

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO E ESTRUTURAL DAS SUÍTES
GRANÍTICAS E CHARNOCKÍTICA NA REGIÃO SW DE
UBATUBA (SP)**

ANDRÉ DE SOUSA PIRES

Orientador: Prof. Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha

Dissertação de Mestrado

Nº 786

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha

Dr. Valdecir de Assis Janasi

Dra. Maria da Glória Motta Garcia

Dr. Vinícius Tieppo Meira

São Paulo

2017

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Pires, André de Sousa

Mapeamento geológico e estrutural das suítes graníticas e charnockítica na região SW de Ubatuba (SP) / André de Sousa Pires. – São Paulo, 2017.

134 p. + anexos

Dissertação (Mestrado): IGc/USP

Orient.: Campanha, Ginaldo Ademar da Cruz

1. Mapeamento geológico 2. Rochas graníticas 3. Ubatuba (SP): Suíte Charnockítica I. Título

Agradecimentos

Ao Professor Ginaldo pelo apoio neste período de trabalho;

Ao apoio financeiro FAPESP (processo 2015/01817-6), CNPq (processo 305074/2015-6) e CAPES (bolsa institucional).

Aos meus pais, pelo apoio sempre, nunca deixando de incentivar que avançássemos no que gostamos de fazer, falo em nome das minhas irmãs também, obrigado pelos ensinamentos;

Aos parceiros que participaram desta empreitada comigo, nas etapas de campo – Xupaki, Faris, Kurrado, Doidones, Indigente e Frouxo – e muito ajudaram na etapa final – Sabugo, Pequeno, Carrapato, Gorda, Rejeito, entre muitos outros;

Ao Professor Valdecir, pelas contribuições sempre de grande valia;

Aos funcionários do IGc-USP, da seção de pós-graduação, da gráfica, laminação e por aí vai, Alexandre, Katherine, Samuca, André, Henrique, Paulo, Zé Carlos, Vasco...;

Aos meus parceiros da Geo Supply, valeu pela força!

A Larissa pela grande dedicação a nós!

E um grande abraço para todos aqueles amigos de todas as horas!

Resumo

Este trabalho foi desenvolvido na região sudoeste de Ubatuba (SP), com realização de mapeamento geológico, análise estrutural, petrografia, análises químicas de rocha total e geocronologia U-Pb SHRIMP. Na área de estudo foram caracterizados o Granito Caçandoca, Granito Pico do Papagaio, Suíte Charnockítica Ubatuba e Quartzo-monzonito Ilha Anchieta, em contato com rochas predominantemente ortoderivadas do Complexo Costeiro. A Suíte Charnockítica Ubatuba foi subdividida em duas unidades de mapeamento por predominância, os mangeritos e os leucogranitos, e o Complexo Costeiro em quatro unidades de mapeamento. A estruturação do Complexo Costeiro e Granito Pico do Papagaio é predominantemente ENE-WSW coerente com o padrão regional, com o predomínio de foliações desenvolvidas no estado sólido no primeiro, e de fluxo ígneo no segundo. A Suíte Charnockítica Ubatuba e o Quartzo-monzonito Ilha Anchieta, além de parte do Granito Caçandoca mostram uma estruturação mais variada, mostrando foliações predominantemente de fluxo ígneo variando de NW a NS e NE, sugerindo-se que estejam mais relacionadas à colocação desses corpos, sin-cinematicamente às zonas de cisalhamento regionais. As relações de contato e as assinaturas químicas das unidades sugerem a cogeneticidade entre leucogranitos e mangeritos da Suíte Ubatuba, indicando ambientes pós-colisionais ou tardi-orogênicos para todas as rochas graníticas e charnockíticas da área de estudo, com tendência intermediária entre intraplaca e arco vulcânico, além de caráter predominantemente metaluminoso e álcali-cálcico, com tendências peraluminosa e cálcio-alcálica das rochas mais diferenciadas. As idades concordantes U – Pb sugerem um período entre 599 e 557 Ma para a cristalização destas unidades com possível manutenção de altas temperaturas.

Abstract

Geological and Structural mapping of the granite and charnockite suites from the SW region of Ubatuba (SP)

This study was carried out in the southwestern region of Ubatuba (SP), with geological mapping, structural analysis, petrography, whole rock geochemical analysis and U-Pb geochronology. In the studied area was identified the Caçandoca Granite, Pico do Papagaio Granite, Ubatuba Charnockite Suite and Ilha Anchieta Quartz-Monzonite, in contact with the Costeiro Complex orthoderivated rocks. The Ubatuba Charnockite Suite was divided in two mapping units, the mangerites and the leucogranites, following a predominance criterion, and the Costeiro Complex was subdivided in five mapping units. The structural trends of the Costeiro Complex and Pico do Papagaio Granite are mostly ENE consistent with the regional pattern, with the predominance of solid state foliations in the first and igneous flow foliations in the second. The Ubatuba Charnockite Suite, the Ilha Anchieta Quartz-Monzonite and part of the Caçandoca Granite show a more varied structural trend, with magmatic flow foliations ranging from NW to NS and NE, suggesting a relationship with the plutons emplacement but sinkinematic with the regional shear zones. The contact relationships and chemical signatures suggest that the mangerites and leucogranites are comagmatic. The chemical signatures suggest for all the granite and charnockite rocks a predominantly metaluminous and alkali-calcic, with peraluminous and calc-alkalic tendencies, in a post-collisional or late-orogenic environment with an intraplate to volcanic arc intermediary trend. The U-Pb concordant ages suggest 599 to 557 Ma range for the crystallization of these rocks with possible high temperatures maintenance.

Sumário

1. Introdução	1
Objetivos	1
Localização	2
Materiais e Métodos	3
Pesquisa Bibliográfica	3
Mapeamento Geológico	3
Petrografia	4
Análises Químicas	4
Geocronologia	5
2. Trabalhos Anteriores	7
Geologia Regional	7
Litoral Norte de São Paulo: Sudoeste de Ubatuba e Adjacências	13
3. Geologia Local	19
Complexo Costeiro	20
Milonitos tonalíticos	20
Gnaisses graníticos dobrados	21
Gnaise granítico com enclaves	22
Granitoide com granada	25
Granito Pico do Papagaio	25
Granito Caçandoca	27
Suíte Charnockítica Ubatuba	30
Mangeritos	30
Leucogranitos	32
Quartzo Monzonito Ilha Anchieta	34
Diques Básicos, Intermediários e Lamprófiros	35
4. Geologia Estrutural	37

5. Petrografia	47
Complexo Costeiro.....	47
Milonitos tonalíticos	47
Gnaisses graníticos dobrados	48
Gnaisse granítico com enclaves.....	50
Granitoide com granada	54
Granito Pico do Papagaio	55
Granito Caçandoca	57
Suíte Charnockítica Ubatuba	58
Mangeritos.....	58
Leucogranitos	61
Quartzo monzonito Ilha Anchieta	63
Diques Compostos Rompidos.....	64
Veios Aplíticos.....	64
6. Geoquímica	67
7. Geocronologia	79
8. Discussão.....	93
9. Considerações Finais	99
Referências Bibliográficas	103

Anexo I – Mapa de Pontos

Anexo II - Mapa Geológico

Anexo III – Perfil Geológico AB

Anexo IV – Tabelas de análises Químicas

Anexo V – Tabelas de análises isotópicas U-Pb - SHRIMP

Lista de Figuras

Figura 01 – Localização e principais acesso à área de estudo. Linha branca marca, junto com linha de costa, os limites do mapa geológico apresentado em anexo.	2
Figura 02 – Domínios tectônicos e principais estruturas da Província Mantiqueira (retirada de Delgado <i>et al.</i> , 2003).....	9
Figura 03 – Subdivisão da província Mantiqueira. (Retirado de Heilbron <i>et al.</i> , 2004)	10
Figura 04 – Mapa tectônico do segmento central do Cinturão Ribeira. 1- riftes cenozoicos e Bacia do Paraná; 2- rochas alcalinas cretáceas/cenozoicas; 3 e 4- Faixa Brasília Sul; 3- Nappe Socorro Guaxupé (G, Nappe Guaxupé; S, Nappe Socorro); 4- Sistema de nappes Andrelândia (ANS) e Nappe Passos (P); 5 a 7- Cráton São Francisco; 5- Embasamento, 6 e 7- coberturas sedimentares; Faixa Ribeira (8-15); 8- Domínio Andrelândia (AD) e equivalentes; 9- Domínio Juiz de Fora do terreno Ocidental; 10- Terreno Paraíba do Sul; 11- Terreno Oriental incluindo Arco Rio Negro (12); 13- Terreno Cabo Frio; 14- Terreno Embu; 15- Terreno Apiaí. CTB- Central Tectonic Boundary. SFC- São Francisco Cráton (retirado de Trouw <i>et al.</i> , 2013). Em vermelho seção apresentada na Figura 05).....	11
Figura 05 – Perfil AB (Figura 04) da Faixa Ribeira com relação entre diferentes terrenos e domínios estruturais. Legenda: 1 a 6 – terreno Ocidental; 7 e 8 – terreno Paraíba do Sul; 9 a 13 – terreno Oriental (9 – sequência Cambuci, 10 – sequência Italva, 11 – sequência Costeiro, 12 – arco magmático Rio Negro, 13 – granitos colisionais); 14 e 15 – terreno Cabo Frio (Retirado de Heilbron <i>et al.</i> , 2004).....	12
Figura 06 – Mapa Geológico de Ubatuba. Originalmente na escala 1: 100.000 (Modificado de Neumann, 1993).	15
Figura 07 – Mapa geológico simplificado (modificado de Leite <i>et al.</i> , 2004) com a área de estudo destacada em vermelho. Corpos graníticos: 1-Pico do Papagaio; 2-Parati; 3-Serra da Bocaina; 4-Mangaratiba; 5-Guaecá; 6-Natividade da Serra; 7-Lagoinha; 8-Quebra-Cangalha; 9-Ilha Grande; 10-Serra das Araras;11-Parati-mirim; 12-Cruz do Alto; 13-Serra Preta; 14-Ilha Anchieta.....	18
Figura 08 - Principais unidades de mapeamento da área de estudo: (1) sedimentos aluvionares; (2) Quartzo-monzonito Ilha Anchieta; (3 e 4) Suíte Charnockítica Ubatuba – mangerito (3) e leucogranitos (4); (5) Granito Pico do Papagaio; (6) Granito	

Caçandoca; (7 a 11) Complexo Costeiro - granitoide com granada (7); milonito esverdeado associado gnaisse granítico com enclaves (8); gnaisse granítico com enclaves (9); gnaisses graníticos dobrados (10); e milonitos tonalíticos (11).....	19
Figura 09 – (A) Foliação milonítica com nível quartzo-feldspático sigmoidal – ponto UBA-112; (B) <i>boudin</i> de foliação – ponto UBA-112; (C) detalhe do <i>boudin</i> de foliação e <i>neck</i> preenchido por “líquido” – ponto UBA-112; (D) bandamento composicional paralelo a foliação milonítica, com estruturas de estricção (<i>pinch and swell</i>) – ponto UBA-113.	21
Figura 10 – (A) Dobramento cerrado em rocha granítica – ponto UBA-86; (B) dobramento evidenciado por bandas composicionais – ponto UBA-86; (C) veio de quartzo paralelizado ao bandamento composicional e dobrado – ponto UB-89; (D) dobras isoclinais evidenciadas por bandas máficas – ponto UB-87.	22
Figura 11 – (A) Gnaisse granítico, com cristais maiores de feldspato alcalino alongados definindo foliação – ponto UBA-71 ;(B) enclave granítico alongado paralelo à foliação – ponto UBA-71; (C) enclave máfico deformado, alongado paralelamente à foliação - ponto UBA-71; (D) Dobras internas em enclave – ponto UBA-71; (E) nível máfico dobrado e corte transversal de enclave máfico - UBA-74; (F) relação geométrica em diferentes cortes de enclaves máficos, notar alongamento tanto em cortes horizontais quanto verticais – ponto UBA-74; (G) veios de quartzo e pegmatítico dobrados em corpo félsico intrusivo na rocha principal - UBA-74; (H) porfiroclastos e níveis félsicos estirados paralelos à foliação milonítica, faixa de rocha milonítica de coloração esverdeada – ponto UBA-70.	24
Figura 12 – (A) Estrutura foliada e cristais maiores de feldspatos – ponto UB-14; (B) porção mais fina com cristais de granada – ponto UB-14; (C) estrutura predominantemente foliada da unidade, cortada por veios e vênulas por vezes falhadas – ponto UB-14; (D) dique granítico com xenólitos da unidade granitoide com granada – ponto UB-14.....	25
Figura 13 – (A) Rocha típica da unidade Pico do Papagaio, com estrutura foliada – ponto UBA-117; (B) relação de corte com veio granodiorítico, abundante em nesta unidade – ponto UBA-105; (C) blocos de rochas finas e máficas com enclaves máficos, observadas como veios em lajes <i>in situ</i> – ponto UBA-102; (D) veio máfico com enclaves – ponto UBA-102; (E) foliação dobrada – ponto UBA-102; (F) truncamento de “níveis” de foliação - UBA-117.....	27

Figura 14 – (A) Rocha porfirítica, com cristais alongado na foliação - ponto UBA-58 ; (B) trecho deformado, com foliação evidente na superfície - ponto UBA-65 ; (C) dobramento evidenciado por leito máfico - ponto UBA-60; (D) dobra isoclinal na foliação - ponto UBA-60; (E) <i>boudins</i> de foliação em trecho mais deformado e recristalizado - ponto UBA-67; (F) terminação lenticular de foliação em trecho mais deformado e recristalizado - ponto UBA-67; (G) dique composto envolvendo xenólito da encaixante, destaque para dobramentos intrafoliais no entorno do xenólito – ponto – UB-60; (H) porções rompidas dos diques, com preenchimento das fraturas, evidenciando atividade magmática contemporânea – ponto UB-60.....	29
Figura 15 – (A) Aglomerado máfico evidenciando foliação - ponto UB-13; (B) coloração esbranquiçada em rocha charnockítica mais alterada - ponto UBA-139; (C) coloração esverdeada em rocha charnockítica fresca - ponto UBA-49; (D) bandamento composicional em bloco de charnockito - ponto UB-29; (E) foliação evidente em trecho de contato com bolsão leucocrático, sugerindo cisalhamento local - ponto UB-50; (F) mudança na coloração de rocha charnockítica próximo à intrusão apolítica - ponto UB-37.	32
Figura 16 – (A) Leucogranito - ponto UB-08; (B) enclave máfico com formato circular - ponto UB-09; (C) trecho foliado do leucogranito com enclave alongado oblíquo à foliação - ponto UBA-52; (D) intercalação de fácies graníticas - ponto UBA-41; (E) intercalação de fácies graníticas sugerindo dobramento - ponto UBA-39; (F) bandamento composicional em bloco de leucogranito - ponto UB-09.....	34
Figura 17 – (A) Enclave de rocha granítica em rocha fina isotrópica acinzentada – ponto UB-59; (B) e (C) zonas venuladas no quartzo monzonito acinzentado, próximo aos contatos com a unidade encaixante – ponto UB-56; (D) dique de rocha isotrópica acinzentada, equigranular fina, cortando rocha leucocrática foliada – ponto UB-08.	35
Figura 18 - (A) Dique de diabásio – ponto UBA-73; (B) dique de diabásio com até 20 metros de largura – ponto UB-98; (C) fenocristais zonados de plagioclásio – ponto UB-21; (D) dique lamprófiro com zoneamento borda-núcleo – ponto UB-51.	36
Figura 19 – Mapa geológico da área de estudo com destaque para distribuição dos domínios e subdomínios estruturais.....	37
Figura 20 – Projeção estereográfica dos polos da xistosidade no domínio estrutural A. Em vermelho estão destacadas projeções ciclográfica e polar do plano médio obtido (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior).	38

Figura 21 – Projeção estereográfica dos polos das foliações no domínio estrutural B (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior).....	39
Figura 22 – Projeção estereográfica das foliações no subdomínio estrutural B1. Em vermelho estão destacadas projeções ciclográfica e polar do plano médio obtido (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior).....	39
Figura 23 – Projeção estereográfica das foliações no subdomínio estrutural B2. Em vermelho estão destacadas projeções ciclográfica e polar do plano médio obtido (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior).....	40
Figura 24 – Projeção estereográfica das foliações no subdomínio estrutural B3. Em vermelho estão destacadas projeções ciclográfica e polar do plano médio obtido (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior).....	41
Figura 25 – Projeção estereográfica das foliações incluídas no subdomínio estrutural B4 (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior).	41
Figura 26 – Projeção estereográfica das foliações no subdomínio estrutural B5. Em vermelho estão destacadas projeções ciclográfica e polar do plano médio obtido e em amarelo a guirlanda de melhor ajuste e o eixo B inferido (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior).	42
Figura 27 – Projeção estereográfica dos polos das foliações incluídas no domínio estrutural C (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior).	43
Figura 28 – Projeção estereográfica das estruturas incluídas no subdomínio estrutural C1. Pontos pretos correspondem aos polos de foliações e cruzes aos eixos de dobras medidos em campo. Em vermelho estão destacadas projeções ciclográfica e polar do plano médio obtido e em amarelo a guirlanda de melhor ajuste da distribuição dos polos das foliações, com indicação do eixo B inferido. Destaque para eixos de dobras medidos, coincidentes com o eixo B inferido (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior).....	44
Figura 29 – Projeção estereográfica das estruturas incluídas no subdomínio estrutural C2. Em vermelho estão destacadas projeções ciclográfica e polar do plano médio obtido e em amarelo a guirlanda de melhor ajuste da distribuição dos polos com indicação do eixo B inferido (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior). ...	45
Figura 30 – Distribuição dos domínios e subdomínios estruturais e respectivas projeções estereográficas das estruturas.	46
Figura 31 – (A) Estrutura foliada, com orientação dos minerais máficos e ligeiro bandamento quartzo-feldspático, com limites interdigitados a poligonizados entre	

cristais – polarizadores paralelos - ponto UBA-112; (B) estrutura foliada, destaque para cristais de plagioclásio e quartzo ligeiramente alongados e com limites localmente poligonizados – polarizadores cruzados – ponto UBA-112; (C) cristal de quartzo com extinção ondulante, geometria sigmoidal e limitado lateralmente por cristais de biotita, inclusive truncando as micas – polarizadores cruzados - ponto UBA-113; (D) cristal de allanita truncando cristal de biotita – polarizadores paralelos - ponto UBA-112.....48

Figura 32 – (A) Foliação evidenciada por orientação de minerais e aglomerados máficos, e bandamento composicional – polarizadores paralelos - ponto UBA-89; (B) bandas quartzo-feldspáticas com contatos interdigitados, localmente poligonizados, e cristais de quartzo alongados e com extinção ondulante – polarizadores cruzados – ponto UBA-89; (C) nível com acúmulo de feldspato alcalino, com cristais de quartzo e plagioclásio intersticiais, com contatos localmente poligonizados – polarizadores cruzados – ponto UBA-86; (D) limites serrilhados entre cristais de biotita e microclínio – polarizadores paralelos – ponto UBA-8650

Figura 33 – (A) Cristal de quartzo no centro sub-arredondado rotacionado e com extinção ondulante – polarizadores cruzados - ponto UBA-71D; (B) aglomerados máficos, com cristais de biotita e titanita inclusas ou formando núcleos, em que cristais de titanita por vezes envolvem minerais opacos – polarizadores paralelos - ponto UBA-71D; (C) porfiroclastos de plagioclásio envoltos por matriz fina quartzo-feldspática – polarizadores cruzados - ponto UBA-71C; (D) cristais de biotita alongados de forma perpendicular à foliação, com aspectos de rotação – polarizadores paralelos - ponto UBA-71 A; (E) cristais de quartzo com aspecto de rotação formando nível alongado com extinção ondulante – polarizadores cruzados - ponto UBA-74; (F) textura granoblástica com cristais de quartzo e microclínio com contatos interdigitados – polarizadores cruzados - ponto UBA-74.....52

Figura 34 – (A) Cristal maior de plagioclásio envolto por matriz mais fina e contatos interdigitados entres cristais – polarizadores cruzados – ponto UBA-70; (B) porfiroblasto de plagioclásio com inclusões de outras fases minerais – polarizadores cruzados - ponto UBA-72.53

Figura 35 – (A) Cristais de granada em leito máfico estirado – polarizadores paralelos - ponto UB-14; (B) cristais de granada sub-esféricos – polarizadores paralelos – ponto UB-14.55

Figura 36– (A) Foliação evidenciada por minerais máficos – polarizadores paralelos - ponto UBA-016; (B) cristal maior de plagioclásio parcialmente envolto por matriz mais fina, caracterizando textura porfirítica e cristal de quartzo alongado e com extinção ondulante pronunciada – polarizadores cruzados – ponto UBA-149; (C) aglomerado de minerais quartzo-feldspáticos, com limites ondulados, sugerindo textura glomeroporfirítica – polarizadores cruzados - ponto UBA-102; (D) cristal de plagioclásio cujo crescimento aparentemente trunca cristal de biotita – polarizadores cruzados - ponto UBA-016 57

Figura 37 – (A) Cristais de quartzo e feldspato caracterizando textura xenomórfica, localmente hipidiomórfica com contatos poligonizados – polarizadores cruzados - ponto UBA-65; (B) cristais maiores de quartzo alongados, com extinção ondulante – polarizadores cruzados – ponto UBA-60; (C) cristal de plagioclásio com geminação deformada na borda – polarizadores cruzados – ponto UB-60; (D) cristal de quartzo com extinção ondulante pronunciada, localmente contendo inclusões – polarizadores cruzados – ponto UBA-60 58

Figura 38 – (A); Foliação evidenciada por leitos de minerais máficos – polarizadores paralelos – ponto UBA-119; (B) cristal maior de ortopiroxênio, com desenvolvimento de mineral de alteração preferencialmente paralelo às clivagens – polarizadores paralelos – ponto UBA-139; (C) aglomerado de minerais máficos constituído por ortopiroxênio, biotita e hornblenda, esta por vezes poiquilítica – polarizadores paralelos - ponto UBA-139; (D) cristal de hornblenda entre cristais de ortopiroxênio em continuidade óptica, com possível consumo deste mineral para formação daquele – polarizadores cruzados - ponto UBA-139 61

Figura 39 – (A) Textura xenomórfica caracterizada por cristais com limites ondulados e interdigitados, com cristais de quartzo ligeiramente alongado, por vezes com extinção ondulante – polarizadores cruzados - ponto UBA-47; (B) borda albítica em cristal pertítico – polarizadores cruzados - ponto UB-02; (C) cristal de plagioclásio intersticial com continuidade óptica com as lamelas pertíticas em cristal de feldspato alcalino adjacente – polarizadores cruzados - ponto UB-02; (D) cristal de plagioclásio totalmente envolvido em cristal de feldspato alcalino pertítico, caracterizando textura anti-rapakivi – polarizadores cruzados – ponto UB-72. 63

Figura 40 – (A) Cristais maiores de plagioclásio e feldspato alcalino, com destacadas inclusões de quartzo tanto na matriz quanto nas bordas dos feldspatos – polarizadores

cruzados - ponto UB-58; (B) inclusões de quartzo em fenocristal de feldspato alcalino zonado – polarizadores cruzados – ponto UB-58.....	64
Figura 41 – Diagrama R1-R2 (De la Roche <i>et al.</i> , 1982) para classificação de rochas plutônicas.....	68
Figura 42 – Diagrama de Shand (1943) para as amostras das unidades graníticas, ressaltando caráter predominantemente metaluminoso, com associações peraluminosas.....	69
Figura 43 – Diagrama de número de Fe versus sílica (Frost <i>et al.</i> , 2001). Legenda na Figura 42.....	70
Figura 44 – Diagrama MALI (Frost <i>et al.</i> , 2001). Legenda na Figura 42.....	70
Figura 45 - Diagramas SiO ₂ versus óxidos de elementos maiores e menores.....	72
Figura 46 – Diagramas SiO ₂ versus elementos traços. Legenda na Figura 45.....	73
Figura 47 – Diagrama SiO ₂ versus K ₂ O, com dados de Neumann (1993). Legenda na Figura 45. Asteriscos em laranja representam amostras de Neumann (1993).	74
Figura 48 – Padrões de ETR normalizado por condrito (Boyton, 1984) e diagramas multi-elementos normalizados pelo manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) para as amostras da Suíte Charnockítica Ubatuba (superior); Complexo Costeiro, Granito Caçandoca e Granito Pico do Papagaio (meio); e rocha básica do dique sin-plutonico composto (inferior).	76
Figura 49– Diagrama U (ppm) versus Th (ppm). Legenda na Figura 45.....	77
Figura 50 – Diagrama Y+Nb versus Rb para classificação de ambiente tectônico de rochas graníticas (Pearce, 1996). Ambientes no diagrama: - WPG - intra-placa; syn-COLG – sin-colisionais; VAG –associados à arcos vulcânicos; ORG -Dorsais Oceanicas; post-COLG – pós-colisionais.....	77
Figura 51 – Diagrama R1-R2 (Batchelor & Bowden, 1985) de classificação tectônica.	78
Figura 52 – Imagens de catodoluminescencia dos cristais analisados do Granito Caçandoca (UBA-58). Em vermelho estão indicados os pontos analisados, bem como a idade ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U obtida para cada ponto.....	80
Figura 53 – Diagrama concórdia para amostra do Granito Caçandoca (UBA58) com todos os pontos analisados (n=20) e linha discórdia ancorada em zero. Elipses cinzas representam pontos com discordância > 5%	81

Figura 54 - Diagrama de barra de erro e cálculo da média ponderada (<i>weighted average</i>) (esquerda) e curva probabilística (direita) das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para a amostra UBA-58 pertencente ao Granito Caçandoca(n=16).	81
Figura 55 – Diagrama concórdia para amostra do Granito Caçandoca (UBA58) com idade concórdia calculada para os pontos mais próximos da média ponderada (n=8). MWSD e probabilidade de concordância e equivalência.	82
Figura 56 – Imagens de catodoluminescência dos cristais analisados de mangerito da Suíte Ubatuba (UB-75). Em vermelho estão indicados os pontos analisados, bem como a idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtida para cada ponto.	83
Figura 57 - Diagrama concórdia para amostra do mangerito da Suíte Ubatuba (UB-75) com todos os pontos analisados (n=16) e linha discórdia ancorada em zero.	84
Figura 58 - Diagrama de barra de erro e cálculo da média ponderada (<i>weighted average</i>) (esquerda) e de curva probabilística (direita) das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ da amostra do mangerito da Suíte Ubatuba (UB-75).	84
Figura 59 - Diagrama concórdia para amostra do mangerito da Suíte Ubatuba (UB-75) com idade concórdia calculada para os pontos mais próximos do valor central e discordância menor que 10% (n=6). MSWD e probabilidade de concordância e equivalência.	85
Figura 60 - Diagrama concórdia para amostra do mangerito da Suíte Ubatuba (UB-75) com idade concórdia calculada para os pontos de idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mais antigas (n=4). MSWD e probabilidade de equivalência e concordância.	85
Figura 61 – Imagens de catodoluminescência dos cristais analisados de leucogranito da Suíte Ubatuba (UB-08). Em vermelho estão indicados os pontos analisados, bem como a idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtida para cada ponto.	86
Figura 62 - Diagrama de barra de erro e cálculo da média ponderada (<i>weighted average</i>) (esquerda) e curva probabilística (direita) das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ da amostra de leucogranito da Suíte Ubatuba (UB-08).	87
Figura 63- Diagrama concórdia para todos os pontos analisados da amostra de leucogranito da Suíte Ubatuba (UB-08). MSWD e probabilidade de concordância. .	87
Figura 64 – Imagens de catodoluminescência dos cristais analisados do Granito Pico do Papagaio (UBA-102). Em vermelho estão indicados os pontos analisados, bem como a idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtida para cada ponto.	88
Figura 65 - Diagrama concórdia para do Granito Pico do Papagaio (UBA-102) com todos os pontos analisados e linha discórdia ancorada em zero.	89

Figura 66 - Diagrama de barra de erro e cálculo da média ponderada (<i>weighted average</i>) (esquerda) e de curva probabilística (direita) das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ do Granito Pico do Papagaio (UBA-102).....	89
Figura 67 - Diagrama concórdia para as análises do grupo de idades mais novas da amostra do Granito Pico do Papagaio (UBA-102). MSWD e probabilidade de concordância e equivalência.	90
Figura 68 - Diagrama concórdia para as análises do grupo de idades mais antigas da amostra do Granito Pico do Papagaio (UBA-102). MSWD e probabilidade de concordância e equivalência.	90
Figura 69 – Curvas probabilísticas das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para as amostras das unidades analisadas. Destacado intervalo entre 600 e 560 Ma.	91

Lista de Tabelas

Tabela 01 – Idades descritas na bibliografia para as unidades litológicas aflorantes na região SW de Ubatuba.	17
Tabela 02 – Temperatura de saturação em zircônio	78
Tabela 03 – Síntese dos dados geocronológicos.....	91

1. Introdução

A região a que se propôs este estudo situa-se no litoral norte do Estado de São Paulo e está inserida no contexto geológico regional da Faixa Ribeira, mais especificamente no terreno denominado Serra do Mar (Campos Neto e Figueiredo, 1995; Campos Neto, 2000) ou Oriental (Heilbron *et al.*, 2008).

A Faixa Ribeira na região é caracterizada pela ocorrência expressiva de diversos corpos graníticos, de idades neoproterozoicas a cambrianas, intrusivos em rochas metamórficas. Zonas de cisalhamento transcorrentes tem um papel muito importante nesta região, não só na deformação, mas também na colocação de corpos graníticos, podendo mobilizar materiais de camadas inferiores da crosta para camadas superiores.

A região de Ubatuba está inserida em um contexto de rochas graníticas e charnockíticas, em contato com rochas metamórficas do Complexo Costeiro. Trata-se de uma região que, a despeito da proximidade de grandes centros urbanos da região sudeste do país, ainda carece de dados geológicos detalhados e espera-se que este estudo contribua para um melhor entendimento da região.

A área de trabalho oferece boas exposições de rochas, principalmente em costões e cortes na rodovia BR-101 (Rio - Santos), o que favorece o estudo em detalhe e identificação dos diferentes litotipos e das relações estruturais.

Objetivos

Esta dissertação de mestrado tem como objetivo principal caracterizar as fácies e unidades graníticas e charnockíticas ocorrentes na região sudoeste de Ubatuba, através de ferramentas como mapeamento geológico, análise estrutural, petrografia, geoquímica de rocha total e geocronologia U-Pb. Especialmente procurou-se contribuir ao conhecimento geológico da região em relação à distribuição espacial, texturas, estruturas, assinaturas geoquímicas e idades de cristalização das unidades estudadas.

Localização

A área de estudo está localizada no litoral norte do estado de São Paulo, no município de Ubatuba (SP), a cerca de 230 km da capital, e compreende todo o trecho sudoeste deste município, desde o limite com o município vizinho, Caraguatatuba, até o centro da cidade, sendo limitada a sul e sudeste pelo oceano Atlântico e a noroeste pelo Parque Estadual da Serra do Mar (Figura 01).

O acesso a área é feito principalmente pela BR-101 (Rio-Santos), e pode ser feito principalmente pelas rodovias SP-099 (Rodovia dos Tamoios), a partir de São José dos Campos, via Caraguatatuba, e SP-125 (Rodovia Osvaldo Cruz), a partir de Taubaté.

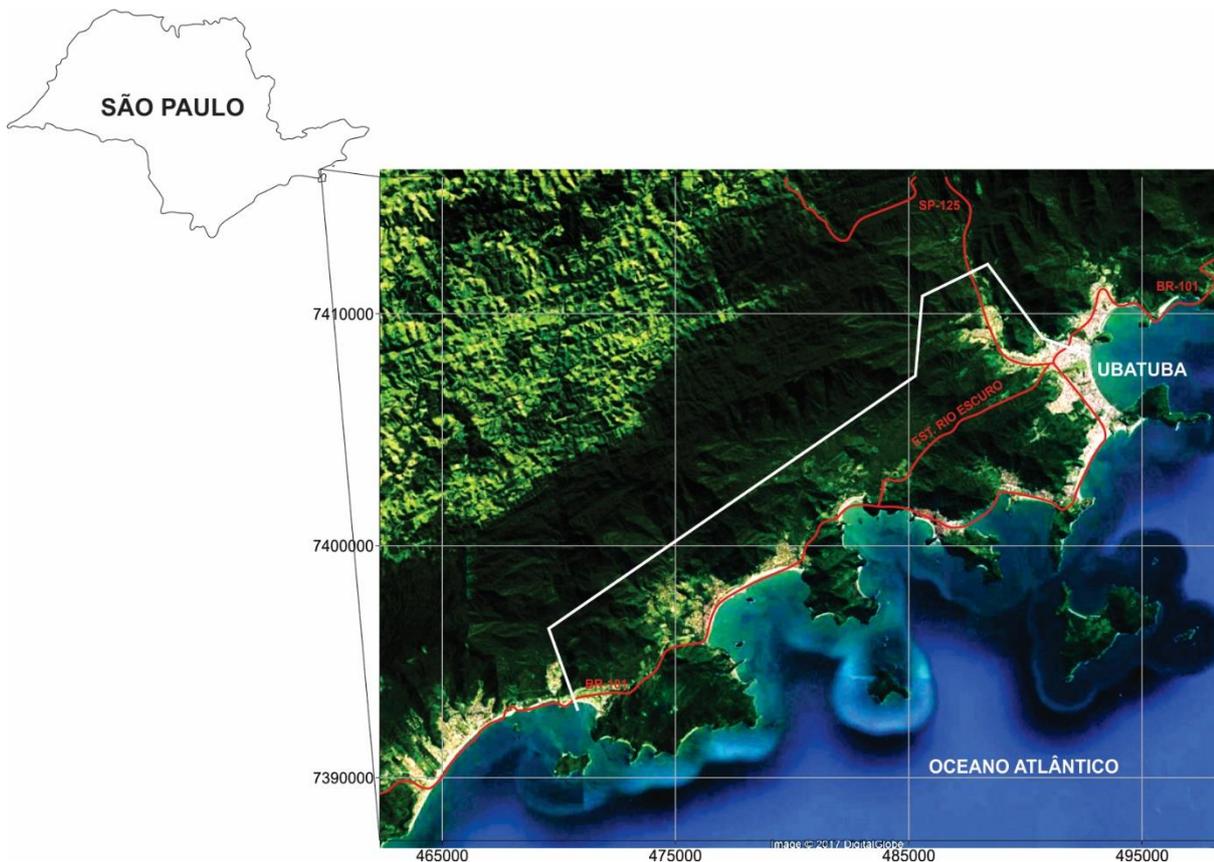


Figura 01 – Localização e principais acesso à área de estudo. Linha branca marca, junto com linha de costa, os limites do mapa geológico apresentado em anexo.

Materiais e Métodos

Pesquisa Bibliográfica

Uma revisão bibliográfica das informações disponíveis na literatura foi realizada sobretudo a respeito da compartimentação geológica que envolve a área de estudo, abrangendo aspectos petrográficos, tectônicos, geoquímicos e geocronológicos. Mapas geológicos de escalas variadas foram consultados, principalmente compilados pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM).

Mapeamento Geológico

Os trabalhos de campo foram realizados de forma sistemática, de forma a cobrir uma área pré-estabelecida, visando o reconhecimento de diferentes fácies e estruturas das unidades graníticas e gnáissicas aflorantes na região, conforme sugerido por Ulbrich *et al.* (2001) e Passchier *et al.* (1990).

Nas etapas de campo foram visitados 247 afloramentos (Anexo I), onde os litotipos e estruturas foram descritos e fotografados, além de realizados levantamentos de dados estruturais e coleta de amostras para petrografia, análises químicas e geocronológicas, em função da relevância e qualidade do afloramento.

A coleta de dados estruturais visou estabelecer as relações entre estruturas ígneas e metamórficas, através das técnicas convencionais, com identificação e tomada de atitudes das estruturas para posteriormente tratamento em mapas, perfis e estereogramas (Hobbs *et al.*, 1976; Ramsay e Hubert, 1983, 1987, entre outros) a fim de hierarquizar os elementos estruturais.

As amostras coletadas para confecção de lâminas petrográficas, sempre que possível, foram orientadas.

Como base cartográfica foram utilizadas folhas 1:50.000 (Ubatuba, Caraguatatuba e Ilha Anchieta) do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e 1:10.000 do Instituto Geográfico e Cartográfico (IGC).

Petrografia

Descrições petrográficas de cerca de 80 lâminas delgadas foram realizadas de forma a identificar e caracterizar texturas e estruturas ígneas e metamórficas, bem como mineralogia essencial e acessória, conforme recomendações de MacKenzie *et al.* (1995), Vernon (2004), Passchier & Trouw (2005), entre outros.

As atividades de descrição das lâminas delgadas foram realizadas no Laboratório de Ótica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP).

Análises Químicas

As análises químicas de elementos maiores, menores, traços e terras-raras (ETR), por fluorescência de raios-X e ICP-MS foram realizadas no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, nos laboratórios do Núcleo de Apoio à Pesquisa NAP - Geoanalítica.

O processo de preparo das amostras teve início serrando-se fatias de até 3 cm e/ou fragmentando com martelo em pedaços com dimensões de até 5 cm. Em seguida foi utilizado um britador primário, com mandíbulas aço, a fim de obter fragmentos com dimensões menores que 1 cm.

Frente a um volume de amostras sempre superior a 10 vezes o tamanho do maior cristal, e dada a granulometria predominantemente grossa das amostras, foi feito um quarteamento após a britagem, seguida da diminuição da granulometria dos fragmentos para inferior à 2 mm na prensa hidráulica, com pistão de aço, e um novo quarteamento. A pulverização (< 200 mesh) se deu em moinho de panela de ágata pré-descontaminada com um descarte da amostra (Sertek, 2010).

A partir do pó foram geradas pastilhas prensadas e fundidas, para análises de elementos maiores, menores e traços por fluorescência de raios-X, bem como preparadas as amostras para análises de elementos traços e ETR por ICP-MS, segundo procedimentos descritos por Mori *et al.* (1999) e Navarro *et al.* (2008), respectivamente.

Um total de 25 amostras foram analisadas por fluorescência de raios-X, sendo que 20 foram complementadas com análises por ICP-MS. O tratamento dos dados obtidos foi realizado com uso de diagramas específicos, em alguns casos com apoio de softwares como o GCDKit (Janousek *et al.*, 2006).

Geocronologia

Análises isotópicas U-Pb via SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Micro Probe*) foram realizadas, nos laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP (CEPEGEO), em cristais de zircão de 4 amostras, representativas dos mangeritos e leucogranitos da Suíte Charnockítica Ubatuba, do Granito Caçandoca e Granito Pico do Papagaio.

O processo de separação dos cristais de zircão, seguindo recomendações de Passarelli *et al.* (2009), teve início a partir de amostras de rochas somando cerca de 3 a 5 kg, passando por fragmentação manual, britagem em britador primário, moagem em moinho de disco e peneiramento com aberturas progressivamente menores. Parte do material resultante deste processo, entre as frações 100 e 250 mesh, seguiu para mesa vibratória, com posterior seleção magnética e uso de bromofórmio e iodeto de metileno para separação de minerais pesados. Limpeza com HNO₃ e nova separação de minerais magnéticos antecedem uma seleção e catação manual de cristais de zircão para análise, entre 20 e 30 por amostra.

Imagens de catodoluminescência destes cristais, bem como com uso de lupa para amplificação, foram utilizadas para determinar os pontos (*spots*) de análises., evitando-se fraturas, inclusões ou áreas metamórficas que pudessem ter perda de Pb.

Os dados U/Pb SHRIMP foram obtidos usando-se um spot com diâmetro aproximado de 10 µm. Os procedimentos analíticos e de cálculo de erros podem ser encontrados em Stern (1998), Williams (1998) e Sato *et al.* (2014).

As constantes de decaimento e a razão ²³⁸U/²³⁵U de Steiger & Jager (1977) foram usadas para calcular as idades. As concentrações de U foram calculadas usando o padrão SL13 (U = 238 ppm) e as razões ²⁰⁶Pb/²³⁸U foram calibradas usando o padrão TEMORA 2 (concordante 416,8 ± 1,3 Ma; Black *et al.*, 2004). As idades dos

cristais de zircão neoproterozoicos foram derivadas das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ seguindo a correção para o Pb comum baseada no ^{204}Pb medido e o modelo de evolução isotópica de Cumming and Richards (1975). As idades foram calculadas com o programa Isoplot (Ludwig, 2003), os resultados sumarizados em diagramas concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, e as idades dos grupos de cristais de zircão concordantes calculadas por média ponderada e idades concórdia.

2. Trabalhos Anteriores

Neste capítulo serão apresentadas informações disponíveis na literatura a respeito do contexto geológico regional no qual a área de estudo está inserida.

Geologia Regional

A região do litoral norte do estado de São Paulo engloba rochas inseridas na porção central da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981), no contexto do terreno ou microplaca Serra do Mar (Campos Neto e Figueiredo, 1995; Campos Neto, 2000), ou domínio Costeiro – terreno Oriental (Heilbron *et al.*, 2008).

A Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981) abrange as bordas leste das regiões sudeste e sul do Brasil e sul do estado da Bahia, com direção aproximada NNE-SSW e extensão da ordem de 3000 km, paralela à costa atlântica. As unidades expostas nesta província registram longa e complexa evolução no Neoproterozóico, com remanescentes mesoproterozóicos a arqueanos retrabalhados no Ciclo Brasileiro, constituindo um grande mosaico de terrenos (Delgado *et al.*, 2003) (Figura 02).

O Ciclo Brasileiro é caracterizado na Província Mantiqueira por sucessões de eventos orogênicos, que culminaram na amalgamação de diferentes terrenos (Campos Neto e Figueiredo, 1995; Trouw *et al.*, 2000, Delgado *et al.*, 2003, Heilbron *et al.*, 2004; 2008).

Três faixas móveis ou cinturões de dobramentos podem ser discriminados na Província Mantiqueira, sendo eles a Faixa Araçuaí na porção norte (Almeida, 1977), Faixa Ribeira na porção central (Almeida *et al.*, 1973; Hasui *et al.*, 1975) e Cinturão Dom Feliciano na porção sul (Fragoso Cesar, 1980) (Figura 03).

Delgado *et al.* (2003), apresentam uma ordem de amalgamação dos diferentes terrenos da Província Mantiqueira, propondo três sistemas de orógenos para a evolução da mesma, designados Brasileiro I, II e III. Tal classificação remete às anteriormente propostas para a porção central da província, no Cinturão Ribeira (Trouw *et al.*, 2000; Campos Neto e Figueiredo, 1995). Esta proposta sugere

sucessivas etapas de colisões de terrenos, com intensa deformação e granitogênese, nos períodos entre 880-700Ma, 640-610Ma e 590-520Ma, respectivamente.

