	632	70.2	585	15.6	573	7.1	0.34	91
Z12	0.13	0.01	13585	0.05993	1.4	0.77213	1.7	0.09344	0.9	601	30.4	581	7.4	576	5.1	0.51	96
Z13B	0.20	0.01	9101	0.06174	2.4	0.76536	3.1	0.08992	1.8	665	52.3	577	13.5	555	9.8	0.57	83
Z13N	1.88	0.26	950	0.05856	3.1	0.73726	3.3	0.09131	1.1	551	67.1	561	14.1	563	5.9	0.31	102
Z14	5.19	0.66	327	0.06216	5.7	0.79997	6.3	0.09334	2.7	680	122.0	597	28.6	575	15.0	0.43	85
Z15B	0.36	0.01	4981	0.05863	2.0	0.74586	2.2	0.09226	0.9	553	43.2	566	9.4	569	4.9	0.37	103
Z15N	1.73	1.01	1027	0.06081	6.4	0.83590	6.7	0.09969	2.0	633	136.8	617	30.8	613	11.8	0.30	97
Z16	0.22	0.41	7099	0.11034	1.2	4.33143	1.6	0.28471	1.1	1805	21.1	1699	13.1	1615	15.4	0.64	89
Z17	0.40	0.09	4393	0.09717	1.4	2.99083	1.8	0.22324	1.0	1570	26.7	1405	13.4	1299	12.0	0.54	83
Z18N	1.90	0.29	941	0.05319	2.9	0.60849	3.3	0.08297	1.5	337	65.4	483	12.6	514	7.6	0.45	153
Z18B	2.18	0.02	817	0.09539	14.4	1.17038	14.6	0.08899	2.0	1536	271.5	787	79.8	550	10.7	0.14	36
Z19	0.39	0.25	4273	0.09483	1.4	2.85354	1.9	0.21825	1.3	1525	26.4	1370	14.3	1273	14.9	0.64	83
Z20	0.56	0.36	3392	0.06000	2.4	0.77244	2.7	0.09338	1.1	603	52.7	581	11.8	575	5.8	0.35	95
Z21	0.15	0.23	11211	0.08080	1.5	2.09328	1.9	0.18789	1.1	1217	29.4	1147	12.8	1110	11.4	0.56	91
Z22	0.12	0.30	14365	0.06136	2.5	0.84848	2.9	0.10028	1.4	652	54.3	624	13.4	616	8.1	0.44	94

Tabela 10: Tabela com dados isotópicos obtidos a partir de zircões analisados para a amostra SM-CM-02 da Unidade Macuco.

IX.3.4. Unidade Euclidelândia

A amostra analisada foi coletada a N de Euclidelândia e é representada por (granada) biotita gnaiss granodiorítico (Figura 24) rico em magnetita.

AMOSTRA SM-CMB-148

Os zircões apresentam tamanhos e formas semelhantes (1:1, 2:1), arredondados a prismáticos, de cor amarelada, translúcidos e com brilho vítreo e ocasionalmente fraturados (Figura 68).

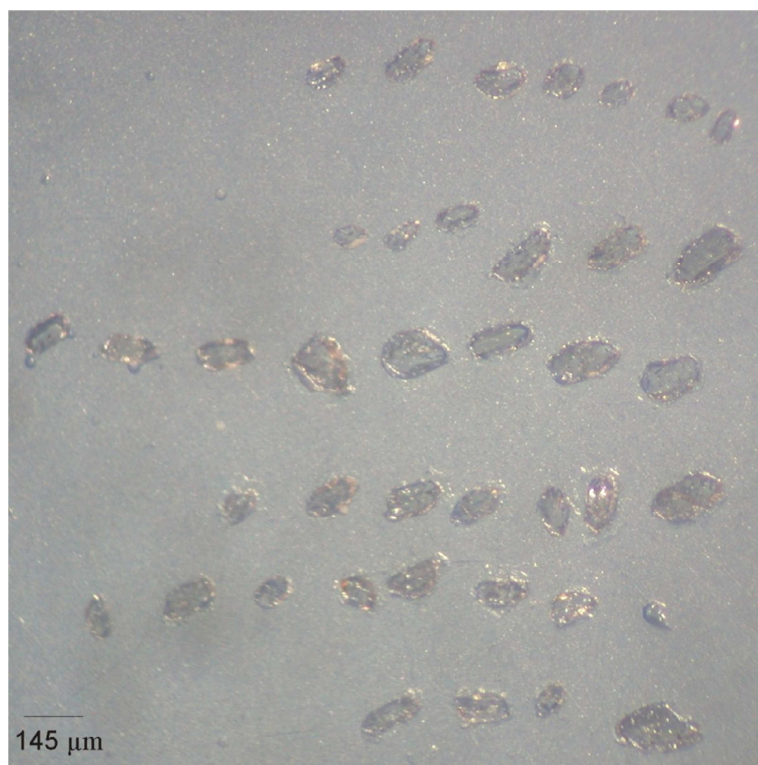


Figura 68: Fotografia de cristais de zircão de hábito prismático a pouco arredondado com relação comprimento vs. largura 1:1 e 2:1 de (granada) biotita gnaiss – Unidade Euclidelândia (Amostra SM-CMB-148).

