



**Universidade de Brasília - UnB
Instituto de Geociências – IG
Programa de Pós-Graduação em Geologia**

**CHARNOCKITOS E ORTOGNAISSES DA PORÇÃO
CENTRO-OESTE DO BLOCO ARQUEANO DE GOIÁS:
DADOS GEOQUÍMICOS E ISOTÓPICOS**

LUIZ PAULO BEGHELLI JUNIOR

Dissertação de Mestrado n° 307

Brasília, outubro de 2012.



Universidade de Brasília - UnB
Instituto de Geociências – IG
Programa de Pós-Graduação em Geologia

**CHARNOCKITOS E ORTOGNAISSES DA PORÇÃO
CENTRO-OESTE DO BLOCO ARQUEANO DE GOIÁS:
DADOS GEOQUÍMICOS E ISOTÓPICOS**

LUIZ PAULO BEGHELLI JUNIOR

Dissertação de Mestrado nº 307
Área de Concentração: Geologia Regional

Orientador

Prof. Dr. Máximo Matteini (Universidade de Brasília)

Co-Orientadora

Prof^ª. Dra. Catarina Labouré Benfica Toledo (Universidade de Brasília)

Banca examinadora:

Prof. Dr. Máximo Matteini (Universidade de Brasília – orientador)

Prof. Dr. Hardy Jost (Universidade de Brasília – examinador interno)

Prof. Dr. Asit Choudhuri (Universidade Estadual de Campinas – examinador externo)

Brasília, outubro de 2012.

Aos familiares e amigos, que me deram força e um rumo. Em especial ao meu pai Luiz Paulo Beghelli (in memoriam) que acompanhou o início deste trabalho e à minha guerreira mãe Lúcia Helena, exemplo de coragem e força.

AGRADECIMENTOS

Tenho muito a agradecer a todos que acompanharam e participaram deste trabalho, distantes ou próximos. A dissertação de mestrado está longe de ser algo no qual você desenvolva “sozinho”, somente restrito ao meio acadêmico. E por isso, abaixo estão alguns dos muitos colaboradores os quais o pouco de memória que me resta permitiu lembrar.

Agradeço a Deus pela serenidade, esperança e discernimento nos vários períodos conturbados, acadêmicos ou pessoais.

Aos meus orientadores Prof. Máximo Matteini e Profa. Catarina Toledo pela confiança, disposição e por terem aceitado este desafio.

Ao Prof. Elton Dantas pelo apoio, discussões geológicas e pelas cobranças que serviram de estímulo para a conclusão do mestrado.

À minha família, pela inesgotável paciência, compreensão e dedicação, mesmo nos períodos mais críticos. Que não foram poucos. Obrigado, mãe! Obrigado, irmãos!

Ao meu pai Beghelli (*in memorian*) e irmão Bruno de Brito (*in memorian*), companheiros de corrida, pelo “suporte aéreo” sempre preciso. Obrigado! “*Keep Running!*”

Aos amigos Marcos Rabelo, Vitor Cunha, Henrique Farias e Alexandre Macedo pela paciência, incentivo e por me ajudarem a manter a sanidade mental. Mesmo com aquele futebol semanal sem vergonha. Ah, claro, e pelo livro!

Ao Zilberto da Silva e a Jéssica Rolim, pela parceria e bom humor durante o campo. Em especial à Jéssica, por sua desenvoltura com porteiros e colchetes que renderam boas risadas. Também agradeço muito pela ajuda na atividade-braçal-quase-sem-fim de preparação das amostras!

À eterna parceria Carolina Gomide, que mesmo distante e em meio aos milhões de atividades, atendia aos pedidos angustiados em plena madrugada.

À atual mestre, e competitiva, Marina Dalla, pelo apoio e bom humor.

Aos amigos Ângelo Santos, Inara Barbosa, José Cezário e, em especial, à Sandra Pedrosa pela compreensão, paciência, motivação e apoio que foram imprescindíveis para o término desta pesquisa.