Alguns autores (Bento dos Santos *et al.*, 2015; Meira *et al.* 2015; Almeida *et al.*, 2010) sugerem que os blocos litosféricos envolvidos no desenvolvimento da Província Mantiqueira já estavam amalgamados em torno de 600 Ma.

Bento dos Santos *et al.* (2015) propõem um único evento colisional entre 630 e 590 Ma, seguido de clímax termal entre 615 e 560 Ma, com quebra da placa subductada (*slab break-off*), ascensão da astenosfera e alojamento de magmas (*underplating*), e manutenção de altas temperaturas até 540-490 Ma.

Meira *et al.* (2015) sugerem para o Cinturão Ribeira uma origem intracontinental, como resultado do campo distal de esforços associado aos orógenos Brasília e Dom Feliciano, entre 640 e 610 Ma, seguido por magmatismo pós-colisional generalizado, rifteamento e sedimentação entre 600 e 540 Ma.

O cinturão Ribeira (Almeida *et al.*, 1973; Hasui *et al.*, 1975), de idade neoproterozoica a eopaleozóica, estende-se por cerca de 1.400km ao longo da costa atlântica nas regiões sudeste e sul do Brasil (Trouw *et al.*, 2000). Diversos autores sugerem que o seu desenvolvimento está relacionado a convergência dos Crátos São Francisco e Congo - Angola, com participação dos crátos do Parapanema e Luís Alves (Campos Neto e Figueiredo, 1995; Campos Neto, 2000; Heilbron e Machado, 2003; Heilbron *et al.*, 2004; 2008; Trouw *et al.*, 2013). Vauchez *et al.* (1994) sugerem uma tectônica de escape no cinturão Ribeira devido ao efeito da terminação sul do cráton do São Francisco e sua colisão com o do Congo.

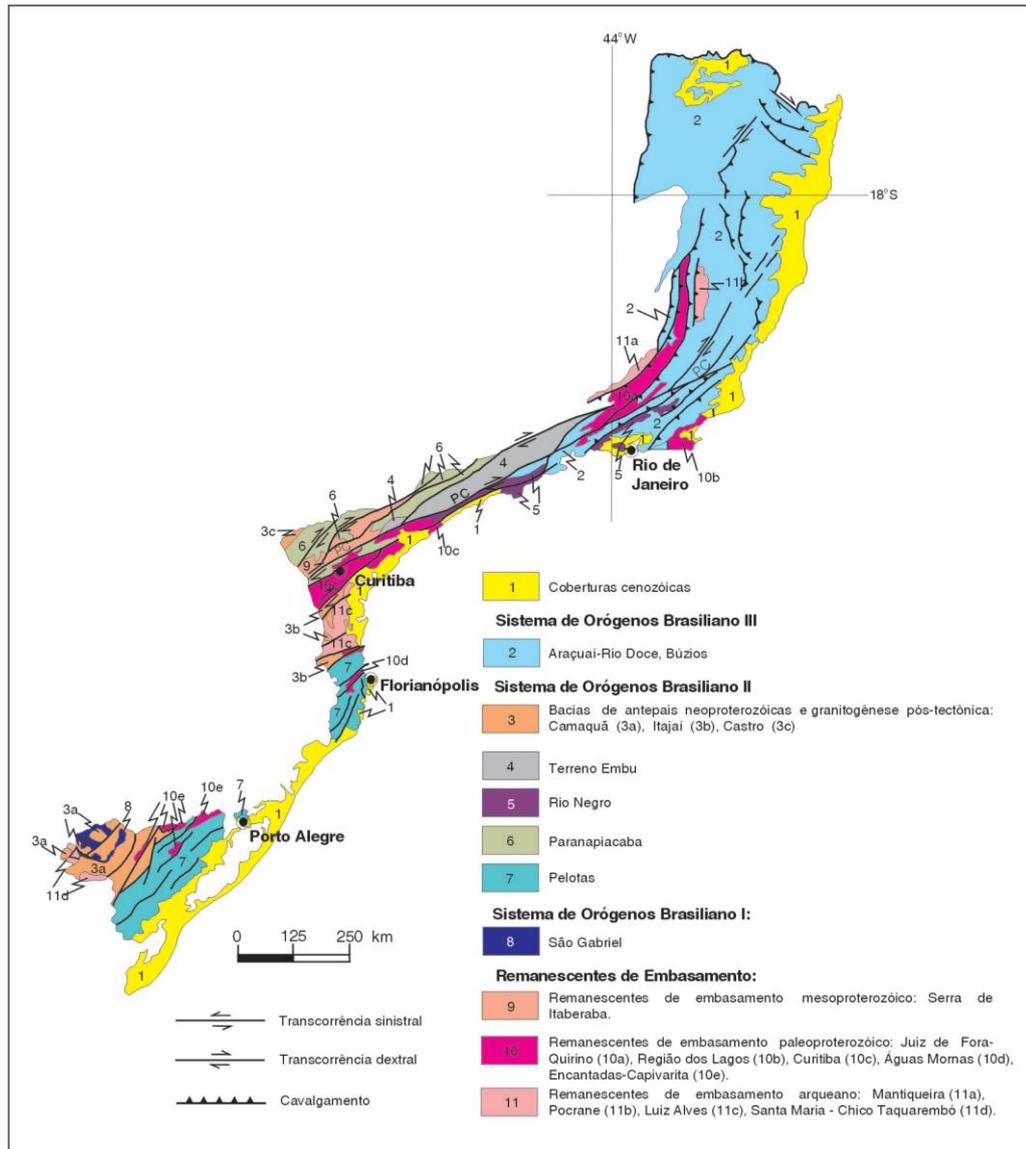


Figura 02 – Domínios tectônicos e principais estruturas da Província Mantiqueira (retirada de Delgado *et al.*, 2003).

Na concepção de Trouw *et al.* (2000) e Heilbron *et al.* (2008) a porção norte do Cinturão Ribeira é compartimentada em diferentes terrenos imbricados em direção NW – W rumo ao Cráton São Francisco, sendo eles: Ocidental, Paraíba do Sul - Embu, Oriental e Cabo Frio (Figura 04), que representam evolução polifásica do cinturão com docagem de diacrônica destes terrenos (Figura 05).

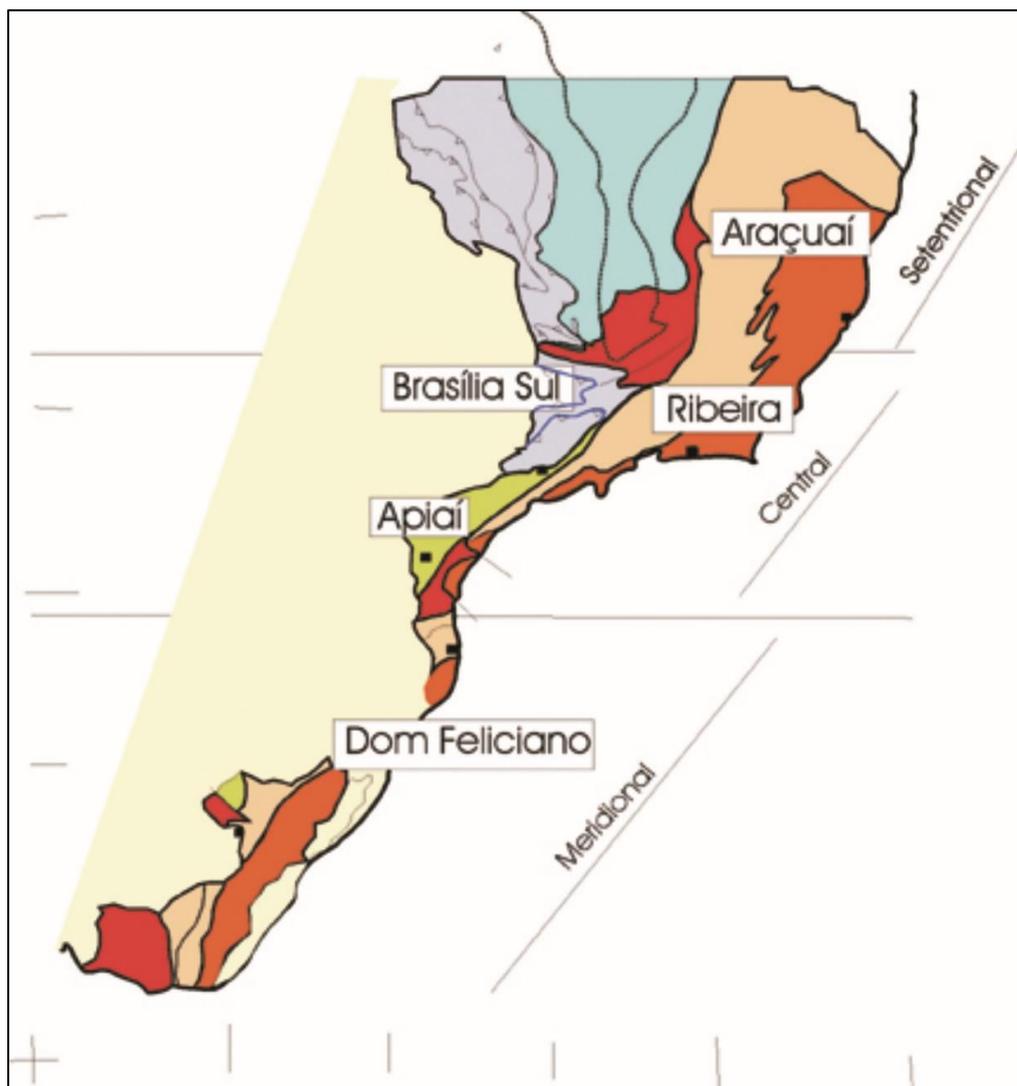


Figura 03 – Subdivisão da província Mantiqueira. (Retirado de Heilbron *et al.*, 2004)

O terreno Ocidental compreende unidades arqueanas e paleoproterozóicas retrabalhadas do embasamento (ortognaisses e ortogranulitos dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora) e unidade neoproterozóica (rochas metassedimentares da Megassequência Andrelândia) caracterizada como sucessão de margem continental passiva (Silva *et al.*, 2005; Heilbron *et al.*, 2008).

O terreno Paraíba do Sul - Embu, acrescido ao paleocontinente São Francisco no intervalo entre 605 e 580 Ma (Heilbron *et al.*, 2008), é representado por ortognaisses paleoproterozóicos e sequências metassedimentares. Trouw *et al.* (2013) sugerem a origem destes terrenos, separados em Paraíba do Sul e Embu, como contíguos a Nappe Socorro-Guaxupé, com evolução relacionada à Faixa Brasília.

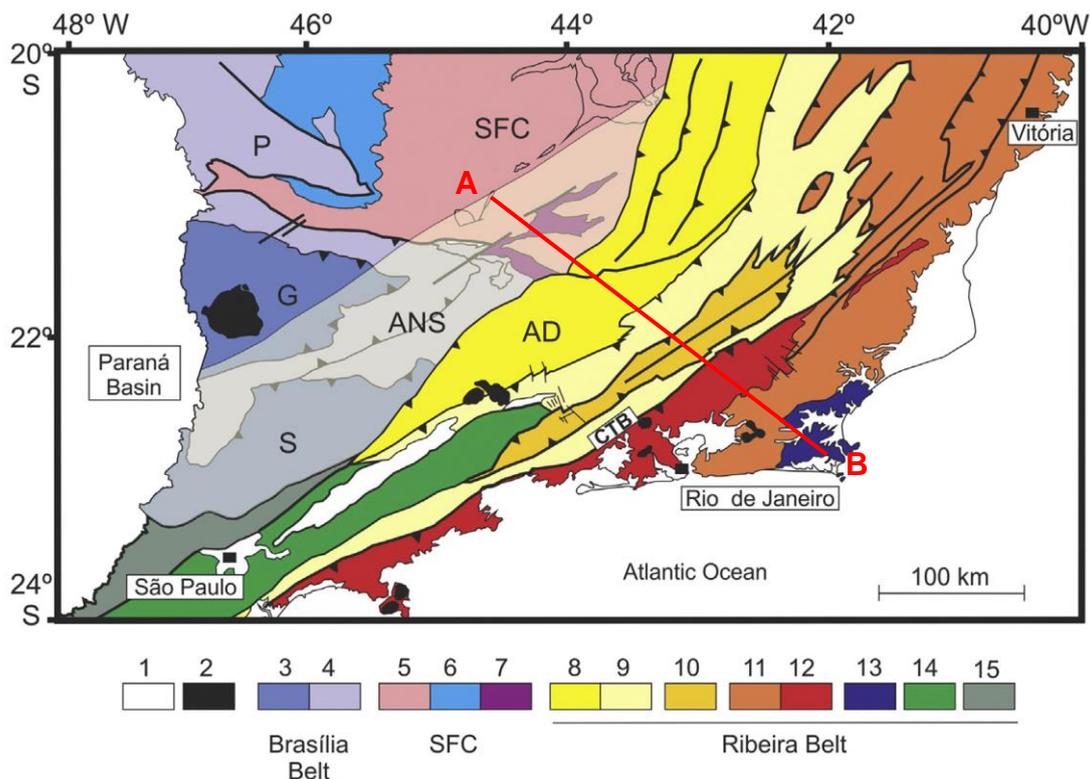


Figura 04 – Mapa tectônico do segmento central do Cinturão Ribeira. 1- riftes cenozoicos e Bacia do Paraná; 2- rochas alcalinas cretáceas/cenozoicas; 3 e 4- Faixa Brasília Sul; 3- Nappe Socorro Guaxupé (G, Nappe Guaxupé; S, Nappe Socorro); 4- Sistema de nappes Andrelândia (ANS) e Nappe Passos (P); 5 a 7- Cráton São Francisco; 5- Embasamento, 6 e 7- coberturas sedimentares; Faixa Ribeira (8-15); 8- Domínio Andrelândia (AD) e equivalentes; 9- Domínio Juiz de Fora do terreno Ocidental; 10- Terreno Paraíba do Sul; 11- Terreno Oriental incluindo Arco Rio Negro (12); 13- Terreno Cabo Frio; 14- Terreno Embu; 15- Terreno Apiaí. CTB- Central Tectonic Boundary. SFC- São Francisco Cráton (retirado de Trouw *et al.*, 2013). Em vermelho seção apresentada na Figura 05).

O terreno Oriental, que teria sido acrescentado ao paleo-continente São Francisco entre 580-550 Ma (Heilbron *et al.*, 2008), é subdividido em 3 domínios: Cambuci, Italva e Costeiro. Este último compreende associações metassedimentares intrudidas pelo arco magmático Rio Negro (Tupinambá *et al.*, 2000; 2012) e diversas gerações mais jovens de rochas graníticas (Heilbron e Machado, 2003). O Complexo Rio Negro (Tupinambá *et al.*, 2012), consiste da porção plutônica de um arco magmático desenvolvido entre 790 e 600 Ma, compreendendo granitóides de séries de baixo a médio-K, com idades entre 790 e 620 Ma, e de séries de alto-K à shoshoníticas, entre 610 e 605 Ma, que, aliados a dados isotópicos sugerem longa duração e progressiva maturação do arco (185 ma).

O limite entre os terrenos Paraíba do Sul - Embu e Oriental é caracterizado por zona de cisalhamento dobrada, com complexa e longa evolução estrutural desenvolvida sob condições de altas temperaturas (Almeida *et al.*, 1998).

O terreno Cabo Frio representa o último estágio colisional, entre 530 e 510 Ma, com associações ortognáissicas e sucessões metassedimentares de alto grau (Schmitt *et al.*, 2004; Heilbron *et al.*, 2008).

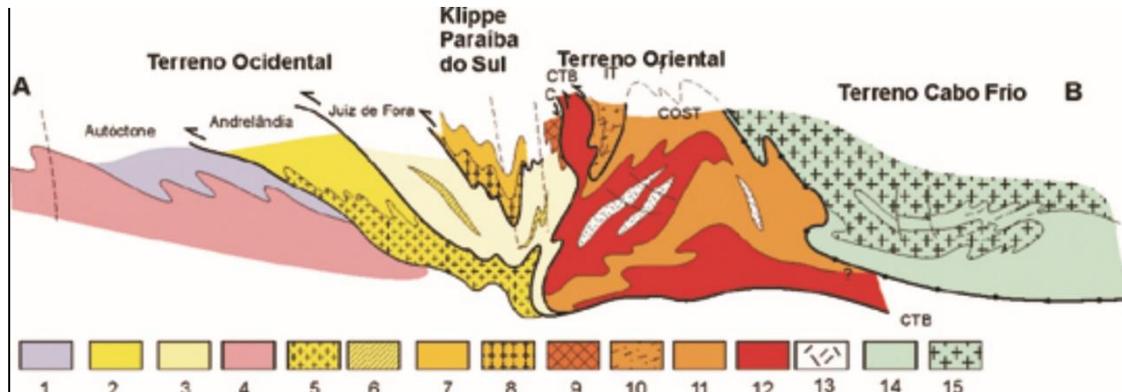


Figura 05 – Perfil AB (Figura 04) da Faixa Ribeira com relação entre diferentes terrenos e domínios estruturais. Legenda: 1 a 6 – terreno Ocidental; 7 e 8 – terreno Paraíba do Sul; 9 a 13 – terreno Oriental (9 – sequência Cambuci, 10 – sequência Italva, 11 – sequência Costeiro, 12 – arco magmático Rio Negro, 13 – granitos colisionais); 14 e 15 – terreno Cabo Frio (Retirado de Heilbron *et al.*, 2004).

Bento dos Santos *et al.* (2015) e Silva *et al.* (2005) referem-se ao segmento costeiro do litoral central e norte do estado São Paulo e litoral sul do estado do Rio de Janeiro como “cinturão granítico costeiro” (*Costeiro Granitic/Granitoid Belt*).

Destacam-se no Cinturão Ribeira, bem como em grande parte da Província Mantiqueira, a ocorrência de densa rede de zonas de cisalhamento entrelaçadas, definindo lentes sigmoidais nas mais diferentes escalas (Machado, 1997; Campanha, 2002). Estas zonas de cisalhamento, associadas a sistemas de cavalgamento, ocorrências de rochas miloníticas e granitoides foliados sugerem uma interpretação de regime transpressivo à este cinturão, com ocorrência de diversas estruturas em flor ao longo de vários segmentos do mesmo (Campanha & Ens, 1996; Maffra, 2000)

As estruturas em flor por vezes desempenham papel importante na geração e colocação colocação de corpos graníticos no Cinturão Ribeira, promovendo encurtamento e espessamento de crosta e transferência de materiais de níveis inferiores da crosta para níveis superiores (Machado, 1997; Maffra, 2000).

Litoral Norte de São Paulo: Sudoeste de Ubatuba e Adjacências

As principais unidades litoestratigráficas que são descritas pela literatura na região correspondem ao Complexo Costeiro, Granito Pico do Papagaio, Charnockito Ubatuba e Quartzozonito Ilha Anchieta.

O litoral norte de São Paulo é cartografado em boa parte como pertencente ao Complexo Costeiro (Bistrichi *et al.*, 1981; Hasui *et al.*, 1984) formado por unidades heterogêneas, caracterizadas principalmente por rochas metamórficas de alto grau, que sofreram migmatização em diferentes graus, e abundante granitogênese, e correlaciona-se com ao terreno Oriental de Heilbron *et al.* (2008). O limite entre os terrenos Embu e Costeiro é dado pela maioria dos autores pela falha de Cubatão, de caráter transcorrente. Tassinari (1988) sugere para o Complexo Costeiro a formação de crosta continental no Proterozóico Médio, com evento metamórfico principal entre 650 e 600 Ma e resfriamento entre 500 e 450 Ma, com as suítes graníticas Natividade da Serra e Caraguatatuba (Chierigati *et al.*, 1982; Chiodi Filho *et al.*, 1983) representando atividade pós-tectônica, de idades 570 ± 50 Ma e 543 ± 50 Ma, respectivamente.

Meira (2014) caracterizou dois eventos metamórficos sucessivos no domínio Costeiro na região de São Sebastião e Caraguatatuba, o primeiro (M1), compressivo em cerca de 650-600 Ma, e o segundo (M2), associado a tectônica distensiva e transcorrente em cerca de 600-560 Ma, gerando ampla fusão parcial da crosta média durante descompressão, com formação de migmatitos e leucogranitos peraluminosos entre 585 e 560 Ma. Com a fusão parcial da crosta média, estruturas gnáissicas dômicas teriam sido geradas por fluxo crustal lateral em regime extensional.

Fernandes (1991) caracteriza o Complexo Costeiro, com estruturação regional NE-SW, por intensa foliação blastomilonítica, constituído predominantemente por gnaisses granitoides microporfiroides e por (hornblenda-) biotita granitoides porfiroides. A autora ainda caracteriza ao menos 4 fases de deformação, associadas com dobramentos intrafoliais à fase principal, observadas principalmente em enclaves, e sugere que gnaisses laminados sejam mais antigos que gnaisses microporfioblásticos, no entanto sem relações intrusivas observadas. A estruturação regional apresenta direção preferencial NE-SW.

A região de Ubatuba é caracterizada por grande variedade de termos litológicos, sobressaindo rochas charnockíticas, granitos gnáissicos, leucogranitos e migmatitos geralmente oftalmíticos. As rochas charnockíticas alternam-se com rochas leucocráticas, sem relações genéticas bem definidas. Nas proximidades de diques aplíticos observam-se mudanças na coloração das rochas charnockíticas, passando de tons esverdeados para rosados. Em diversos locais não é possível dissociar entre as unidades charnockíticas, granulíticas e migmatíticas (Silva *et al.*, 1977; Freitas, 1976).

Ao norte, na base da Serra do Mar, em contato predominantemente tectônico com as rochas charnockíticas (Silva *et al.*, 1977), ocorrem rochas gnáissicas-migmatíticas, por vezes com uma zona de transição caracterizada por uma faixa de biotita gnaisses félsicos, de coloração rosada. A oeste é descrita unidade granito-gnássica associada ao Complexo Pico do Papagaio (Silva *et al.*, 1977).

Intrusivas a todas as litologias são descritas ocorrências graníticas homogêneas, não mapeáveis, e posteriormente diques mesozoicos, básicos a intermediários (Silva *et al.*, 1977)

O Granito Pico do Papagaio é constituído por maciço granítico alongado segundo estruturação regional NE-SW, com cerca de 100 km de comprimento e até 10 de largura, indo desde a região de Guaratuba em Bertioga até Ubatuba. As rochas que definem a unidade são caracterizadas por composição granítica, estruturação expressiva com aspecto gnáissico, granulação grosseira por vezes (glomerado-) porfiroblástica e coloração variada nas tonalidades cinza-rosadas, sendo definidas como: biotita-hornblenda gnaisses facoidais, biotita gnaisses, migmatitos e biotita granitos. Frequentemente contem enclaves de outras rochas gnáissicas, bem como, em escala de mapa, englobam blocos de outras unidades, caracterizando heterogeneidade litológica da unidade (Silva *et al.*, 1977; Chierregatti *et al.*, 1982; Chiodi Filho *et al.*, 1983; Campanha & Ens, 1996). Meira *et al.* (2014) sugerem para o Batólito Pico do Papagaio, evolução magmática de longa duração, entre 560 e 600Ma, com idade média de 579 ± 4 Ma (Tabela 01), além de fontes mistas (crustais e mantélicas) para os litotipos que formam o batólito.

Nos mapas e trabalhos anteriores disponíveis na literatura a unidade definida como “Charnockito Ubatuba” aflora como um corpo principal de cerca de 250 km², e

lentes menores que somam menos de 15 km² (Figura 06). Em geral apresenta contato transicional com hornblenda–biotita granito, sendo intrusiva em rochas gnáissicas e graníticas, e intrudida por corpos graníticos e diques toleíticos e alcalinos (Neumann, 1993; Azevedo Sobrinho *et al.*, 2011). Localmente, foliações de direção NW-SE com mergulho elevado, discordantes da orientação regional, mostraram-se expressivas (Pires, 2011).

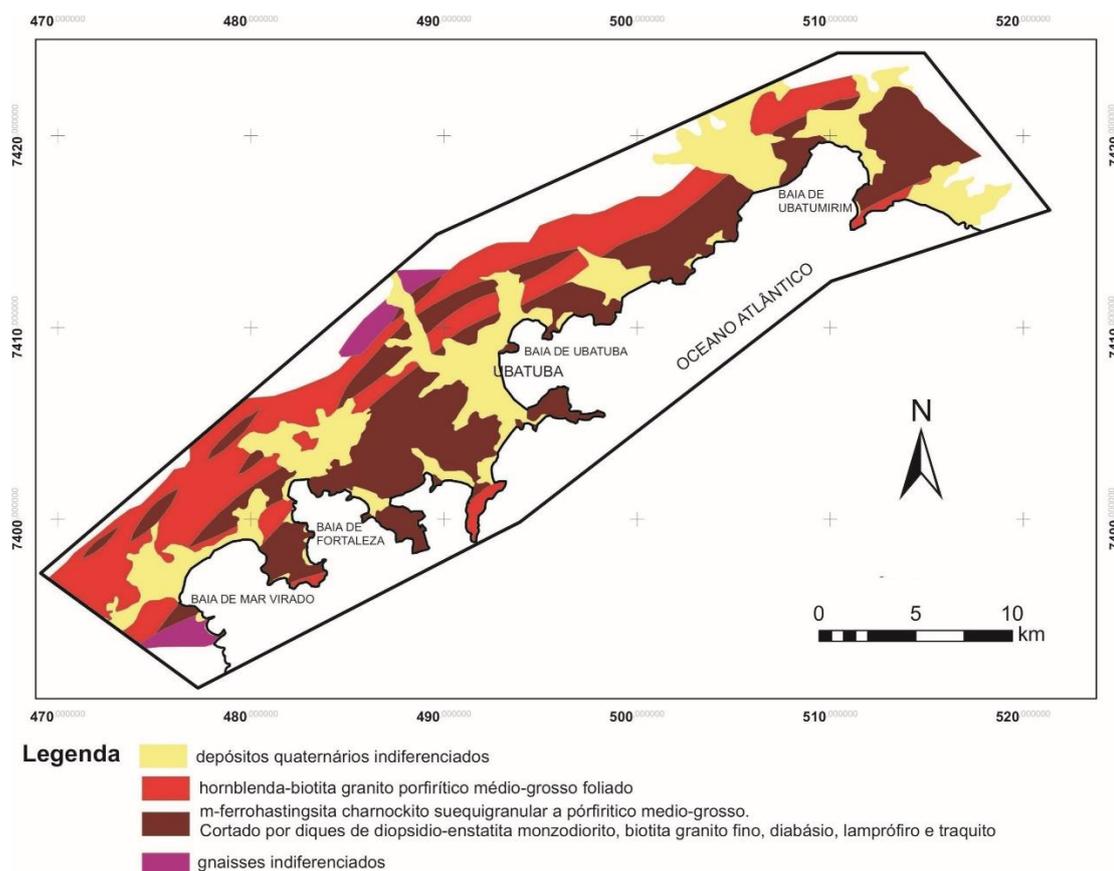


Figura 06 – Mapa Geológico de Ubatuba. Originalmente na escala 1: 100.000 (Modificado de Neumann, 1993).

Gasparini e Mantovani (1979) definiram a origem do Charnockito de Ubatuba como magmática, em concordância com autores prévios (Ebert, 1968 e Freitas, 1976), sendo produto de fusão parcial de rochas de alto grau da crosta. Dataram a intrusão em 551±5 Ma, pelo método Rb/Sr, e um evento metamórfico de pequeno porte ou resfriamento em 479±2 Ma (Tabela 01), dada por isócrona Rb/Sr mineral, que seria evidenciado por uma foliação mineral. As razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7098-0,7117$ indicariam que o protólito do magma deve pertencer à crosta superior. Assumindo que estas rochas foram geradas por anatexia da crosta superior com razão Rb/Sr normal (0,2-0,5) e uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703$ para o manto, a extração do protólito do manto

teria ocorrido entre 300 a 700 Ma antes da geração do magma. Esses autores dividiram os charnockitos em dois tipos: maciço e bandado, sem diferenças geoquímicas significativas.

Neumann (1993) descreveu o típico charnockito de Ubatuba como rocha de coloração verde escura, leucocrática, maciça e homogênea, equigranular a porfírica com matriz média a grossa. O autor ainda classificou as rochas como m-charnockito e m-quartzo mangeritos, seguindo especificações de Streckeisen (1974), em que o prefixo m- é decorrente da predominância de mesopertitas dentre os feldspatos.

Embora partes do Charnockito Ubatuba não sejam foliadas ou apresentem foliação discreta, elas podem apresentar foliação de estado sólido bem desenvolvida (Azevedo Sobrinho *et al.*, 2011). A mineralogia principal é formada por feldspato alcalino, quartzo, oligoclásio, biotita, hornblenda, clino- e ortopiroxênio, tendo como minerais acessórios zircão, apatita e opacos (ilmenita e magnetita).

A cristalização do charnockito, segundo Neumann (1993), ocorreu sob condições de temperatura e pressão de aproximadamente $850\pm 50^\circ\text{C}$ e $7,0\pm 0,5\text{ kb}$, em ambiente tardi-tectônico. A assinatura geoquímica, destacando o enriquecimento de Rb e Th com relação a Nb, ausência de anomalia negativa de Ba e gradiente suave de Nb até Y no gráfico de distribuição de elementos traços, caracteriza o charnockito como intra-placa.

Pires (2011), através de análises químicas de rocha total, sugere que os leucogranitos e mangeritos mapeados na região sudoeste de Ubatuba tenham relação genética, com possível caráter cumulático destas rochas.

O Charnockito Ubatuba teve sua cristalização datada por Janasi *et al.* (2015) da ordem de $582\pm 4,8\text{Ma}$, idade esta similar a obtida por Tassinari *et al.* (2008), de $577\pm 32\text{Ma}$, com idade média para os charnockitos e granitos “Ubatuba-Paraibuna” de $572\pm 9\text{ Ma}$ (Tabela 01), e valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\sim 0,7111$) e $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{tt})$ ($-6,1$ to $-11,0$), indicativos de fontes magmáticas a partir de retrabalhamento de crosta continental.

Macluf & Schorscher (1993) descrevem efeitos de descharnockitização de rochas charnockíticas com intrusão de aplitos, gerando assim rochas leucograníticas. A estas rochas são atribuídas idades de $559,18\pm 2\text{ Ma}$, para cristalização dos

charnockitos, e $529,34 \pm 1,8$ Ma (método de Kober), para reequilíbrio para os descharnockitos durante soerguimento crustal (Tabela 01).

Tabela 01 – Idades descritas na bibliografia para as unidades litológicas aflorantes na região SW de Ubatuba.

Dados Geocronológicos das unidades que ocorrem na região SW de Ubatuba				
Autor	Unidade	Idade	Método	Interpretação
Meira <i>et al.</i> , 2014	Granito Pico do Papagaio	579 ± 4 Ma	U/Pb - SHRIMP (zircão)	idade média de cristalização
Gasparini e Mantovani, 1979	Charnockito de Ubatuba	551 ± 5 Ma	Rb/Sr (rocha total)	cristalização
	Charnockito de Ubatuba	479 ± 2 Ma	Rb/Sr (isócrona mineral)	evento metamórfico de pequeno porte ou resfriamento
Janasi <i>et al.</i> , 2015	Charnockito de Ubatuba	$582 \pm 4,8$ Ma	U/Pb - LA-ICP-MS (zircão)	cristalização
Tassinari <i>et al.</i> , 2008	Charnockito de Ubatuba	577 ± 32 Ma	U/Pb - SHRIMP (zircão)	cristalização
	Charnockitos e granitos Ubatuba-Paraibuna	572 ± 9 Ma		cristalização
Macluf e Schorscher, 1993	Charnockito de Ubatuba	$559,2 \pm 2$ Ma	Evaporação de monocristais de zircão - método de Kober	cristalização
	Aplitos	$529,3 \pm 1,8$ Ma		reequilíbrio dos "descharnockitos"
Azevedo Sobrinho <i>et al.</i> , 2011	Quartzo-monzonito Ilha Anchieta	$499,7 \pm 5,9$ Ma	U/Pb - LA-ICP-MS (zircão)	cristalização

O quartzo monzonito da Ilha Anchieta foi datado como a mais jovem exposição de rochas graníticas do Estado de São Paulo, com idade de ~ 500 Ma (Tabela 01) (Azevedo Sobrinho *et al.*, 2011), intrusivo no Charnockito Ubatuba. Este corpo pode ser correlacionado com ocorrências similares descritas nos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, denominadas G5 (Heilbron *et al.*, 2008; Pedrosa-Soares & Wiedmann-Leonardos, 2000; Pedrosa-Soares *et al.*, 2011).

Na região ocorrem diques básicos a intermediários, bem como com afinidades alcalinas. Garda (1995) descreve origem diferente para os dois grupos, tendo os primeiros, de composição básica a intermediária, afinidade com os basaltos da Bacia do Paraná e podendo ter sido gerados durante o processo de abertura do oceano Atlântico (~ 130 Ma) (Coutinho, 2008), e os segundo, de afinidade alcalina, possivelmente relacionados a evento de magmatismo alcalino, este associado com as intrusões de Ilhabela (~ 80 Ma).

Em mapas oficiais da CPRM (Leite *et al.*, 2004; Perrota *et al.*, 2005), são descritas na área entre Ubatuba e Caraguatatuba as unidades Granito Pico do Papagaio, Charnockito Ubatuba e Granito Caçandoca. A unidade charnockítica é

descrita como foliada e de caráter meta- a peraluminoso; enquanto as unidades graníticas incluem granitoides foliados e gnaisses, predominantemente calci-alcalinios, médio a alto K, com idades da ordem de 596 Ma.

A Figura 07 ilustra um mapa geológico regional.

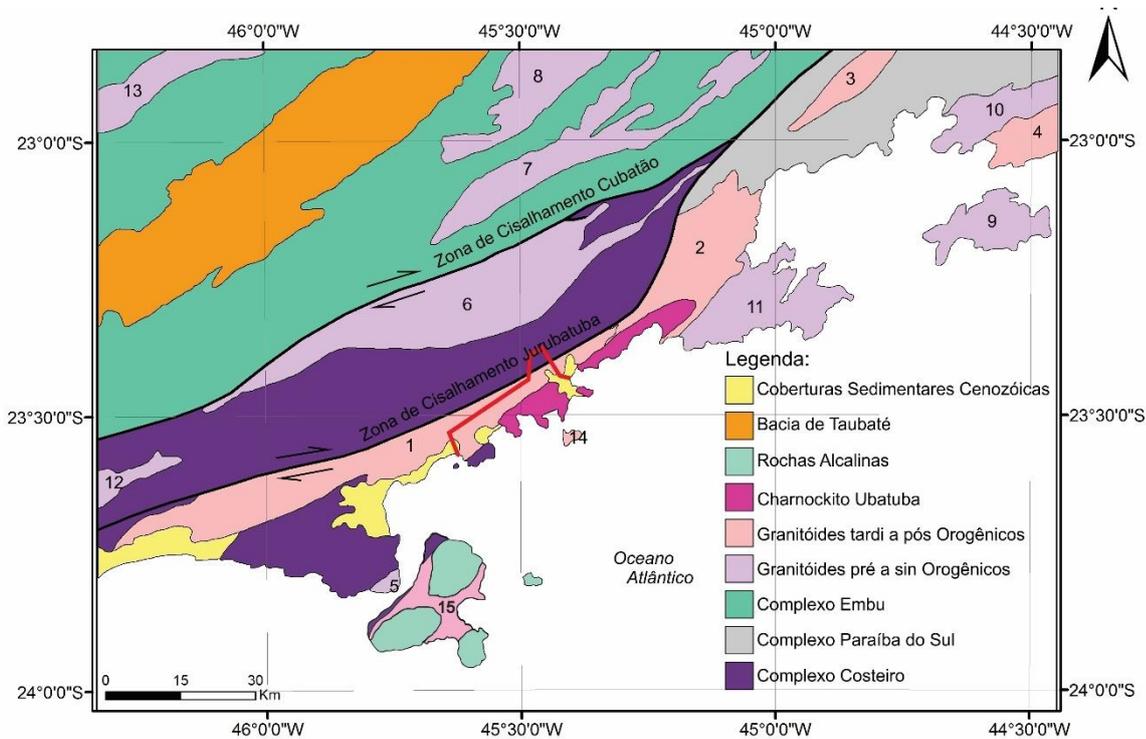


Figura 07 – Mapa geológico simplificado (modificado de Leite *et al.*, 2004) com a área de estudo destacada em vermelho. Corpos graníticos: 1-Pico do Papagaio; 2-Parati; 3-Serra da Bocaina; 4-Mangaratiba; 5-Guaecá; 6-Natividade da Serra; 7-Lagoinha; 8-Quebra-Cangalha; 9-Ilha Grande; 10-Serra das Araras; 11-Parati-mirim; 12-Cruz do Alto; 13-Serra Preta; 14-Ilha Anchieta; 15-Ilhabela (Barreto, 2016).

3. Geologia Local

Na área de estudo foram caracterizadas quatro unidades principais: Complexo Costeiro, Granito Pico do Papagaio, Granito Caçandoca e a Suíte Charnockítica Ubatuba. Uma outra unidade, de ocorrência mais restrita, ainda ocorre, caracterizada como Quartzo-monzonito Ilha Anchieta (Figura 08).

Os afloramentos visitados são principalmente caracterizados por lajes e blocos nos costões e drenagens, bem como cortes de estradas e taludes naturais, muitas vezes acessados por trilhas. Em anexo são apresentados mapas de pontos, mapa geológico e perfil geológico (Anexos I, II e III).

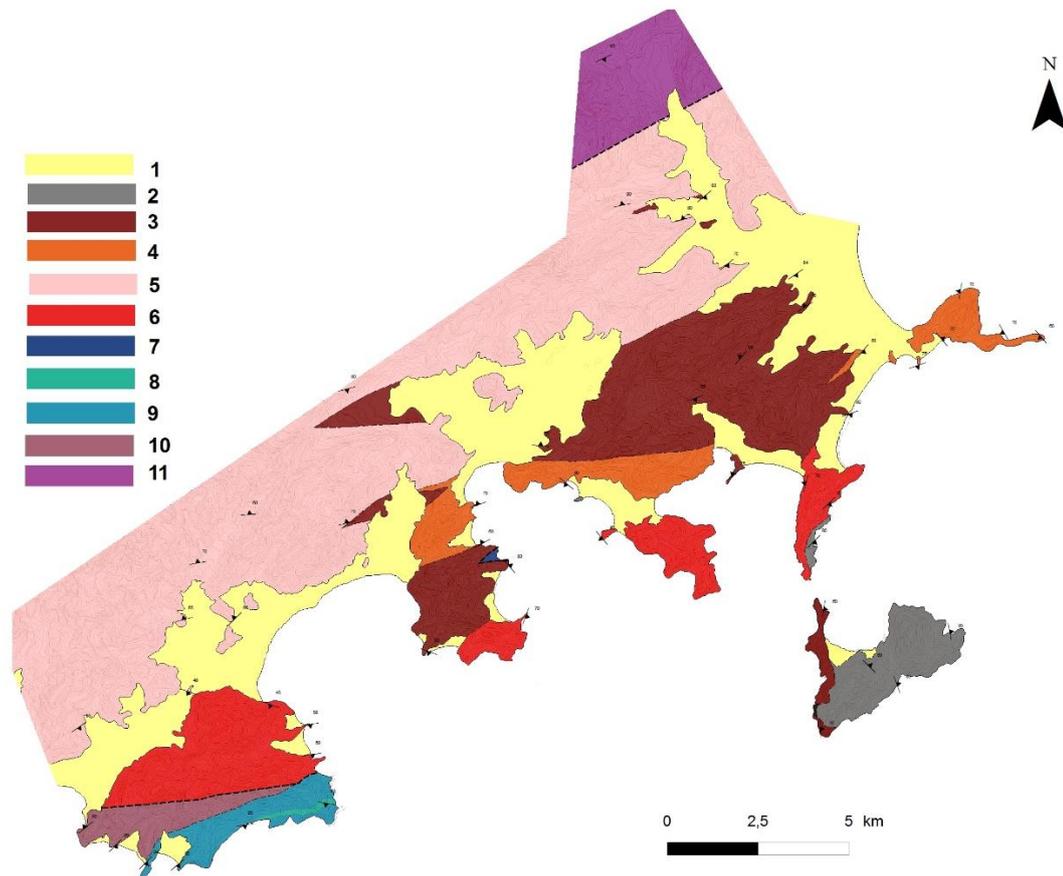


Figura 08 - Principais unidades de mapeamento da área de estudo: (1) sedimentos aluvionares; (2) Quartzo-monzonito Ilha Anchieta; (3 e 4) Suíte Charnockítica Ubatuba – mangerito (3) e leucogranitos (4); (5) Granito Pico do Papagaio; (6) Granito Caçandoca; (7 a 11) Complexo Costeiro - granitoide com granada (7); milonito esverdeado associado gnaiss granítico com enclaves (8); gnaiss granítico com enclaves (9); gnaisses graníticos dobrados (10); e milonitos tonalíticos (11).

Complexo Costeiro

O Complexo Costeiro na área estudada inclui quatro unidades de mapeamento, uma na sua porção norte, junto a serra do Mar (milonitos tonalíticos), e três na sua porção sudoeste (gnaisse granítico dobrados, gnaisse granítico com enclaves e milonito associado, e granitoide com granada).

Milonitos tonalíticos

Esta variedade do Complexo Costeiro é descrita apenas no extremo norte da área de estudo, região da encosta da Serra do Mar próximo à rodovia Oswaldo Cruz.

As rochas estão expostas em lajes e blocos em drenagens com foliação milonítica bem marcada, e matriz fina por vezes envolvendo cristais alongados de forma paralela à foliação. Paralelamente à foliação ocorrem intercalações de níveis félsicos e máficos, formando bandamentos composicionais decimétricos. Em meio à matriz fina acinzentada destacam-se níveis félsicos estirados, sem assimetria evidente (Figura 09 - A).

A foliação milonítica tem direção NE-SW, com mergulho verticalizado, preferencialmente para sudeste. Lineações sub-horizontais estão contidas em alguns dos planos de foliação.

Bandas mais competentes estão por vezes boudinadas, também sendo observados *boudins* de foliação, em que os *necks* encontram-se preenchidos com material quartzo-feldspático, sugerindo migmatização local, e estruturas de estrição (*pinch and swell*) (Figura 09 – B, C, D).