Do total de 28 análises realizadas, 57% são concordantes. Doze análises (Z2, Z3N, Z4, Z7, Z8, Z11, Z12N, Z15, Z16, Z17, Z20 e Z25) foram excluídas por plotarem acima da concórdia e/ou apresentarem-se altamente discordantes

Um grupo de dez zircões forneceu idade concordante de 832 ± 39 Ma interpretada como idade de cristalização magmática, talvez de zircões herdados (Figura 69).

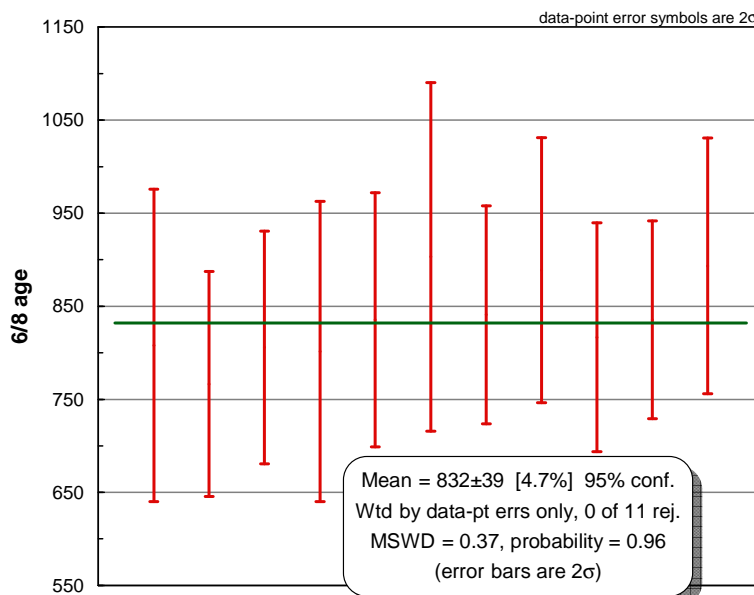


Figura 69: Diagrama de idade média ponderada obtida de zircões de (granada) biotita gnaiss – Unidade Euclidelândia (amostra SM-CMB-148).

Dois zircões (Z5 e Z19 – Tabela 11) com razão Th/U maior que 0,1 fornecem idade concordante de 753 ± 25 Ma (Figura 70) interpretada como idade de cristalização. Esta idade é semelhante a idade de migmatização registrada na Unidade Serra da Prata.

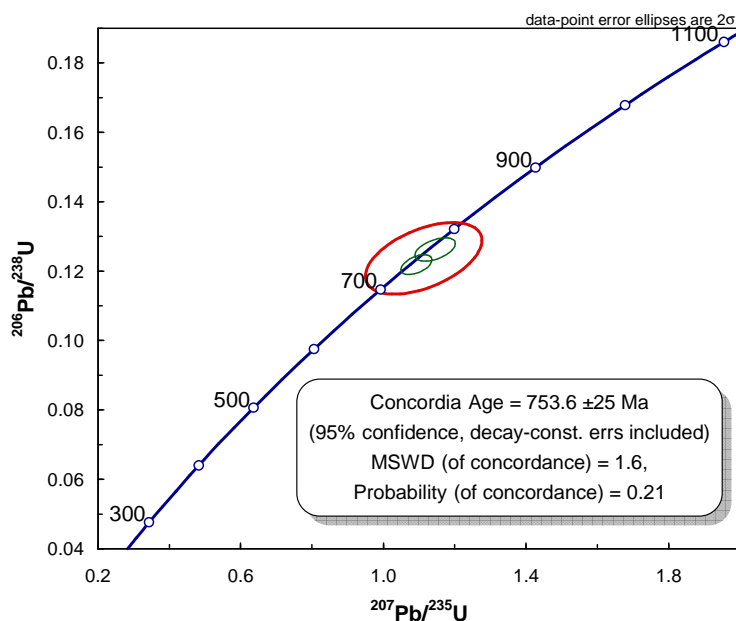


Figura 70: Diagrama concórdia obtido dos zircões Z5 e Z19 de (granada) biotita gnaiss – Unidade Euclidelândia (amostra SM-CMB-148).

Dois zircões metamórficos (Z18 e Z14B – Tabela 11), com razão Th/U menor que 0,1, datam $544 \pm 3,9$ Ma para o evento metamórfico tardio ocorrido na Unidade Euclidelândia (Figura 71). Um zircão (Z12 – Tabela 11) forneceu uma idade mais recente de $515 \pm 4,5$ Ma que provavelmente está associada ao metamorfismo tardio (Figura 72).