Aos funcionários do Instituto de Geociências e à equipe do Laboratório de Geocronologia pelo suporte, dedicação e atenção.

Ao CNPq pela bolsa de mestrado

SUMÁRIO

<u>AGRADECIMENTOS</u>	<u>I</u>
<u>SUMÁRIO</u>	<u>II</u>
<u>ÍNDICE DE FIGURAS</u>	<u>III</u>
<u>ÍNDICE DE TABELAS</u>	<u>VII</u>
<u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO</u>	<u>1</u>
APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA	1
OBJETIVO DA DISSERTAÇÃO	2
ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	3
SÍNTESE SOBRE TERRENOS GRANITO-GNÁISSICOS ARQUEANOS	3
<u>CAPÍTULO 2 - CHARNOCKITOS E ORTOGNAISSES DA PORÇÃO CENTRO-OESTE DO BLOCO ARQUEANO DE GOIÁS: DADOS GEOQUÍMICOS E ISOTÓPICOS</u>	<u>7</u>
<i>RESUMO</i>	7
<i>ABSTRACT</i>	8
INTRODUÇÃO	9
GEOLOGIA REGIONAL	10
MATERIAIS E MÉTODOS	13
GEOLOGIA DO COMPLEXO CAIÇARA	15
LITOGEOQUÍMICA	29
GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	36
<i>SISTEMA U-Pb</i>	36
<i>SISTEMA Sm-Nd</i>	39
<i>SISTEMA Lu-Hf</i>	39
DISCUSSÃO	48
CONCLUSÃO	61
<u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>	<u>62</u>
<u>CAPÍTULO 3 - ANEXOS</u>	<u>70</u>

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 - (a) Mapa simplificado das províncias estruturais brasileiras. T = Província Tocantins, PR = Província Paraná e SF = Província São Francisco (Almeida et al., 1981) (b) Mapa simplificado da Faixa Brasília, modificado de Cordani et al., (2000) e Matteini et al., (2010). (c) Bloco Arqueano de Goiás e seus respectivos terrenos granito-greenstone belts. O retângulo em destaque demarca a área em estudo. GB = Greenstone Belts (Modificado de Pimentel et al., 2000).	2
Figura 1.2 - Mapa de localização e vias de acesso à área de estudo.	3
Figura 2.1 - (a) Mapa simplificado das províncias estruturais brasileiras. T = Província Tocantins, PR = Província Paraná e SF = Província São Francisco (Almeida et al., 1981) (b) Mapa simplificado da Faixa Brasília e sua localização em relação aos crátons Amazônico e São Francisco, modificado de Cordani et al., (2000) e Matteini et al., (2010). (c) Bloco Arqueano de Goiás e seus respectivos terrenos granito-greenstone belts. O retângulo em destaque demarca a área em estudo. GB = Greenstone Belts (Modificado de Pimentel et al., 2000.	11
Figura 2.2 - Diagrama Streckeisen (1976) com a classificação modal das unidades individualizadas....	16
Figura 2.3 - Mapa geológico da porção centro-norte do Complexo Caiçara.	17
Figura 2.4 - (a) Afloramento de ortognaisse com bandamento gnáissico centimétrico a decimétrico nas cores cinza e branco, típico dos gnaisse do Complexo Caiçara. (b) Textura de antipertita nas rochas gnáissicas (NX = nicóis cruzados). (c) Relação de intrusão da rocha fanerítica leucocrática a mesocrática de granulação média a grossa (Granodiorito) no gnaisse, este representado pelas porções mais escuras do afloramento. (d) Feições de migmatização “in situ” no ortognaisse, caracterizadas por bandas graníticas/granodioríticas envolvidas por filmes de biotita.	18
Figura 2.5 - (a) e (b) Bandamentos ígneos caracterizado por faixas leuco e mesocráticas sem indícios de deformação ou orientação dos minerais. (c) e (d) Enclaves máficos, retangulares ou ovais, em meio ao granodiorito/monzogranito.	19
Figura 2.6 - (a) e (b) Granodiorito cinza, equigranular a porfirítico, com orientação preferencial dos minerais máficos. (c) Granodiorito homogêneo com aglomerados de biotita. (d) Feições de recristalização de quartzo e carbonato secundário. (e) Monzogranito rosado. (f) Texturas mirmequíticas e pertitas. (NX = nicóis cruzados).	20
Figura 2.7 - (a) Amostra do diorito isotrópico com granulação média. (b) e (c) Alteração nas bordas e no centro dos grãos de orto e clinopiroxênio para hornblenda. (d) Seção basal de ortopiroxênio ígneo intergranular. (NP = nicóis paralelos; NX = nicóis cruzados).	21
Figura 2.8 - (a) Bloco decamétrico in situ do quartzo diorito com feições ígneas de fluxo (camadas subhorizontais) . (b) Contato do quartzo diorito-monzogranito. (c)-(d) Relictos de textura ígnea intergranular do piroxênio e (e) – (f) texturas metamórficas (granoblástica/nematoblástica) em uma mesma amostra (LP 36 B) (NP = nicóis paralelos; NX = nicóis cruzados).	22
Figura 2.9 - (a)-(d) Intercrescimento de quartzo e biotita próximo ao ortopiroxênio ígneo e ao plagioclásio (NP = nicóis paralelos; NX = nicóis cruzados).	24
Figura 2.10 - (a) Ocorrência de piroxênio tonalito de granulação média em contato com granodiorito e (b) amostra decimétrica do piroxênio tonalito em fácies de granulação fina. (c)-(d) Relictos de textura	