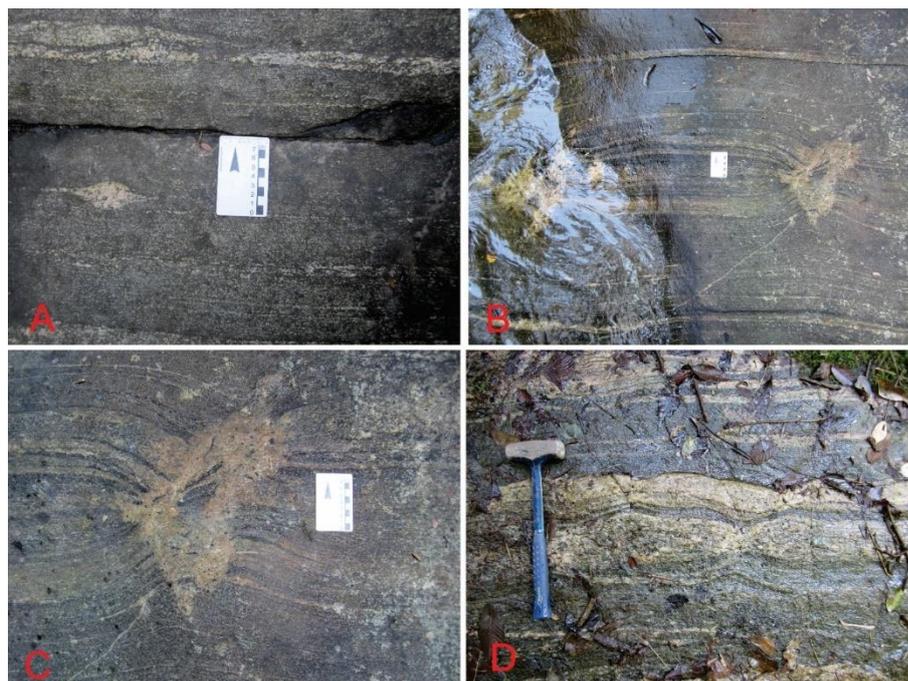


Figura 09 – (A) Foliação milonítica com nível quartzo-feldspático sigmoidal – ponto UBA-112; (B) *boudin* de foliação – ponto UBA-112; (C) detalhe do *boudin* de foliação e *neck* preenchido por “líquido” – ponto UBA-112; (D) bandamento composicional paralelo a foliação milonítica, com estruturas de estricção (*pinch and swell*) – ponto UBA-113.

Gnaisses graníticos dobrados

Esta variedade do Complexo Costeiro ocorre na porção oeste da área estudada, em região compreendida entre as praias Tabatinga e Ponta Aguda, sendo constituída por rochas gnáissicas, com destaque para heterogeneidade composicional e textural das rochas expostas, com expressivos dobramentos.

Como principais litologias ocorrem principalmente fases graníticas a granodioríticas, com texturas que variam de porfírica a equigranular fina, muitas vezes constituindo camadas intercaladas com níveis máficos. Dobramentos ocorrem em todo o pacote, sendo a característica mais marcante desta unidade. As dobras são evidenciadas pelas intercalações dos níveis de rochas que constituem esta unidade, ou mesmo pela foliação caracterizada pelo alinhamento de minerais máficos ou estiramento de cristais de feldspatos, normalmente de forma paralela aos limites dos níveis de diferentes rochas (Figura 10).



Figura 10 – (A) Dobramento cerrado em rocha granítica – ponto UBA-86; (B) dobramento evidenciado por bandas composicionais – ponto UBA-86; (C) veio de quartzo paralelizado ao bandamento composicional e dobrado – ponto UB-89; (D) dobras isoclinais evidenciadas por bandas máficas – ponto UB-87.

Gnaiss granítico com enclaves

Esta variedade do Complexo Costeiro é caracterizada por rocha inequigranular, de composição granítica, marcada por grandes cristais (ou aglomerados) de feldspato alcalino alongados que, junto com os minerais máficos, definem uma foliação. Destaca-se pela expressiva presença de enclaves microgranulares máficos e enclaves graníticos, caracterizando lentes centimétricas a decamétricas alongadas de forma paralela à foliação da rocha principal (Figura 11 – A, B).

A área de ocorrência desta unidade engloba os costões e faixa adjacente entre a praia da Raposa e a Ponta Aguda, incluindo o Saco das Bananas e adjacências.

A foliação nesta unidade tem direção preferencial NE-SW, com mergulho alto para SE, localmente para NW.

Os enclaves são caracterizados por rochas tanto de composições graníticas a granodioríticas, quanto máficas, aqueles ora contendo fenocristais, e por vezes apresentando-se deformados e com dobras internas (Figura 11 – C, D).

Níveis máficos evidenciam dobramentos na rocha encaixante, em que o plano axial aparenta paralelismo com a foliação principal, com eixo sub-horizontal. Nos planos que evidenciam estes dobramentos, expostos em cortes verticalizados, também são observados enclaves com formatos lenticulares (Figura 11 – E, F), sempre de tamanho muito inferior com relação aos observados nos planos horizontalizados, sugerindo uma morfologia achatada e alongada para grande parte dos enclaves, com eixo maior sub-horizontal e paralelo a foliação.

Localmente aflora uma rocha félsica em contato brusco com o gnaiss granítico com enclaves, assemelhando-se a um dique. Apresenta variações composicionais internas, na forma de veios de quartzo e pegmatitos, que evidenciam dobramentos e estiramentos análogos aos do gnaiss granítico com enclaves (Figura 11 – G).

Na região próxima à praia da Raposa, na trilha que dá acesso às praias mais ao sul, ocorre em drenagem rocha milonítica, de coloração esverdeada, fina com porfiroclastos rotacionados e ligeiro estiramento mineral, caracterizada por *ribbons* de quartzo. Afloramento similares ocorrem em mais dois pontos para sudoeste, de forma que foi caracterizada em escala de mapa uma faixa milonítica de direção ENE-WSW, em que os porfiroclastos em sua maioria não apresentam assimetria (Figura 11 – H).



Figura 11 – (A) Gnaiss granítico, com cristais maiores de feldspato alcalino alongados definindo foliação – ponto UBA-71 ;(B) enclave granítico alongado paralelo à foliação – ponto UBA-71; (C) enclave máfico deformado, alongado paralelamente à foliação - ponto UBA-71; (D) Dobras internas em enclave – ponto UBA-71; (E) nível máfico dobrado e corte transversal de enclave máfico - UBA-74; (F) relação geométrica em diferentes cortes de enclaves máficos, notar alongamento tanto em cortes horizontais quanto verticais – ponto UBA-74; (G) veios de quartzo e pegmatítico dobrados em corpo félsico intrusivo na rocha principal - UBA-74; (H) porfiroclastos e níveis félsicos estirados paralelos à foliação milonítica, faixa de rocha milonítica de coloração esverdeada – ponto UBA-70.

Granitoide com granada

Esta unidade ocorre de forma limitada na região da Praia do Costa, sendo caracterizada por rochas foliadas, predominantemente com textura grosseira, cortadas por diques, veio e vênulas de composições graníticas a granodioríticas, por vezes evidenciando falhamentos locais. A foliação é bem marcada, com direção NE-SW e mergulho de baixo ângulo para noroeste, contrastante com as outras unidades adjacentes (Figura 12).

Destacam-se ocorrências de granada nestas rochas, em pequena quantidade, no entanto constituindo diferença composicional com todas as outras unidades mapeadas.



Figura 12 – (A) Estrutura foliada e cristais maiores de feldspatos – ponto UB-14; (B) porção mais fina com cristais de granada – ponto UB-14; (C) estrutura predominantemente foliada da unidade, cortada por veios e vênulas por vezes falhadas – ponto UB-14; (D) dique granítico com xenólitos da unidade granitoide com granada – ponto UB-14.

Granito Pico do Papagaio

Esta unidade ocorre como uma faixa alongada na porção noroeste e norte da área de estudo, na base das escarpas da Serra do Mar. Foram visitados diversos

afloramentos restritos à base da serra e planície litorânea, de forma que não é possível delimitar neste trabalho a real continuidade e extensão desta unidade ao longo das escarpas da Serra do Mar, bem como no planalto adjacente.

As rochas incluídas nesta unidade têm composição granítica e são caracterizadas por estrutura predominantemente foliada, raramente com aspecto maciço, textura média a grossa, muitas vezes porfirítica, ou glomeroporfirítica, e níveis alongados de minerais máficos formando finas tiras. Localmente ocorrem rochas com granulação fina. Estas rochas têm coloração rosada a amarelada, e em muitos dos afloramentos são cortadas por veios isotrópicos a ligeiramente foliados de coloração acinzentada. Alguns destes veios contêm enclaves máficos, que localmente orientam-se de forma oblíqua à foliação (Figura 13 – A, B, C, D).

Os principais afloramentos desta unidade situam-se no Sertão da Quina, Sertão do Corcovado e região do Ipiranguinha/Cachoeira dos Macacos. Nestes dois últimos ocorrem diversas exposições de rochas charnockíticas, *in situ* ou não, sem contato definido com a unidade Pico do Papagaio.

A foliação nas rochas desta unidade é evidenciada principalmente pela orientação das tiras de minerais máficos e ligeira orientação dos cristais maiores e aglomerados de feldspatos. Esta foliação por vezes ocorre dobrada de forma suave, geralmente de forma restrita, por vezes com aspectos anastomosados, sugerindo terminações sigmoidais de alguns níveis sem limites bem definidos. (Figura 13 – E, F).



Figura 13 – (A) Rocha típica da unidade Pico do Papagaio, com estrutura foliada – ponto UBA-117; (B) relação de corte com veio granodiorítico, abundante em nesta unidade – ponto UBA-105; (C) blocos de rochas finas e máficas com enclaves máficos, observadas como veios em lajes *in situ* – ponto UBA-102; (D) veio máfico com enclaves – ponto UBA-102; (E) foliação dobrada – ponto UBA-102; (F) truncamento de “níveis” de foliação - UBA-117.

Granito Caçandoca

Esta unidade ocorre como uma faixa de direção NE-SW, na região costeira, em quatro áreas principais separadas pelas baías litorâneas, sendo elas: região compreendida entre a praia da Caçandoca e BR-116, próximo a praia da Tabatinga, excluindo a região do costão a sul e sudoeste da praia da Caçandoca; região entre praia do Cedro (Bonete) e pontão da Fortaleza; região entre a praias da Sununga e Ribeira, incluindo costões da praias Sete Fontes e Flamengo; e praticamente todo o pontão entre as praias Enseada e Toninhas. A denominação desta unidade como

Granito Caçandoca segue referência geográfica e descrições de trabalhos anteriores (Leite *et al.*, 2004; Perrota *et al.*, 2005).

Esta unidade é caracterizada por intercalação de diferentes fácies graníticas, constituídas tanto por granitos finos a médios, bem como granitos porfiríticos, com estrutura maciça a foliada, muitas vezes de forma anastomosada (Figura 14). Distingue-se das variedades gnáissicas adjacentes na região da praia Caçandoca (Complexo Costeiro) por estrutura menos pervasiva, quase ausência de enclaves, bem como contribuição mais limitada de leitos máficos ou bandamentos composicionais. Por outro lado, quando comparada com a unidade dos leucogranitos da Suíte Ubatuba, difere por apresentar estruturas mais evidentes de recristalização e variações faciológicas não observadas nos leucogranitos, de forma mais intensa.

A foliação, quando presente, é evidenciada principalmente pela orientação de minerais máficos, por vezes com ligeira orientação de cristais de quartzo ou feldspato alcalino, em alguns casos estirados (Figura 14 – A, B). Níveis máficos, com geometria tabular, de forma restrita, também definem a foliação, que por vezes apresenta-se dobrada (Figura 14 – C, D).

Em porções mais deformadas, além de dobras e ondulações, a foliação por vezes exhibe aspectos lenticulares a sigmoidais, sugestivos de processos de estiramento/boudinagem (Figura 14 – E, F), bem como minerais estirados e, aparentemente, recristalizados.

Os planos axiais das dobras que ocorrem nesta unidade são paralelos à foliação principal, tendo os eixos caimentos sub-horizontais em geral.

Corpos alongados e de composição bimodal, análogos a diques, ocorrem nesta unidade, por vezes envolvendo xenólitos da encaixante, e com aspecto de rompimentos (Figura 14 – G, H). Em muitos casos apresentam dobramentos intrafoliais, contrastando com as estruturas das rochas encaixantes.



Figura 14 – (A) Rocha porfírica, com cristais alongado na foliação - ponto UBA-58 ; (B) trecho deformado, com foliação evidente na superfície - ponto UBA-65 ; (C) dobramento evidenciado por leito máfico - ponto UBA-60; (D) dobra isoclinal na foliação - ponto UBA-60; (E) *boudins* de foliação em trecho mais deformado e recristalizado - ponto UBA-67; (F) terminação lenticular de foliação em trecho mais deformado e recristalizado - ponto UBA-67; (G) dique composto envolvendo xenólito da encaixante, destaque para dobramentos intrafoliais no entorno do xenólito – ponto – UB-60; (H) porções rompidas dos diques, com preenchimento das fraturas, evidenciando atividade magmática contemporânea – ponto UB-60.

Suíte Charnockítica Ubatuba

Neste trabalho está sendo utilizada denominação de "Suíte Charnockítica Ubatuba" para o conjunto de rochas da série charnockítica (essencialmente mangeritos e charnockitos) e graníticas associadas, que ocorrem muitas vezes intercaladas, e mostram evidências de cogeneticidade.

Substitui de certa forma a denominação presente mais ou menos informal existente na literatura, de "Charnockito Ubatuba", mas equivale em grande parte à denominação de Silva *et al.* (1977) de "Suíte Intrusiva Ubatuba", conforme consta no Léxico Estratigráfico do Brasil (Baptista *et al.*, 1984).

Foram distinguidas duas unidades de mapeamento por predominância, os "mangeritos" e os "leucogranitos", descritas a seguir.

Mangeritos

A unidade de mapeamento denominada como "mangeritos" ocorre de forma mais expressiva na porção central da área de estudo, nas regiões das praias Lagoinha e Fortaleza, bem como na região do Sertão do Corcovado e no trecho compreendido pelas praias Grande e Toninhas e Sertão do Ipiranguinha, passando pelos bairros Rio Escuro, Sesmarias e Bela Vista. Ocorrências restritas ainda são descritas localmente, intercaladas com outras unidades.

O principal corpo mapeado tem ligeiro alongamento paralelo à foliação regional, de direção ENE-WSW.

Esta unidade é caracterizada por mangeritos, muitas vezes intercalados com granitos e leucogranitos. Como critério de campo foi definida pelo predomínio das rochas charnockíticas, caracterizadas pela coloração esverdeada (quando são).

Essa unidade é constituída por rochas de coloração esverdeada e granulação predominantemente média a grossa. Em grande parte dos afloramentos visitados é notável um grau acentuado de alteração, em que as rochas exibem uma coloração esbranquiçada a ligeiramente alaranjada, e muitas vezes aparentam granulação mais

grossa que a realidade observada em rochas sãs e em análises petrográficas (Figura 15 – A, B, C).

Estas rochas têm textura maciça a foliada, sendo a foliação caracterizada pelo alinhamento de minerais e aglomerados máficos, bem como pela frequente presença de enclaves máficos orientados preferencialmente. Nos blocos alterados esta foliação fica mais evidente (Figura 15 - B).

Localmente ocorre bandamento composicional (Figura 15 - D), com bandas milimétricas, aparentemente com repetições cíclicas e contato transicional entre elas.

Por vezes ocorrem porções graníticas félsicas intercaladas, com aspectos tabulares ou bolsões. No entorno destas porções, como uma borda, os mangeritos e charnockitos normalmente tem mais minerais máficos, intensificando uma foliação paralela ao contato com aspectos de zonas de cisalhamento (sigmóides, ligeiro estiramento) (Figura 15 – E). Em maior escala, esta concentração de minerais máficos por vezes também é sugerida no contato com a unidade dos leucogranitos, com ocorrência de rochas com mais minerais máficos, principalmente biotita, alinhados a foliação e supostamente paralelas ao contato.

O contato com as outras unidades muitas vezes é obliterado pelo oceano, mata ou trechos de blocos nos costões e drenagens. Localmente observam-se contatos transicionais com rochas graníticas, variedade dos leucogranitos da mesma suíte, no entanto tal forma de contato não pode ser considerada de forma geral, vide feições abruptas observadas em escala de afloramento.

Não são observados xenólitos nesta unidade e a associação sugerida com os leucogranitos se dá pela similaridade textural e estrutural, bem como intercalações de afloramentos. Próximos a veios aplíticos são observadas zonas com coloração diferente, passando de esverdeado para rosado/esbranquiçado quanto mais perto dos veios (Figura 15 - F).

As rochas charnockíticas ainda são cortadas por diversas famílias de veios aplíticos e granodioríticos, por vezes com aparente composição charnockítica, bem como diques compostos e bolsões máficos disruptos.



Figura 15 – (A) Aglomerado máfico evidenciando foliação - ponto UB-13; (B) coloração esbranquiçada em rocha charnockítica mais alterada - ponto UBA-139; (C) coloração esverdeada em rocha charnockítica fresca - ponto UBA-49; (D) bandamento composicional em bloco de charnockito - ponto UB-29; (E) foliação evidente em trecho de contato com bolsão leucocrático, sugerindo cisalhamento local - ponto UB-50; (F) mudança na coloração de rocha charnockítica próximo à intrusão apolítica - ponto UB-37.

Leucogranitos

Esta variedade ocorre intercalada com os mangeritos, como faixas de direção ENE-WSW, mais expressivas em dois locais: entre as praias Lagoinha e Saco da Ribeira, passando pelas praias Vermelha do Sul e Domingas Dias, e por todo o costão entre as praias de Itaguá e Tenório, passando pelo farol de Ponta Grossa.

Esta unidade é majoritariamente caracterizada por rochas de composição granítica, com texturas equigranulares a inequigranulares fina a média, com coloração esbranquiçada a rosada, quando frescas (Figura 16 – A, B, C). Em zonas mais

alteradas apresentam coloração superficial idêntica às rochas charnockíticas alteradas. O índice de cor nestas rochas muitas vezes é estimado como inferior a 5%, no geral não alcançando mais que 10%.

As rochas incluídas nesta unidade podem apresentar foliação caracterizada pelo alinhamento de minerais e aglomerados máficos, por vezes com cristais de quartzo com aspecto de estiramento, no entanto muitas vezes aparentam aspecto maciço, principalmente nas porções mais félsicas (Figura 16 – A). Enclaves microgranulares máficos ocorrem pontualmente, por vezes oblíquos à foliação ou mesmo com formas circulares, sem orientação preferencial (Figura 16 – B, C).

Em toda esta unidade ocorrem zonas de intercalação de níveis de rochas graníticas texturalmente contrastantes: uma de cristais finos, por vezes com índices de cor menores, e outra com cristais médios a grossos aparentemente mais máficos, ambas com foliação, quando definida, evidenciada pelo alinhamento dos minerais máficos (Figura 16 – C, D). Localmente esta intercalação sugere a conformação de dobras (Figura 16 – E)

Localmente ocorre bandamento composicional, com bandas centimétricas félsicas e máficas sobrepostas e com contatos transicionais (Figura 16 - F).

Os contatos com as unidades adjacentes não são claros, no entanto com os mangeritos pode ser abrupto a transicional. Esta unidade ainda é cortada por diversos veios graníticos, alguns foliados, por vezes de coloração esverdeada.

Localmente, ocorre uma rocha diorítica em meio a unidade de leucogranitos, com textura mais fina que a encaixante e caracterizada por foliação bem marcada, coloração acinzentada por vezes com tons esverdeados.



Figura 16 – (A) Leucogranito - ponto UB-08; (B) enclave máfico com formato circular - ponto UB-09; (C) trecho foliado do leucogranito com enclave alongado obliquo à foliação - ponto UBA-52; (D) intercalação de fácies graníticas - ponto UBA-41; (E) intercalação de fácies graníticas sugerindo dobramento - ponto UBA-39; (F) bandamento composicional em bloco de leucogranito - ponto UB-09.

Quartzo Monzonito Ilha Anchieta

Esta unidade ocorre na ilha homônima, bem como na região da praia do Lázaro e praia da Xandra como corpos intrusivos nas unidades Suíte Charnockítica Ubatuba e Granito Caçandoca, além de diversos veios e vênulas, supostamente relacionados, que truncam as foliações nas rochas encaixantes (Figura 17 – A, B, C e D). O mapeamento da Ilha Anchieta foi realizado por Azevedo Sobrinho *et al.* (2011), e incorporado no mapa geológico aqui apresentado (Anexo II).

As rochas desta unidade têm coloração cinza, com índice de cor da ordem de 10% a 15%, textura predominantemente equigranular fina e estrutura isotrópica. Na ponta do Lázaro, próximo ao contato com leucogranito, ocorre foliação bem desenvolvida paralela a uma zona com muitas venulações, seguida de uma porção isotrópica adjacente ao contato. Também nesta região do contato ocorrem xenólitos do leucogranito foliado na rocha isotrópica acinzentada (Figura 17 – A).



Figura 17 – (A) Enclave de rocha granítica em rocha fina isotrópica acinzentada – ponto UB-59; (B) e (C) zonas venuladas no quartzo monzonito acinzentado, próximo aos contatos com a unidade encaixante – ponto UB-56; (D) dique de rocha isotrópica acinzentada, equigranular fina, cortando rocha leucocrática foliada – ponto UB-08.

Diques Básicos, Intermediários e Lamprófiros

Em toda a área de estudo, intrusivos em praticamente todas as unidades, ocorrem diques de diabásio, olivina basaltos e lamprófiros, com direção preferencial NE-SW, de idades supostamente mesozoicas e cenozoicas.

Os diques de diabásio ocorrem com larguras que variam de centimétricas a decamétricas (Figura 18 – A, B). Em geral tem textura muito fina, por vezes exibindo fenocristais zonados de plagioclásio (Figura 18 – C). Diques de olivina basalto são semelhantes aos de diabásio, no entanto contêm fenocristais de olivina.

Os diques de lamprófiros tem largura restrita a 1 metro, ocorrendo como característica zoneamento borda-núcleo, definido por camadas com variações composicionais e granulométricas abruptas paralelamente ao contato com a rocha encaixante (Figura 18 – D).



Figura 18 - (A) Dique de diabásio – ponto UBA-73; (B) dique de diabásio com até 20 metros de largura – ponto UB-98; (C) fenocristais zonados de plagioclásio – ponto UB-21; (D) dique lamprófiro com zoneamento borda-núcleo – ponto UB-51.

4. Geologia Estrutural

As principais estruturas que ocorrem na área de estudo têm geometria planar, caracterizadas como foliações magmáticas e metamórficas. Estruturas lineares são menos comumente observadas, se restringindo-se a lineações minerais e eixos de dobras em um domínio restrito.

A área de estudo foi compartimentada em domínios e subdomínios estruturais homogêneos, em alguns casos coincidentes com unidades litológicas específicas (Figura 19). Foram definidos três domínios principais (A, B, C) e alguns subdomínios (B1, B2, B3, B4, B5, C1, C2).

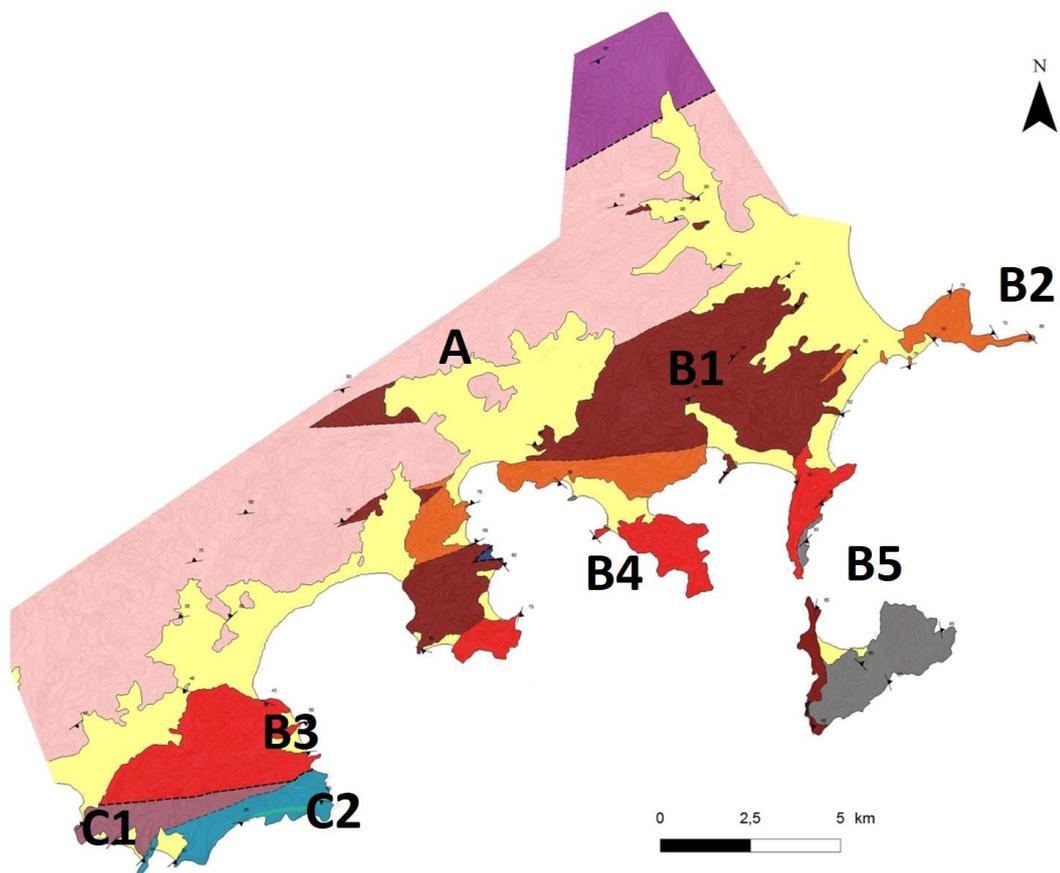


Figura 19 – Mapa geológico da área de estudo com destaque para distribuição dos domínios e subdomínios estruturais.

Domínio A

Este domínio estrutural abrange toda a unidade Granito Pico do Papagaio, cujas estruturas são caracterizadas por xistosidade mais intensa, com uma

distribuição relativamente homogênea e pouco dispersa, em torno de um plano médio com direção N72°E e mergulho de cerca de 78° para NW, subparalelo aos lineamentos regionais (Figura 20).

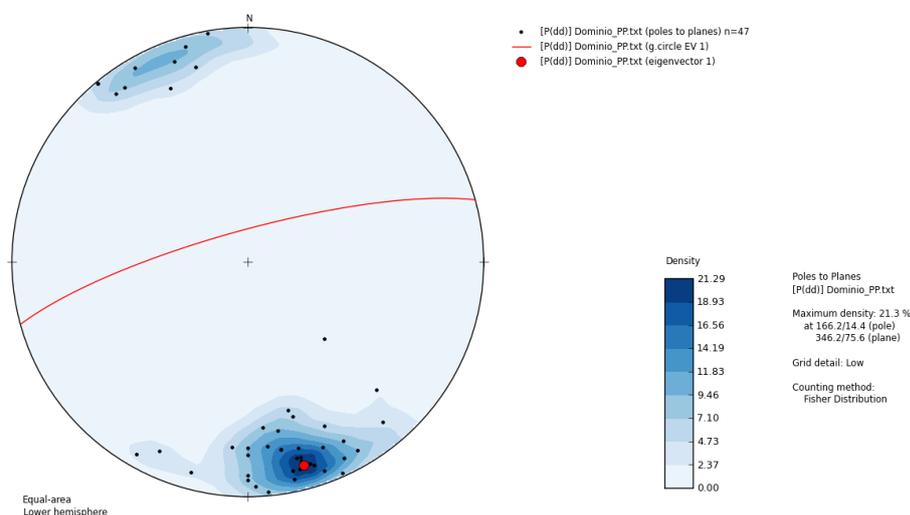


Figura 20 – Projeção estereográfica dos polos da xistosidade no domínio estrutural A. Em vermelho estão destacadas projeções ciclográfica e polar do plano médio obtido (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior).

Domínio B

Este domínio estrutural abrange as rochas da Suíte Charnockítica Ubatuba e Granito Caçandoca caracterizadas como foliações magmáticas com alguma recristalização de estado sólido, em diferentes intensidades.

A distribuição das estruturas ocorre de forma dispersa em várias famílias, com concentrações pontuais mais representativas de estruturas de direção NE-SW e NW-SE, ambas com mergulhos altos (Figura 21), no entanto com dispersões consideráveis. Desta forma são considerados 5 subdomínios estruturais, geograficamente distintos.

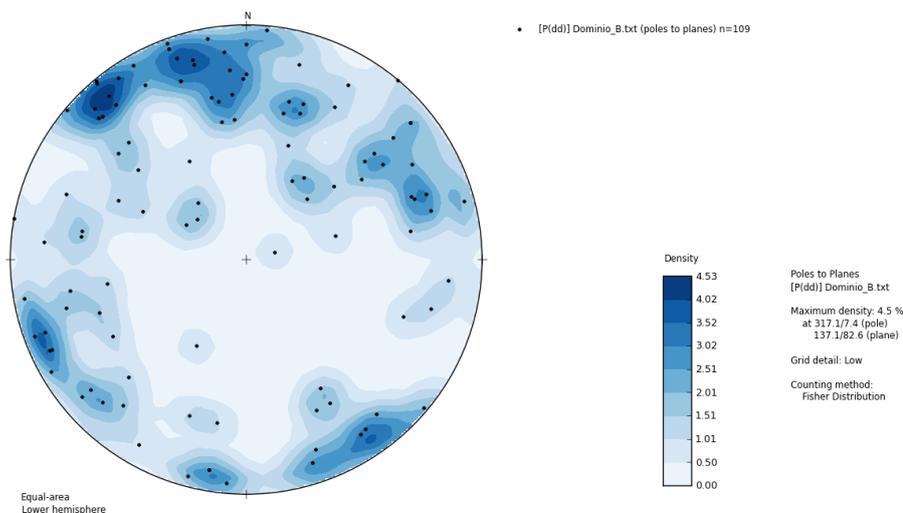


Figura 21 – Projeção estereográfica dos polos das foliações no domínio estrutural B (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior).

Subdomínio B1

Este subdomínio inclui rochas da Suíte Charnockítica Ubatuba que ocorrem na porção central da área de estudo. A distribuição das atitudes das foliações ocorre em torno de um máximo, com ligeira dispersão, em que o plano médio obtido tem direção aproximada N60°E e mergulho de 80° para SE (Figura 22).

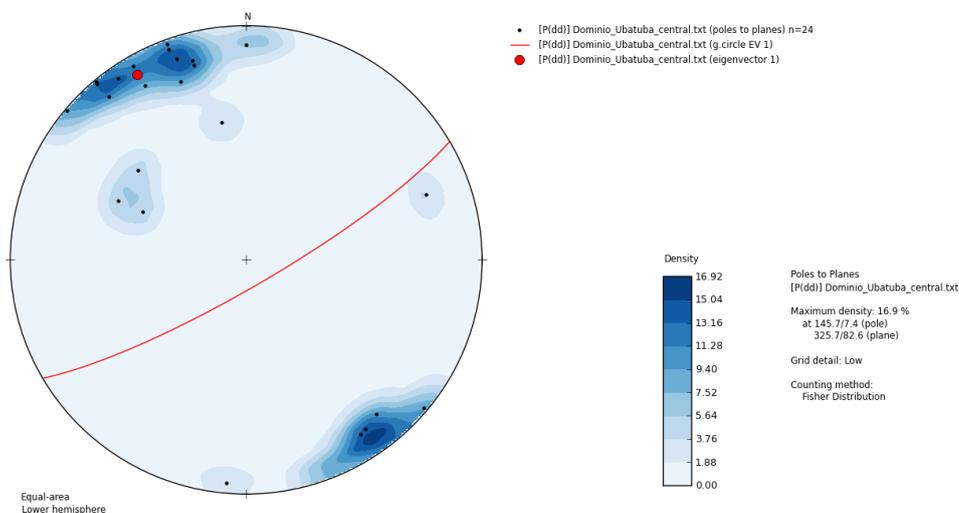


Figura 22 – Projeção estereográfica das foliações no subdomínio estrutural B1. Em vermelho estão destacadas projeções ciclográfica e polar do plano médio obtido (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior).

Subdomínio B2

Este subdomínio estrutural inclui rochas da Suíte Charnockítica Ubatuba que ocorrem na área da Ponta Grossa. A distribuição das atitudes das estruturas ocorre de forma dispersa, no entanto com ligeira concentração pontual sugerindo plano médio com direção aproximada N25°W e mergulho de 70° para SW (Figura 23).

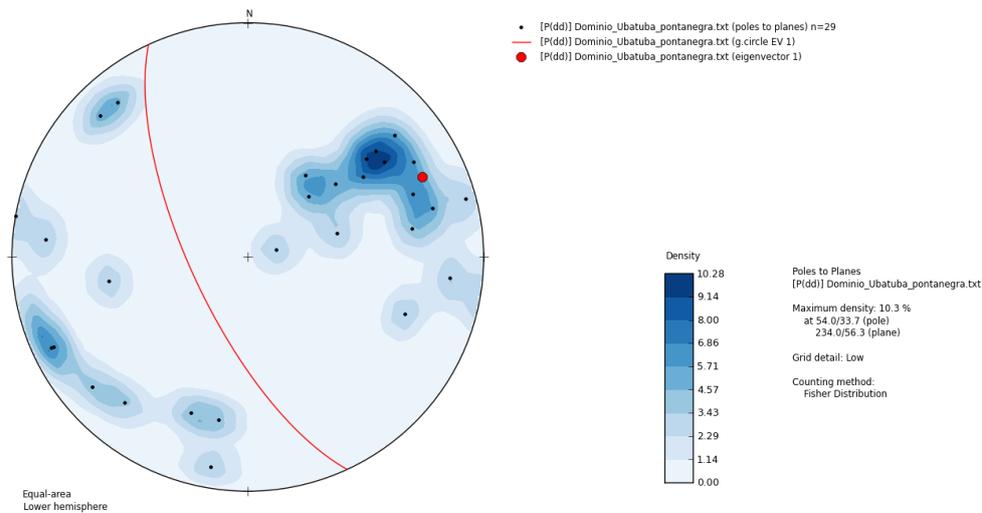


Figura 23 – Projeção estereográfica das foliações no subdomínio estrutural B2. Em vermelho estão destacadas projeções ciclográfica e polar do plano médio obtido (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior).

Subdomínio B3

Este subdomínio estrutural inclui rochas do Granito Caçandoca, na região da praia homônima. As atitudes das foliações mostram distribuição pontual com ligeira dispersão, em que o plano médio obtido tem aproximadamente direção E-W com mergulho de 63° para S (Figura 24).

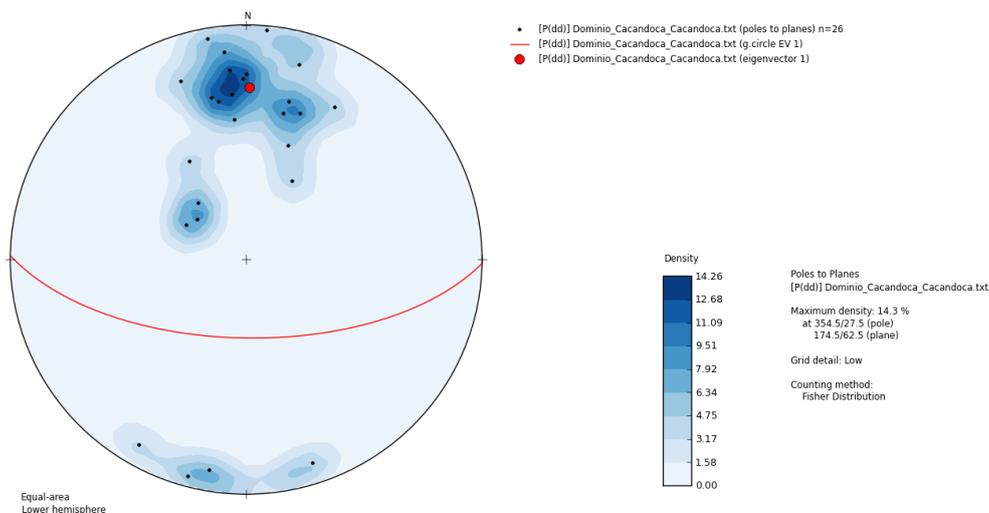


Figura 24 – Projeção estereográfica das foliações no subdomínio estrutural B3. Em vermelho estão destacadas projeções ciclográfica e polar do plano médio obtido (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior).

Subdomínio B4

Este subdomínio inclui rochas das unidades Suíte Ubatuba e Granito Caçandoca aflorantes nas regiões entre o Saco da Ribeira e ponta leste da praia Lagoinha.

As foliações têm distribuição dispersa, com ligeiras concentrações pontuais de direções aproximadas N45°W e, quase perpendicular, N60°E, ambas com mergulhos altos (Figura 25).

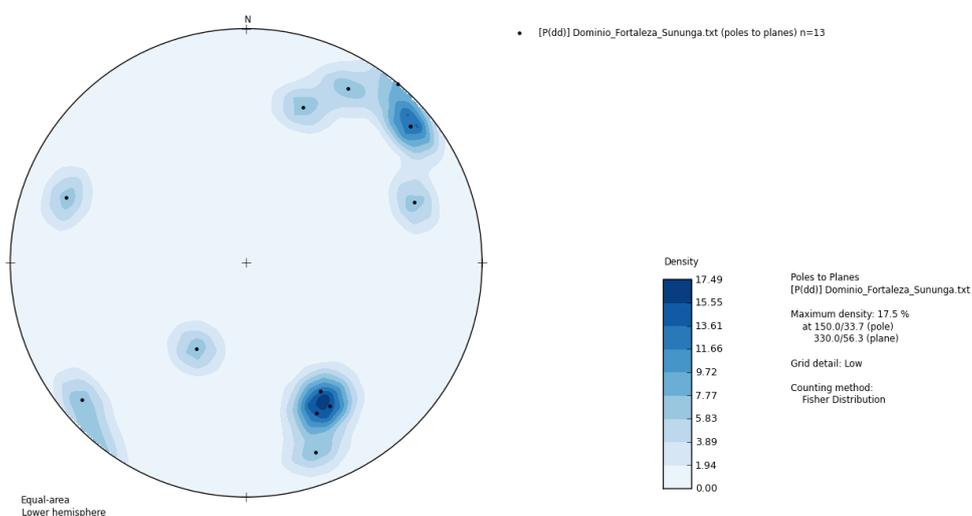


Figura 25 – Projeção estereográfica das foliações incluídas no subdomínio estrutural B4 (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior).

Subdomínio B5

Este subdomínio inclui rochas das unidades Caçandoca e Ilha Anchieta, aflorantes na ponta da Enseada e Ilha Anchieta (medidas da ilha obtidas em Azevedo Sobrinho *et al.*, 2011). As estruturas distribuem-se ao longo de uma guirlanda, indicando um eixo mB médio com atitude aproximada N85°E e caimento de 70°. Um plano médio de foliação também pode ser inferido, com atitude N05°W mergulho de 75° para NE (Figura 26).

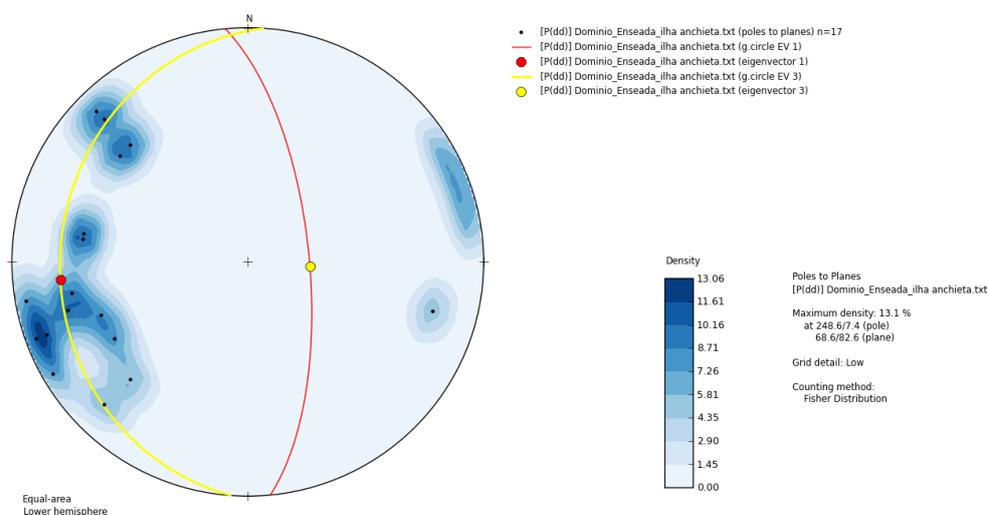


Figura 26 – Projeção estereográfica das foliações no subdomínio estrutural B5. Em vermelho estão destacadas projeções ciclográfica e polar do plano médio obtido e em amarelo a guirlanda de melhor ajuste e o eixo B inferido (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior).

Domínio C

Este domínio estrutural abrange rochas do Complexo Costeiro aflorantes na porção oeste da área de estudo, entre as praias Caçandoca e Tabatinga. As estruturas são caracterizadas por foliações de estado sólido, bem como intercalações de diferentes níveis de rochas, estes por vezes dobrados.

As estruturas têm distribuição dispersa, com variação na direção de ESE-WNW a NNW-SSE, predominantemente com mergulhos intermediários a altos para SE, em parte concordante com variações litológicas do Complexo Costeiro que ocorrem naquela região (Figura 27). Desta forma 2 subdomínios foram considerados.

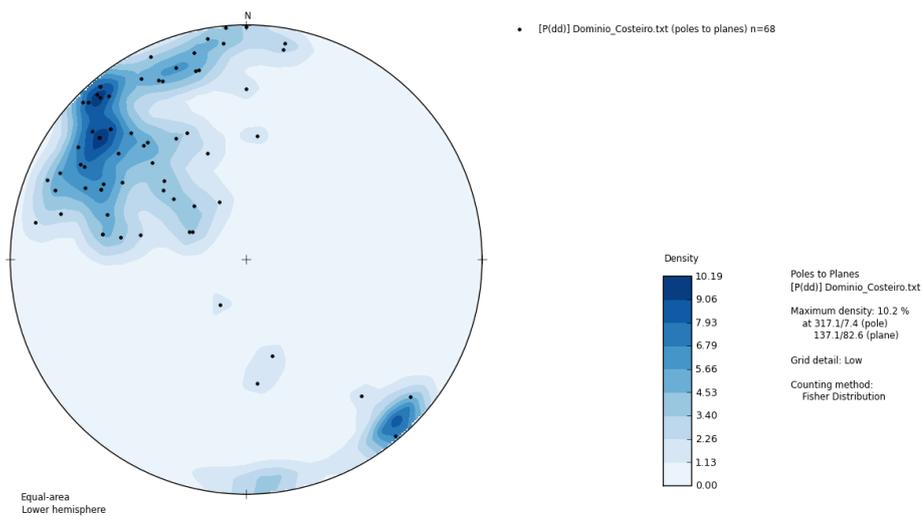


Figura 27 – Projeção estereográfica dos polos das foliações incluídas no domínio estrutural C (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior).