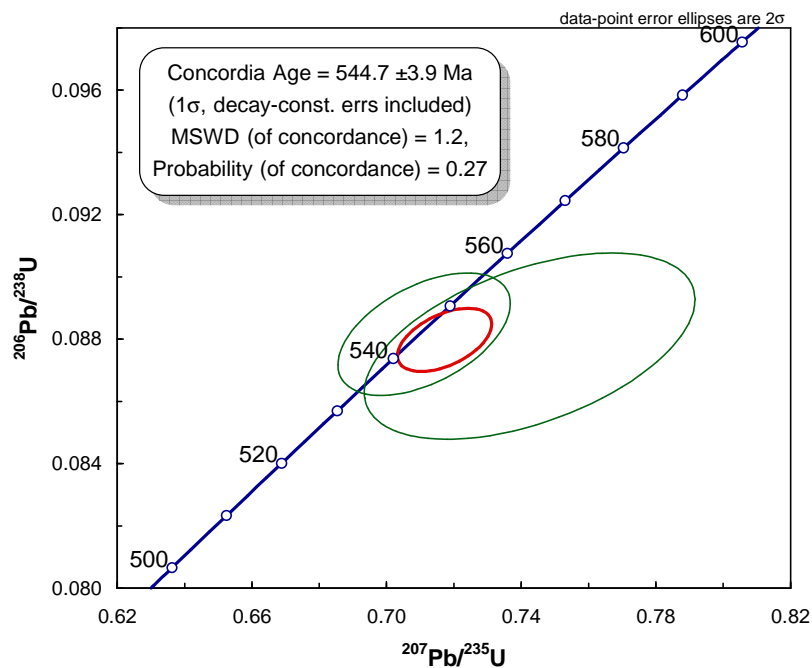


Figura 71: Diagrama concórdia obtida para os zircões Z18E e Z14B de (granada) biotita gnaisse – Unidade Euclidelândia (amostra SM-CMB-148).

Um *spot* (Z3B) forneceu idade concordante de $428 \pm 5,7$ Ma (Figura 72) sugerindo a ocorrência de um evento metamórfico (?) mais recente na Unidade Euclidelândia.

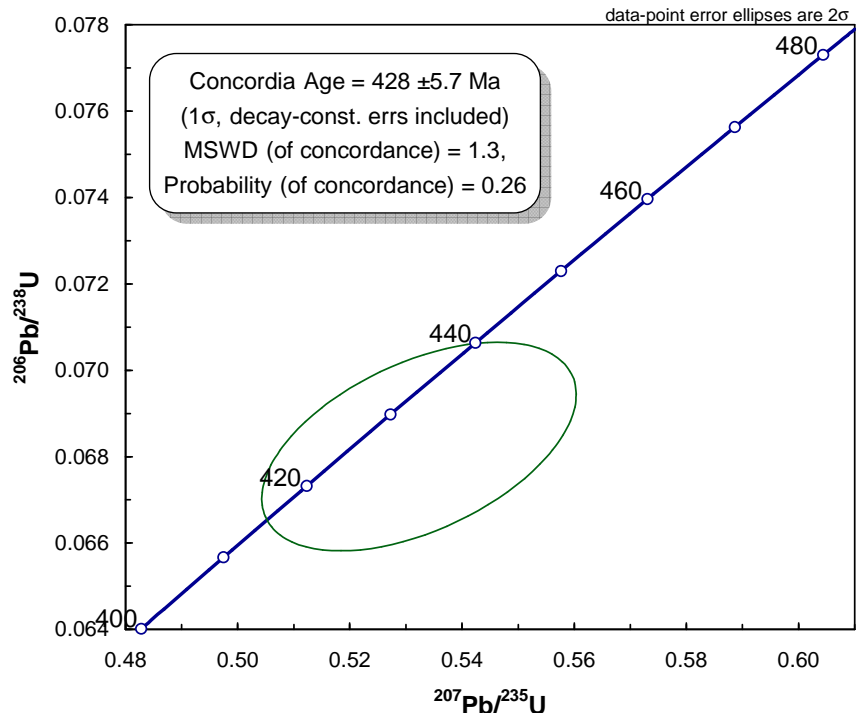


Figura 72: Diagrama concórdia obtida da análise do zircão Z3B de (granada) biotita gnaiss – Unidade Euclidelândia (amostra SM-CMB-148).