Subdomínio C1

Este subdomínio inclui as rochas dobradas do Complexo Costeiro, aflorantes na região entre a Ponta Aguda e praia da Tabatinga, com os polos das foliações sugerindo uma guirlanda, mas com expressiva concentração máxima pontual. O plano médio obtido para a foliação tem direção aproximada N40°E e mergulho de 55° para SE. O eixo B inferido a partir da guirlanda tem direção aproximada N45°E com caimento de 20°, coincidente com a nuvem de distribuição dos eixos medidos de dobras (Figura 28). Portanto essa distribuição de dados de foliação e eixos de dobra evidencia um dobramento cilíndrico da foliação com eixo NE sub-horizontal.

As dobras nesta unidade são fechadas a abertas, com ambos os flancos mergulhando preferencialmente para sudeste, em que o superior em geral tem mergulho mais suave e o inferior ocorre verticalizado.

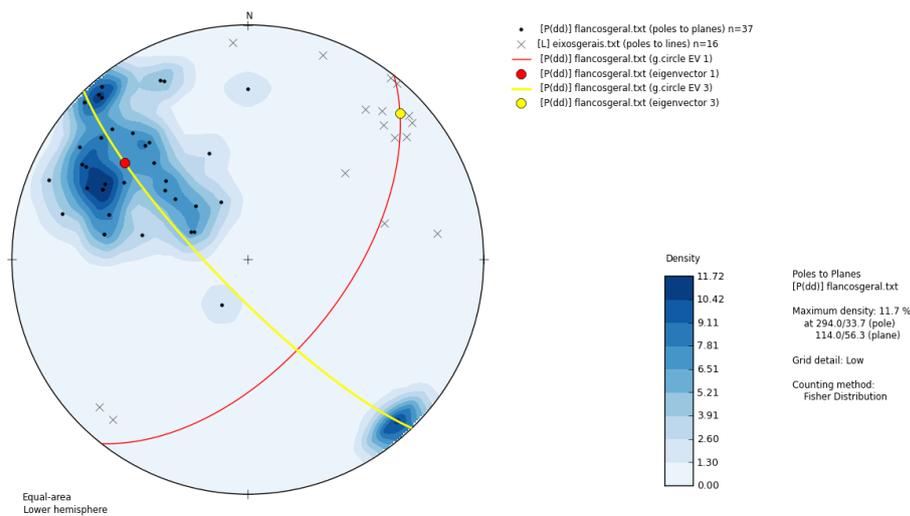


Figura 28 – Projeção estereográfica das estruturas incluídas no subdomínio estrutural C1. Pontos pretos correspondem aos polos de foliações e cruzes aos eixos de dobras medidos em campo. Em vermelho estão destacadas projeções ciclográfica e polar do plano médio obtido e em amarelo a guirlanda de melhor ajuste da distribuição dos polos das foliações, com indicação do eixo B inferido. Destaque para eixos de dobras medidos, coincidentes com o eixo B inferido (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior).

Subdomínio C2

Este subdomínio inclui as rochas gnáissicas com enclaves do Complexo Costeiro, na região entre a praia da Raposa e Ponta Aguda. Os polos das foliações medidas sugerem uma guirlanda, com ligeira concentração pontual. O plano médio (vermelho) obtido para a distribuição das estruturas tem direção aproximada de N060°E e mergulho de 76°SE, enquanto que a guirlanda (em amarelo) permite a inferência de um eixo B com direção N140°E e caimento de 70° (Figura 29).

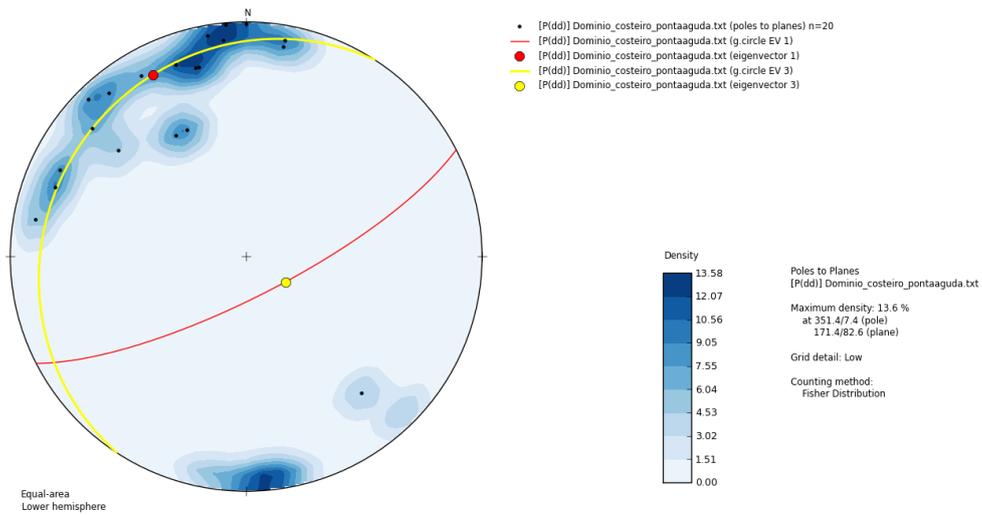


Figura 29 – Projeção estereográfica das estruturas incluídas no subdomínio estrutural C2. Em vermelho estão destacadas projeções ciclográfica e polar do plano médio obtido e em amarelo a guirlanda de melhor ajuste da distribuição dos polos com indicação do eixo B inferido (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior).

A Figura 30 sintetiza a variação nas atitudes das estruturas medidas nos domínios e subdomínios estruturais.

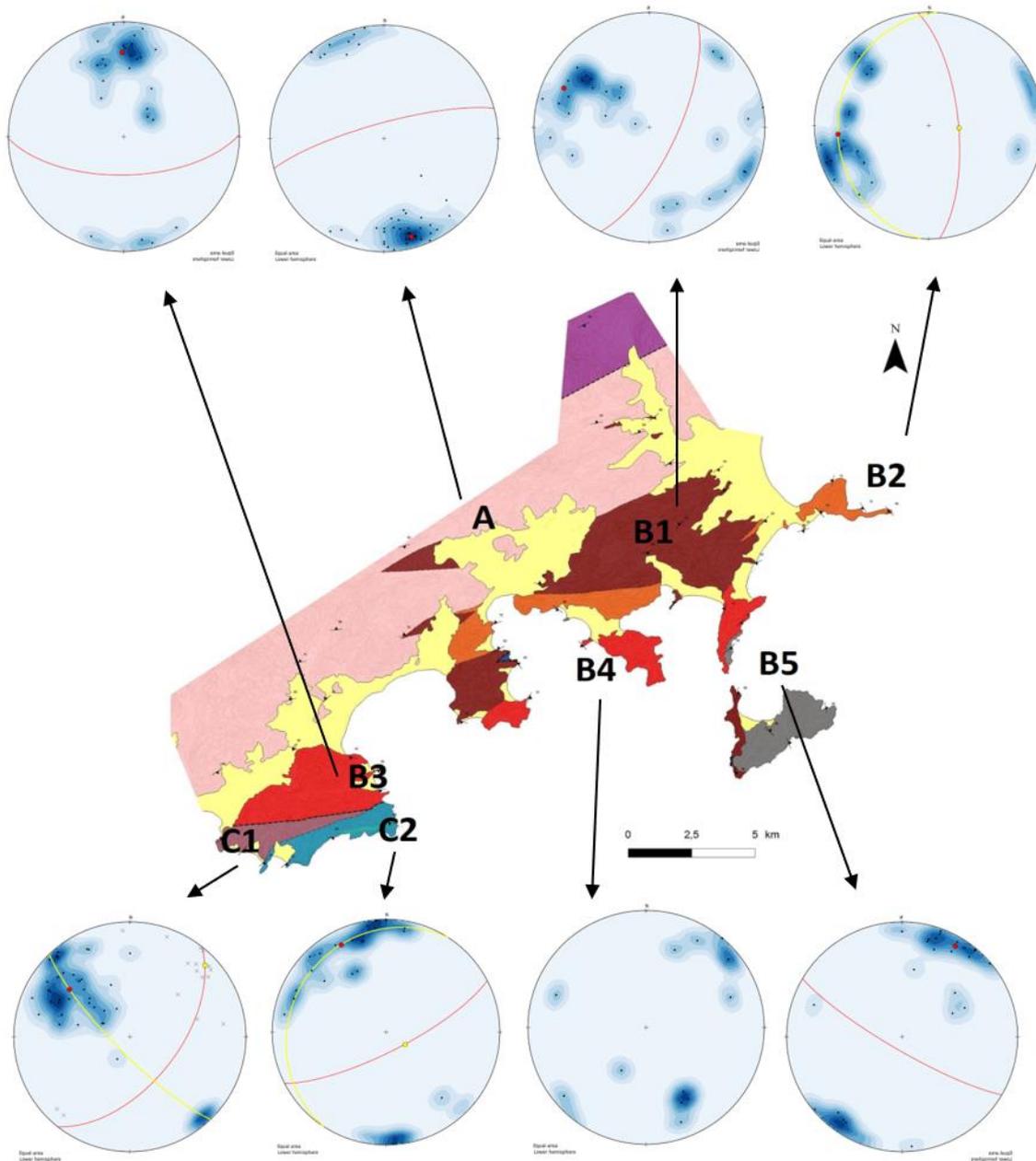


Figura 30 – Distribuição dos domínios e subdomínios estruturais e respectivas projeções estereográficas das estruturas.

5. Petrografia

Complexo Costeiro

Milonitos tonalíticos

Esta unidade é constituída por rochas gnáissicas de composição tonalítica com ligeiro bandamento composicional, ocorrendo textura predominantemente granoblástica, com cristais de plagioclásio e quartzo, e localmente nematolepidoblástica, com cristais de biotita e hornblenda orientados definindo foliação (Figura 31- A, B).

Os minerais máficos que ocorrem nesta rocha são principalmente biotita e hornblenda, constituindo de 10 a 20% da composição da rocha. A biotita é o principal mineral máfico, caracterizada por pleocroísmo acentuado, com coloração amarela pálida a marrom esverdeado, enquanto os cristais de hornblenda tem coloração esverdeada, com pleocroísmo característico de verde escuro a verde claro, e clivagem evidente.

Titanita ocorre associada aos minerais máficos, caracterizada por relevo alto, coloração amarronzada, pleocroísmo ligeiro de marrom escuro a tons mais amarelados, e birrefringência baixa. Em alguns casos ocorre alongada paralela a foliação.

A mineralogia félsica é caracterizada quase que exclusivamente por plagioclásio e quartzo, com feldspato alcalino ocorrendo localmente.

Os cristais de quartzo sugerem estiramento paralelo a foliação, ocorrendo cristais sigmoidais e com extinção ondulante, com biotita por vezes definindo bordas retilíneas, de forma subparalela a foliação metamórfica (Figura 31 - C).

Os cristais de plagioclásio, com volume estimado acima de 60% da lâmina, são caracterizados como oligoclásio (An~15).

Cristais de feldspato alcalino ocorrem de forma escassa, com mirmequitas evidenciando a presença de cristais menores de feldspato alcalino na matriz quartzo-feldspática, de forma local.

Como minerais acessórios ocorrem allanita (Figura 31 – D), inclusive com halos pleocróicos em cristais de biotita, além de apatita e zircão, este último em pequenas quantidades. Sericita e muscovita ocorrem como alteração em cristais de oligoclásio.

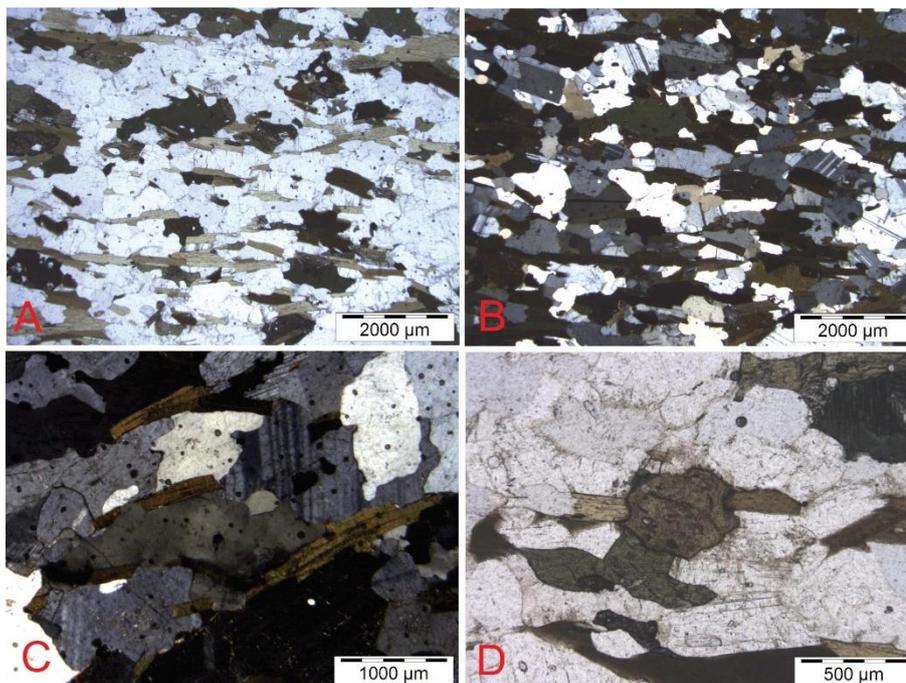


Figura 31 – (A) Estrutura foliada, com orientação dos minerais máficos e ligeiro bandamento quartzo-feldspático, com limites interdigitados a poligonizados entre cristais – polarizadores paralelos - ponto UBA-112; (B) estrutura foliada, destaque para cristais de plagioclásio e quartzo ligeiramente alongados e com limites localmente poligonizados – polarizadores cruzados – ponto UBA-112; (C) cristal de quartzo com extinção ondulante, geometria sigmoidal e limitado lateralmente por cristais de biotita, inclusive truncando as micas – polarizadores cruzados - ponto UBA-113; (D) cristal de allanita truncando cristal de biotita – polarizadores paralelos - ponto UBA-112.

Gnaisses graníticos dobrados

Esta unidade é constituída por rochas de composição granítica, com foliação bem marcada e amplo predomínio de feldspato alcalino na composição. A foliação é definida principalmente pela orientação de aglomerados de minerais máficos, por vezes com bandamento composicional, isolando níveis quartzo-feldspáticos

localmente com cristais de quartzo estirados e contatos poligonizados a ondulados (Figura 32 – A, B).

De forma geral os cristais apresentam contatos ondulados a interdigitados entres si, localmente poligonizados, caracterizando uma textura granoblástica a lepidogranoblástica.

Os minerais máficos representam de 10 a 20% da composição, constituídos principalmente por biotita e hornblenda. Complementam a mineralogia principal quartzo e feldspato alcalino, com plagioclásio ocorrendo de forma restrita. A granulação é praticamente homogênea (0,5mm), com alguns cristais maiores (até 2,5mm) de microclínio e, localmente, quartzo.

Quartzo ocorre predominantemente como cristais intersticiais, porém às vezes constitui cristais maiores ligeiramente estirados e com extinção ondulante.

Os cristais de feldspato alcalino, com geminação em grade e caracterizados como microclínio, comumente formam aglomerados (Figura 32 – C). Cristais menores de plagioclásio são evidenciado pela formação de mirmequitas em meio aos cristais de feldspato alcalino.

Os cristais de biotita têm pleocroísmo evidente amarelo pálido a marrom esverdeado, por vezes com contatos serrilhados junto aos minerais félsicos, principalmente microclínio (Figura 32 – D).

Como minerais acessórios ocorrem allanita, zircão, apatita e opacos. Allanita e zircão, quando em contato com biotita, causam halos pleocróicos.

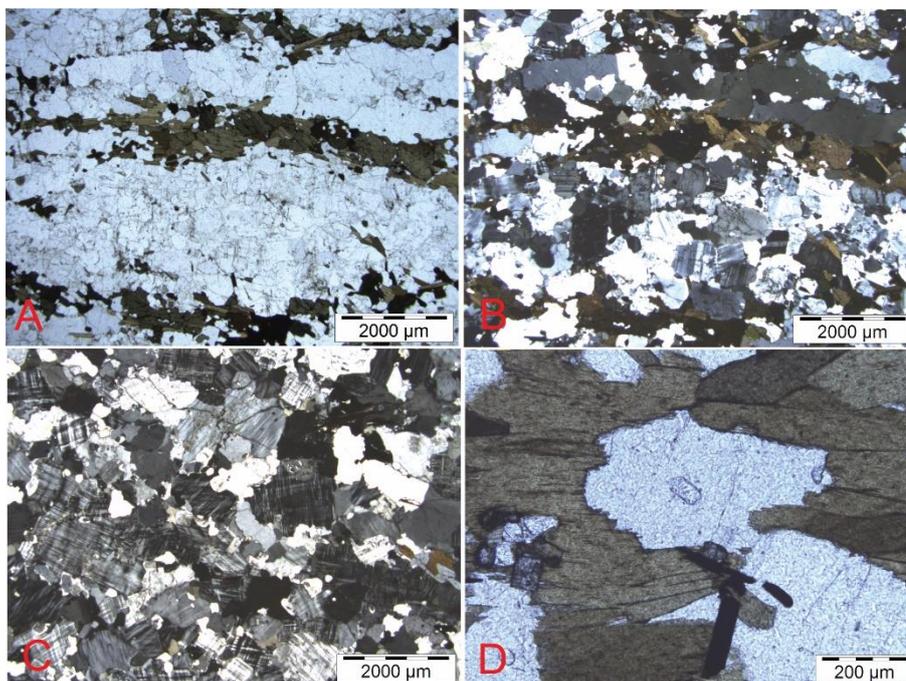


Figura 32 – (A) Foliação evidenciada por orientação de minerais e aglomerados máficos, e bandamento composicional – polarizadores paralelos - ponto UBA-89; (B) bandas quartzo-feldspáticas com contatos interdigitados, localmente poligonizados, e cristais de quartzo alongados e com extinção ondulante – polarizadores cruzados – ponto UBA-89; (C) nível com acúmulo de feldspato alcalino, com cristais de quartzo e plagioclásio intersticiais, com contatos localmente poligonizados – polarizadores cruzados – ponto UBA-86; (D) limites serrilhados entre cristais de biotita e microclínio – polarizadores paralelos – ponto UBA-86 .

Gnaiss granítico com enclaves

Esta unidade é caracterizada por rocha de granulação grossa, com muitos enclaves máficos e félsicos alongados segundo direção preferencial. Um corpo félsico de dimensões métricas ocorre nesta unidade, bem como faixa de rochas mais deformadas, caracterizada como milonito de coloração esverdeada.

A rocha encaixante é constituída principalmente por quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita e hornblenda. Allanita, zircão, apatita, titanita e opacos ocorrem como minerais acessórios. Uma foliação é sugerida pela orientação preferencial de minerais e aglomerados máficos, com cristais de feldspato alcalino e quartzo por vezes orientados de forma paralela.

Os cristais de feldspato alcalino correspondem a cerca de 45% da lâmina, atingindo até 20 mm, caracterizando textura porfiroclástica, localmente granoblástica

na matriz. De forma restrita, há ocorrência de lamelas pertíticas, por vezes formando bolsões de plagioclásio.

Plagioclásio se resume a cristais menores, com volume estimado da ordem de até 20%, por vezes totalmente envoltos por cristais de microclinio caracterizando textura anti-rapakivi. Há níveis com acúmulo desta fase mineral. Os teores de anortita sugerem classificação como oligoclásio, no entanto poucos cristais permitem medições.

Os cristais de quartzo, que correspondem a cerca de até 30% da lâmina, em muitos casos ocorrem com extinção ondulante e formas sub-esféricas, localmente com aspecto de rotação e recristalização (Figura 33 - A).

Dentre os minerais máficos, destacam-se cristais de biotita com pleocroísmo evidente, coloração amarelo esverdeado a marrom esverdeado e cristais de titanita associados aos aglomerados e minerais máficos, por vezes envolvendo minerais opacos (Figura 33 – B).

Os enclaves são caracterizados por matriz quartzo-feldspática, com cristais menores, da ordem de 0,5 mm, envolvendo cristais maiores, aproximadamente de 1,5 a 4 mm, de diversos minerais, incluindo hornblenda, biotita, quartzo e plagioclásio. Todos os grãos maiores apresentam-se sub-esféricos, a exceção de cristais de biotita.

A quantidade de minerais máficos nestes enclaves é estimado entre 20 e 30%.

Estas rochas têm textura porfiroclástica a granoblástica (Figura 33 - C), com foliação sugerida pelos níveis granoblásticos, ligeiramente alongados e orientação sutil dos minerais máficos. Localmente são observados cristais de biotita aparentemente rotacionados, orientados perpendicular à foliação (Figura 33 - D).

Cristais de hornblenda maiores tem notável textura poiquilítica, com inclusões de cristais félsicos, por vezes titanita, e relações de reação com biotita.

Como minerais acessórios ocorrem zircão, apatita, titanita e opacos.

O corpo félsico que ocorre em contato abrupto com a rocha encaixante tem composição quartzo-feldspática, com predomínio de microclinio (~50%), sobre quartzo (35%) e plagioclásio (15%), com nenhum mineral máfico. Muscovita e sericita ocorrem como alteração dos cristais de plagioclásio.

Os cristais têm granulação homogênea, com alguns cristais maiores de quartzo e microclínio, por vezes com ligeiro estiramento e extinção ondulante, no entanto a maior parte dos cristais tem formas sub-esféricas, caracterizando uma textura granoblástica (Figura 33 – E, F).

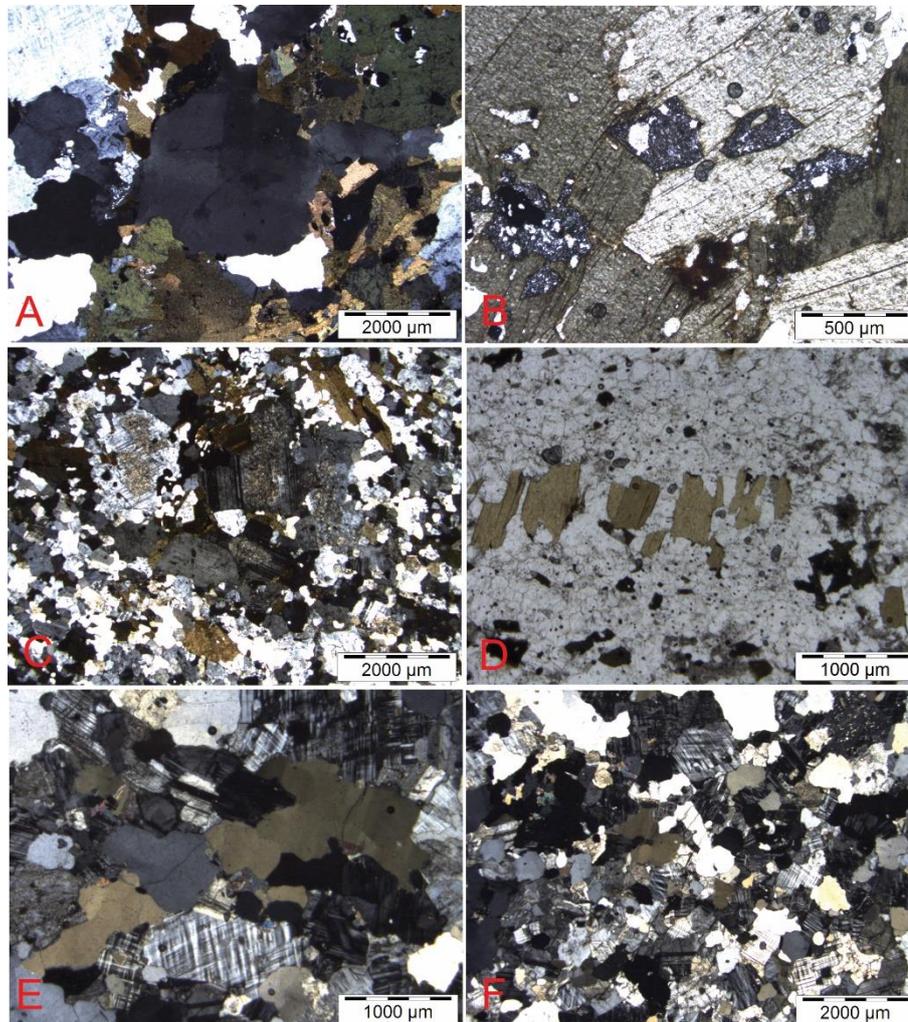


Figura 33 – (A) Cristal de quartzo no centro sub-arredondado rotacionado e com extinção ondulante – polarizadores cruzados - ponto UBA-71D; (B) aglomerados máficos, com cristais de biotita e titanita inclusas ou formando núcleos, em que cristais de titanita por vezes envolvem minerais opacos – polarizadores paralelos - ponto UBA-71D; (C) porfiroclastos de plagioclásio envolvidos por matriz fina quartzo-feldspática – polarizadores cruzados - ponto UBA-71C; (D) cristais de biotita alongados de forma perpendicular à foliação, com aspectos de rotação – polarizadores paralelos - ponto UBA-71 A; (E) cristais de quartzo com aspecto de rotação formando nível alongado com extinção ondulante – polarizadores cruzados - ponto UBA-74; (F) textura granoblástica com cristais de quartzo e microclínio com contatos interdigitados – polarizadores cruzados - ponto UBA-74.

Associada ao gnaiss granítico com enclaves, a rocha denominada como milonito esverdeado é caracterizada por textura granoblástica a porfiroclástica, e constituída principalmente por plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda e microclínio. Uma foliação é sugerida por ligeira orientação dos cristais maiores e orientação preferencial de alguns minerais máficos.

Os cristais têm tamanho aproximado de 0,5 mm e contatos ondulados a interdigitados, destacando-se alguns cristais maiores de plagioclásio, quartzo, biotita e por vezes hornblenda, de aproximadamente 2 mm, sub-esféricos. Como minerais acessórios ocorrem titanita, apatita, zircão, opacos e clinopiroxênio.

Os cristais de plagioclásio são caracterizados como oligoclásio e têm volume estimado da ordem de 40 a 65% da composição. Em alguns casos ocorrem inclusos em biotita. Cristais maiores por vezes tem formas subédricas e podem apresentar zoneamentos (Figura 34 - A). Em um destes cristais maiores ocorrem diversas inclusões de clinopiroxênio, hornblenda e biotita, sugerindo textura porfiroblástica local (Figura 34 - B).

Os cristais de quartzo, com volume estimado entre 30 e 35% da composição, frequentemente tem extinção ondulante enquanto os cristais de microclínio são restritos a frações menores.

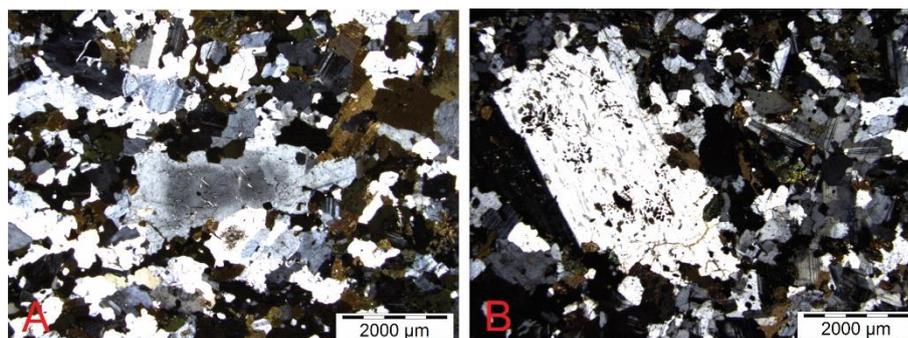


Figura 34 – (A) Cristal maior de plagioclásio envolto por matriz mais fina e contatos interdigitados entres cristais – polarizadores cruzados – ponto UBA-70; (B) porfiroblasto de plagioclásio com inclusões de outras fases minerais – polarizadores cruzados - ponto UBA-72.

Granitoide com granada

Esta unidade é caracterizada por rochas graníticas, cuja mineralogia principal é composta por quartzo (~45%), feldspato alcalino (~43%), plagioclásio (~5%), biotita (~6%) e opacos. Como minerais acessórios ocorrem granada, zircão, opacos e, localmente, muscovita.

Os cristais em sua maioria têm formas anédricas, com contatos interdigitados e lobados entre si, caracterizando textura predominantemente xenomórfica.

Os cristais de quartzo em sua maioria apresentam extinção ondulante, por vezes com aspecto de tabuleiro de xadrez (*chessboard pattern*). Estes cristais têm bordas onduladas, interdigitadas com os cristais vizinhos e por vezes englobam cristais menores de outros minerais, feldspato alcalino e biotita. Localmente ocorrem contatos retilíneos com grãos maiores de biotita. Os cristais maiores sugerem ligeira orientação, paralelos aos cristais subédricos e alongados de biotita.

Os cristais de biotita geralmente encontram-se orientados segundo direção preferencial, por vezes definindo leitos contínuos, com cristais alongados e, em alguns casos, sem forma definida (cortes basais). Apresenta pleocroísmo de marrom amarelado claro a tons de verde. Cortes basais da biotita indicam coloração mais forte, amarronzada, com pleocroísmo menos intenso.

Os cristais de feldspato alcalino apresentam geminação em grade, sendo caracterizados como microclínio, e por vezes têm até 6mm. Em algumas zonas de concentração deste mineral ocorrem cristais poligonizados.

Os cristais de plagioclásio, intersticiais, são caracterizados como oligoclásio, com ocorrências pontuais de mirmequitas em contatos com cristais de feldspato alcalino.

Cristais de zircão não são muito abundantes nesta unidade, sendo observados principalmente associados com os leitos mais ricos em biotita. Cristais subédricos de apatita ocorrem de forma esparsa nesta unidade.

Granada caracteriza-se por cristais isótipos associados com níveis de biotita, de ocorrência local (Figura 35 – A, B), não sendo observadas evidências de reações de formação ou consumo da granada.

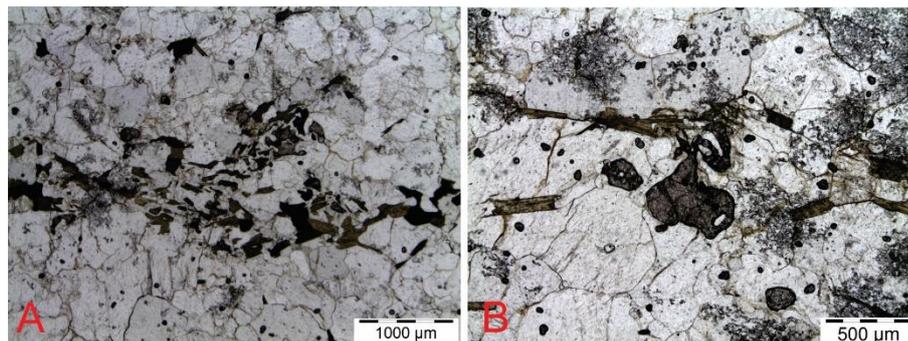


Figura 35 – (A) Cristais de granada em leito máfico estirado – polarizadores paralelos - ponto UB-14; (B) cristais de granada sub-esféricos – polarizadores paralelos – ponto UB-14.

Granito Pico do Papagaio

Unidade caracterizada por rochas graníticas a granodioríticas, com foliação evidenciada pelos leitos máficos e, por vezes, cristais de quartzo estirados (Figura 36 – A, B). A mineralogia principal é constituída por microclínio, plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda, ocorrendo como minerais acessórios allanita, zircão, apatita, opacos, titanita e clinopiroxênio. Muscovita e sericita ocorrem aparentemente como minerais tardios ou de alteração.

As amostras analisadas em lâminas petrográficas sugerem uma textura xenomórfica, por vezes com limites ondulados e interdigitados entre praticamente todas as fases minerais observadas, localmente ocorrendo cristais subédricos a euédricos, em aglomerados ou isolados.

De forma geral ocorrem cristais maiores, de até 4 mm, de quartzo e feldspato alcalino, por vezes hornblenda e plágioclásio, envolvidos por matriz mais fina (1 a 2 mm) também de quartzo e feldspato alcalino, junto de plagioclásio, biotita e hornblenda, caracterizando textura inequigranular a porfirítica.

Em amostra de mão é sugerida a presença de cristais centimétricos de feldspato, no entanto, microscopicamente isto não é observado, sendo estas estruturas caracterizadas por aglomerados de minerais félsicos, sugerindo textura glomeroporfirítica (Figura 36 – C).

Variações composicionais são representadas ora por amplo predomínio de microclínio ora com ligeiro predomínio de plagioclásio.

Cristais de quartzo, com volume estimado da ordem de 40 a 30%, estão presentes na matriz e como cristais maiores, estes últimos ligeiramente alongados paralelamente a foliação e em muitos casos com extinção ondulante evidente.

Os cristais de feldspato alcalino, com volume estimado entre 30 e 45%, tem em sua maioria geminação em grade (microclínio), na lâmina em que há predomínio de plagioclásio os cristais de feldspato alcalino são mesopertíticos.

Os cristais de plagioclásio, caracterizados como oligoclásio, tem volume estimado entre 15 e 40% e por vezes estão sericitizados. Em geral não constituem cristais maiores, restringindo-se à matriz das rochas, com exceções pontuais. De forma local ocorre cristal de plagioclásio envolto por cristal de biotita, com aspecto de truncamento da mesma (Figura 36 - D).

Os minerais máficos representam aproximadamente entre 5 e 10% do volume nestas rochas, caracterizados principalmente por biotita e hornblenda, por vezes formando aglomerados máficos. Nestes aglomerados ocorrem núcleos de titanita, caracterizada pelo relevo alto, baixa birrefringência e ausência de pleocroísmo, geralmente associados a minerais opacos. Os cristais de biotita apresentam coloração amarela pálida a castanho, enquanto os cristais de hornblenda tem coloração verde escura, com pleocroísmo evidente. Allanita ocorre junto dos minerais máficos, constituindo cristais bem desenvolvidos com cerca de até 2mm.

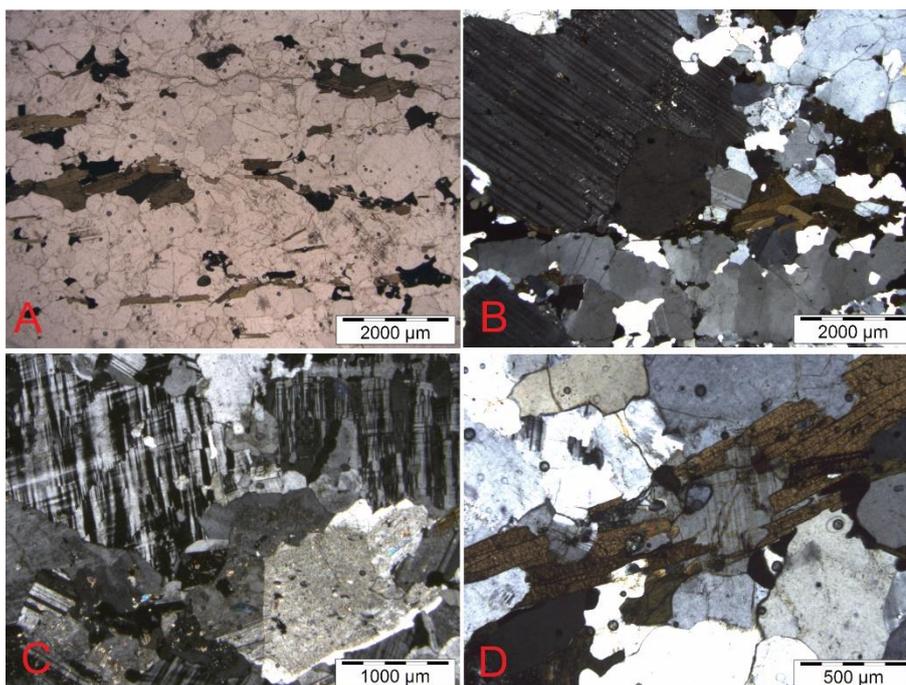


Figura 36– (A) Foliação evidenciada por minerais máficos – polarizadores paralelos - ponto UBA-016; (B) cristal maior de plagioclásio parcialmente envolto por matriz mais fina, caracterizando textura porfirítica e cristal de quartzo alongado e com extinção ondulante pronunciada – polarizadores cruzados – ponto UBA-149; (C) aglomerado de minerais quartzo-feldspáticos, com limites ondulados, sugerindo textura glomeroporfirítica – polarizadores cruzados - ponto UBA-102; (D) cristal de plagioclásio cujo crescimento aparentemente trunca cristal de biotita – polarizadores cruzados - ponto UBA-016 .

Granito Caçandoca

Unidade caracterizada por rochas de composições graníticas a granodioríticas, cujos minerais principais são microclínio, plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda, ocorrendo como minerais acessórios zircão, allanita, apatita e opacos.

Uma foliação é sugerida pela orientação preferencial de minerais máficos, por vezes formando aglomerados, e de cristais de quartzo alongados. As texturas variam de xenomórfica inequigranular a porfirítica, em que os cristais maiores são de plagioclásio e quartzo, localmente ocorrendo porções hipidiomórficas e equigranulares (Figura 37 – A, B).

Variações composicionais também ocorrem, na forma de bolsões exclusivos de feldspato alcalino rodeados por trechos com presença de plagioclásio e quartzo. O feldspato alcalino é caracterizado como microclínio e o plagioclásio como oligoclásio. Localmente ocorrem cristais de plagioclásio com geminação deformada (Figura 37 - C).

Cristais de quartzo ocorrem com limites predominantemente ondulados e interdigitados, por vezes poligonizados com formatos sub-esféricos. Não raro constituem cristais alongados e com extinção ondulante destacada (Figura 37 – B, D).

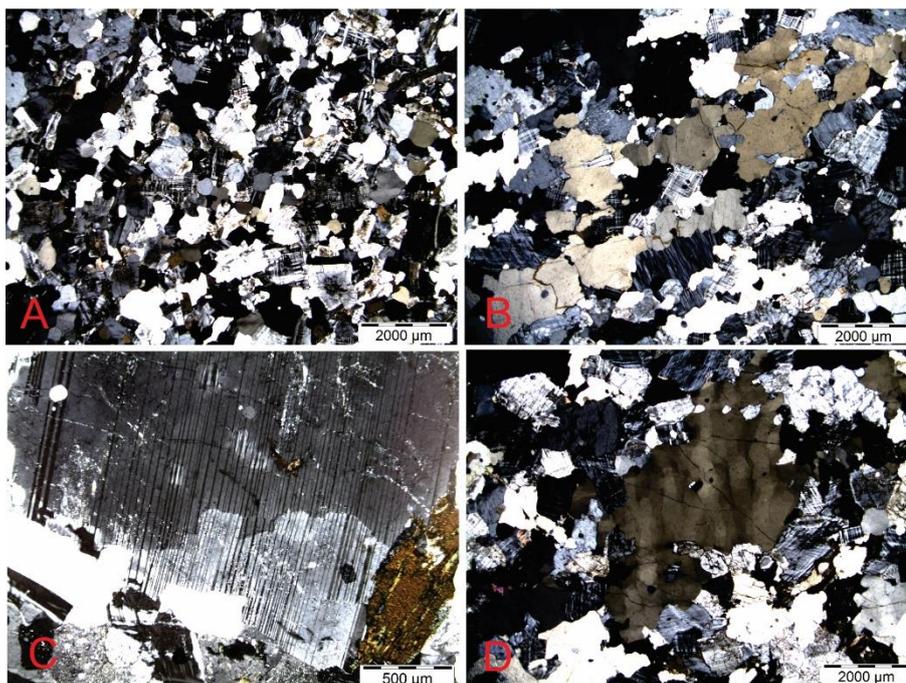


Figura 37 – (A) Cristais de quartzo e feldspato caracterizando textura xenomórfica, localmente hipidiomórfica com contatos poligonizados – polarizadores cruzados - ponto UBA-65; (B) cristais maiores de quartzo alongados, com extinção ondulante – polarizadores cruzados – ponto UBA-60; (C) cristal de plagioclásio com geminação deformada na borda – polarizadores cruzados – ponto UB-60; (D) cristal de quartzo com extinção ondulante pronunciada, localmente contendo inclusões – polarizadores cruzados – ponto UBA-60 .

Suíte Charnockítica Ubatuba

Mangeritos

As rochas que compõem esta unidade são caracterizadas por mangeritos (Streckeisen, 1974), em que a mineralogia principal é constituída por feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda e ortopiroxênio, ocorrendo como minerais acessórios zircão, allanita, apatita, opacos e clinopiroxênio.

Os cristais ocorrem com contatos ondulados a interdigitados, caracterizando textura predominantemente xenomórfica, localmente hipidiomórfica. Variações texturais decorrem da heterogeneidade no tamanho dos cristais, por vezes com cristais maiores da ordem de 1 a 2 mm, e cristais intersticiais menores, caracterizando textura inequigranular média, por vezes com cristais muito maiores, com até 10mm, caracterizando textura porfírica, ou inequigranular média a grossa.

Localmente ocorre rocha com foliação evidente ao microscópio, com cristais de minerais máficos e, pontualmente, cristais félsicos orientados preferencialmente, em que os cristais de quartzo e feldspato alcalino podem atingir até 7 mm e cristais de ortopiroxênio e hornblenda até 4 mm (Figura 38 – A, B).

Os minerais máficos representam cerca de 10 a 20% da composição, geralmente constituindo níveis ligeiramente orientados e/ou aglomerados caracterizados por núcleos de ortopiroxênio envoltos por biotita e hornblenda (Figura 38 - C).

Os cristais de plagioclásio, com volume estimado entre 25 e 55%, são caracterizados principalmente pela geminação da lei da albita, com teor de anortita da ordem de 10 a 20%, sendo caracterizados como oligoclásio. Localmente são observados cristais de plagioclásio com extinção ondulante.

Os cristais de feldspato alcalino, com volume estimado entre 35 e 55%, em sua maioria, são caracterizados pela presença de exsoluções de lamelas pertíticas e por vezes extinções zonadas, localmente com geminação em grade. Inclusões de plagioclásio em cristais de feldspato alcalino, bem como o contrário, caracterizam textura anti-rapakivi e rapakivi, respectivamente. Mirmequitas ocorrem em contatos de cristais de feldspato alcalino e plagioclásio, de forma não generalizada.

Os cristais de quartzo, com volume estimado entre 10 e 20%, estão distribuídos predominantemente como cristais intersticiais, por vezes caracterizando cristais maiores com limites geralmente ondulados com os minerais vizinhos e/ou apresentando extinção ondulante.

Os cristais de biotita, com volume estimado da ordem de 4 a 5%, apresentam pleocroísmo evidente, com coloração variando de castanho avermelhado a amarelo pálido. Os cristais de hornblenda, com volume estimado da ordem de 4 a 8%, destacam-se pela coloração verde e pleocroísmo intenso amarelo pálido a verde escuro. Em alguns casos apresentam aspectos poiquilíticos, com inclusões de quartzo e feldspato alcalino. Localmente ocorrem entre cristais de ortopiroxênio, estes em continuidade óptica (Figura 38 – D).

Os cristais de ortopiroxênio, com volume estimado entre 1 e 6%, são caracterizados por relevo alto, extinção reta e pleocroísmo sutil. Normalmente

encontram-se alterados, com desenvolvimento de uma “massa alaranjada” preferencialmente de forma paralela às clivagens, com pleocroísmo forte, semelhante aos cristais de biotita adjacentes. Localmente observam-se simplectitos em contatos entre cristais de ortopiroxênio e feldspato alcalino, associados com níveis de minerais opacos (Figura 38 – B, C).

Allanita ocorre de forma restrita, caracterizada por zoneamento evidente com polarizadores cruzados e formação de halos pleocróicos quando envoltas por hornblenda ou biotita. Em alguns casos evidencia um fraturamento radial ao cristal. Cristais de zircão ocorrem, geralmente euédricos a subédricos, com até 0,2 mm.

Os cristais de apatita, com mesmo tamanho dos cristais de zircão, têm formas sub-arredondadas, aciculares e/ou sub-esféricas.

Carbonatos e muscovita ocorrem preenchendo fraturas, bem como inclusões em cristais de plagioclásio.

Cristais de clinopiroxênio ocorrem por vezes como núcleos envoltos por cristais de ortopiroxênio, localmente ocorrendo em maior quantidade que este. As diferenças entre as duas fases caracterizam-se por leve pleocroísmo e, na maior parte dos casos, pela extinção reta nos ortopiroxênios.

Os minerais opacos por vezes ocorrem como trilhas associados à aglomerados máficos.

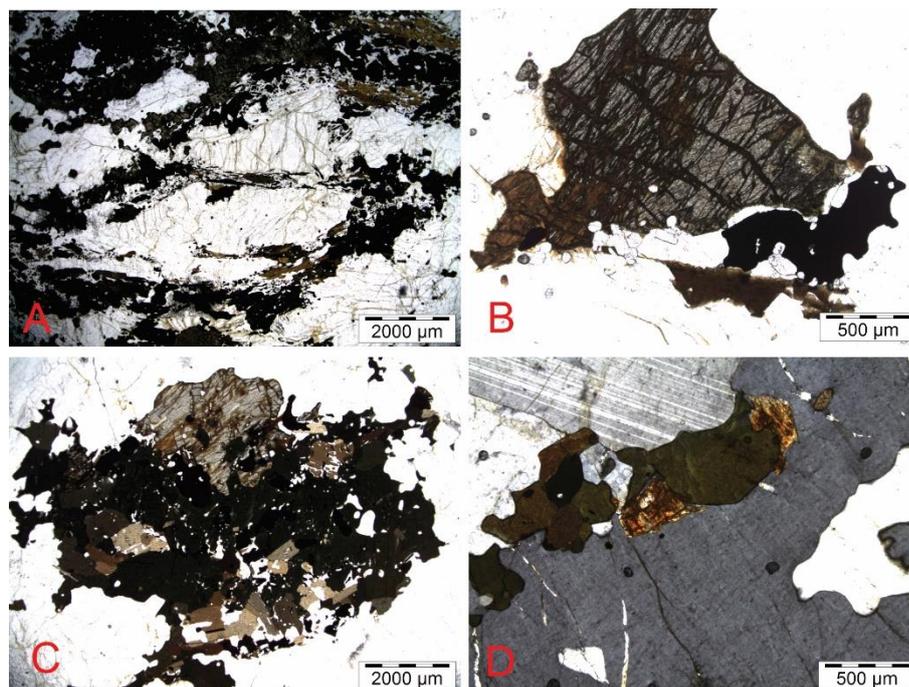


Figura 38 – (A); Foliação evidenciada por leitos de minerais máficos – polarizadores paralelos – ponto UBA-119; (B) cristal maior de ortopiroxênio, com desenvolvimento de mineral de alteração preferencialmente paralelo às clivagens – polarizadores paralelos – ponto UBA-139; (C) aglomerado de minerais máficos constituído por ortopiroxênio, biotita e hornblenda, esta por vezes poiquilítica – polarizadores paralelos - ponto UBA-139; (D) cristal de hornblenda entre cristais de ortopiroxênio em continuidade óptica, com possível consumo deste mineral para formação daquele – polarizadores cruzados - ponto UBA-139 .

Leucogranitos

Os leucogranitos predominantes nesta unidade têm composição mineralógica similar aos mangeritos, destacando-se pela ausência de piroxênios. Como mineralogia principal ocorrem feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda. Allanita, zircão, apatita e opacos ocorrem como minerais acessórios enquanto muscovita e sericita ocorrem como alterações do plagioclásio.

A textura predominante é caracterizada como xenomórfica, com cristais sem forma bem definida e contatos entre cristais ondulados e interdigitados. Em alguns locais desenvolvem-se cristais alongados de quartzo, por vezes com extinção ondulante (Figura 39 - A).

Os cristais de feldspato alcalino têm elevada proporção de lamelas pertíticas, por vezes gerando bordas albíticas e cristais intersticiais de plagioclásio entres cristais maiores de feldspato alcalino (Figura 39 – B, C, D).

O teor de anortita nos cristais de plagioclásio é da ordem de 10 a 15%, caracterizando oligoclásio, raramente albita. Ocorrem texturas anti-rapakivi, com cristais de plagioclásio totalmente envoltos por cristal de feldspato alcalino mesopertítico (Figura 39 - D).

Biotita e hornblenda representam entre 5 e 10% da composição, por vezes formando aglomerados máficos. Cristais de allanita são comuns nestes aglomerados, por vezes bem desenvolvidos.

A rocha diorítica que ocorre junto a leucogranitos destaca-se pelo amplo predomínio de plagioclásio na composição, que junto com biotita e hornblenda são os principais minerais desta rocha. Quartzo e feldspato alcalino ocorrem como cristais menores.

Os cristais de plagioclásio têm limites ondulados a interdigitados, por vezes ligeiramente alongados preferencialmente, bem como constituindo cristais maiores, caracterizando textura xenomórfica equigranular a inequigranular fina. Alguns cristais intersticiais têm formas mais arredondadas, com aspecto globular, enquanto em alguns cristais maiores ocorrem inclusões dos outros minerais.

Uma foliação é definida pelos cristais de plagioclásio e alinhamento dos minerais máficos.

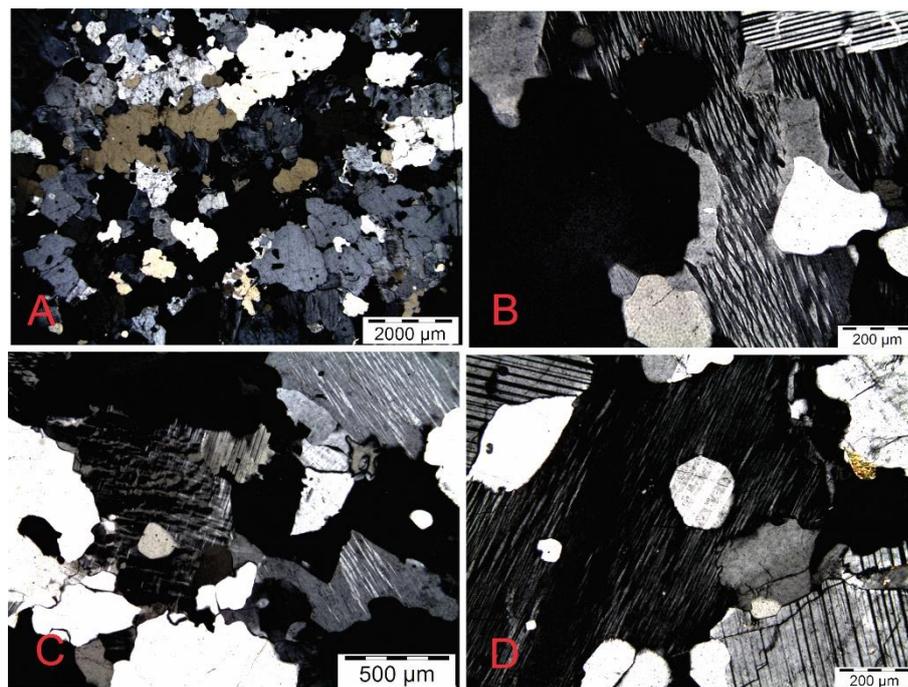


Figura 39 – (A) Textura xenomórfica caracterizada por cristais com limites ondulados e interdigitados, com cristais de quartzo ligeiramente alongado, por vezes com extinção ondulante – polarizadores cruzados - ponto UBA-47; (B) borda albítica em cristal pertítico – polarizadores cruzados - ponto UB-02; (C) cristal de plagioclásio intersticial com continuidade óptica com as lamelas pertíticas em cristal de feldspato alcalino adjacente – polarizadores cruzados - ponto UB-02; (D) cristal de plagioclásio totalmente envolvido em cristal de feldspato alcalino pertítico, caracterizando textura anti-rapakivi – polarizadores cruzados – ponto UB-72.

Quartzo monzonito Ilha Anchieta

Esta unidade é caracterizada por rochas graníticas a quartzo-monzoníticas, com textura predominantemente xenomórfica, em que os cristais têm contatos ondulados a interdigitados entre si, bem como hipidiomórfica, com contatos retilíneos e cristais sub-esféricos. Localmente ocorrem fenocristais de feldspatos, alcalino e plagioclásio, caracterizando textura porfirítica.

A mineralogia principal é constituída por microclínio, plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda. Como minerais acessórios ocorrem zircão, allanita, apatita e titanita.

Os cristais de feldspato alcalino apresentam geminação em grade e são caracterizados como microclínio. Os cristais de plagioclásio, caracterizados como oligoclásio, ocorrem por vezes saussuritizados ou sericitizados, por vezes formando mirmequitas em contatos com feldspato alcalino. Cristais de ambos os feldspatos apresentam zoneamento, por vezes com ocorrência de inclusões de quartzo que se concentram quase que exclusivamente na porção externa, inclusive em cristais com textura anti-rapakivi (Figura 40 – A, B). Inclusões de quartzo também ocorrem no entorno dos fenocristais e na matriz, por vezes formando bolsões somente com cristais esféricos de quartzo.

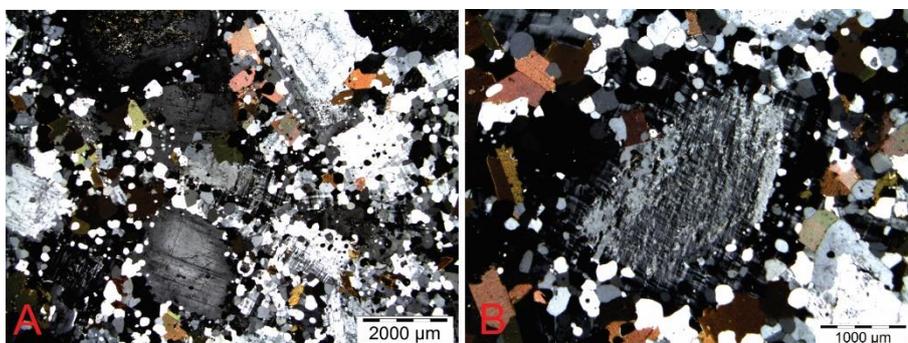


Figura 40 – (A) Cristais maiores de plagioclásio e feldspato alcalino, com destacadas inclusões de quartzo tanto na matriz quanto nas bordas dos feldspatos – polarizadores cruzados - ponto UB-58; (B) inclusões de quartzo em fenocristal de feldspato alcalino zonado – polarizadores cruzados – ponto UB-58.

Diques Compostos Rompidos

Os diques compostos rompidos são caracterizados predominantemente por rochas metabásicas intercaladas com níveis félsicos graníticos. Os níveis máficos destes diques são formados principalmente biotita, hornblenda e plagioclásio, em que os minerais máficos representam entre 30% e 40% da composição. Estas rochas têm foliação bem definida por leitos nematoblásticos, nas porções com mais hornblenda, e pela orientação de cristais de biotita.

Veios Aplíticos

A análise petrográfica de alguns veios aplíticos intrusivos nos mangeritos da Suíte Charnockítica Ubatuba evidencia composições sienograníticas a

granodioríticas, com texturas predominantemente xenomórfica, equigranular a inequigranular com matriz fina. Como mineralogia principal ocorrem microclínio, quartzo, oligoclásio, biotita e hornblenda, além de allanita, zircão, apatita e fluorita como acessórios.

6. Geoquímica

Neste capítulo serão apresentados os dados de geoquímicos obtidos para as rochas aflorantes na região sudoeste de Ubatuba, consideradas como unidades já descritas anteriormente.

Foram analisadas um total de 25 amostras (Tabelas 04, 05 e 06 - Anexo IV), sendo 03 de rochas associadas ao Complexo Costeiro, 04 do Granito Caçandoca, 01 do Granito Pico do Papagaio, 13 da Suíte Charnockítica Ubatuba, sendo três de leucogranitos, nove de mangeritos e um diorito, além de duas do quartzo-monzonito Ilha Anchieta. Duas amostras de porções básicas de diques compostos intrusivos no Granito Caçandoca foram analisadas.

As unidades graníticas (e charnockítica) apresentam composições químicas variadas, de forma que foram classificadas em diagrama classificatório R1-R2 (De la Roche *et al.*, 1982) a fim de observar variações principais que definem a nomenclatura das rochas (Figura 41).

A Suíte Charnockítica Ubatuba, constituída por rochas charnockíticas e graníticas subordinadas, ocorrendo localmente um diorito, apresenta bimodalidade, representada pelos dois tipos principais de rocha, em que a série charnockítica tem composições, no diagrama R1-R2 (De la Roche *et al.*, 1982), que remetem ao campo de quartzo monzonito, pontualmente monzonito e quartzo-sienitos, enquanto as composições químicas das rochas leucocráticas denominadas leucogranitos remetem ao limite granito – álcali granito.

As rochas do Complexo Costeiro, caracterizadas por amostras do gnaiss granítico com enclaves, gnaiss granítico dobrado e milonito esverdeado, tem composições químicas que remetem aos campos de quartzo-monzonito, monzogabro e monzonito, respectivamente.

As amostras da unidade Granito Caçandoca têm composições químicas associadas ao campo dos granitos, situando-se pontualmente próximo ao limite com álcali-granitos.

A única amostra do Granito Pico do Papagaio situa-se no campo de álcali-granito.

As amostras relacionadas ao quartzo-monzonito Ilha Anchieta têm composições químicas que as situam no campo quartzo-monzonito e granito.

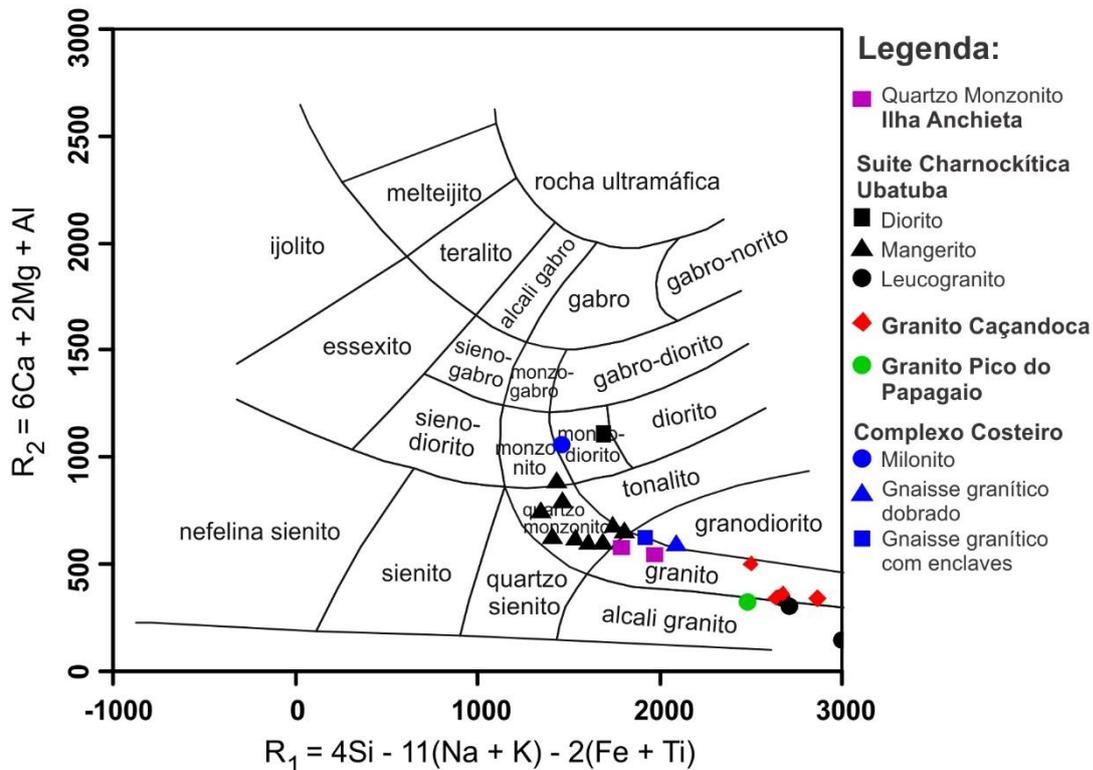


Figura 41 – Diagrama R1-R2 (De la Roche *et al.*, 1982) para classificação de rochas plutônicas.

Com relação ao índice de saturação em alumina (ISA), as rochas graníticas analisadas, englobando todas as unidades, tem caráter predominantemente metaluminoso, com algumas no limite e dentro do campo peraluminoso, próximo ao limite peralcalino (Figura 42).

Nas rochas da Suíte Ubatuba, os mangeritos, com ISA entre 0,83 e 0,92, são considerados metaluminosos. A variedade diorítica tem ISA igual a 0,85, também de caráter metaluminoso. Os leucogranitos situam-se bem próximos aos limites metaluminoso-peraluminoso-peralcalino, com ISA entre 0,98 e 1,03, com duas amostras no campo metaluminoso e uma no campo peraluminoso.

As amostras do Granito Caçandoca situam-se próximo ao limite metaluminoso-peraluminoso-peralcalino, com ISA entre 0,98 a 1,00, com três amostras no campo metaluminoso e uma no limite entre os campos peraluminoso e metaluminoso.

As rochas do Complexo Costeiro têm caráter metaluminoso, com dispersão nos valores de ISA entre 0,75 e 0,92. A amostra referente ao Granito Pico do Papagaio

tem ISA igual a 1,00, situando-se no campo peraluminoso, próximo ao limite com o campo metaluminoso, enquanto a unidade Ilha Anchieta, caracterizada por duas amostras, tem caráter metaluminoso, com valores de ISA de 0,87 e 0,95.

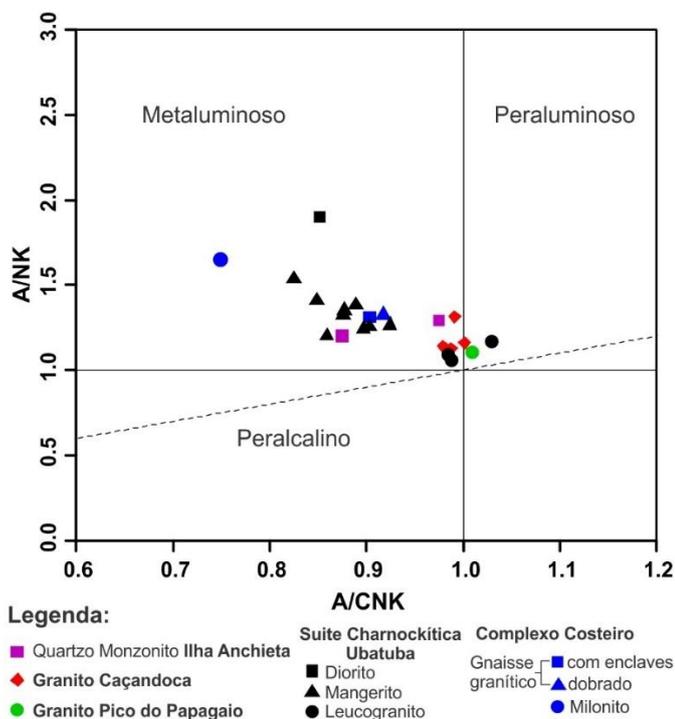


Figura 42 – Diagrama de Shand (1943) para as amostras das unidades graníticas, ressaltando caráter predominantemente metaluminoso, com associações peraluminosas.

No diagrama de Frost *et al.* (2001), utilizando número de Fe ($\text{FeO}t/\text{FeO}t+\text{MgO}$) versus sílica (Figura 43), todas as unidades são plotadas no campo *ferroan*, destacando-se com leve tendência magnésiana, em relação aos mangeritos e leucogranitos, as rochas do Complexo Costeiro e Ilha Anchieta, e de forma mais acentuada, próximo ao limite *ferroan-magnesian*, o diorito associado à Suíte Ubatuba e uma amostra do Granito Caçandoca. As análises das unidades Granito Pico do Papagaio, leucogranitos da Suíte Ubatuba e maior parte do Granito Caçandoca tem comportamento muito próximos. Com relação ao índice MALI - *Modified Alkali-Lime Index* (Figura 44), as rochas com menores teores de sílica (Complexo Costeiro e mangeritos da Suíte Ubatuba, bem como Ilha Anchieta) são classificadas como alcali-cálcicas, enquanto as rochas graníticas são classificadas predominantemente como calci-alcálicas, sendo o granito Pico do Papagaio álcali-cálcico. O diorito associado à Suíte Ubatuba destaca-se das rochas com menores teores de sílica, sendo classificado como calci-alcálico.

No caso dos elementos traços, um alinhamento entre mangeritos e leucogranitos, com concentrações menores nos leucogranitos, é sugerido para Ba, Nb, Sr e Zr, enquanto Rb tem maiores concentrações. Os teores dos elementos La, Ga e Ce não variam expressivamente nos dois litotipos. Nestes elementos, o diorito destaca-se do alinhamento entre as outras rochas da suíte em Zr, Nb e Ba, com teores sempre inferiores a linha de tendência. Destacam-se altos teores de Zr nos mangeritos.

As rochas analisadas do Complexo Costeiro sugerem distribuição similar ao alinhamento da Suíte Ubatuba. Destacam-se o milonito (55,6% SiO₂) com altos teores de Sr e TiO e o gnaisse com enclaves (66,7% SiO₂) com altos teores de Ce, La e Sr em relação ao alinhamento da Suíte Ubatuba.

As análises do quartzo-monzonito Ilha Anchieta têm distribuição na maioria dos casos próxima ao alinhamento da Suíte Ubatuba, no entanto destacam-se por concentrações mais elevadas de K₂O, Ba, Ce, La e Sr, em relação à linha de tendência.

As rochas graníticas (Granito Caçandoca, Pico do Papagaio e leucogranitos da Suíte Ubatuba) tem comportamento similar com relação aos elementos maiores, menores e traços, destacando-se o Granito Caçandoca por dispersão pouco mais pronunciada e menores teores de Ce, Ga, La e Zr.

As rochas básicas contêm concentrações mais elevadas de todos os elementos maiores e menores em relação às outras unidades, com exceção de Na e K, que cujas concentrações relativas ocorrem dispersas e menores, respectivamente. Este comportamento é similar ao milonito do Complexo Costeiro.

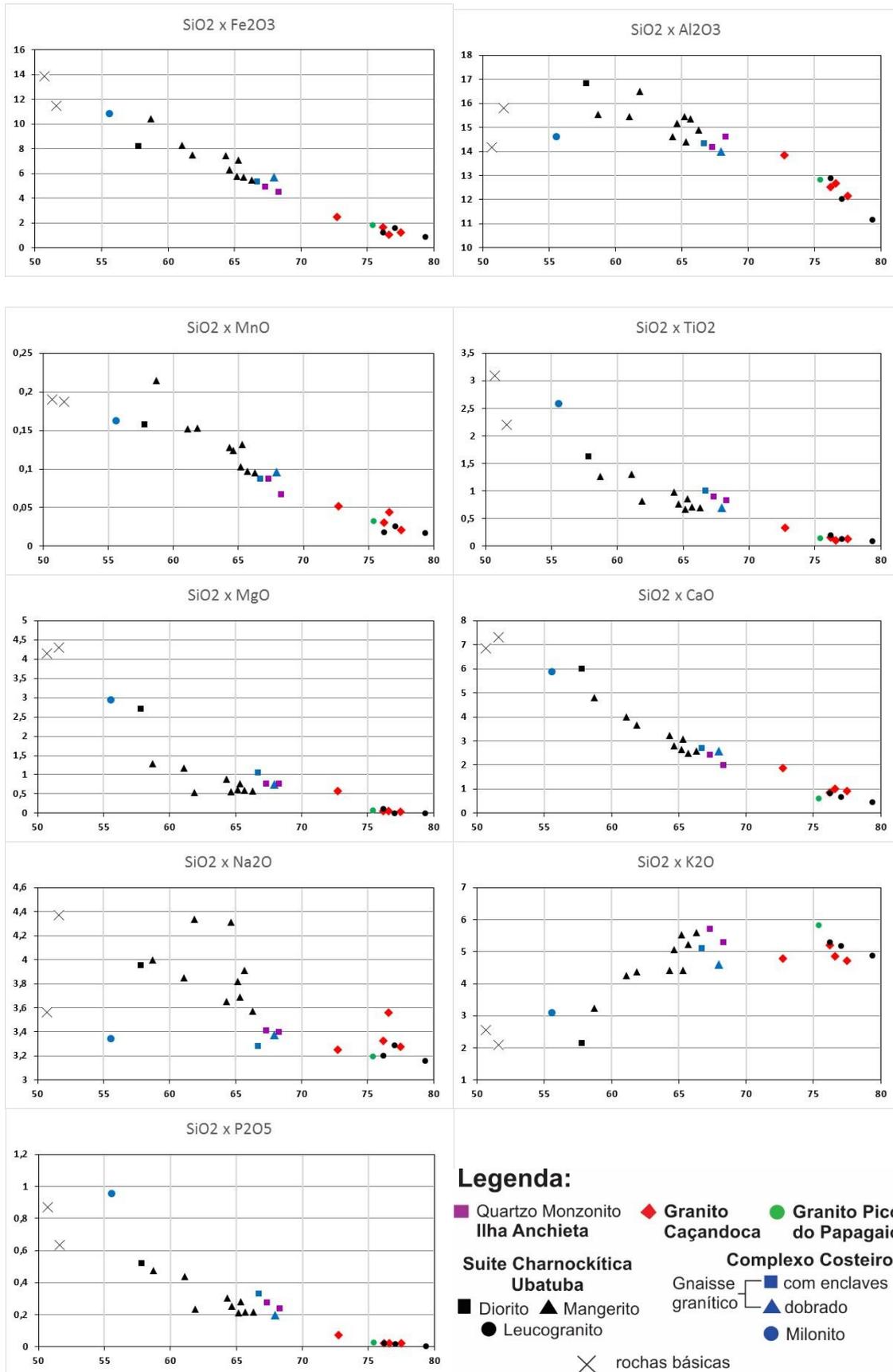


Figura 45 - Diagramas SiO₂ versus óxidos de elementos maiores e menores.

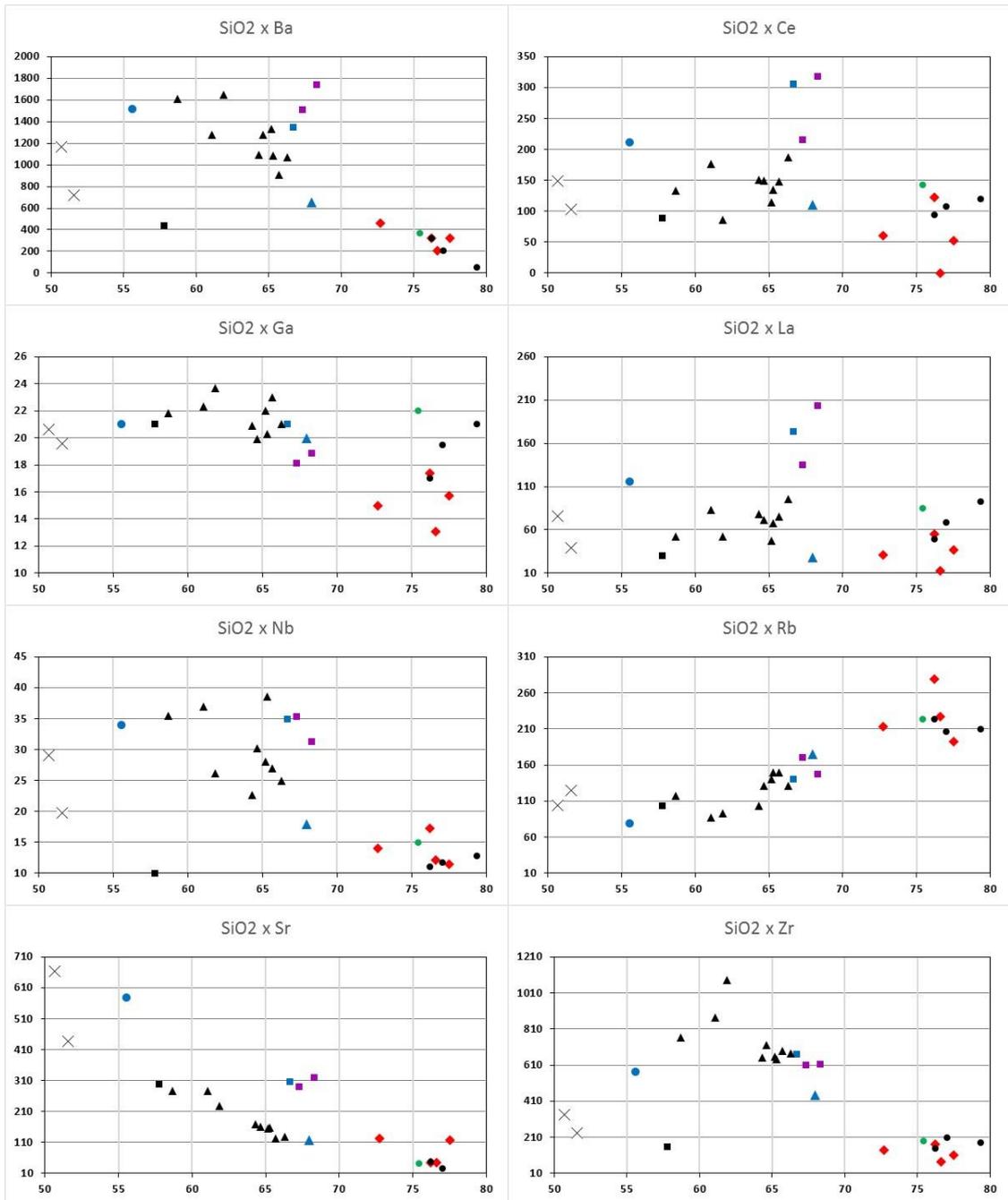


Figura 46 – Diagramas SiO₂ versus elementos traços. Legenda na Figura 45.

Os teores de SiO₂ para as rochas da Suíte Ubatuba sugerem um hiato entre 66,3% e 76,2%, no entanto, Neumann (1993) analisando o corpo como um todo não evidenciou tal hiato para as rochas charnockíticas de Ubatuba (Figura 47).

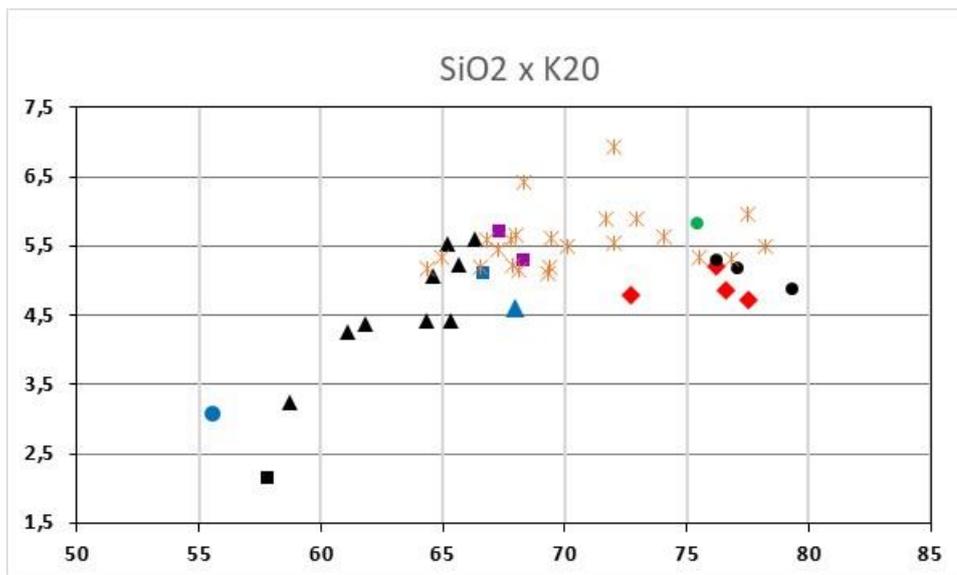


Figura 47 – Diagrama SiO_2 versus K_2O , com dados de Neumann (1993). Legenda na Figura 45. Asteriscos em laranja representam amostras de Neumann (1993).

Análises de concentrações de ETR foram realizadas para 19 amostras, de todas as unidades, apresentado em diagramas com valores normalizados pelo condrito (Boyton, 1984) (Figura 48). As concentrações de ETR variam nestas rochas de 75 a 167 ppm, no Granito Caçandoca, na Suíte Ubatuba de 189 a 493 ppm (275 a 485 ppm nos mangeritos, 205 a 493 ppm nos leucogranitos e 189 ppm no diorito), no Complexo Costeiro de 205 a 512 ppm e, valores únicos de 375 ppm para o Granito Pico do Papagaio e 209 ppm para a rocha básica relacionada a dique sin-plutonico no Granito Caçandoca.

Os mangeritos da Suíte Ubatuba apresentam maiores concentrações de ETR leves em relação a pesados, com razões LaN/YbN (normalizados pelo condrito de Boyton, 1984) variando entre 5,85 e 9,69 e duas amostras destacadas com 14,81 e 15,43. O fracionamento nos ETR leves é mais pronunciado que nos pesados, com razões LaN/SmN entre 2,62 e 4,26 e GdN/YbN entre 1,60 e 2,33. Anomalia negativa de Eu ocorrem nestas rochas, com razões Eu/Eu^* entre 0,54 e 0,76, com apenas uma amostra sem anomalia ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1,07$). O diorito associado a Suíte Ubatuba tem comportamento dos ETR similares aos mangeritos, sem anomalia negativa de Eu.

Os leucogranitos tem fracionamento de ETR leves menor que os mangeritos, ficando um pouco mais acentuados nos pesados. Uma das amostras destaca-se por fracionamento maior, com razões $\text{LaN}/\text{YbN}=26,6$, $\text{LaN}/\text{SmN}=4,7$ e $\text{GdN}/\text{YbN}=3,13$. As anomalias negativas de Eu são pronunciadas nestas rochas (Eu/Eu^* entre 0,06 e 0,35).

A amostra referente ao Granito Pico do Papagaio tem distribuição de ETR e relações de fracionamento muito parecidas com os leucogranitos da Suíte Ubatuba.

As análises do Granito Caçandoca destacam fracionamento de ETR leves ($\text{LaN/SmN} = 3,52$ e $3,56$) maior que nos ETR pesados ($\text{GdN/YbN} = 1,61$ e $2,95$). As anomalias negativas de Eu são pronunciadas, com razões Eu/Eu^* igual a $0,39$ e $0,54$.

As amostras do Complexo Costeiro podem ser divididas em dois grupos nas análises de ETR, o primeiro incluindo milonito e gnaisse com enclaves, e o segundo o gnaisse dobrado. O primeiro grupo apresenta fracionamento mais expressivo de ETR leves (LaN/SmN de $4,55$ e $5,73$) e ETR pesados (GdN/YbN de $2,53$ e $2,61$), enquanto que o segundo tem fracionamento menor ($\text{LaN/SmN} = 2,00$ e $\text{GdN/YbN} = 1,47$), destacando-se uma anomalia positiva de Ce e ligeira curva positiva a partir de Er. Anomalias negativas de Eu ocorrem em todas as amostras (Eu/Eu^* entre $0,60$ e $0,80$).

A amostra de rocha básica analisada tem maior fracionamento nos ETR leves que nos pesados, sem anomalias evidentes.

Em diagramas com valores normalizados pelo manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) (Figura 48), as rochas da Suíte Charnockítica Ubatuba destacam-se por anomalia negativa de Ba nos leucogranitos, enquanto nos mangeritos ocorre ligeira anomalia positiva, e anomalias de Eu, Sr e Ti em todos os litotipos, mais acentuadas nos leucogranitos.

As amostras do Granito Caçandoca e Granito Pico do Papagaio apresentam distribuição parecida, com anomalias negativas de Ba, Sr e Ti, no caso do Nb ocorre ligeira anomalia.

As rochas do Complexo Costeiro não apresentam anomalias pronunciadas como nas outras unidades, com ligeiras anomalias negativas de Sr e Ti, mais evidentes no gnaisse dobrado.

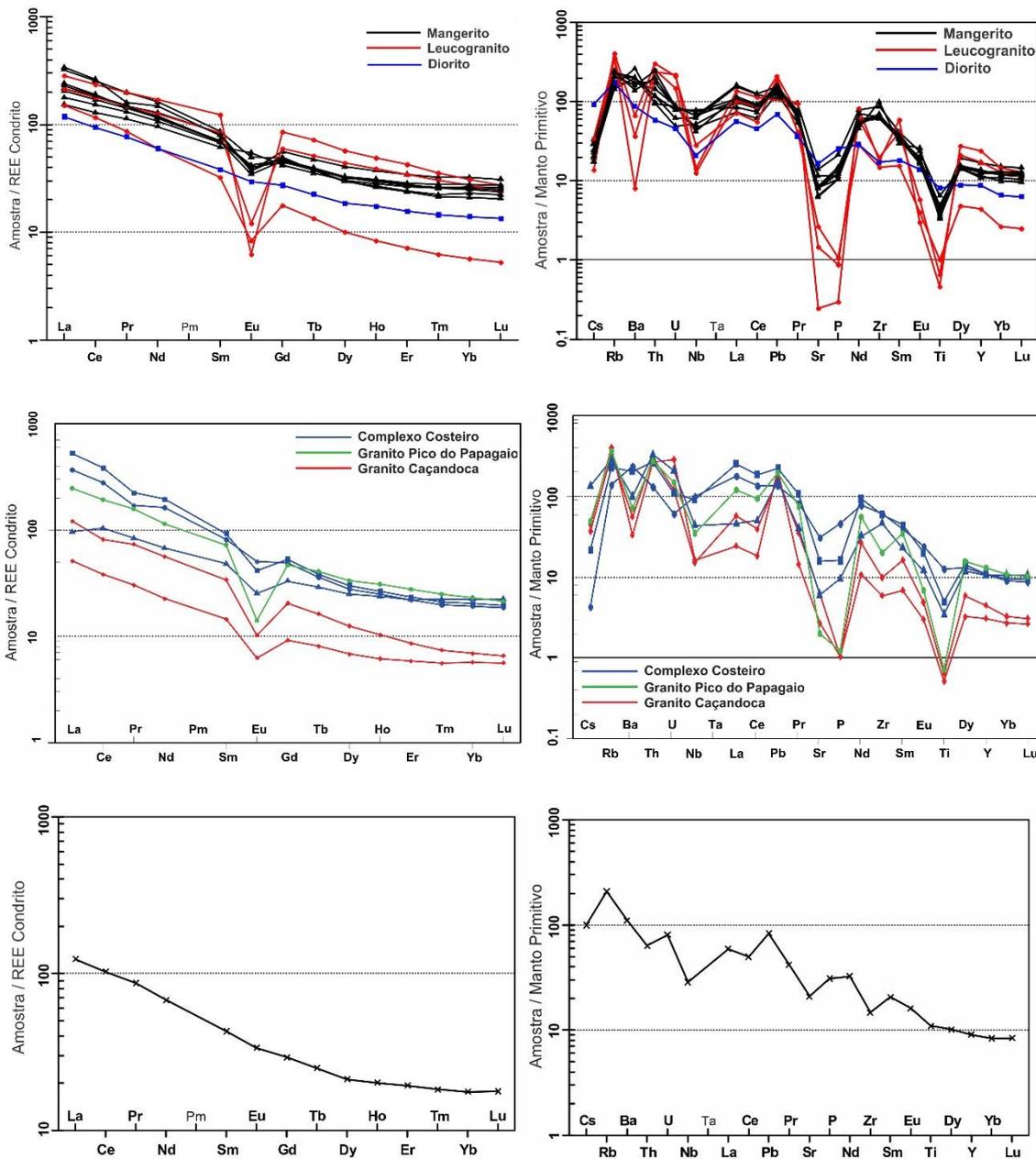


Figura 48 – Padrões de ETR normalizado por condrito (Boyton, 1984) e diagramas multi-elementos normalizados pelo manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) para as amostras da Suíte Charnockítica Ubatuba (superior); Complexo Costeiro, Granito Caçandoca e Granito Pico do Papagaio (meio); e rocha básica do dique sin-plutonico composto (inferior).

No diagrama Th versus U pode ser observada tendência de manutenção nos valores de U, mesmo com aumento de Th, nos mangeritos, enquanto que os leucogranitos apresentam leve dispersão, no entanto com similaridade com as outras rochas graníticas (Figura 49).