Sample SM-CMB-148	f(206)%	Th/U	6/4 ratio	7/6 ratio	1s(%)	7/5 ratio	1s(%)	6/8 ratio	1s(%)	7/6 age	1s(%)	7/5 age	1s(%)	6/8 age	1s(%)	Rho	Conc (%)
<i>SPOT</i>																	
Z1	0.35	0.24	4960	0.06951	1.4	1.2798	2.0	0.13353	1.4	914	29.7	837	11.3	808	10.4	0.59	88
Z2	1.19	0.30	1470	0.07903	2.3	1.5460	2.6	0.14189	1.3	1173	45.3	949	16.3	855	10.7	0.43	73
Z3B	0.31	0.05	5843	0.05658	1.6	0.5323	2.2	0.06824	1.4	475	35.2	433	7.6	426	6.0	0.62	90
Z3N	0.26	0.12	6956	0.05978	2.8	0.5758	3.8	0.06985	2.5	596	61.2	462	14.1	435	10.6	0.63	73
Z4	0.26	0.28	6836	0.06880	1.5	1.1320	1.9	0.11933	1.1	893	31.1	769	10.1	727	7.7	0.53	81
Z5	0.29	0.24	5792	0.06578	1.7	1.1450	2.0	0.12625	1.1	799	35.5	775	10.9	766	7.9	0.49	96
Z6	0.12	0.27	14821	0.06751	0.9	1.2392	1.4	0.13314	1.0	854	18.4	819	7.6	806	7.8	0.73	94
Z7	0.92	0.73	1895	0.07777	3.4	1.4564	3.9	0.13583	1.9	1141	66.7	913	23.3	821	14.9	0.48	72
Z8	0.58	0.41	2934	0.06567	2.3	1.5202	3.7	0.16790	2.8	796	49.2	939	22.4	1001	26.0	0.76	126
Z9	0.75	0.26	2086	0.06456	1.9	1.1782	2.3	0.13235	1.3	760	39.9	790	12.7	801	10.1	0.55	105
Z10	0.24	0.41	7236	0.06700	1.3	1.2784	1.7	0.13838	1.0	838	27.5	836	9.6	835	8.2	0.58	100
Z11	0.21	0.20	8118	0.06800	2.6	1.3317	4.1	0.14204	3.2	869	54.4	860	24.0	856	25.7	0.75	99
Z12B	0.09	0.13	20677	0.05737	1.6	0.6590	1.8	0.08330	0.9	506	34.4	514	7.3	516	4.6	0.44	102
Z12N	0.34	0.55	4924	0.06972	2.0	1.2461	2.3	0.12963	1.1	920	41.4	822	12.9	786	8.0	0.44	85
Z13	0.28	0.17	6245	0.06685	1.8	1.3861	2.2	0.15037	1.2	833	37.7	883	12.9	903	10.4	0.53	108
Z14B	0.21	0.08	8650	0.06135	2.3	0.7425	2.7	0.08777	1.4	652	49.7	564	11.7	542	7.3	0.47	83
Z14N	0.40	0.17	4362	0.06797	1.4	1.3058	1.7	0.13933	0.9	868	29.1	848	9.5	841	7.0	0.44	97
Z15	0.67	0.27	1808	0.08728	2.3	1.4645	3.1	0.12169	2.1	1367	44.0	916	18.9	740	15.0	0.68	54
Z16	0.39	0.19	4508	0.07347	1.5	1.2697	1.8	0.12534	1.0	1027	30.6	832	10.4	761	7.4	0.51	74
Z17	0.04	0.45	48296	0.06569	1.5	0.9953	2.2	0.10988	1.6	797	30.7	701	11.1	672	10.4	0.65	84
Z18	0.05	0.02	33577	0.05851	1.2	0.7112	1.5	0.08816	0.9	549	25.2	545	6.2	545	4.8	0.52	99
Z19	0.20	0.17	13539	0.06503	1.3	1.0927	1.6	0.12187	1.0	775	27.7	750	8.6	741	6.7	0.52	96
Z20	0.10	0.11	18364	0.06539	1.2	1.0287	1.5	0.11409	0.9	787	25.0	718	7.7	696	6.0	0.55	88
Z21	0.03	0.37	50400	0.06740	1.3	1.3738	1.6	0.14782	1.0	850	26.7	878	9.4	889	8.0	0.44	105
Z22	0.18	0.17	9885	0.06669	1.4	1.2419	1.7	0.13505	1.0	828	30.2	820	9.8	817	7.5	0.50	99
Z23	0.15	0.34	8522	0.06634	1.6	1.2654	1.8	0.13835	0.8	817	32.5	830	9.9	835	6.4	0.39	102
Z24	0.09	0.28	20029	0.06621	1.1	1.3570	1.5	0.14864	0.9	813	23.9	871	8.6	893	7.7	0.58	110
Z25	0.12	0.28	13849	0.07010	2.1	1.5154	2.7	0.15678	1.7	931	43.4	937	16.7	939	15.2	0.58	101

Tabela 11: Tabela com dados isotópicos obtidos a partir de zircões analisados para a amostra SM-CMB-148 da Unidade Euclidelândia.

X. DISCUSSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

X.1. Ambiente Tectônico da Bacia Italva

Características de campo e petrográficas auxiliaram na determinação do protólito ortoderivado das unidades do Domínio Italva: mineralogia rica em anfibólio e plagioclásio da Unidade Serra da Prata; homogeneidade nos afloramentos da Unidade Macuco e Euclidelândia associada à abundância de plagioclásio e microclina.

Os dados geocronológicos obtidos para rochas do Domínio Italva permitem posicionar no tempo as etapas de evolução do preenchimento da Bacia Italva. A tabela a seguir sumariza as idades obtidas para os ortognaisses do Domínio Italva.

IDADES UNIDADES	CRISTALIZAÇÃO	1º PULSO DO ARCO	2º PULSO DO ARCO	METAMORFISMO TARDIO
Anfibolitos (gnaisse)	841 ± 21 Ma 834 ± 12 Ma	760 ± 10 Ma	636 ± 5,2 Ma	561 ± 6,7 Ma
Anfibolitos (mármore)	918 ± 7,8 Ma		643 ± 11 Ma	555 ± 3,1 Ma
Serra da Prata	861 ± 34 Ma 850 ± 30 Ma 835 ± 24 Ma 825 ± 30 Ma	731 ± 4,5 Ma 753 ± 6,9 Ma	670 ± 7,1 Ma 663 ± 5,7 Ma 638 ± 35 Ma	601 ± 2,5 Ma 578 ± 3,2 Ma
Macuco	~1200 Ma ⁽¹⁾ 1919 ± 160 Ma ⁽¹⁾ 966 ± 190 Ma ⁽¹⁾		606 ± 2,3 Ma ⁽²⁾ 615 ± 6,6 Ma ⁽²⁾	516 ± 21 Ma 577 ± 5,3 Ma 537 ± 3,1 Ma
Euclidelândia	832 ± 39 Ma	753 ± 25 Ma		544 ± 3,9 Ma 428 ± 5,7 Ma (?)

Tabela 12: Síntese das idades U-Pb em zircão de acordo com a interpretação dos eventos termais ocorridos nas unidades do Domínio Italva. (1): idade de zircões herdados da provável fonte paraderivada da Unidade Macuco; (2): idade de cristalização da Unidade Macuco.