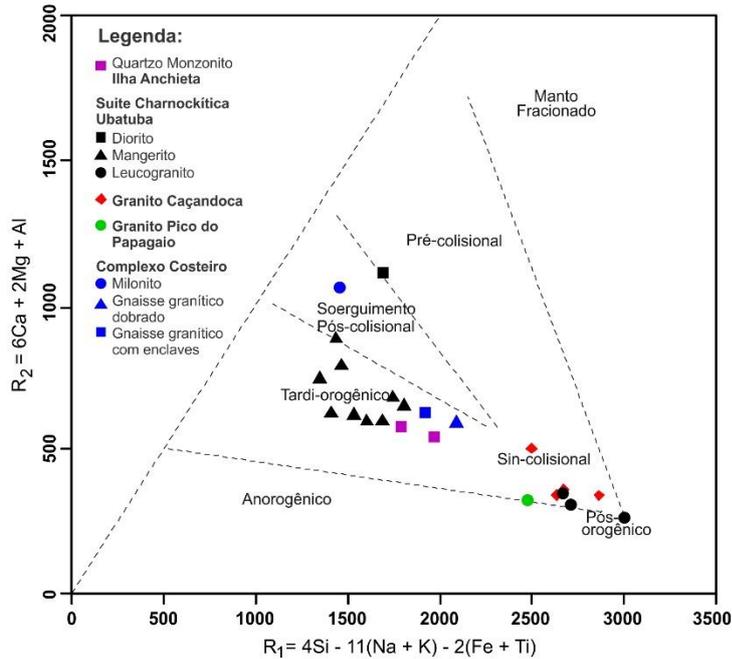


Figura 51 – Diagrama R1-R2 (Batchelor & Bowden, 1985) de classificação tectônica.

Temperaturas de saturação em zircônio foram calculadas, seguindo equação de Watson & Harrison (1983). Os resultados são apresentados na Tabela 02.

Tabela 02 – Temperatura de saturação em zircônio

Amostra	Série	Temperatura (°C)
UB-88	Caçandoca	794
UB-60	Caçandoca	760
UB-27	Caçandoca	723
UBA-58	Caçandoca	772
UB-92	Ilha Anchieta	884
UB-56C	Ilha Anchieta	903
UB-08	Ubatuba - Leucogranito	812
UB-02	Ubatuba - Leucogranito	802
UBA-47C	Ubatuba - Leucogranito	787
UB-46	Ubatuba - Mangerito	886
UB-29	Ubatuba - Mangerito	901
UB-75	Ubatuba - Mangerito	891
UB-21	Ubatuba - Mangerito	885
UB-37	Ubatuba - Mangerito	934
UB-69	Ubatuba - Mangerito	875
UBA-125	Ubatuba - Mangerito	896
UBA-131	Ubatuba - Mangerito	901
UBA-139	Ubatuba - Mangerito	891
UBA-102	Pico do Papagaio	805

Os mangeritos apresentam maiores temperaturas de saturação de zircônio, da ordem de 885 a 934°C, enquanto as rochas das outras unidades exibem temperaturas da ordem de 800°C e o quartzo-monzonito Ilha Anchieta temperaturas da ordem de 900°C.

7. Geocronologia

Foram analisadas quatro amostras por U-Pb SHRIMP relativas ao Granito Caçandoca (UBA-58), mangerito (UB-75) e leucogranito (UB-08) da Suíte Charnockítica, e do Granito Pico do Papagaio (UBA-102).

Granito Caçandoca

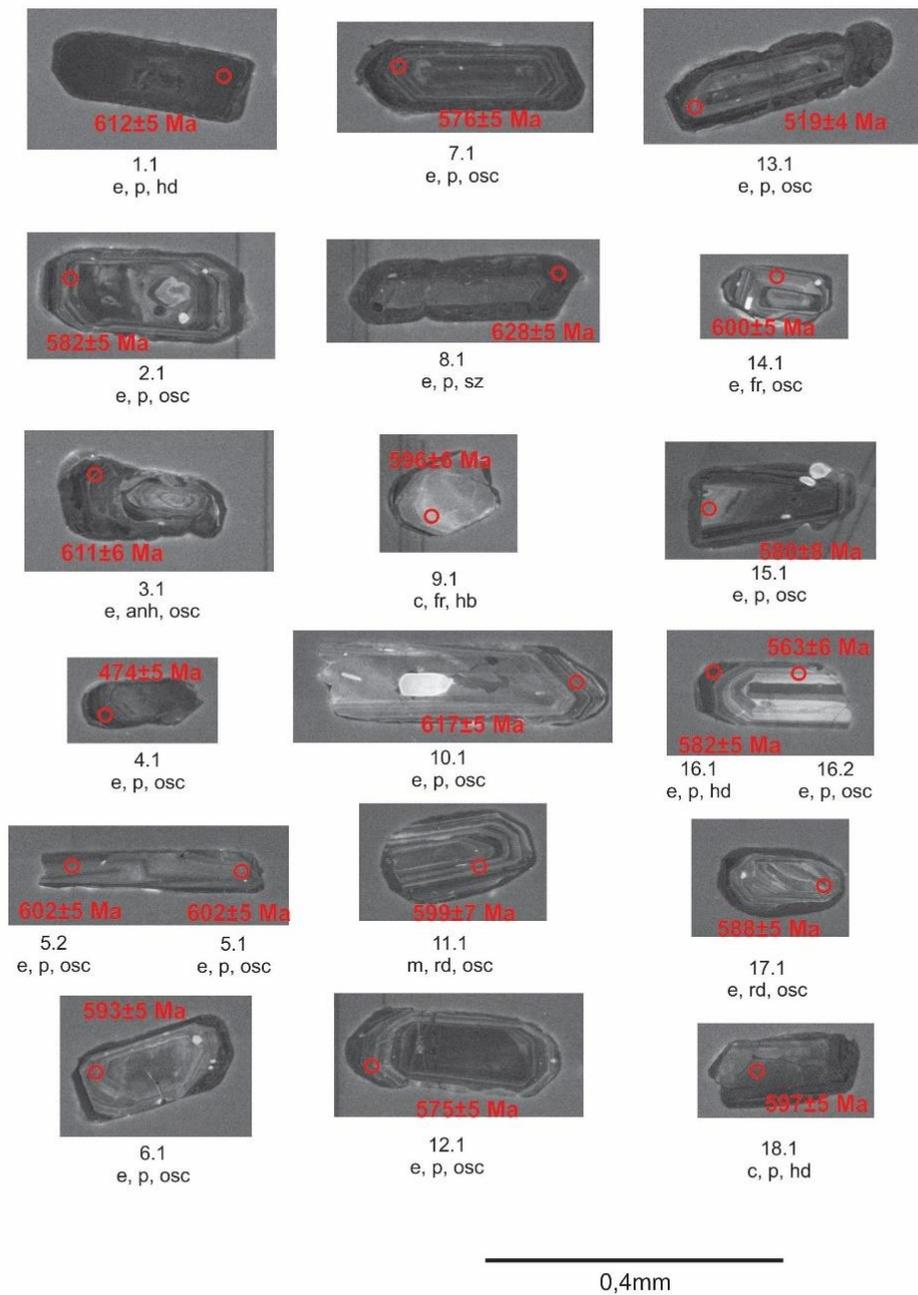
A amostra UBA-58 pertence ao Granito Caçandoca. Os cristais de zircão analisados têm formas preferencialmente prismáticas, em sua maioria com zoneamento oscilatório, conforme evidenciado nas imagens de catodoluminescência (Figura 52). As análises foram focadas nas bordas dos cristais a fim de caracterizar idades de cristalização desta unidade, evitando possíveis núcleos herdados.

Foram obtidas para esta unidade determinações isotópicas de 20 pontos em 18 cristais de zircão (Tabela 07 – Anexo V). Dois pontos mostraram discordâncias altas (>10%) e os demais espalham-se pela curva concórdia (Figura 53).

As idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de cada ponto evidenciam valores variáveis, com espalhamento maior que os erros individuais, aproximadamente entre 475 e 628 Ma, com maior concentração acima de 563 Ma, fornecendo uma idade discórdia de intercepto superior de 589 ± 12 Ma para esta unidade (Figura 53).

Desconsiderando nesta análise os dados com discordância acima de 5% (círculos cinzas na Figura 53) tem-se uma média ponderada (*weighted average*) das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $596,6\pm 8,9$ Ma e MSWD igual a 10,3, refletindo o espalhamento observados nos dados (Figura 54).

Selecionando oito análises com valores em torno da média ponderada, obtém-se uma idade concórdia de $596,5\pm 1,9$ Ma, com MSWD (equivalência e concordância) igual a 0,71. Ressalta-se que esta idade foi calculada com 40% das análises obtidas (Figura 55).



Posição do spot: borda (e), meio (m), núcleo (c);
 Hábito: prismático (p), fragmento (fr), arredondado (rd), anedral (anh);
 Estrutura Interna: zonamento setorial (sz), zonamento oscilatório (osc), homogêneo claro (hb), homogêneo escuro (hd).

Figura 52 – Imagens de catodoluminescência dos cristais analisados do Granito Caçandoca (UBA-58). Em vermelho estão indicados os pontos analisados, bem como a idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtida para cada ponto.

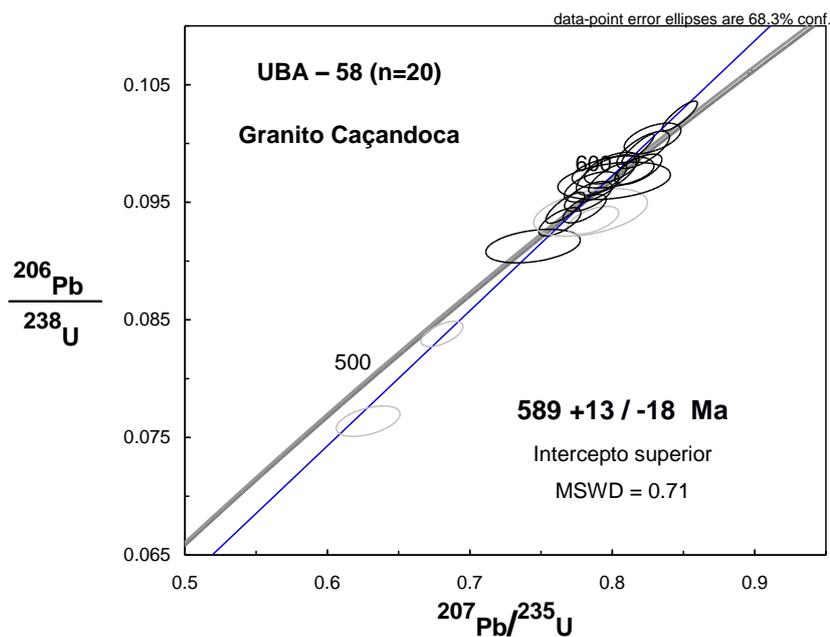


Figura 53 – Diagrama concórdia para amostra do Granito Caçandoca (UBA58) com todos os pontos analisados (n=20) e linha discórdia ancorada em zero. Elipses cinzas representam pontos com discordância > 5%

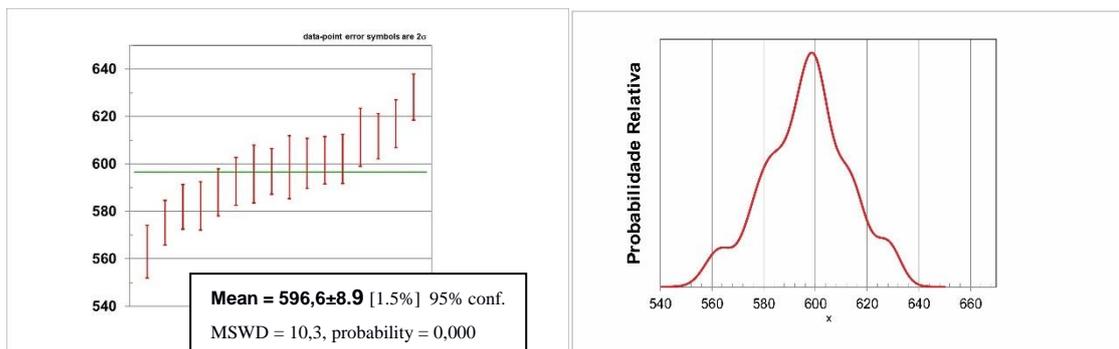


Figura 54 - Diagrama de barra de erro e cálculo da média ponderada (*weighted average*) (esquerda) e curva probabilística (direita) das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para a amostra UBA-58 pertencente ao Granito Caçandoca (n=16).

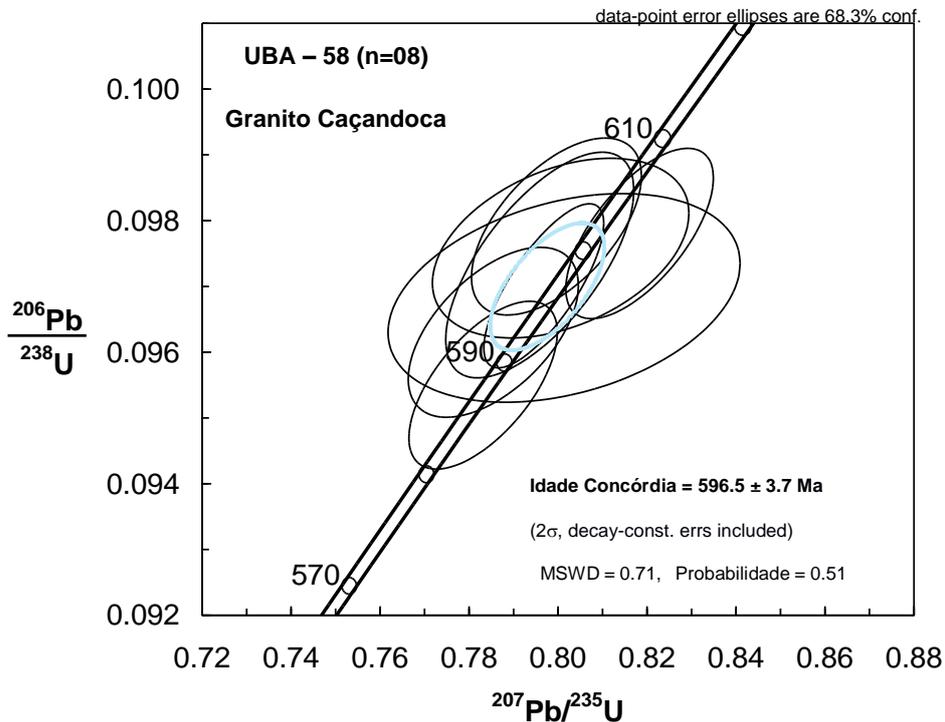
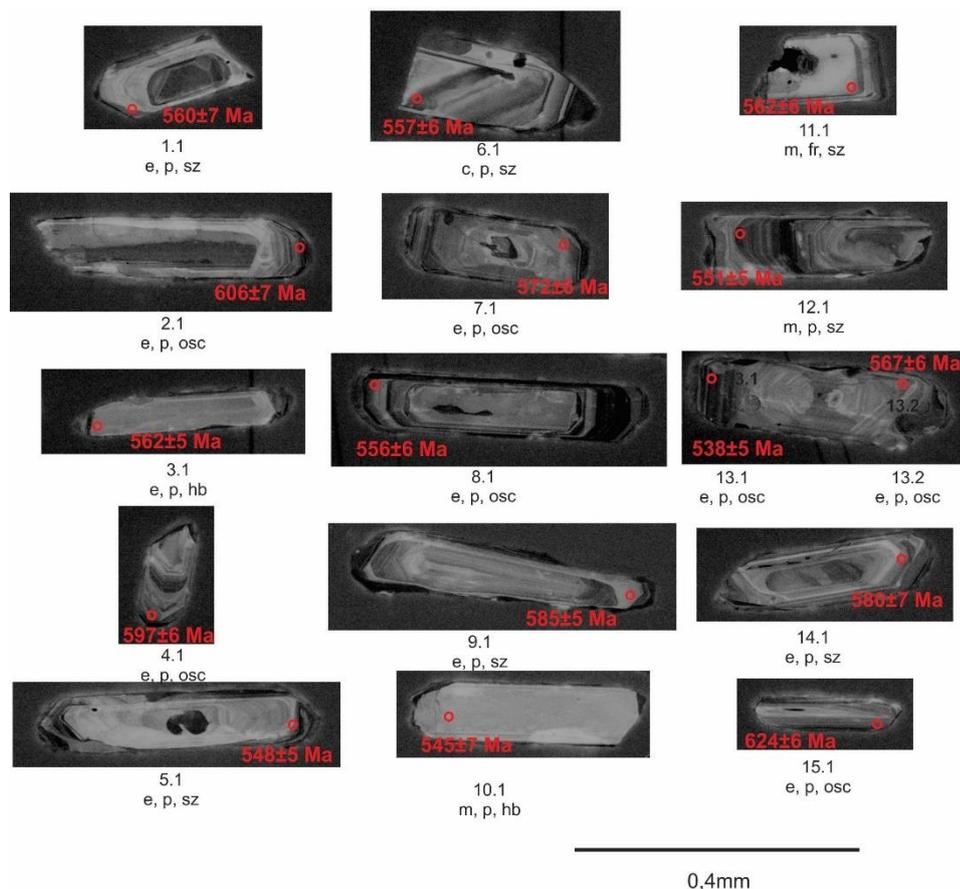


Figura 55 – Diagrama concórdia para amostra do Granito Caçandoca (UBA58) com idade concórdia calculada para os pontos mais próximos da média ponderada (n=8). MSWD e probabilidade de concorância e equivalência.

Suíte Chanorckítica Ubatuba - Mangerito

Os cristais de zircão analisados da amostra UB-75, petrograficamente caracterizada como um mangerito, tem hábito predominantemente prismático, com terminações piramidais ou ligeiramente arredondadas, formas alongadas e zoneamento oscilatório destacado (Figura 56). Texturas de núcleos ou heranças não se destacam, concentrando-se todos os pontos de análises (n=16) nas bordas dos cristais a fim de obter idades de cristalização desta rocha.



Posição do spot: borda (e), meio (m), núcleo (c);
 Hábito: prismático (p), fragmento (fr);
 Estrutura Interna: zonamento setorial (sz), zonamento oscilatório (osc), homogêneo claro (hb).

Figura 56 – Imagens de catodoluminescência dos cristais analisados de mangerito da Suíte Ubatuba (UB-75). Em vermelho estão indicados os pontos analisados, bem como a idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtida para cada ponto.

Os resultados obtidos (Tabela 08 – Anexo V), 16 análises sendo 4 com discordância maior que 10%, apresentam grande espalhamento, com idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre 538 e 624 Ma, maior que os erros individuais. O cálculo utilizando todas as análises indica uma idade de intercepto superior de 580 ± 27 Ma, com MSWD da ordem de 0,68 (Figura 57).

A média ponderada das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, das análises com discordância inferior a 10%, é 572 ± 17 Ma, com MSWD=21 refletindo o espalhamento dos dados (Figura 58).

Na distribuição dos dados em curva probabilística (Figura 58) ocorre um máximo em torno de 557 Ma. Selecionando-se o dado em torno desse máximo (n=6), excluindo os dados discordante (>10%) e a idade mais nova individual, calculou-se idade concórdia de $557,6\pm 4,8$ Ma (Figura 59).

Os resultados com idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mais antigas (n=4), excluindo a mais antiga fornecem idade concórdia $591,6 \pm 3,0$ Ma (Figura 60).

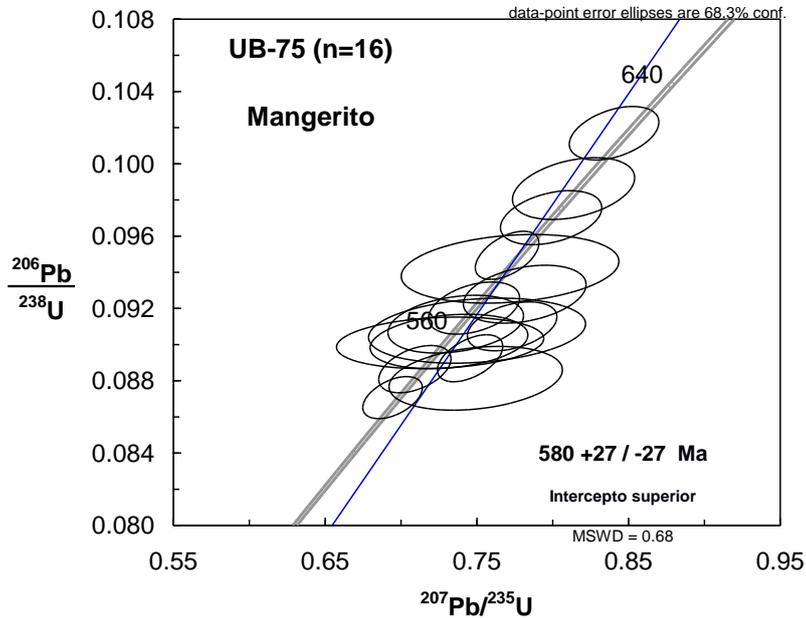


Figura 57 - Diagrama concórdia para amostra do mangerito da Suíte Ubatuba (UB-75) com todos os pontos analisados (n=16) e linha discórdia ancorada em zero.

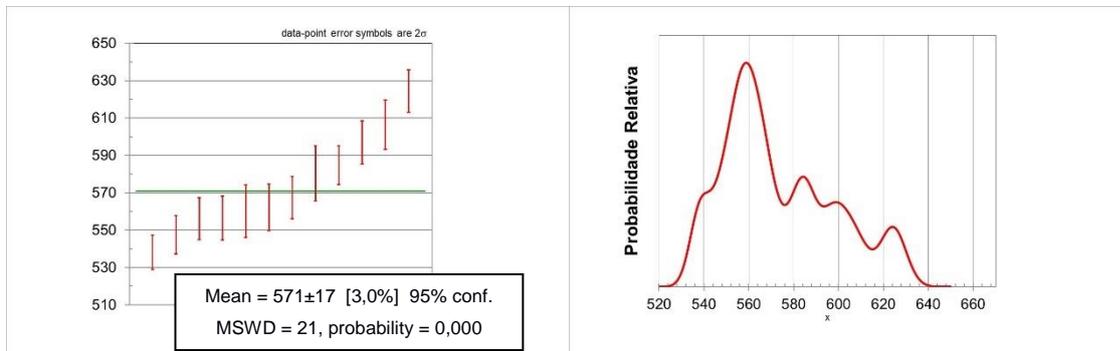


Figura 58 - Diagrama de barra de erro e cálculo da média ponderada (*weighted average*) (esquerda) e de curva probabilística (direita) das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ da amostra do mangerito da Suíte Ubatuba (UB-75).

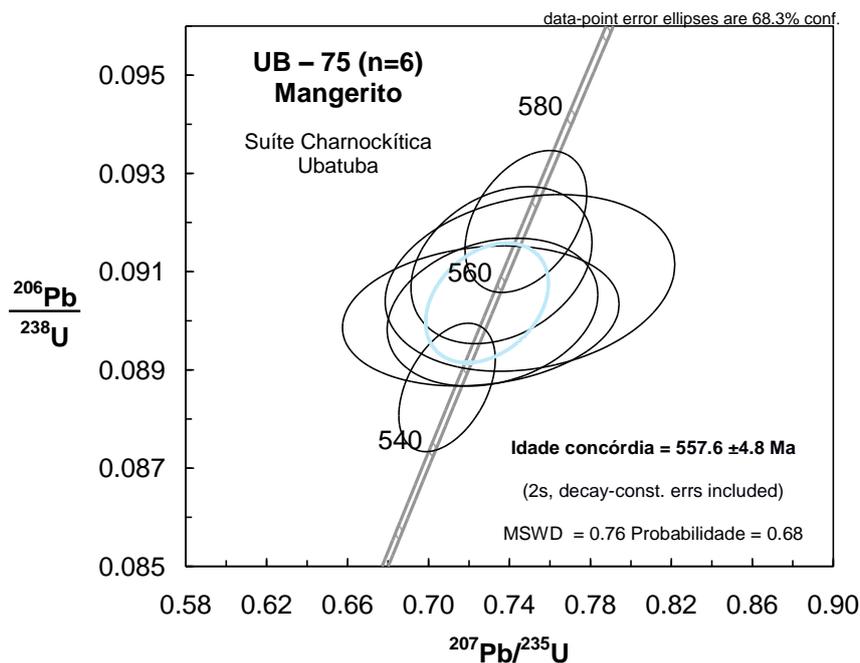


Figura 59 - Diagrama concórdia para amostra do mangerito da Suíte Ubatuba (UB-75) com idade concórdia calculada para os pontos mais próximos do valor central e discordância menor que 10% (n=6). MSWD e probabilidade de concordância e equivalência.

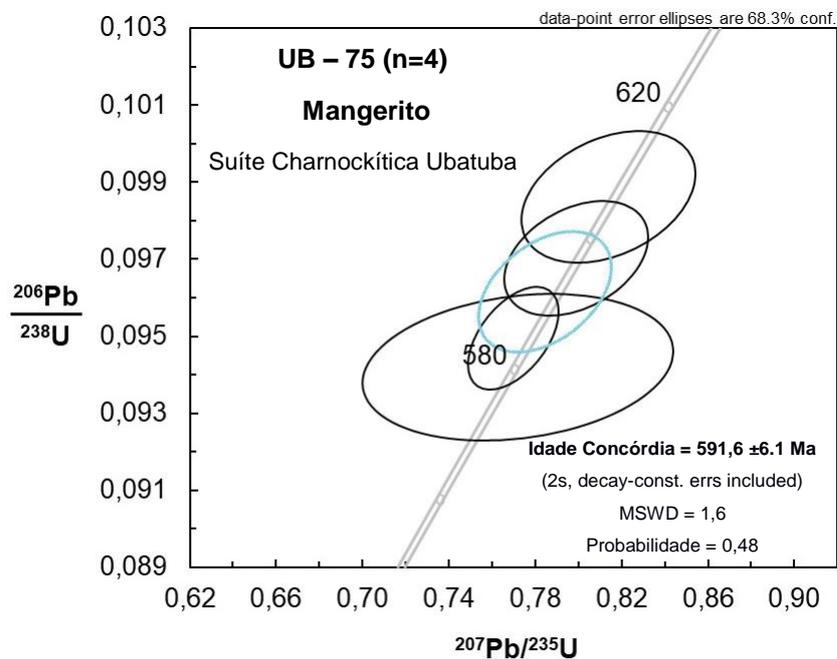


Figura 60 - Diagrama concórdia para amostra do mangerito da Suíte Ubatuba (UB-75) com idade concórdia calculada para os pontos de idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mais antigas (n=4). MSWD e probabilidade de equivalência e concordância.

Suíte Charnockítica Ubatuba – leucogranito

Foi analisada a amostra UB-08 correspondente a um leucogranito da Suíte Charnockítica Ubatuba. Os cristais de zircão analisados na amostra têm hábitos predominantemente prismáticos, com alguns cristais fragmentados ou levemente arredondados. Nas imagens de catodoluminescência destacam-se zoneamentos oscilatórios, bem como setoriais (Figura 61). As análises se concentram nas bordas dos cristais buscando idades de cristalização desta unidade.

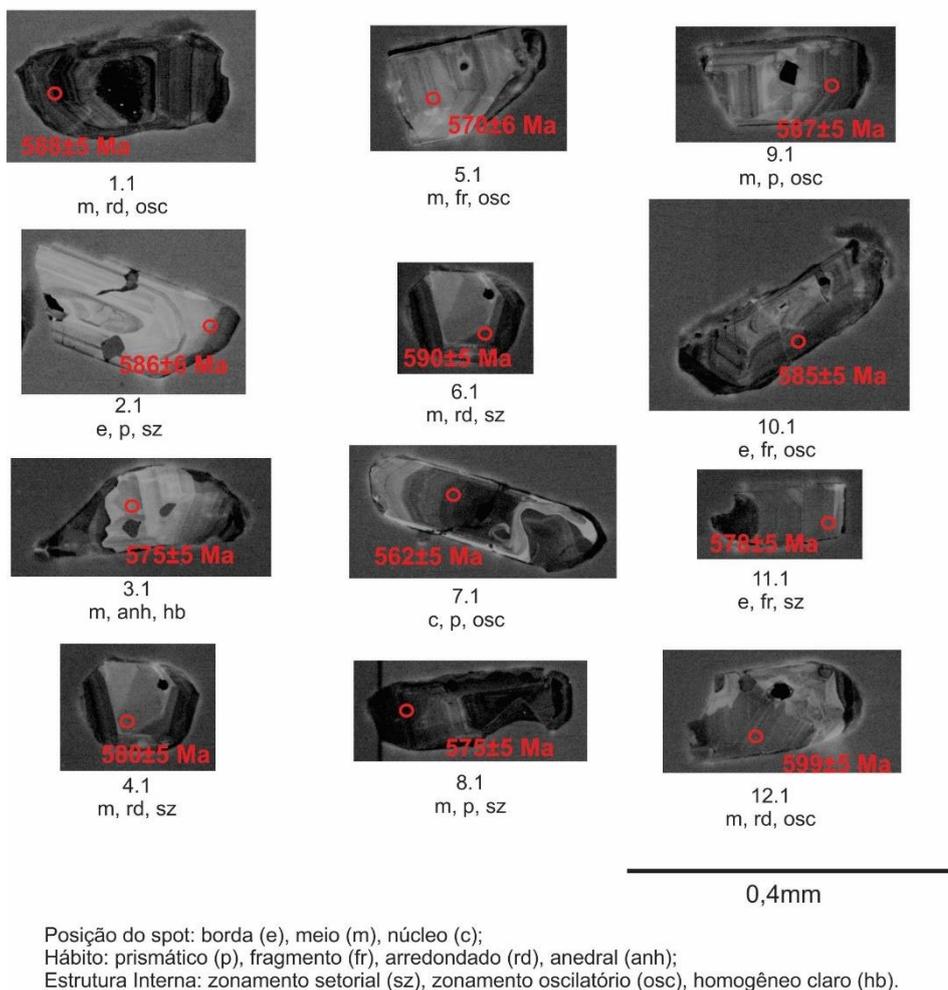


Figura 61 – Imagens de catodoluminescência dos cristais analisados de leucogranito da Suíte Ubatuba (UB-08). Em vermelho estão indicados os pontos analisados, bem como a idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtida para cada ponto.

Os resultados obtidos (n=12) (Tabela 09 – Anexo V) apresentam, todos, idades concordantes (<5%) com dispersão de idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre 562 e 599 Ma (Figura 62).

A média ponderada obtida das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ foi de $581,1 \pm 6,4$ Ma com $\text{MSWD}=3,8$. Uma idade concórdia de todos os dados é calculada em $581 \pm 4,3$ Ma, (Figura 63).

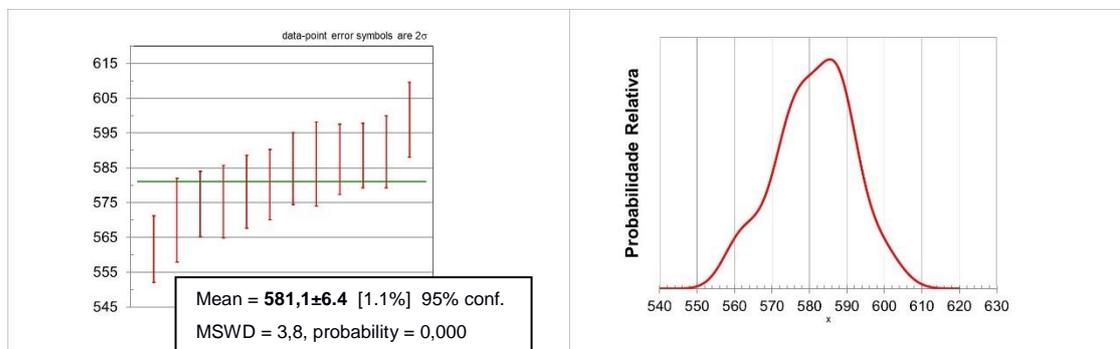


Figura 62 - Diagrama de barra de erro e cálculo da média ponderada (*weighted average*) (esquerda) e curva probabilística (direita) das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ da amostra de leucogranito da Suíte Ubatuba (UB-08).

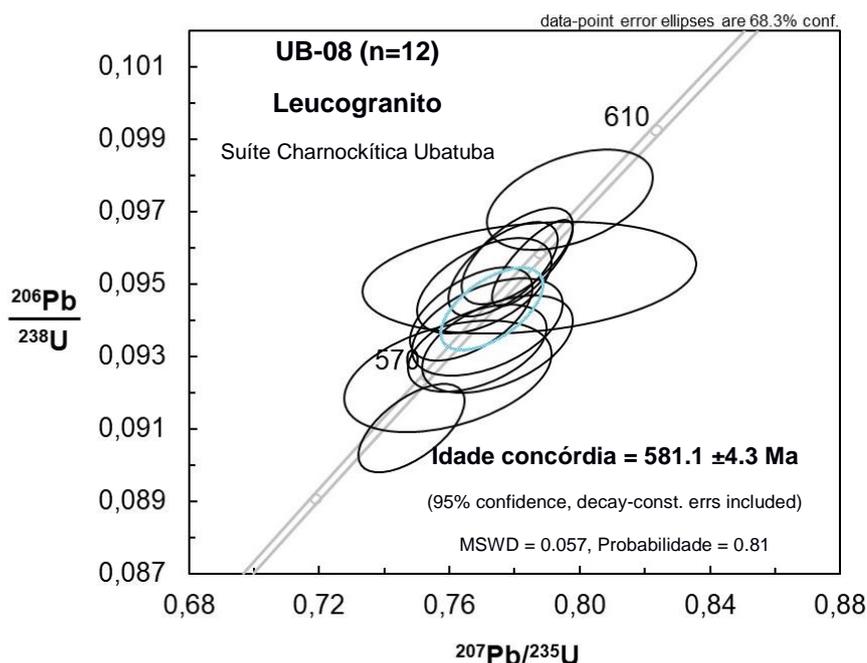
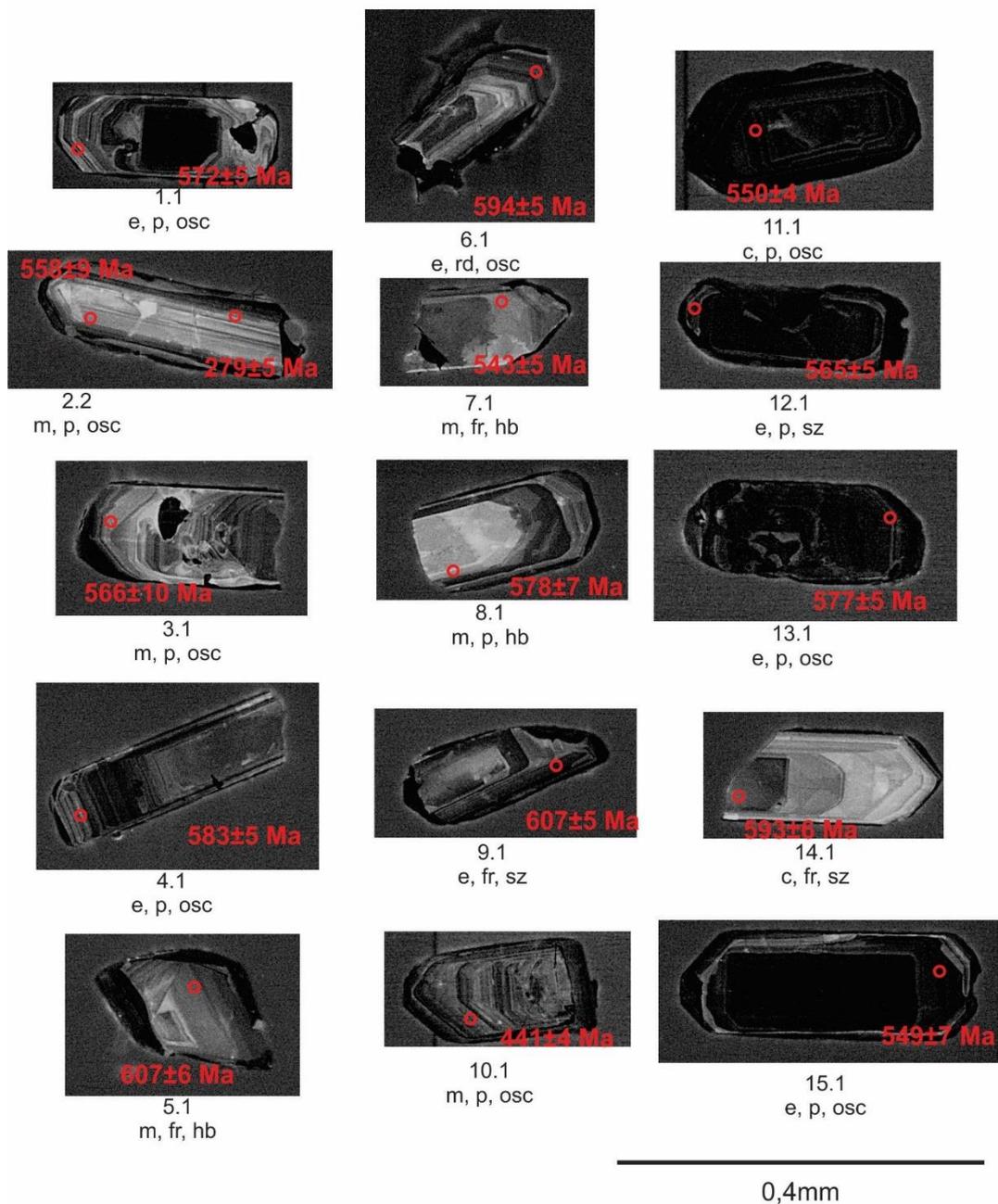


Figura 63- Diagrama concórdia para todos os pontos analisados da amostra de leucogranito da Suíte Ubatuba (UB-08). MSWD e probabilidade de concordância.

Granito Pico do Papagaio

Foi analisada a amostra UBA102 do Granito Pico do Papagaio. Os cristais de zircão analisados têm formas preferencialmente prismáticas, com terminações piramidais ou arredondadas, em sua maioria com zoneamento oscilatório concêntrico

ou zoneamento setorial (Figura 64). As análises foram focadas nas bordas dos cristais a fim de caracterizar idades de cristalização desta unidade.



Posição do spot: borda (e), meio (m), núcleo (c);
 Hábito: prismático (p), fragmento (fr), arredondado (rd), anedral (anh);
 Estrutura Interna: zonamento setorial (sz), zonamento oscilatório (osc), homogêneo claro (hb).

Figura 64 – Imagens de catodoluminescência dos cristais analisados do Granito Pico do Papagaio (UBA-102). Em vermelho estão indicados os pontos analisados, bem como a idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtida para cada ponto.

De um total de 16 pontos de análises isotópicas em cristais de zircão (Tabela 10 – Anexo V) dois foram rejeitados por alto erro nas razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ corrigidas para

^{204}Pb . Uma idade de intercepto superior para esta unidade é sugerida como 600 ± 19 Ma, com $\text{MSWD}=0,90$ ($n=14$) (Figura 65).

Outros três dados foram excluídos devido a discordância elevada ($>10\%$), com os dados restantes fornecendo uma média ponderada das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 574 ± 13 Ma ($n=11$) (Figura 66). O espalhamento dos dados, no entanto permite caracterizar dois grupos (Figura 66), em que foram obtidas idades concórdias de $557,6 \pm 7,5$ Ma ($n=7$) e $599,9 \pm 5,5$ Ma ($n=4$) (Figuras 67 e 68).

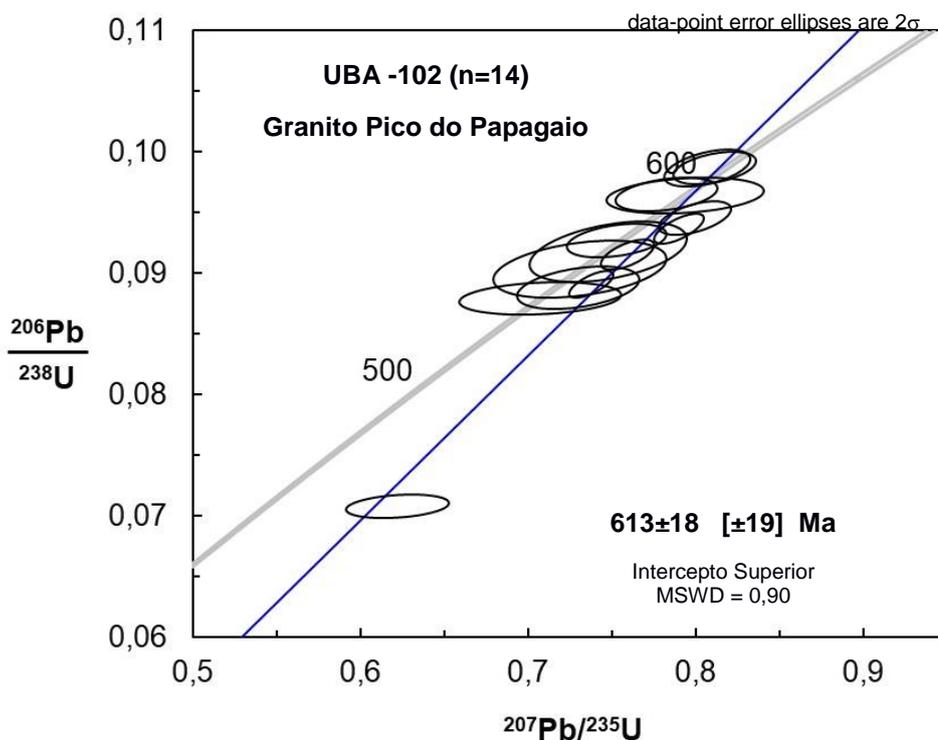


Figura 65 - Diagrama concórdia para do Granito Pico do Papagaio (UBA-102) com todos os pontos analisados e linha discórdia ancorada em zero.

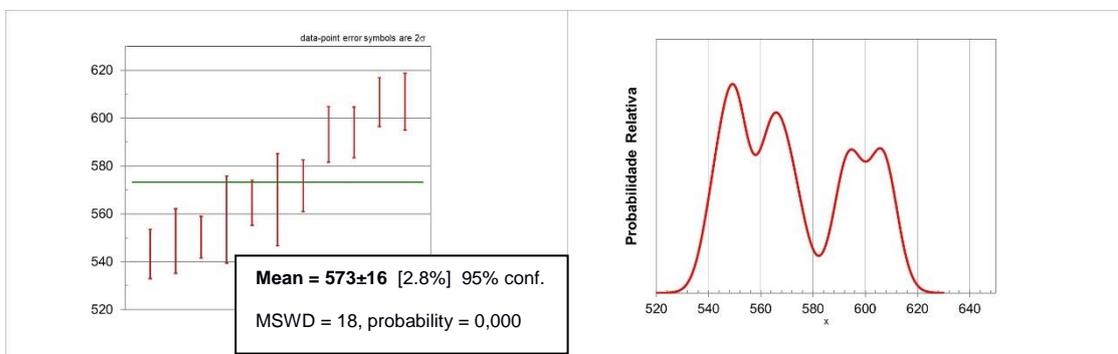


Figura 66 - Diagrama de barra de erro e cálculo da média ponderada (*weighted average*) (esquerda) e de curva probabilística (direita) das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ do Granito Pico do Papagaio (UBA-102).

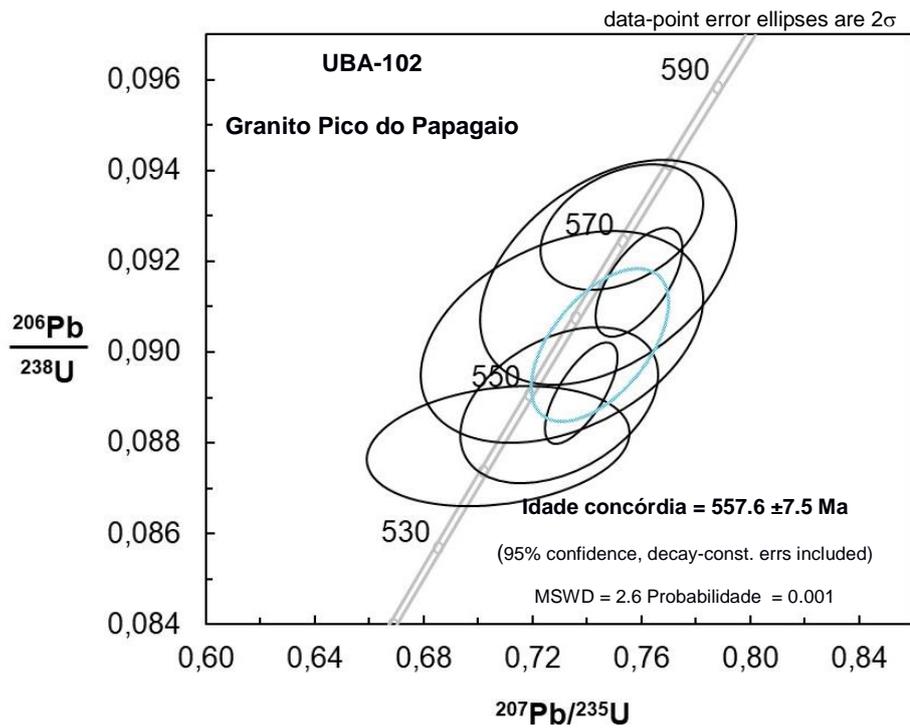


Figura 67 - Diagrama concórdia para as análises do grupo de idades mais novas da amostra do Granito Pico do Papagaio (UBA-102). MSWD e probabilidade de concordância e equivalência.

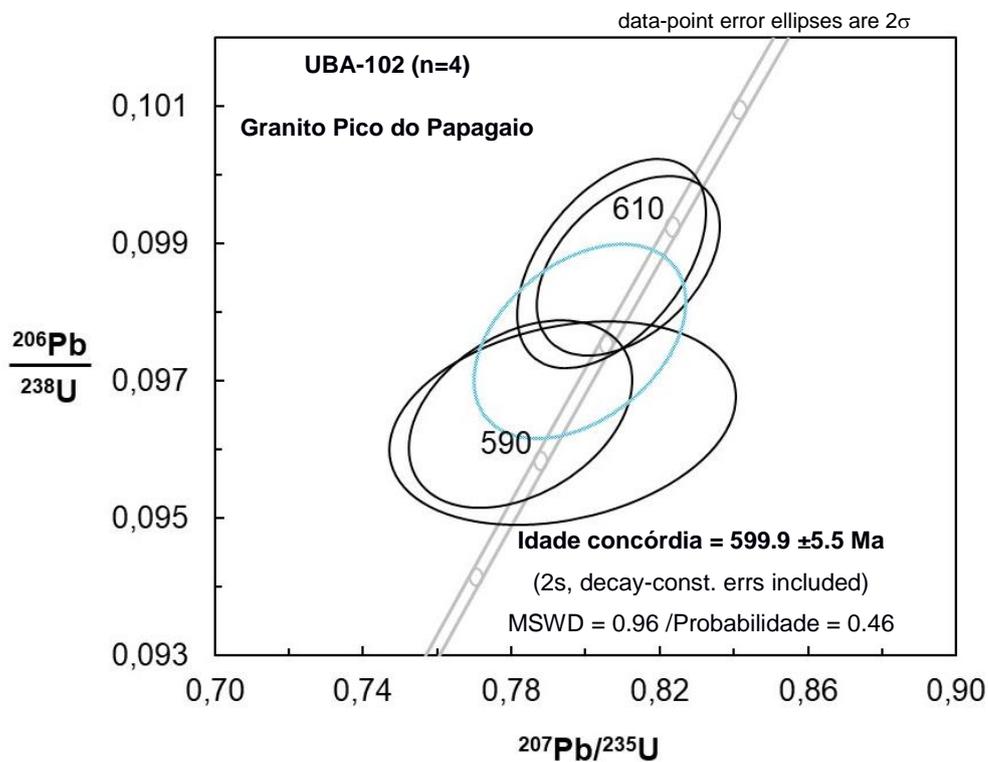


Figura 68 - Diagrama concórdia para as análises do grupo de idades mais antigas da amostra do Granito Pico do Papagaio (UBA-102). MSWD e probabilidade de concordância e equivalência.

Síntese dos dados geocronológicos

Os dados geocronológicos apresentados são sintetizados na Tabela 03 e Figura 69.

Tabela 03 – Síntese dos dados geocronológicos

Amostras		Total de Pontos Analisados (spots)	Variação nos valores individuais (Ma)		Idade Intercepto Superior (Ma)			Média ponderada das idades (Ma)			Idades Concórdia (Ma)					
Amostra	Unidade		spots	idade	spots	idade	erro	spots	idade	erro	spots	idade	erro	spots	idade	erro
UBA-58	Granito Caçandoca	20	475	628	20	589	12	16	596	8,9	8	596,5	1,9	-	-	-
UB-75	Mangerito - Suíte Charnockítica Ubatuba	16	538	624	16	580	27	12	571	17	6	557,6	4,8	4	591,6	6,1
UB-08	Leucogranito - Suíte Charnockítica Ubatuba	12	562	599	-	-	-	12	581,1	6,4	12	581,1	4,3	-	-	-
UBA-102	Granito Pico do Papagaio	16	543*	607	14	613	18	11	574	13	7	557,6	7,5	4	599,9	5,5

* dois pontos foram rejeitados por alto erro na correção para chumbo comum

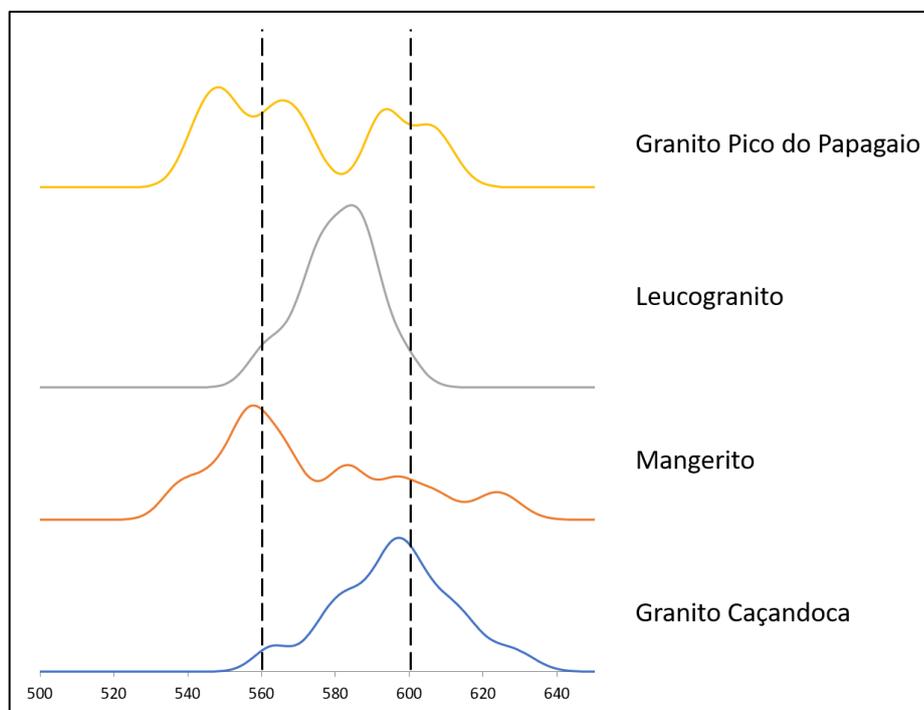


Figura 69 – Curvas probabilísticas das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para as amostras das unidades analisadas. Destacado intervalo entre 600 e 560 Ma.

8. Discussão

As unidades geológicas que ocorrem na região sudoeste de Ubatuba (SP) são caracterizadas por suítes de rochas graníticas e charnockíticas, denominadas Granito Caçandoca, Granito Pico do Papagaio, Suíte Charnockítica Ubatuba e Quartzomonzonito Ilha Anchieta, em contato com rochas metamórficas predominantemente ortoderivadas, na área estudada, do Complexo Costeiro. A geometria mapeada destes corpos, a despeito das limitações da área de estudo e da continuidade das unidades frente ao recorte da costa litorânea local e da serra do Mar, indica formas alongadas, segundo estruturação regional ENE-WSW, concordantes com trabalhos anteriores (Neumann, 1993; Leite *et al.*, 2004; Perrota *et al.*, 2005; Meira, 2014), com exceção do Quartzomonzonito Ilha Anchieta, com exposição restrita, onde tanto os contatos como as foliações internas e nas encaixantes sugerem um formato mais circular.

Os contatos entre a Suíte Charnockítica Ubatuba e as demais unidades, embora não usualmente diretamente observáveis no campo, mostram evidências de maior deformação junto a eles, sugerindo contatos tectônicos. Já os contatos entre os leucogranitos e mangeritos da Suíte Charnockítica Ubatuba podem ser de abruptos a transicionais, sem evidências de relação de corte entre eles; estas características reforçam a interpretação de uma cogeneticidade das litologias da Suíte Charnockítica Ubatuba.

As unidades Granito Caçandoca, Quartzomonzonito Ilha Anchieta, Granito Pico do Papagaio e Suíte Charnockítica Ubatuba são caracterizadas, em maior ou menor intensidade, pela ocorrência de foliações minerais, sugestivas tanto de fluxo magmático quanto de deformação em estado sólido. No sentido recomendado por Passchier & Trouw (2005), foliações de fluxo magmático são caracterizadas nas rochas estudadas principalmente por minerais euédricos orientados, por vezes zonados, bem como aglomerados ou cristais individuais de minerais máficos bem formados, que na maioria das vezes definem a foliação, enquanto as evidências de deformação em estado sólido são essencialmente ligadas à recristalização dinâmica, envolvendo processos como deformação de retículos, com extinção ondulante e encurvamento de clivagens, formação de subgrãos, poligonização etc.

Desta forma, as microestruturas no Granito Caçandoca, Quartzo-monzonito Ilha Anchieta, Granito Pico do Papagaio e Suíte Charnockítica Ubatuba apontam para foliações de origem magmática, com porções sugestivas de deformação em estado-sólido, podendo ser caracterizada como sub-magmática.

As rochas do Complexo Costeiro são deformadas de forma mais intensa que as unidades graníticas e charnockítica, fato não só observado em campo, como também na presença de microestruturas que sugerem deformação em estado sólido em maior intensidade. A foliação principal é afetada por dobramento cilíndrico com eixos NE sub-horizontais.

As atitudes dos planos de foliação nas rochas da área de estudo não são homogêneas, sendo a área dividida em diferentes domínios estruturais, com as porções norte, noroeste, sudoeste e parte da central apresentando foliações com direções variando de E-W a ENE-SSW, consistentes com a estruturação regional, enquanto em outras regiões, concentradas nos recortes da costa, a distribuição é mais diferenciada, por vezes predominantemente NW-SE, na maior parte dos casos com mergulho verticalizados ou inclinação alta. No caso da região próxima à Ilha Anchieta a variação da foliação é sugerida como rotação ao redor do corpo de quartzo-monzonito.

Este padrão estrutural é sugestivo de que as foliações predominantemente ENE e NE, principalmente no Complexo Costeiro, Granito Caçandoca e Granito Pico do Papagaio, estejam mais relacionadas à deformação regional, associada às grandes zonas de cisalhamento, com deformação no estado sólido mais intensa. Já as foliações presentes na Suíte Charnockítica Ubatuba e Quartzo-monzonito Ilha Anchieta, bem como em porções do Granito Caçandoca, que mostram domínios estruturais tanto com foliações NW e NS, como ENE, estariam mais relacionadas à colocação desses plutons. Assim é sugestivo de que a colocação desses corpos ígneos seja sin-cinemática com o desenvolvimento das zonas de cisalhamento regionais, ora predominando a dinâmica de fluxo ígneo associada à ascensão e colocação dos plutons, ora predominando a deformação de estado sólido associada à tectônica regional.

As análises químicas realizadas indicam comportamentos similares de elementos maiores, menores e traços das amostras de leucogranito da Suíte

Charnockítica Ubatuba, Granito Pico do Papagaio e Granito Caçandoca, este último diferindo em menores teores de Ce, K e Ga, bem como teores muito menores de ETR.

Os leucogranitos e mangeritos da Suíte Charnockítica Ubatuba apresentam uma linha de fracionamento concordante, podendo o primeiro representar uma fase félsica do segundo, hipótese suportada por autores anteriores (Neumann, 1993; Azevedo Sobrinho *et al.*, 2011). A presença de hiato de sílica, entre aproximadamente 66 e 76%, entre estas unidades pode ser algo que ocorre de forma pontual na área estudada, visto que, em estudo do corpo de rochas charnockíticas e associadas como um todo, Neumann (1993) não verificou este hiato, descrevendo não só mangeritos, mas também charnockitos nesta unidade. A similaridade química dos leucogranitos com o Granito Pico do Papagaio, acaba por compor um alinhamento deste com os mangeritos da Suíte Ubatuba, no entanto observações de campo somente suportam semelhanças entre os leucogranitos e mangeritos, ambos incluídos na Suíte Charnockítica Ubatuba.

Ambientes predominantemente pós-colisionais ou tardi-orogênicos, com tendência intermediária entre intra-placa e arco vulcânico, são sugeridos para todas as rochas estudadas.

Todas as unidades são caracterizadas como *ferroan* e com tendências álcali-cálcicas a cálcio-alcálicas com aumento do teor de SiO₂, em classificação de Frost (2001). Os mangeritos são caracterizados como metaluminosos, bem como as rochas do Complexo Costeiro, e as outras unidades, ainda metaluminosas, se situam no limite peraluminoso, com a única amostra do Granito do Pico do Papagaio sendo caracterizada como peraluminosa.

O cálculo de temperatura de saturação de Zr indica altas temperaturas, entre 885 e 934°C, podendo ser próximas às temperaturas de cristalização do zircão. As outras unidades têm temperaturas de saturação de Zr calculadas em torno de 800°C, enquanto o Quartzo-monzonito Ilha Anchieta tem valores da ordem de 900°C.

Idades obtidas em cristais de zircão, U-Pb via SHRIMP, das unidades Granito Caçandoca, Granito Pico do Papagaio, mangerito e leucogranito da Suíte Charnockítica Ubatuba, apresentam análises pontuais predominantemente concordantes com certo espalhamento ao longo das curvas concórdias, podendo ser interpretadas de diferentes formas.

Para o Granito Caçandoca foi obtida uma idade média ponderada (*weighed average*) de $596 \pm 8,9$ Ma e uma idade concórdia de $596,5 \pm 3,7$ Ma, podendo representar a idade de cristalização desta unidade.

Os cristais referentes ao mangerito da Suíte Charnockítica Ubatuba apresentam idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ individuais entre aproximadamente 540 e 620 Ma, desta forma, após tratamento estatístico, tem-se uma idade discórdia de 580 ± 27 Ma, com possibilidade de haver duas populações de cristais que geram idades concórdias de $557,6 \pm 4,8$ Ma e $591,6 \pm 6,1$ Ma. A idade mais nova poderia corresponder à idade de cristalização e a idade mais antiga corresponder a contribuições de rochas encaixantes; outra interpretação seria de que a idade mais nova correspondesse a evento hidrotermal ou metassomático, porém não foram observadas evidências petrográficas, microestruturais ou químicas para tanto. Outra hipótese seria ainda de um magmatismo de longa duração, com os cristais mais antigos representando fases iniciais do magmatismo.

Os dados referentes ao leucogranito da Suíte Charnockítica Ubatuba têm idade concórdia de $581 \pm 4,3$ Ma. Esta idade pode representar a idade de cristalização desta unidade. Em um cenário de cogeneticidade com o mangerito, tal idade implicaria em idades mais antigas para o mangerito.

Para o Granito Pico do Papagaio tem-se uma situação similar ao mangerito da Suíte Charnockítica Ubatuba, com grande espalhamento das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ individuais, entre aproximadamente 530 e 610 Ma. Desta forma, após tratamento estatístico tem-se média ponderada das idades de 573 ± 16 Ma, com possibilidade de haver duas populações de cristais com idades concórdias de $557,6 \pm 7,5$ Ma e $599,9 \pm 5,5$ Ma.

Comparando-se com dados da literatura, o “Charnockito Ubatuba” teve sua cristalização datada por Janasi *et al.* (2015) da ordem de $582 \pm 4,8$ Ma, idade esta similar a obtida por Tassinari *et al.* (2008), de 577 ± 32 Ma. Meira *et al.* (2014) sugerem para o Batólito Pico do Papagaio, evolução magmática de longa duração, entre 560 e 600 Ma, com idade média de 579 ± 4 Ma.

Desse modo, há uma alguma convergência para a indicação de idades por volta de 596 – 580 Ma para a cristalização dessas rochas, com evento posterior por volta de 557 Ma, porém sem se descartar a hipótese de um magmatismo de longa duração

durante todo o período, bem como a incorporação de cristais de zircão mais antigos das encaixantes.

O conjunto das evidências levantadas sugere a colocação desses corpos em ambiente sin-cinemático com relação às zonas de cisalhamento regionais, no período de 596 a 557 Ma, em ambiente pós-colisional ou tardi-orogênico, com tendência intermediária entre intraplaca e arco vulcânico.

9. Considerações Finais

Os dados obtidos neste estudo permitem caracterizar três unidades principais na região sudoeste de Ubatuba, de idades ediacaranas: Suíte Charnockítica Ubatuba, Granito Caçandoca e Granito Pico do Papagaio; além de outras duas com ocorrência mais restrita na área de estudo, o Complexo Costeiro, de idade neoproterozóica indiferenciada, e o Quarto-monzonito Ilha Anchieta, de idade cambriana.

Essas unidades foram caracterizadas em campo por critérios de predominância. A Suíte Charnockítica Ubatuba foi subdividida em duas unidades, os mangeritos e os leucogranitos. Os mangeritos incluem as rochas da série charnockítica, ou seja, com presença de ortopiroxênio, tendo sido caracterizada neste trabalho como mangeritos s.s. (Streckeisen, 1974), mas sendo que a literatura cita também a ocorrência de charnockitos s.s.. Os contatos entre os leucogranitos e os mangeritos podem ser caracterizados de abruptos a transicionais. Essas considerações levaram a se adotar aqui a denominação de Suíte Charnockítica Ubatuba para este conjunto, dada a indissolubilidade no mapeamento entre mangeritos, charnockitos e leucogranitos, sendo assim caracterizadas áreas com predomínio de uma litologia.

O Complexo Costeiro foi subdividido em cinco unidades de mapeamento, denominadas gnaiss granítico dobrado, gnaiss granítico com enclaves, milonito esverdeado, milonito tonalítico e granitoide com granada.

As estruturas principais observadas foram foliações, tanto associadas a fluxo ígneo, como com deformação no estado sólido, caracterizando estruturas principalmente magmáticas a sub-magmáticas, provavelmente desenvolvidas na colocação destes corpos, em que deformações de estado sólido mais intensas estariam associadas ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento que caracterizam a estruturação regional.

O padrão de distribuição das foliações predominantemente ENE e NE, principalmente no Complexo Costeiro, Granito Caçandoca e Granito Pico do Papagaio, sugerem que estejam mais relacionadas à deformação regional, associada às grandes zonas de cisalhamento, com deformação no estado sólido mais intensa. Já as foliações presentes na Suíte Charnockítica Ubatuba e Granito Ilha Anchieta,

bem como em porções do Granito Caçandoca, que mostram domínios estruturais tanto com foliações NW-SE e N-S como ENE-WSW, estariam mais relacionadas à colocação desses plutons, com foliações magmáticas associadas. Assim é sugestivo de que a colocação desses corpos ígneos seja sin-cinemática com o desenvolvimento das zonas de cisalhamento regionais, ora predominando a dinâmica de fluxo ígneo associada à colocação dos plutons, ora predominando a deformação de estado sólido associada à tectônica regional.

Praticamente todas as unidades apresentam assinaturas químicas que as caracterizam como metaluminosas e *ferroan*, com tendência peraluminosa das rochas mais diferenciadas, Granito Caçandoca, leucogranitos da Suíte Charnockítica Ubatuba e Granito Pico do Papagaio. Da mesma forma, as rochas com menores teores de sílica (mangeritos da Suíte Charnockítica Ubatuba, rochas do Complexo Costeiro e Quartzo-monzonito Ilha Anchieta) têm caráter álcali-cálcico, enquanto as rochas com teores mais elevados são classificadas como cálcio-alcálicas.

A Suíte Charnockítica Ubatuba é constituída por rochas charnockíticas e graníticas subordinadas, ocorrendo localmente um diorito, apresentando bimodalidade, representada pelos dois tipos principais de rocha, em que a série charnockítica tem composições que remetem ao campo de quartzo monzonito, pontualmente monzonito e quartzo-sienitos, enquanto as composições químicas das rochas leucocráticas denominadas leucogranitos remetem ao limite granito – álcali granito. As rochas do Complexo Costeiro, caracterizadas por amostras do gnaiss granítico com enclaves, gnaiss granítico dobrado e milonito esverdeado, tem composições químicas que remetem aos campos de quartzo-monzonito, monzogabro e monzonito, respectivamente. As amostras da unidade Granito Caçandoca têm composições químicas associadas ao campo dos granitos, situando-se pontualmente próximo ao limite com álcali-granitos. A única amostra do Granito Pico do Papagaio situa-se no campo de álcali-granito. As amostras relacionadas ao quartzo-monzonito Ilha Anchieta têm composições químicas que as situam no campo quartzo-monzonito e granito.

Os leucogranitos e mangeritos da Suíte Charnockítica Ubatuba apresentam uma linha de fracionamento concordante, podendo o primeiro representar uma fase félsica do segundo.

Dados químicos e isotópicos sugerem o posicionamento das principais unidades estudadas em um ambiente pós-colisional, ou tardi-orogênico, com tendência intermediária entre intraplaca e arco vulcânico. Há uma convergência para a indicação de idades por volta de 599 – 580 Ma para a cristalização dessas rochas, com evento posterior por volta de 557 Ma, porém a hipótese de um magmatismo de longa duração no período de 599 a 557 Ma pode ser coerente com o conjunto de dados levantado. O magmatismo teria ocorrido com fusão generalizada da crosta inferior, com possível manutenção de altas temperaturas por longo período de tempo, cerca de 40 ma, suportado por altas temperaturas estimadas para os mangeritos da Suíte Charnockítica Ubatuba.

A região do litoral norte de São Paulo e sul do Rio de Janeiro, a despeito das contribuições existentes na literatura e neste trabalho, ainda tem muitas lacunas no conhecimento geológico, incluindo questões básicas de mapeamento geológico e identificação das unidades existentes. Em grande parte essas lacunas são devidas às dificuldades de acessibilidade da região e da falta de mapeamentos de detalhe e semi-detalhe. A incorporação de técnicas avançadas de caracterização estrutural, geoquímica e isotópica sem dúvida vem trazendo contribuições importantes e inéditas, mas não prescinde do conhecimento básico da Geologia da região. Desta forma, espera-se com este estudo contribuir efetivamente com o conhecimento da região, bem como incentivar o detalhamento dos dados disponíveis e uso de novos métodos e técnicas a fim de responder questões ainda em aberto.

Referências Bibliográficas

- Almeida F.F.M de, Amaral G., Cordani H.G., Kawashita K. 1973. The Precambrian evolution of South American cratonic margin, South of Amazon River. In: A.E.M. Nairs & F.G. Stehli (eds.) *The ocean basins and margins*. vol. I, p. 411-446.
- Almeida, F.F.M., 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* 7, 349–364.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews* 17, 1–29.
- Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Heilbron, M., Trouw, R., 1998. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira belt, Southeastern Brazil. SBG-MG, Congresso Brasileiro de Geologia 39. *Anais*, Belo Horizonte, p. 32.
- Almeida, R.P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A.R.S., Fambrini, G.L., 2010. The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications. *The Journal of Geology* 118, 145–161.
- Azevedo Sobrinho, J.M., Janasi, V.A., Simonetti, A., Heaman, L.M., Santoro, J., Diniz H.N., 2011. The Ilha Anchieta Quartz Monzonite: the southernmost expression of ca. 500 Ma post-collisional magmatism in the Ribeira Belt. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 83 (3): 891-906.
- Baptista, M.B., Braun, O.P.G, Campos, D.A., 1984 – *Léxico Estratigráfico do Brasil*. DNPM-CPRM.
- Barreto, G. S., 2016. Geologia dos granitos porfíricos de Ilhabela – petrogênese e evolução crustal. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. *Dissertação de mestrado*.
- Batchelor, R. A. e Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48, 43-55.
- Bento dos Santos, T.M., Tassinari, C.C.G, Fonseca, P.E., 2015. Diachronic collision, slab break-off and long term high thermal flux in the Brasiliano - Pan-African

orogeny: Implications for the geodynamic evolution of the Mantiqueira Province. *Precambrian Research*, 260: 1-22.

Bistrichi, C.A., Carneiro, C.D.R., Dantas, A.S.L., Ponçano, W.L., Campanha, G.A.C., Nagata, N., Almeida, M.A., Stein, D.P., Melo, M.S., Cremonini, A.C., 1981. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*, 1:500.000. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT), nota explicativa.

Black, L. P., Kamo, S. L., Allen, C. M., Davis, D. W., Alenikoff, J. N., Valley, J. W., Mundif, R., Campbell, I. H., Korsch, R. J., Williams, I. S., Foudoulis C., 2004. Improved $^{206}\text{Pb}^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of trace element related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology* 205, 115–140.

Boyton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteoritic studies. In: Henderson, P. (ed), *Rare-Earth Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp 63-114.

Campanha, G.A.C., 2002. *O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira*. 2002. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese (Livre Docência), 105f.

Campanha, G.A.C e Ens, H.H., 1996. Estruturação geológica da região da Serra do Juqueriquerê, São Sebastião, SP. *Boletim IG - Instituto de Geociências USP* 27, 41– 49.

Campos Neto, M.C. e Figueiredo, M.C.H., 1995. The Rio Doce orogeny, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8 (2): 143–162.

Campos Neto, M.C. 2000. Orogenic systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano - Pan African Cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. In: Cordani, U.G. (ed.) *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro. p.335-365.

Chierregatti L.A.; Theodorovicz, A.M.G.; Theodorovicz, A.; Menezes, R.G.; Chiodi Filho, C. - 1982 - *Projeto Folhas Natividade da Serra e Caraguatatuba*. Relatório Final. SICCT-Pró Minério/CPRM, São Paulo, 2v - mapas.

- Chiodi Filho, C.; Chieregatti, L.A.; Theodorovicz, A.M.G. de; Theodorovicz, A.; Menezes, R.G.; Ramalho, R.; Batolla JR., F., 1983. Geologia e Recursos Minerais das Folhas Natividade da Serra e Caraguatatuba. 1ª Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000 - Pró-Minério, p.8-26.
- Coutinho, J.M.V., 2008. Dyke Swarms of the Paraná Triple Junction, Southern Brazil. *Geologia USP - Série Científica*, 8(2), 29-52.
- Cumming, G.L., Richards, J.R., 1975. Ore lead isotope ratios in a continuously changing Earth. *Earth and Planetary Science Letters* 28, 155-171
- De la Roche, H., Leterrier, L., Grandclaude, P. e Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁R₂ - diagrams and major element analysis - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183-210.
- Delgado, I.M., Souza, J.D., Silva, L.C., Silveira Filho, N.C., Santos, R.A., Pedreira, A.J., Guimarães, T., Angelin, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, I.P., Lacerda Filho, J.V., Valente, C.R., Perrotta, M., Heineck, C.A., 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi, L.A., Schobbenhauss, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Editora UnB, 227–234.
- Ebert, H., 1968. Ocorrência de fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre a sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 40: 215-229 (suplemento).
- Fernandes J.A., 1991. *O Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo: contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Dissertação de Mestrado. 142p .
- Fragoso Cesar, A.R.S., 1980. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais* (5). Camboriú , SBG, 2879–2892.
- Freitas, R.O., 1976. Definição petrológica, estrutural e geotectônica das cintas orogênicas antigas do litoral norte do Estado de São Paulo. *Boletim do Instituto de Geologia*, 1: 1-175.

- Frost, B. R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R. J., Ellis, D.J. e Frost, C. D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11):2033-2048.
- Garda, G. M., 1995. *Os diques básicos e ultrabásicos da região costeira entre as cidades de São Sebastião e Ubatuba, estado de São Paulo*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado. 173p.
- Gasparini, P. e Mantovani, M.S.M., 1979. Geochemistry of charnockites from São Paulo State, Brazil. *Earth Planet Sciences Letters*, 42 (2): 311-320.
- Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Coimbra, A.M., 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências* 5, 257–266.
- Hasui, Y., Fonseca, M.J.G. e Ramalho, R., 1984. A parte central da Região de Dobramentos Sudeste e o Maciço Mediano de Guaxupé. In Schobbenhaus, C. Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.A., coord. *Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000*. Brasília. DNPM: 307-352.
- Heilbron, M. e Machado, N., 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (se Brazil). *Precambrian Research*, 125 (1-2): 87-112.
- Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A. C.; Campos Neto, M.da C.; Silva, L.C. ; Trouw, R. A.; Janasi, V. C. 2004 Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto *et al.* (eds.). *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, p. 203-234.
- Heilbron, M., Valeriano, C.M., Tassinari, C.C.G., Almeida, J., Tupinambá, M., Siga Jr, O. e Trouw, R., 2008. 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*, 294(1): 211-237.
- Hobbs, B.E., Means, W.D., Willians, P.F., 1976. *An outline of structural geology*. New York: John Willey & Sons. 571p.

- Janasi, V.A., Vasconcellos, A.C.B.C., Siga Jr., O., Sato, K., Machado, F.B., Martins, L. e Garcia, M.G.M., 2015. In situ U-Pb dating and Hf isotope geochemistry of zircons from granites os the Costeiro Domain, SE Brazil: timing and source contrasts with neighboring terranes of the Ribeira Belt. The 8th Hutton Symposium of Granites and Related Rocks. Florianópolis, p69.
- Janousek, V., Farrow, C. M., Erban, V., 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry. Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* (47), p1255-1259.
- Leite, C.A.S., Perrota, M.M, Silva, L.C., Heineck, C.A, Salvador, E.D, Vieira, V.S, Lopes, R.C, Silva, M.G.M., Drumond, J.B.V., Malouf, R.F., Lacerda Filho, J.V., Valente, C.R., Gomes, S.D., Sachs, L.L.B., Oliveire, I.W.B., Ramgrab, G.E., Netto, C., Junqueira, P.A., Paes, V.J.C., 2004. Folha SF23 - Rio de Janeiro, In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A. de (eds). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*. Sistemas de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. CPRM. CD-ROM.
- Ludwig, K.R., 2003. Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, California, *Berkeley Chronology Center Special Publication* No. 4.
- Machado, R., 1997. *Litogeoquímica e Tectônica dos granitoides Neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo. Tese de Livre-Docencia, 215p.
- Macluf, S. e Schorscher, J.H.D., 2001. Petrogênese das rochas charnockíticas e aplitos intrusivos do Complexo Charnockítico de Ubatuba, SP. In: Simpósio de Geologia do Sudeste 7, Rio de Janeiro. *Boletim de Resumos*, 46.
- Maffra, C. Q. T., 2000. *Geologia estrutural do embasamento cristalino na região de São Sebastião, SP: Evidências de um domínio transpressivo*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Dissertação de Mestrado. 136p.
- MacKenzie, W.S., Donaldson, C.H., Guilford, C., 1995. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Longman, Harlow, 148p.

- McDonough, W.F., and S.S., Sun (1995), The composition of the Earth, *Chemical Geology*, 120, 223–253.
- Meira, V.T., 2014. *Evolução tectono-metamórfica neoproterozóica dos complexos Embu e Costeiro no contexto da formação do Gondwana Ocidental (leste do estado de São Paulo)*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de doutorado. 348p.
- Meira, V.T., Juliani, C., Schorscher, J.H.D., Garcia-Casco, A., Hyppolito, T., 2014. Does the Pico do Papagaio Batholith indeed represent a Neoproterozoic Magmatic Arc?. *Anais do IX Simpósio Sul-Americano de Geologia Isotópica*, São Paulo, SSAGI.
- Meira, V. T., García-Casco, A., Juliani, C., Almeida, R.P., Schorscher, J.H.D., 2015. The role of intracontinental deformation in supercontinent assembly: insights from the Ribeira Belt, Southeastern Brazil (Neoproterozoic West Gondwana). *Terra Nova*, doi: 10.1111/ter.12149.
- Mori, P.E, Reeves, S., Correia, C.T., Haukka, M., 1999. Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociencias, Sao Paulo University. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(3):441-446.
- Navarro M.S, Andrade, S., Ulbrich, H.H.G.J., Gomas, C.B. e Girardi, V.A.V, 2008. The direct determination of rare earth elements in basaltic and related rocks using ICP-MS: Testing efficiency of microwave oven sample decomposition procedures. *Geostandarts and Geoanalytical Research* (32), 167-180.
- Neumann, R., 1993. *Contribuição à petrologia das rochas charnockíticas de Ubatuba, leste do estado de São Paulo*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Dissertação de Mestrado, 86 p.
- Passareli, C.R., Basei, M.A.S., Siga Jr, O., Sato, K., Sproesser, W.M., Loios, V.A.P., 2009. Dating minerals by ID-TIMS geochronology at times of in situ analysis: selected casa studies from the CPGeo-IGc-USP laboratory. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias*, 81 (1), 73-97.
- Passchier, C.W., Myers, J.S., Kroner, A., 1990. *Field Geology of High-Grade Gneiss Terranes*. Springer-Verlag, 150 p.

- Passchier, C.W. e Trouw, R.J., 2005. *Microtectonics*. 2 ed. Berlin: Springer. 366 p.
- Pearce, J., 1996. Source and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19 (4), 120-125.
- Pedrosa-Soares, A.C. e Wiedemann-Leonardos, C.M., 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*, 265–285.
- Pedrosa-Soares, A.C., de Campos, C.P., Noce, C., Silva, L.C., Novo, T., Roncato, J., Medeiros, S., Castañeda, C., Queiroga, G., Dantas, E., Dussini, I., Alkmim, F., 2011. Late Neoproterozoic–Cambrian granitic magmatism in the Aracuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. In: Sial, A.N., Bettencourt, J.S., De Campos, C.P., Ferreira, V.P. (Eds.), *Granite-Related Ore Deposits*, vol. 350. Geological Society of London, pp. 25–51, Special Publications.
- Perrotta, M.M., E.D. Salvador, R.C. Lopes, L.Z. D'Agostino, N. Peruffo, S.D. Gomes, L.L.B. Sachs, V.T. Meira, J.V. Lacerda Filho (2005), Mapa Geológico do Estado de São Paulo. Escala 1:750.000, *Programa Geologia do Brasil – PGB*, CPRM, São Paulo.
- Pires, A.P., 2011. *Mapeamento geológico e estrutural da porção SW do charnockito de Ubatuba, SP*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Monografia de Trabalho de Formatura. 41p.
- Ramsay, J.G. e Hubert, M.I., 1983. *The techniques of modern structural geology: strain analysis*. New York: Academic Press. v. 1.
- Ramsay, J.G. e Hubert, M.I., 1987. *The techniques of modern structural geology: folds and fractures*. New York: Academic Press. v. 2.
- Sato, K., Tassinari, C.C. G., Basei, M.A.S., Siga Júnior, O., Onoe, A. T., Souza, M.D., 2014. Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. *Geologia USP - Série Científica* 14, 3-18.
- Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., Van Schmus, W.R., Pimentel, M.M., 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data

and the characterization of a Cambrian orogeny in the Ribeira Belt —SE Brazil. *Precambrian Research*, 133, 29–61.

Sertek, J.P. 2010. *Estudo das contaminações provenientes do processo de cominuição de amostras geológicas*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Dissertação de mestrado.

Shand, S.J., 1943. *The eruptive rocks*. 2ed. Nova York. John Wiley. 444p

Silva, A.T.S., Chiodi Filho, C., Chiodi, D.K., Pinto Filho, W.D, 1977. *Projeto Santos-Iguape*. Relatório Final Geol. São Paulo, CPRM/DNPM, v.I.

Silva, L.C., McNaughton, N., Armstrong, R., Hartmann, L., Fletcher, I., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections. *Precambrian Research*, 136, 203–240.

Stern, R.A. 1998. High-resolution SIMS determination of radiogenic trace-isotope ratios in minerals. In: Cabri, L.J.; D.J. Vaughan, D.J. (eds.) *Modern approaches to ore and environmental mineralogy*. Ottawa, Mineralogical Association of Canadá. p. 241-267. (Short Course Handbook, 27).

Steiger, R.H., Jager, E., 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 359–362.

Streckeisen, A., 1974. How should charnockitic rocks be named? In: *Géologie des Domaines Cristallins*. Société Géologique de Belgique, Liege pp. 349--360.

Tassinari, C. C. G., 1988. *As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do estado de São Paulo e sua evolução crustal*. São Paulo. 236p. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo

Tassinari, C.C.G., Munha, J.M.U., Bento dos Santos, T. M., Dias Neto, C.M., Palacios, T., Fonseca, P.E., 2008. SHRIMP U–Pb Zircon Geochronology, Rb–Sr and Sm–Nd Isotope Geochemistry of Ribeira Belt Charnockites and Associated Granitoids. Abstracts of the VI South American Symposium on Isotope Geology, Bariloche, *SSAGI 2008 Abstract*.

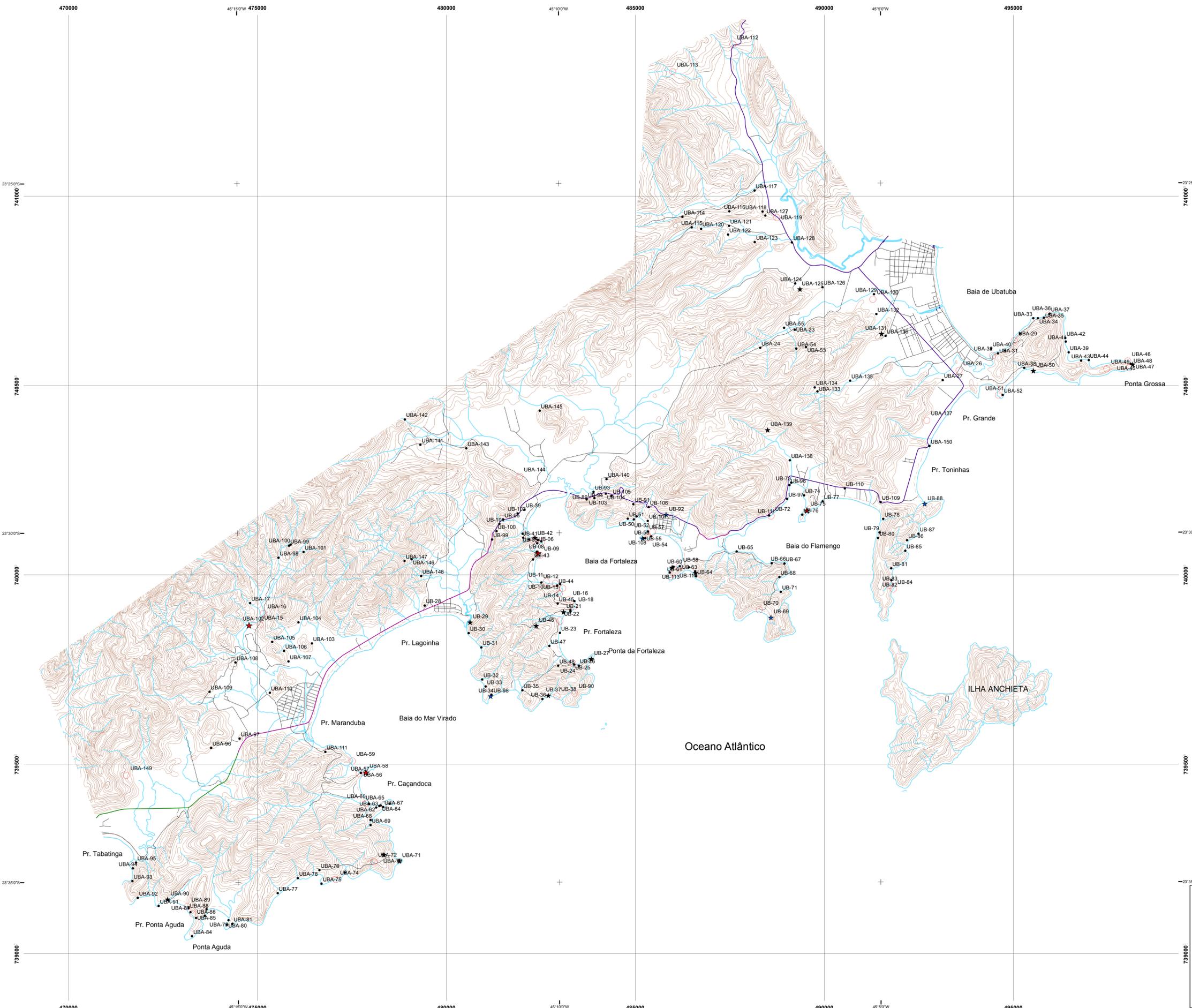
Trouw, R.A.J., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F.V.P., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Andreis, R.R., 2000. The central segment of the Ribeira

- Belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*, 287–310.
- Trouw, R.A.J., Peternel, R., Ribeiro, A., Heilbron, M., Vinagre, R., Duffles, P., Trouw, C.C., Fontainha, M., Kussama, H.H., 2013. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South America Earth Sciences* 48, 43–57.
- Tupinambá, M., Teixeira, W. e Heilbron, M., 2000. Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of Rio Negro Complex in the Ribeira Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 7-11.
- Tupinambá, M., Heilbron, M., Valeriano, C., Porto Jr., R., Dios, F.B., Machado, N., Silva, L.G.E., Almeida, J.C.H., 2012. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): implications for Western Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*. 21, 422–438.
- Ulbrich, H.H.G.J., Vlach, S.R.F., Janasi, V.A., 2001. O mapeamento faciológico em rochas ígneas plutônicas. *Revista Brasileira de Geociências* (31), 163-172.
- Vauchez, A., Tommasi, A., Egydio-Silva, M., 1994. Self-indentation of continental lithosphere. *Geology* 22, 967–970.
- Vernon, R.H., 2004. *A practical guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, Cambridge, 594 p.
- Watson, E. B. e Harrison, M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet Science Letters*, 64: 295-304.
- Williams, I.S., 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *Reviews in Economic Geology* 7, 1-35.