A idade de cristalização mais antiga obtida foi de 918 ± 7,8 Ma para anfibolito intercalado com mármore. Esta é tida como idade mínima para a deposição das rochas carbonáticas. A outra idade obtida de 841 ± 21 Ma, é semelhante a idade anterior obtida por Heilbron & Machado (2003) de 848 ± 11 Ma. As análises geoquímicas realizadas para os anfibolitos do Domínio Italva indicam a

predominância de rochas da série toleítica com assinatura de ambiente divergente (N-MORB, E-MORB) e mais raramente de basalto calcioalcalino de arco de ilhas.

Por outro lado, segundo observações de campo e petrográficas, há semelhanças entre a Unidade Serra da Prata e rochas do Complexo Rio Negro. Ambos são hornblenda biotita ortognaisses, com composição de tonalíticos a granodioríticos, ricos em anfibólio e plagioclásio, variando de leucocráticos a mesocráticos. No entanto, as idades de cristalização obtidas para a Unidade Serra da Prata no intervalo entre 861 ± 34 Ma e 825 ± 30 Ma, são mais velhas do que a idade de cristalização mais antiga de 792 ± 12 Ma já reportada para o arco magmático Rio Negro.

Considerando a diferença em torno de 70 Ma entre as idades mais antigas do arco magmático Rio Negro (792 ± 12 Ma) e da Unidade Serra da Prata do Domínio Itálva (861 ± 34 Ma), supõe-se que estas rochas do Domínio Itálva possam representar o estágio mais antigo do arco, gerado durante um estágio inicial da subducção.

Idades de $731 \pm 4,5$ Ma, $753 \pm 6,9$ Ma, $670 \pm 7,1$ Ma, $663 \pm 5,7$ Ma, 638 ± 38 Ma e $628 \pm 6,2$ Ma registradas na Unidade Serra da Prata se aproximam das idades de cristalização do arco magmático Rio Negro (790 ± 12 Ma, 637 ± 10 Ma, 633 ± 5 Ma e 620 ± 20 Ma) sendo por isso interpretada como registro de episódios termais (migmatização) produzidos pela geração de outros pulsos magmáticos do arco.

Semelhantemente, a Unidade Euclidelândia forneceu idades de cristalização de 832 ± 39 Ma e 753 ± 25 Ma sendo a segunda associada ao incremento de temperatura gerado durante um pulso magmático do arco Rio Negro.

É importante frisar que as rochas das unidades Serra da Prata e Euclidelândia forneceram idades semelhantes às obtidas para as rochas anfibolíticas, indicando sua geração contemporânea em um mesmo sítio tectônico.

Por outro lado, dados geoquímicos e geocronológicos para a Unidade Macuco indicam que esta seria resultado de um magmatismo sincolisional (tipo S (?)) ocorrido a cerca de $615 \pm 6,6$ Ma cujas fontes apresentariam idades de cristalização de ~ 1200 Ma, 1919 ± 160 Ma e 966 ± 190 Ma.

Essa interpretação para a Unidade Macuco esclarece o fato de zircões com razão Th/U maior que 0,1 e Th/U menor que 0,1 apresentarem idades concordantes:

seriam zircões cristalizados ($\text{Th/U} > 0,1$) e recristalizados ($\text{Th/U} < 0,1$) durante a anatexia.

Os dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos obtidos indicam que o Domínio Itálva teria evoluído em um ambiente geotectônico de bacia retro-arco, com contribuição de rochas carbonáticas, rochas vulcânicas e ou vulcanoclásticas derivadas de arco (lavas? piroclásticas?) e rochas anfíbolíticas com assinaturas de fundo oceânico, típicas de regimes extensionais.

Esta interpretação, baseada na obtenção de novos dados corrobora com as interpretações prévias de Sad & Dutra, (1988), Tupinambá & Heilbron (2002) e Heilbron & Machado (2003).

Os dados obtidos sugerem que a bacia de retro arco tenha se desenvolvido em estágios iniciais da subducção, talvez em ambiente intra-oceânico, desde ca. 918 Ma e que o arco permaneceu ativo por um longo período de tempo (cerca de 240 Ma?), até ca. 625 Ma, resultando em vários pulsos de geração de rochas calcioalcalinas do Complexo Rio Negro. Esta sucessão de rochas magmáticas de arco indica progressiva maturidade do arco, com rochas da série calcioalcalina predominando nos estágios mais jovens.

X.2. Correlações Regionais

Em um contexto mais amplo, a longevidade do arco Rio Negro sugerida nesse trabalho (240 Ma), implica na existência de um amplo oceano precursor da Faixa Ribeira separando o Terreno Oriental da margem retrabalhada do Cráton do São Francisco.

Uma vez que o Orógeno Araçuaí é interpretado como uma extensão do Orógeno Ribeira (Heilbron e Machado, 2003; Tupinambá *et al.*, 2007b), a existência de um amplo oceano contrasta com o fato de que a Faixa Araçuaí é um Orógeno confinado entre os crátons São Francisco e Congo (Pedrosa Soares *et al.*, 2001, Alkmim *et al.*, 2006).

No entanto, esse contraste pode ser esclarecido com a interpretação de que a bacia precursora do Orógeno Araçuaí seria um golfo parcialmente oceanizado que desembocaria num vasto oceano (oceano Adamastor), precursor da Faixa Ribeira (Cordani *et al.*, 2003).

O fechamento desse oceano, ocorrido a cerca de 580 Ma, estruturou o Orógeno Ribeira e atingira o sul do Orógeno Brasília resultando na Zona de Interferência entre ambos (Heilbron *et al* 2004, Heilbron & Machado, 2003, Machado *et al.*, 1996).

Os dados apresentados nesse trabalho somados a dados geocronológicos presentes na literatura estão representados no diagrama da figura 70. Esses dados refletem a evolução complexa e diacrônica da docagem de terrenos das Faixas Ribeira, Araçuaí contra a borda E do Cráton do São Francisco e o sul da Faixa Brasília durante o evento brasileiro ocorrido ao longo do neoproterozóico.

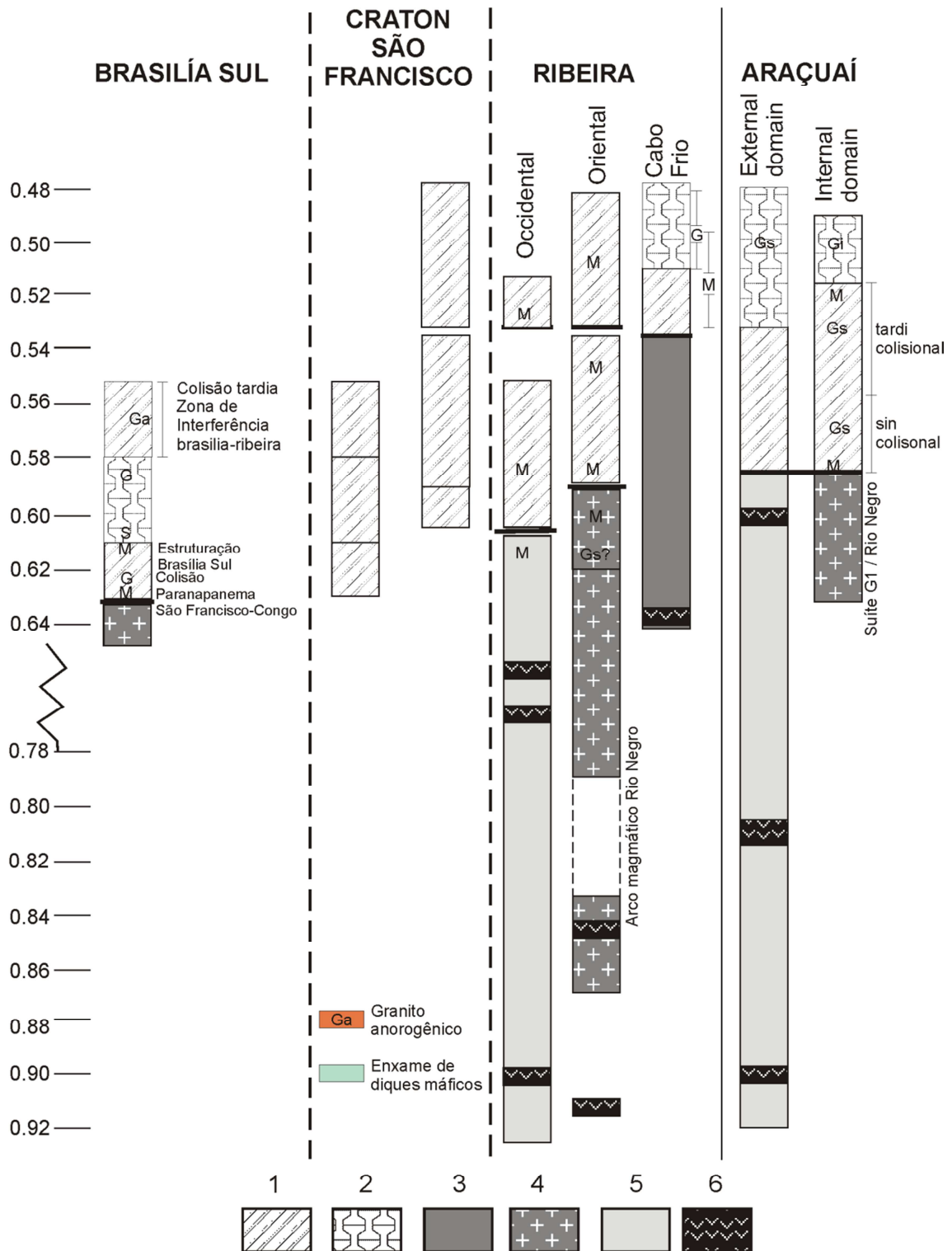


Figura 73: Diagrama esquemático de eventos colisionais da borda leste e sul do Cráton do São Francisco. Compilado de Heilbron *et al.* 2008, Heilbron e Machado 2003, Tupinambá *et al.* 2007b). Legenda: 1: episódio colisional; 2: episódio pós colisional; 3: bacia ante arco e retroarco; 4: rocha de arco magmático; 5: margem passiva; 6: magmatismo toleítico. G: granitogênese; Ga: tipo A; Gi: tipo I; Gs: tipo S; S: sienito; M: metamorfismo.

XI. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Cruz S.C.P. & Whittington A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí–West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149: 43-63.

Almeida F.F.M. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*. 1977; 7: 349-364.

Almeida J.C.H., Tupinambá M., Heilbron M., & Trow R. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *Anais...*, XL Congresso Brasileiro de Geologia, out. 1998, Belo Horizonte, SBG-MG, P. 32.

Batchelor R.A. & Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameter. *Chemical Geology*, 48: 43-55.