Anexo I

Mapa de Pontos

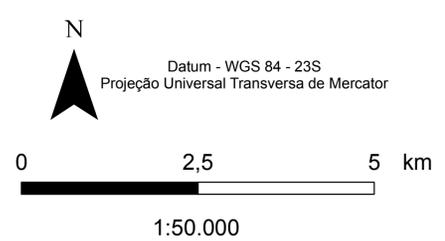
Mapa de Pontos - Mapeamento Geológico e Estrutural das Suítes Graníticas e Charnockítica na Região SW de Ubatuba (SP)



LEGENDA

PONTOS

- Pontos com descrição da unidade aflorante;
- Pontos com descrição de lâmina
- ★ Pontos com descrição de lâmina e análises químicas de elementos maiores, menores e traços
- ★ Pontos com descrição de lâminas e análises químicas de elementos maiores, menores, traços e ETR
- ★ Pontos com descrição de lâmina, análises químicas e datação U-Pb (SHRIMP)



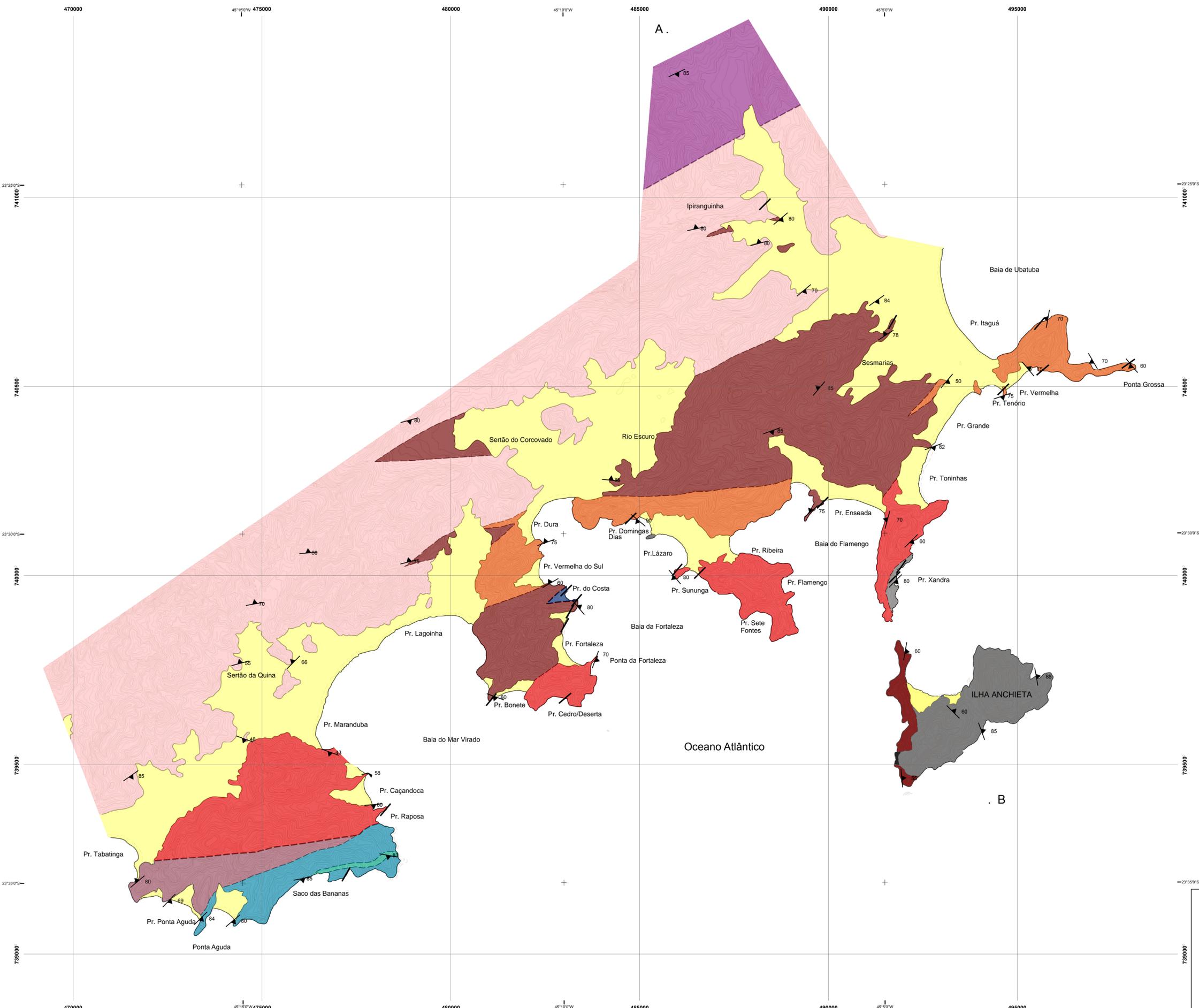
Base topográfica - Folhas 1:50.000 IBGE - Caraguatatuba, Ubatuba e Ilha Anchieta.

Anexo I - Mapa de Pontos
 Mapeamento Geológico e Estrutural das Suítes Graníticas e Charnockítica na Região SW de Ubatuba (SP).
 Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
 André de Sousa Pires
 2017

Anexo II

Mapa Geológico

Mapa Geológico - Mapeamento Geológico e Estrutural das Suítes Graníticas e Charnockítica na Região SW de Ubatuba (SP)



LEGENDA

Unidades Geológicas

Cenozoico - Quaternário
 sedimentos marinhos e aluvionares

Mesozoico - Cretáceo
 diques básicos

Paleozoico - Cambriano
Ilha Anchieta
 biotita-hornblenda quartzo-monzonito
 quartzo-monzonito traquitóide

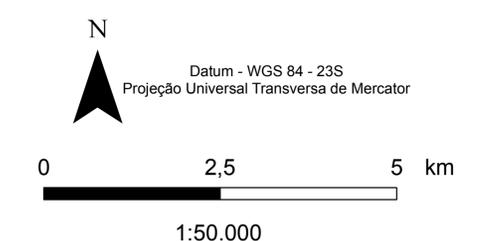
Neoproterozoico - Ediacarano
Suíte Charnockítica Ubatuba
 mangeritos
 leucogranitos

Granito Pico do Papagaio
 biotita-hornblenda granito foliado róseo a acinzentado

Granito Caçandoca
 biotita-hornblenda granito foliado

Neoproterozoico Indiferenciado
Complexo Costeiro
 granitóide com granada
 milonito
 gnaíse granítico com enclaves máficos e félsicos
 gnaíse granítico dobrado
 milonito tonalítico

Convenções Geológicas
 foliação
 contato aproximado das unidades graníticas com o Complexo Costeiro
 contato aproximado



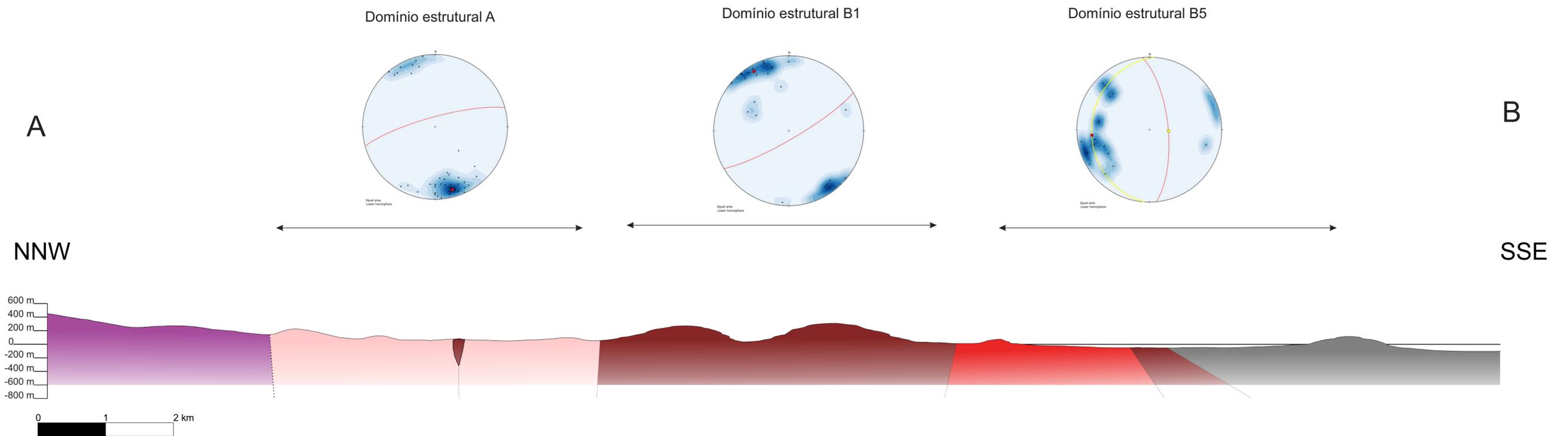
Base topográfica - Folhas 1:50.000 IBGE - Caraguatatuba, Ubatuba e Ilha Anchieta. Geologia da Ilha Anchieta retirada de Azevedo Sobrinho et al. (2011).

Anexo II - Mapa Geológico
 Mapeamento Geológico e Estrutural das Suítes Graníticas e Charnockítica na Região SW de Ubatuba (SP).
 Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
 André de Sousa Pires
 2017

Anexo III

Perfil Geológico

Perfil Geológico - Mapeamento Geológico e Estrutural das Suítes Graníticas e Charnockítica na Região SW de Ubatuba (SP)



Legenda:

Ilha Anchieta

■ biotita-hornblenda quartzo-monzonito

Suíte Charnockítica Ubatuba

■ mangerito

Granito Pico do Papagaio

■ biotita-hornblenda granito foliado róseo a acinzentado

Granito Caçandoca

■ biotita-hornblenda granito foliado

Complexo Costeiro

■ milonito tonalítico

Anexo III - Perfil Geológico AB

Mapeamento Geológico e Estrutural das Suítes Graníticas e Charnockítica na Região SW de Ubatuba (SP)

Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo

André de Sousa Pires

2017

Anexo IV

Tabelas de análises químicas

Tabela 04 - Análises Químicas (FRX elementos maiores e menores, % em peso), normas CIPW e parâmetros petroquímicos para rochas do sudoeste de Ubatuba

Amostra	UB-63B	UB-98	UB-88	UB-60	UB-27	UBA-58	UBA-71D	UBA-90	UBA-70
série	básica	básica	Caçandoca	Caçandoca	Caçandoca	Caçandoca	CC - gnaisse com enclaves	CC - gnaisse dobrado	CC - milonito
SiO2	50,62	49,76	74,89	76,46	75,53	72,27	66,61	67,22	54,83
TiO2	2,160	3,040	0,155	0,127	0,102	0,333	1,005	0,692	2,548
Al2O3	15,52	13,93	12,30	12,00	12,51	13,76	14,34	13,86	14,43
Fe2O3	11,24	13,60	1,60	1,19	1,03	2,45	5,37	5,65	10,71
MnO	0,184	0,187	0,030	0,021	0,044	0,052	0,087	0,095	0,161
MgO	4,23	4,07	0,05	0,04	0,06	0,57	1,05	0,74	2,91
CaO	7,18	6,74	0,84	0,90	0,99	1,87	2,72	2,57	5,80
Na2O	4,29	3,50	3,27	3,23	3,51	3,23	3,28	3,34	3,30
K2O	2,06	2,51	5,12	4,65	4,80	4,77	5,11	4,56	3,05
P2O5	0,625	0,853	0,023	0,021	0,021	0,075	0,333	0,195	0,944
PF	0,56	0,83	0,52	0,31	0,36	0,44	0,29	0,24	0,56
Total	98,67	99,02	98,80	98,95	98,96	99,82	100,20	99,16	99,24
fe#	0,727	0,770	0,970	0,967	0,945	0,811	0,836	0,884	0,786
ISA	0,719	0,707	0,991	1,005	0,982	0,999	0,927	0,932	0,795

NORMA CIPW

Q	1.016	4.583	35.133	38.479	35.217	30.780	21.981	25.015	11.540
C	0.000	0.000	0.000	0.068	0.000	0.063	0.000	0.000	0.000
Or	12.409	15.107	30.788	27.859	28.770	28.365	30.227	27.242	18.265
Ab	37.000	30.162	28.155	27.708	30.123	27.502	27.781	28.570	28.296
An	17.334	15.160	3.827	4.388	4.262	8.842	9.321	9.460	15.760
Di	6.132	2.477	0.000	0.000	0.308	0.000	0.000	0.064	0.000
Wo	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Hy	7.898	9.178	0.127	0.101	0.009	1.429	2.618	1.834	7.346
Ol	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Il	0.401	0.407	0.065	0.046	0.095	0.112	0.186	0.205	0.349
Hm	11.458	13.852	1.628	1.207	1.045	2.465	5.376	5.712	10.854
Tn	4.886	7.074	0.184	0.000	0.131	0.000	1.416	1.452	5.038
Ru	0.000	0.000	0.049	0.105	0.000	0.276	0.331	0.000	0.346
Ap	1.509	2.058	0.055	0.050	0.050	0.179	0.790	0.467	2.266

PF = perda ao fogo; ISA = $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$; fe# = $FeO / (FeO + MgO)$ (se $MgO < 0,01$, $MgO = 0,005$); nc = não calculado

Tabela 04 - Análises Químicas (FRX elementos maiores e menores, % em peso), normas CIPW e parametros petroquímicos para rochas do sudoeste de Ubatuba

Amostra	UB-92	UB-56C	UBA-47C	UB-02	UB-08	UB-46	UB-29	UB-75	UB-21
série	Ilha Anchieta	Ilha Anchieta	leucogranito	lecogranito	leucogranito	mangerito	mangerito	mangerito	mangerito
SiO2	66,12	67,50	75,40	78,32	76,32	64,40	60,14	63,97	63,40
TiO2	0,892	0,831	0,199	0,091	0,130	0,851	1,283	0,756	0,967
Al2O3	13,93	14,44	12,76	11,01	11,93	14,21	15,23	15,01	14,42
Fe2O3	4,84	4,44	1,20	0,88	1,57	6,97	8,15	6,27	7,32
MnO	0,086	0,067	0,018	0,017	0,026	0,130	0,150	0,123	0,126
MgO	0,76	0,76	0,11	< 0,01	< 0,01	0,75	1,15	0,55	0,88
CaO	2,38	1,99	0,83	0,44	0,66	3,03	3,94	2,76	3,19
Na2O	3,35	3,36	3,17	3,12	3,26	3,64	3,79	4,27	3,60
K2O	5,62	5,23	5,24	4,82	5,14	4,36	4,20	5,02	4,35
P2O5	0,274	0,238	0,022	0,006	0,018	0,277	0,432	0,251	0,302
PF	0,44	0,46	0,30	0,28	0,28	0,18	0,38	0,24	0,32
Total	98,69	99,32	99,25	98,98	99,33	98,80	98,85	99,22	98,88
fe#	0,864	0,854	0,916	0,994	0,997	0,903	0,876	0,919	0,893
ISA	0,894	0,995	1,032	0,988	0,985	0,895	0,874	0,874	0,898

NORMA CIPW

Q	20.824	23.490	35.407	nc	nc	20.797	14.298	15.155	19.565
C	0.000	0.205	0.421	nc	nc	0.000	0.000	0.000	0.000
Or	33.803	31.265	31.296	nc	nc	26.127	25.208	29.972	26.084
Ab	28.851	28.760	27.109	nc	nc	31.232	32.570	36.504	30.909
An	6.486	8.414	4.016	nc	nc	9.691	12.328	7.034	10.490
Di	0.693	0.000	0.000	nc	nc	0.956	0.557	2.312	0.506
Wo	0.000	0.000	0.000	nc	nc	0.000	0.000	0.000	0.000
Hy	1.606	1.915	0.277	nc	nc	1.451	2.651	0.313	1.990
Ol	0.000	0.000	0.000	nc	nc	0.000	0.000	0.000	0.000
Il	0.187	0.145	0.039	nc	nc	0.282	0.326	0.266	0.273
Hm	4.927	4.492	1.213	nc	nc	7.068	8.278	6.335	7.428
Tn	1.987	0.000	0.000	nc	nc	1.754	2.778	1.532	2.055
Ru	0.000	0.765	0.181	nc	nc	0.000	0.000	0.000	0.000
Ap	0.661	0.570	0.053	nc	nc	0.665	1.039	0.601	0.726

PF = perda ao fogo; ISA = $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$; fe# = $FeO / (FeO + MgO)$ (se $MgO < 0,01$, $MgO = 0,005$); nc=não calculado

Tabela 04 - Análises Químicas (FRX elementos maiores e menores, % em peso), normas CIPW e parâmetros petroquímicos para rochas do sudoeste de Ubatuba

Amostra	UB-37	UB-69	UBA-125	UBA-131	UBA-139	UBA-50B	UBA-102
série	mangerito	mangerito	mangertio	mangerito	mangerito	diorito	Pico do Papagaio
SiO2	60,58	57,81	66,06	64,99	65,06	57,54	74,78
TiO2	0,810	1,244	0,691	0,708	0,668	1,617	0,143
Al2O3	16,15	15,32	14,85	15,19	15,42	16,76	12,72
Fe2O3	7,35	10,30	5,48	5,66	5,75	8,20	1,81
MnO	0,150	0,211	0,095	0,096	0,103	0,157	0,032
MgO	0,53	1,26	0,57	0,58	0,61	2,71	0,07
CaO	3,59	4,74	2,57	2,46	2,65	5,98	0,62
Na2O	4,25	3,94	3,56	3,87	3,81	3,94	3,17
K2O	4,29	3,20	5,57	5,17	5,52	2,15	5,79
P2O5	0,231	0,467	0,214	0,213	0,214	0,521	0,025
PF	0,73	0,15	0,18	0,34	0,27	0,35	0,36
Total	98,66	98,64	99,84	99,28	100,08	99,93	99,52
fe#	0,933	0,891	0,906	0,907	0,904	0,752	0,963
ISA	0,903	0,851	0,911	0,938	0,917	0,879	1,011

NORMA CIPW

Q	12.740	13.388	19.059	17.787	16.493	12.053	33.106
C	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.172
Or	25.888	19.201	33.029	30.881	32.685	12.760	34.507
Ab	36.722	33.850	30.226	33.099	32.302	33.481	27.051
An	12.579	14.889	8.116	8.900	8.686	21.788	2.937
Di	1.391	1.813	0.960	0.000	0.902	0.000	0.000
Wo	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Hy	0.704	2.346	0.980	1.460	1.104	6.780	0.176
Ol	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Il	0.328	0.458	0.204	0.208	0.221	0.337	0.069
Hm	7.506	10.459	5.499	5.721	5.762	8.236	1.825
Tn	1.607	2.509	1.439	1.430	1.358	3.234	0.000
Ru	0.000	0.000	0.000	0.024	0.000	0.129	0.108
Ap	0.559	1.123	0.509	0.510	0.508	1.239	0.060

PF = perda ao fogo; ISA = $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$; fe# = $FeOt / (FeOt + MgO)$ (se MgO < 0,01, MgO = 0,005); nc = não calculado

Tabela 05 - Análises Químicas (FRX, elementos traços em ppm) e temperatura de saturação de zircônio para rochas do sudoeste de Ubatuba (SP)

Amostra	UB-63B	UB-98	UB-27	UB-60	UB-88	UBA-58	UBA-71D CC - com enclaves	UBA-90 CC - dobrado
Série	basica	basica	caçandoca	caçandoca	caçandoca	caçandoca		
Ba	720	1167,7	204,4	319,8	320,2	459	1349	654
Ce	102,7	148,2	< 35	52,9	122	60	306	111
Co	30,3	38,3	< 6	< 6	< 6	< 6	8	7
Cr	46,9	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13
Cu	10	23,6	< 5	< 5	< 5	9	6	6
Ga	19,6	20,6	13,1	15,7	17,4	15	21	20
La	38,9	76,1	13,2	37,1	55,3	31	174	28
Nb	18,8	29	12,1	11,5	17,2	14	35	18
Nd	52,5	80,1	< 14	< 14	33,7	20	114	52
Ni	25,9	27	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Pb	16,3	20,8	19,6	13,3	22,3	35	26	14
Rb	125	104,1	227,4	192,6	279,1	213	140	175
Sc	26,5	28,8	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14
Sr	417	662,9	45,9	116,4	46	123	306	117
Th	< 7	9,9	16,2	16,8	37,6	12	27	30
U	< 3	3,3	4,7	2,8	6,8	3	5	3
V	185,1	248,5	< 9	< 9	< 9	26	49	40
Y	39,9	43,9	18	24,4	50,1	34	51	48
Zn	110,3	132	23	26,8	43,7	60	89	89
Zr	154	333,4	73	111,1	171,6	140	670	446
F	149	228,8	< 50	< 50	< 50	1224	1235	969
Cl	2444,6	1443,1	< 500	< 500	933,6	< 500	< 500	< 500
S	< 550	1032	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550
Tsat (ZR)	681	732	794	760	723	772	898	861

Tabela 05 - Análises Químicas (FRX, elementos traços em ppm) e temperatura de saturação de zircônio para rochas do sudoeste de Ubatuba (SP)

Amostra	UBA-70	UBA-50B	UB-56C	UB-92	UB-02	UB-08	UBA-47C	UB-21
Série	CC - milonito	diorito	ilha anchieta	ilha anchieta	leucogranito	leucogranito	leucogranito	mangerito
Ba	1519	435	1737	1506,3	53,8	210,6	326	1089,8
Ce	211	89	318,2	215,1	119,4	107,6	94	150,3
Co	23	18	6,5	< 6	< 6	< 6	< 6	6,2
Cr	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13
Cu	19	< 5	6,4	< 5	< 5	< 5	< 5	9
Ga	21	21	18,9	18,1	21	19,5	17	20,9
La	116	30	203,2	135	92,9	68,6	49	78,3
Nb	34	10	31,3	35,3	12,8	11,7	11	22,6
Nd	94	44	72	80,8	65,5	44,3	39	65,9
Ni	13	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Pb	21	12	22	22,6	16,4	21	14	17
Rb	79	103	147,2	170,3	210,3	206,6	224	104
Sc	21	18	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	15,3
Sr	578	297	321,1	289,6	5	25,3	47	168
Th	14	< 7	17	11,3	13	14,8	18	9
U	8	4	3,1	< 3	3,9	3,7	< 3	< 3
V	181	119	11,8	37,1	< 9	< 9	< 9	39,2
Y	48	33	45,1	55,9	99,2	72,6	15	65,1
Zn	129	97	83,1	89,2	76,7	118,7	30	124,9
Zr	574	159	613	609	178,5	207,9	150	651,1
F	1379	1297	148,1	179,5	< 50	< 50	422	< 50
Cl	< 500	< 500	1358,7	1495,9	579,2	744,1	< 500	< 500
S	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550
Tsat (ZR)	818	735	884	903	812	802	787	886

Tabela 05 - Análises Químicas (FRX, elementos traços em ppm) e temperatura de saturação de zircônio para rochas do sudoeste de Ubatuba (SP)

Amostra	UB-29	UB-37	UB-46	UB-69	UB-75	UBA-125	UBA-131	UBA-139	UBA-102 Pico do Papagaio
Série	mangerito								
Ba	1275	1645,9	1087	1613	1278,1	1070	910	1331	367
Ce	176,4	85,5	134,4	133,9	149,8	187	148	115	143
Co	11,5	7,1	7,7	11,6	5,9	< 6	7	< 6	< 6
Cr	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13
Cu	11,9	7,8	9,2	11,1	6,7	< 5	< 5	< 5	< 5
Ga	22,3	23,7	20,3	21,8	19,9	21	23	22	22
La	83,3	52,7	67,5	52,6	71,2	96	75	47	85
Nb	36,9	26,1	38,6	35,5	30,2	25	27	28	15
Nd	93,7	49,8	58,6	62,4	44,1	79	74	66	63
Ni	7,3	< 5	4,5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Pb	19	21,4	17,9	24,7	21,2	20	20	22	19
Rb	87	93,3	150,1	117,4	130,7	131	150	140	224
Sc	17,2	20,7	13,8	24,7	< 14	< 14	< 14	14	< 14
Sr	276,4	226,9	157,9	277	161,6	128	122	156	41
Th	7,1	< 7	10,6	7,1	< 7	18	15	7	16
U	< 3	2,9	< 3	2,9	< 3	4	3	3	< 3
V	59,1	15,9	28,9	19,8	11,5	11	10	11	< 9
Y	53,4	64,1	76,2	85,2	63,8	50	58	58	58
Zn	140	117,4	128,9	164,1	109,2	90	96	100	55
Zr	876	1081,2	643,6	765,2	723,1	676	687	657	192
F	70,6	52,6	< 50	67,5	75,3	416	742	621	439
Cl	1032,8	1104,8	798,5	884,2	572,5	< 500	< 500	< 500	< 500
S	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550
Tsat (ZR)	901	891	885	934	875	896	901	891	805

Tabela 06 - Análises químicas (ICP-MS, elementos terras-raras e traços em ppm) e parâmetros petroquímicos das rochas do sudoeste Ubatuba (SP)

N. Campo	UBA-47C	UBA-50B	UBA-70	UBA-71D	UBA-90	UBA-102	UBA-125	UBA-131	UBA-139	UB-29	UB-37	UB-21
serie	leucogranito	diorito	CC-milonito	CC- com enclaves	CC- dobrado	Papagaio	mangerito	mangerito	mangerito	mangerito	mangerito	mangerito
Rb	244	106	83,3	138	172	220	127	146	141	86,7	94,5	104
Sr	53,3	328	613	315	120	40,2	130	125	164	281	233	171
Y	19	37,9	47,1	47,3	44,9	55,6	47,1	54,3	55,7	49,8	55,5	59,3
Zr	155	179	637	623	492	214	669	645	711	913	1047	671
Nb	18,5	13,8	65,3	60,7	28,9	22,7	43,5	48,2	51,5	41,2	31,2	27,9
Cs	0,42	1,94	0,09	0,46	2,82	1,04	0,37	0,43	0,48	0,41	0,52	0,61
Ba	441	578	1546	1354	657	469	1063	926	1339	1319	1736	1137
La	46,6	36,5	115	164	29,7	77	105	71,3	55	100	47,7	74,7
Ce	93,8	75,9	225	311	83,7	156	212	150	124	206	104	154
Pr	10,6	9,36	20,9	27,3	10,2	19,2	19,5	18,3	15,9	24,2	13,8	17,7
Nd	35,9	35,9	97,5	117	40,5	68,5	88,9	69	64,1	97,9	57,3	71,6
Sm	6,26	7,41	15,9	18	9,34	14,1	15,5	13,7	13,3	16,8	12	13,6
Eu	0,61	2,15	3,69	3,06	1,86	1,04	2,71	2,54	3,08	3,63	4,01	2,95
Gd	4,58	7,06	12,6	13,7	8,54	12,1	12,8	12	12,2	12,6	10,9	11,5
Tb	0,64	1,06	1,7	1,82	1,37	1,93	1,79	1,85	1,88	1,8	1,68	1,82
Dy	3,22	5,95	8,86	9,68	8,01	10,7	9,54	10,3	10,6	9,68	9,77	10,5
Ho	0,6	1,25	1,79	1,91	1,71	2,21	1,94	2,18	2,23	1,88	2,01	2,15
Er	1,49	3,28	4,62	4,9	4,65	5,79	5,08	5,73	5,97	4,97	5,59	5,81
Tm	0,2	0,47	0,64	0,68	0,72	0,8	0,72	0,84	0,9	0,69	0,83	0,83
Yb	1,18	2,9	4,02	4,24	4,69	4,84	4,78	5,35	5,78	4,37	5,5	5,2
Lu	0,17	0,43	0,6	0,63	0,72	0,69	0,72	0,8	0,88	0,66	0,84	0,77
Hf	4,7	4,37	13,6	15	12	7,18	15,9	15,7	16,7	20,1	22,4	15,4
Pb	29,2	10,4	20,3	33,6	23	29,8	23,2	24,1	24,1	16,3	19,1	19,2
Th	24,4	4,7	10,6	21,1	26,4	22,2	19,6	16,1	9,53	9,53	7,54	11,7
U	4,26	0,92	1,23	2,21	4,21	2,95	1,75	1,7	1,57	1,24	1,74	1,79
Eu/Eu*	0.35	0.91	0.80	0.60	0.64	0.24	0.59	0.61	0.74	0.76	1.07	0.72
LaN/YbN	26.62	8.49	19.29	26.08	4.27	10.73	14.81	8.99	6.42	15.43	5.85	9.69
LaN/SmN	4.68	3.10	4.55	5.73	2.00	3.44	4.26	3.27	2.60	3.74	2.50	3.46
GdN/YbN	3.13	1.96	2.53	2.61	1.47	2.02	2.16	1.81	1.70	2.33	1.60	1.78

Calculados com no condrito de Boyton (1984)

Tabela 06 - Análises químicas (ICP-MS, elementos terras-raras e traços em ppm) e parâmetros petroquímicos das rochas do sudoeste Ubatuba (SP)

N. Campo	UB-75	UB-46	UB-27	UB-08	UB-60	UB-02	UB-63B
serie	mangerito	mangerito	caçandoca	leucogranito	caçandoca	leucogranito	basica
Rb	124	142	239	208	201	216	125
Sr	160	162	53,3	29,1	124	4,85	417
Y	57,1	72,4	13,3	74,3	19,2	102	38,9
Zr	736	641	62,1	210	104	188	154
Nb	34,5	44,1	10,8	8,29	9,9	9,49	18,8
Cs	0,63	0,7	0,94	0,72	0,78	0,29	2,09
Ba	1336	1151	220	243	371	52,8	730
La	63,3	67,1	15,8	66,5	37,5	87,9	38,3
Ce	137	148	30,7	144	65,9	190	83,2
Pr	17,4	18,1	3,69	18,2	8,97	24,3	10,6
Nd	70	77,4	13,5	75,3	33,6	102	40,6
Sm	13,9	16,1	2,82	16,4	6,63	24	8,34
Eu	3,08	2,71	0,46	0,89	0,75	0,46	2,47
Gd	11,8	14,6	2,37	15,4	5,27	22,2	7,56
Tb	1,79	2,24	0,38	2,44	0,77	3,42	1,18
Dy	10,4	13,1	2,18	14,1	4	18,5	6,82
							1,44
Ho	2,13	2,68	0,44	2,79	0,74	3,54	
Er	5,74	7,21	1,22	7,27	1,79	8,91	4,05
Tm	0,83	1,04	0,18	0,98	0,24	1,14	0,59
Yb	5,38	6,73	1,19	5,71	1,44	6,44	3,67
Lu	0,8	1	0,18	0,78	0,21	0,88	0,57
Hf	16,8	15	2,57	7,37	4,09	7,07	3,84
Pb	21,3	20,4	32,8	31,9	25,1	27,9	12,5
Th	7,8	14	21,6	20,4	24,1	19	5,08
U	0,98	1,71	5,72	2,99	2,42	4,39	1,61
Eu/Eu*	0.74	0.54	0.54	0.17	0.39	0.06	0.95
LaN/YbN	7.93	6.72	8.95	7.85	17.56	9.20	7.04
LaN/SmN	2.86	2.62	3.52	2.55	3.56	2.30	2.89
GdN/YbN	1,77	1,75	1,61	2,18	2,95	2,78	1,66

Calculados com no condrito de Boyton (1984)

Anexo V

Tabelas de análises isotópicas U-Pb - SHRIMP

Tabela 07 - Dados isotópicos U-Pb obtidos por SHRIMP em cristais de zircão da amostra UBA-58 (UTM E 477873 N 7394786) erros em 1 σ

Grão. <i>spot</i>	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Razões Radiogênicas							Idade (Ma)				% Disc	
				²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	corr. erro	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		±
4.1	1145	443	0,399	0,00063	0,0764	1,1	0,629	2,4	0,5	0,05969	2,1	474	5	592	45	+21
13.1	888	355	0,414	0,00021	0,0838	0,9	0,680	1,4	0,6	0,05890	1,2	519	4	563	25	+8
16.2	189	91	0,495	0,00035	0,0913	1,0	0,744	2,9	0,4	0,05915	2,8	563	6	573	60	+2
7.1	1336	525	0,406	0,00022	0,0935	0,8	0,787	1,5	0,6	0,06103	1,3	576	5	640	27	+11
12.1	759	314	0,428	0,00013	0,0933	0,9	0,763	1,3	0,7	0,05931	1,0	575	5	578	21	+1
15.1	317	226	0,739	0,00033	0,0941	1,4	0,785	3,4	0,4	0,06047	3,0	580	8	620	66	+7
2.1	831	539	0,669	0,00015	0,0945	0,8	0,781	1,3	0,7	0,05993	1,0	582	5	601	21	+3
16.1	1365	202	0,153	0,00012	0,0945	0,9	0,767	1,2	0,8	0,05884	0,7	582	5	561	16	-4
17.1	483	223	0,477	0,00009	0,0955	0,9	0,783	1,4	0,6	0,05948	1,1	588	5	585	24	-1
6.1	488	228	0,483	0,00017	0,0963	0,9	0,785	1,6	0,6	0,05915	1,3	593	5	573	29	-4
9.1	190	95	0,514	0,00048	0,0968	1,1	0,801	3,3	0,3	0,06003	3,1	596	6	605	67	+2
18.1	810	432	0,551	0,00004	0,0970	0,8	0,797	1,1	0,8	0,05957	0,7	597	5	588	16	-2
11.1	605	275	0,470	0,00024	0,0973	1,2	0,796	1,8	0,7	0,05931	1,3	599	7	578	28	-4
14.1	333	115	0,357	0,00019	0,0976	0,9	0,801	2,4	0,4	0,05950	2,2	600	5	586	48	-3
5.2	541	269	0,513	0,00008	0,0978	0,9	0,818	1,3	0,7	0,06068	1,0	602	5	628	22	+4
5.1	514	125	0,250	0,00020	0,0979	0,9	0,800	1,6	0,6	0,05923	1,3	602	5	576	28	-5
3.1	1078	384	0,368	0,00009	0,0995	1,0	0,822	1,5	0,7	0,05992	1,1	611	6	601	23	-2
1.1	2809	317	0,116	0,00003	0,0995	0,8	0,818	0,9	0,9	0,05960	0,4	612	5	589	9	-4
10.1	696	257	0,381	0,00009	0,1004	0,9	0,828	1,6	0,5	0,05982	1,3	617	5	597	29	-3
8.1	2159	927	0,443	0,00011	0,1023	0,8	0,848	1,0	0,8	0,06006	0,5	628	5	606	11	-4

Tabela 08 - Dados isotópicos U-Pb obtidos por SHRIMP em cristais de zircão da amostra UB-75 (UTM E 489542 N 7401703) erros em 1 σ

Grão. <i>spot</i>	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Razões Radiogênicas							Idade (Ma)				% Disc	
				$^{204}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	\pm	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	\pm	corr. erro	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	\pm	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	\pm	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb		\pm
13.1	498	82	0,171	0,00011	0,0871	0,9	0,694	1,9	0,47	0,05785	1,6	538	5	524	36	-3
10.1	76	38	0,519	0,00049	0,0881	1,3	0,749	5,0	0,26	0,06165	4,9	545	7	662	104	+19
5.1	244	51	0,216	0,00021	0,0886	1,0	0,709	2,2	0,44	0,05802	2,0	548	5	531	44	-3
12.1	232	112	0,500	0,00008	0,0892	1,0	0,746	1,9	0,50	0,06058	1,6	551	5	625	36	+12
8.1	173	89	0,534	0,00066	0,0901	1,0	0,726	6,2	0,17	0,05843	6,1	556	6	546	134	-2
6.1	144	111	0,797	0,00052	0,0902	1,1	0,732	4,7	0,23	0,05884	4,6	557	6	561	99	+1
1.1	81	36	0,458	0,00096	0,0908	1,3	0,750	6,3	0,21	0,05994	6,2	560	7	601	133	+7
3.1	248	117	0,487	0,00036	0,0910	1,0	0,773	2,5	0,39	0,06162	2,3	562	5	661	50	+16
11.1	114	60	0,545	0,00043	0,0911	1,2	0,736	4,0	0,29	0,05858	3,8	562	6	551	84	-2
13.2	162	73	0,467	0,00024	0,0920	1,0	0,748	2,7	0,39	0,05896	2,4	567	6	566	53	-0
7.1	112	45	0,419	0,00035	0,0928	1,1	0,782	3,4	0,33	0,06109	3,2	572	6	642	69	+11
14.1	67	31	0,479	0,00089	0,0942	1,3	0,772	6,1	0,22	0,05943	6,0	580	7	583	130	+0
9.1	342	161	0,485	0,00013	0,0949	0,9	0,770	1,8	0,51	0,05882	1,5	585	5	560	34	-5
4.1	196	98	0,517	0,00033	0,0970	1,0	0,799	2,8	0,37	0,05973	2,6	597	6	594	56	-1
2.1	114	61	0,549	0,00028	0,0986	1,1	0,814	3,3	0,35	0,05984	3,1	606	7	598	66	-1
15.1	246	157	0,661	0,00027	0,1017	1,0	0,840	2,3	0,41	0,05994	2,1	624	6	602	46	-4

Tabela 09 - Dados isotópicos U-Pb obtidos por SHRIMP em cristais de zircão da amostra UB-08 (UTM E 482425 N 7400572) erros em 1 σ

Grão. <i>spot</i>	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Razões Radiogênicas							Idade (Ma)			% Disc		
				²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	corr. erro	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±
7.1	476	246	0,534	0,00007	0,0910	0,9	0,748	1,4	0,62	0,05963	1,1	562	5	590	25	+5
5.1	125	67	0,551	0,00018	0,0924	1,1	0,760	2,8	0,40	0,05959	2,5	570	6	589	55	+3
8.1	816	421	0,532	0,00009	0,0932	0,9	0,769	1,8	0,47	0,05978	1,6	575	5	596	35	+4
3.1	293	64	0,224	0,00015	0,0933	0,9	0,775	2,0	0,48	0,06019	1,7	575	5	611	37	+6
11.1	270	127	0,485	0,00016	0,0938	0,9	0,772	2,0	0,48	0,05965	1,7	578	5	591	38	+2
4.1	396	173	0,452	0,00011	0,0942	0,9	0,767	1,6	0,56	0,05905	1,3	580	5	569	29	-2
10.1	330	199	0,623	0,00015	0,0950	0,9	0,771	1,8	0,52	0,05887	1,5	585	5	562	33	-4
2.1	198	99	0,517	0,00053	0,0952	1,1	0,785	4,3	0,25	0,05979	4,2	586	6	596	91	+2
9.1	417	187	0,463	0,00005	0,0954	0,9	0,776	1,4	0,63	0,05902	1,1	587	5	568	24	-4
1.1	1437	636	0,457	0,00009	0,0956	0,8	0,785	1,0	0,79	0,05960	0,6	588	5	589	14	+0
6.1	349	256	0,758	0,00002	0,0958	0,9	0,781	1,4	0,64	0,05912	1,1	590	5	572	24	-3
12.1	290	137	0,487	0,00024	0,0973	0,9	0,797	2,1	0,45	0,05938	1,9	599	5	581	41	-3

Tabela 09 - Dados isotópicos U-Pb obtidos por SHRIMP em cristais de zircão da amostra UBA-102 (UTM E 474780 N 7398668) erros em 1σ

Grão. <i>spot</i>	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Razões Radiogênicas							Idade (Ma)			% Disc		
				²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	corr. erro	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±
2.1	421	126	0,309	0,00279	0,0442	1,9	0,394	15,3	0,1	0,06463	15,2	279	5	762	321	+65
10.1	372	141	0,391	0,00040	0,0708	0,9	0,622	3,3	0,3	0,06370	3,2	441	4	732	67	+41
7.1	225	154	0,704	0,00064	0,0879	1,0	0,708	4,5	0,2	0,05837	4,4	543	5	544	96	+0
15.1	700	326	0,481	0,00194	0,0888	1,3	0,730	3,3	0,4	0,05960	3,0	549	7	589	66	+7
11.1	1359	547	0,416	0,00017	0,0891	0,8	0,738	1,2	0,7	0,06007	0,8	550	4	606	18	+10
2.2	95	78	0,850	0,00052	0,0903	1,7	0,731	4,7	0,4	0,05867	4,4	558	9	555	95	-0
12.1	613	287	0,484	0,00015	0,0915	0,9	0,759	1,4	0,6	0,06015	1,1	565	5	609	24	+8
3.1	118	70	0,611	0,00048	0,0918	1,8	0,748	4,2	0,4	0,05911	3,8	566	10	571	82	+1
1.1	200	109	0,561	0,00030	0,0928	1,0	0,753	2,6	0,4	0,05887	2,4	572	5	562	53	-2
13.1	758	268	0,365	0,00004	0,0937	0,9	0,790	1,2	0,7	0,06117	0,9	577	5	645	19	+11
8.1	69	51	0,761	0,00093	0,0938	1,4	0,768	10,6	0,1	0,05937	10,5	578	7	581	228	+0
4.1	242	137	0,586	0,00009	0,0946	1,0	0,799	1,8	0,5	0,06129	1,5	583	5	649	33	+11
14.1	200	169	0,875	0,00036	0,0964	1,0	0,794	3,9	0,3	0,05973	3,8	593	6	594	81	+0
6.1	306	160	0,540	0,00018	0,0965	0,9	0,782	2,5	0,4	0,05880	2,4	594	5	560	52	-6
9.1	493	295	0,618	0,00013	0,0987	0,9	0,811	2,0	0,4	0,05964	1,8	607	5	591	39	-3
5.1	178	149	0,864	0,00010	0,0987	1,0	0,807	2,1	0,5	0,05929	1,8	607	6	578	39	-5