Bouman C., Schwieters J., Cocherie A., *et al.* In situ U-Pb zircon dating using laser ablation-multi ion counting-ICP-MS (LA-MIC-ICP- MS) Finnigan NEPTUNE. Thermal Electron Corporation Application Note, 2005, (30021): 6

Brito Neves. A saga dos descendentes de Rodínia na construção de Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*. 2003; 33, n. 1

Bühn, B.; Pimentel, M.M.; Matteini, M.; Dantas, E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 81(1): 99-114

Cordani U.G. and Sato K. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*. 1999. Vol. 22, no. 3

Cordani U.G., Sato K., Teixeira W., Tassinari C.C.G., Basei M. Crustal evolution of the South American Plataform. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. and Campos, D.A. (Eds). Tectonic Evolution of South America. Tectonic Evolution of South America, 31st International Geological Congress; Rio de Janeiro; 2000, p. 19-40.

Cordani U. G., D'Agrella-Filho M. S., Brito-Neves B. B., Trindade R. I. F. 2003. Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. Terra Nova, 15.

Dickin A.P. Lead isotopes, in Radiogenic Isotope Geology, Cambridge Univ. Press, New York, 1997.p. 104-132

Faure G. (1986). The U, Th-Pb method of dating, in *Principles of Isotope Geology*, second edition, John Wiley, New York, p. 197-266.

Finch R.J. and Hanchar J.M. Struture and Chemistry of zircon and zircon-group minerals. In Hanchar & Hoskin (2003). Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, volume 53.p.1-25

Gill J.B. (1981). Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Berlin: Springer.

Heilbron M., Mohriak W.V., Valeriano, C.M., Milani E.J., Almeida J., Tupinambá M. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: Talwani, M.; Mohriak, W.U. (Org.). Atlantic Rifts and Continental Margins. Washington DC, EUA: American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 2000, v. 115, p. 1-34.

Heilbron M., Machado N. Geocronologia U/Pb do Terreno Oriental: Implicações para a Colagem Brasileira no Segmento Central da Faixa Ribeira. In: XLI Congresso Brasileiro de Geologia, 2002, João Pessoa. Anais do XLI Congresso Brasileiro de Geologia, 2002. p. 311-311.

Heilbron M., Machado N., Simonetti A., Duarte B P. A Paleoproterozoic Orogen Reworked within the neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira belt, Southern Brazil. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, 2003, Salvador. Short Papers of the IV South American Symposium on Isotope Geology, 2003. v. 1. p. 186-189.

Heilbron M. and Machado N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira Orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*. 2003; 125: 87-112.

Heilbron M., Soares A.C.P., Campos N., Silva L.C., Trouw R., Janasi V. Província Mantiqueira. In: Virgino Mantesso-Neto; Andrea Bartorelli; Celso Dal Ré Carneiro; Benjamin Bley de Brito Neves. (Org.). *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. 1ª ed. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda., 2004, v. I, p. 203-234.

Heilbron M., Valeriano C., Tupinambá M., Almeida J.C.H., Duarte B.P., Valladares C., Schmitt R., Geraldes M., Ragatky D., Palermo N., Gontijo A. Tectonic Episodes related to West Gondwana Amalgamation in the Ribeira orogen. In: 1 Symposium on Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in SW-Gondwana, IGCP-Project 478. Extended Abstracts: São Paulo; 2004. v. 1. p. 36-38

Heilbron M., Valeriano C.M., Valladares C.S., Machado N. A orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. 1995; 25: 249-266.

Heilbron M., Valeriano C., Tassinari C.C.G., Almeida J.C.H., Tupinambá M., Siga O., Trouw R. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *Geological Society, London, Special Publications* 2008 294: 211-237

Hoskin P.W.O. and Schaltegger U. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. In Hanchar & Hoskin (2003). Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, volume 53.p.29-62

Irvine T.N. and Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 523-548.

Le Maitre R.W. (1989). A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the IUGS Commission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford:Blackwell.

Ludwig K. R. Isoplot/Ex 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center, 2003. Disponível em: <http://www.bgc.org/klprogrammenu.html>>

Machado Filho L., Ribeiro M.W., Gonzalez S.R., Schemini C.A., Santos Neto A.S., Palmeira R.C.B., Pires I.L., Teixeira W., Castro H.F. Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro e Vitória. 1983; Geologia. RADAMBRASIL, vol 32.

Machado N., Valladares C., Heilbron M., Valeriano C. U-Pb Geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implication for the evolution of the Brazilian Orogeny. Precambrian Research. 1996; 79: 347-361.

Machado N. and Simonetti A. (2001) U-Pb dating and Hf isotopic composition of zircon by laser-ablation-MC-ICP-MS. Laser-Ablation-ICPMS in the Earth Sciences, Mineralogical Association of Canada, 121–146.

Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geol. Soc. Amer. Bull, 101:635-643.

Marques R.A. Evolução Metamórfica do Terreno Oriental da Faixa Ribeira entre Italva e Bom Jesus de Itabapoana, noroeste de RJ. Dissertação de mestrado, Faculdade de Geologia, Universidade de Estado do Rio de Janeiro, 2009; 180 p.

Menezes S.O. Contribuição a geologia de Cantagalo, Rio de Janeiro. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1973; 45 p.

Menezes S.O. As rochas Carbonáticas de Cantagalo-RJ. *Mineração e Metalurgia*. 1975, 39: 26-29.

Meschede M. (1986). A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geology* 56,207–218.

Middlemost E.A.K. (1985). *Magmas and Magmatic Rocks*. London: Longman.

Middlemost E.A.K. (1985). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Sciences Reviews* 37, 215–224.

Moraes J.M. Caracterização geoquímica dos ortoanfibolitos de Grupo Italva, Setor Central da Faixa Ribeira. Rio de Janeiro: Uerj; Monografia Final de Graduação, 2006

Möller A. Ó'Brien P. J. Kennedy A. Kröner A. 2003. The Use and Abuse of Th-U Ratios in the Interpretation of Zircon. EGS - AGU - EUG Joint Assembly, France, abstract #12113

Mullen E.D. (1983). MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62, 53–62.

Oliveira J.A. D., Machado Filho L., Ribeiro M.W., Liu C.C., Meneses P.R. 1978. Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro Baseado em Imagens MSS do Satélite Landsat-1 (Texto Explicativo, DRM - Niterói).

Pearce J.A. & Cann J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19, 290–300.

Pearce J.A. 1975. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25 : 41-67.

Pearce J.A., Harris N.W. & Tindle A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.

Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Prec. Res.*, 110:307-323.

Peixoto C.A. Mapeamento Geológico da Klippe Italva na Região entre Cantagalo e Itaocara, Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: Uerj; Monografia Final de Graduação, 2008. 45 p.

Ragatky D., Maceira J., Duarte B.P., Valente S., Parisotto M. Geoquímica preliminar dos ortoanfibolitos da Bacia Italva, setor central da Faixa Ribeira. In: XI Congresso Brasileiro de Geoquímica: Atibaia; 2007.

Rosier G.F. A Geologia da Serra do Mar, entre os Picos de Maria Comprida e do Desengano (Estado do Rio de Janeiro). D.R.M., Bol. 166, Rio de Janeiro

Rubatto D., Williams I. S., Günther D. Trace-Element Characterization of Metamorphic Zircons. Ninth Annual V. M. Goldschmidt Conference, August 22-27, 1999, Cambridge, Massachusetts, abstract no. 7111

Sad J.H.G. & Donadello M.M. Geologia e Recursos minerais da Folha Santa Maria Madalena, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. Texto Explicativo. GEOSOL LTDA. DRM, RJ. 1978; 295 p.

Sad J.H.G., Donadello M.M., Figueiras R.R., Arantes D. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Escala 1:50.000. Folha Santa Maria Madalena (SF-23-X-D-VI-4). 1980. GEOSOL LTDA. DRM-RJ.

Sad J.H.G., Donadello M.M., Figueiras RR, Arantes D. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Escala 1:50.000. Folha Santa Maria Madalena (SF-23-X-D-VI-4): Texto Explicativo. 1980. GEOSOL LTDA. DRM-RJ.

Sad J.H.G. & Dutra C. Chemical composition of supracrustal rocks from Paraíba do Sul Group, Rio de Janeiro State, Brazil. *Geochim. Brasil.* 1988; 7(2): 143-174

Shervais J.W. (1982). Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 101–118.

Schmitt R.S., Trouw R.A.J., Van Schmus W.R., Pimentel M.M. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Research.* 2004; 133: 29-61

Sun S.S & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. e Morry M.J. (eds.) *Magmatism in ocean basins.* Geological Society of London Special Publications 42, 313-345.

Tupinambá M., Heilbron M., Oliveira A., Pereira A. J., Cunha E. R. S. P., Fernandes G. A., Ferreira J., Castilho G., Teixeira W. Complexo Rio Negro - Uma Unidade Estratigráfica Relevante No Entendimento da Evolução da Faixa Ribeira. In: 39o. Congresso Brasileiro de Geologia, 1996, SALVADOR. Anais. v. 6. p. 104-106.

Tupinambá M., Teixeira W., Heilbron M. Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*. 2000; 30: 7-11.

Tupinambá M., Heilbron M. Reconstituição da Fase Pré-colisional Neoproterozóica da Faixa Ribeira: o Arco Magmático e as Bacias de Ante-Arco e Retro-arco do Terreno Oriental. In: 31 Congresso Brasileiro de Geologia, 2002, João Pessoa. *Anais*, 2002. v. 1. p. 345.

Tupinambá M., Heilbron M., Duarte B.P., Silva L.G.E., Nogueira J.R., Valladades C.S., Almeida J.C.H., Eirald L.G., Medeiros S.R., Almeida C.G., Miranda A.W.A., Ragatky D. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos*, v. 15, p. 67-79, 2007a.

Tupinambá M., Machado N., Heilbron M., Ragatky D. Mezo-neoproterozoic lithospheric extensional events in the Sao Francisco Craton and its surrounding south American and African metamorphic belts: a compilation of U-Pb ages. *Revista Brasileira de Geociências*. 2007b; 37: 87-91.

Trouw R.A., Heilbron M., Ribeiro A., Paciullo F., Valeriano C., Almeida J.H., Tupinambá M., Andreis R. 2000. The central segment of the Ribeira belt. In: Cordani *et al.* (Eds.), *Geotectonics of South America*. Special Publication for the 31 IGC/2000. pp. 297–310

Valladares C.S., Duarte B.P., Heilbron M., Ragatky D. The tectono-magmatic Evolution of the Occidental Terrane and The Paraíba do Sul klippe within the Neoproterozoic Ribeira orogenic Belt, Southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*. 2000; 30(1):001-006.

Winchester J.A. & Floyd P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20,325–343.

ANEXO
MAPA GEOLÓGICO
MAPA DE PONTOS