<i>ígnea (intergranular) e (e) – (f) textura metamórfica (granoblástica) em uma mesma amostra (LP 27 D). (NP = nicóis paralelos; NX = nicóis cruzados).</i>	25
Figura 2.11 - (a) a (d) Intercrescimento de biotita e quartzo próximo ao piroxênio e plagioclásio. (e) e (f) Restos de piroxênio ígneo ainda não consumido pela reação que origina o intercrescimento de quartzo e biotita (NP = nicóis paralelos; NX = nicóis cruzados).	26
Figura 2.12 - (a) e (b) Variações faciológicas entre textura porfírica a equigranular e (c) Segregações de veios pegmatíticos nas rochas do Complexo Anta. (d) Fenocristais de feldspato potássio, estruturas de recristalização dinâmica e saussuritização do plagioclásio das rochas do Complexo Anta. (e) Corte de estrada que expõe diques métricos a decimétricos falhados (destacados em vermelho). (f) Textura intergranular do dique gabro norítico. (NX = nicóis cruzados).	28
Figura 2.13 - (a) Diagrama TAS (Total Alkalis x SiO ₂) adaptado para rochas plutônicas (Middlemost, 1997) junto com a linha de classificação de alcalinidade de Irvine & Baragar (1971). (b) Diagrama normativo Q'-F' x ANOR (Streckeisen & LeMaitre, 1979).	29
Figura 2.14 - Classificação de rochas plutônicas (De la Roche et al., 1980). $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ e $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$ são calculados a partir das proporções em milicátions. Legenda como na Figura 2.13.	30
Figura 2.15 - (a) Diagrama AFM com limites entre os campos cálcio-alcálicos e toleíticos em: linha preta (Irvine & Baragar, 1971); linha cinza (Kuno, 1968). Linha tracejada: afinidade das rochas trondhjémíticas de Barker & Arth (1976). (b) Diagrama An-Ab-Or normativo de O'Connor (1965) com campos de Barker (1979). (c) Diagrama K-Na-Ca com trends de rochas cálcio-alcálicas e trondhjémíticas. Linha cinza tracejada [trondhjémito – Barker & Arth (1976)]; Linha preta tracejada [cálcio-alcálico – Nockolds & Allen (1953)]; Linha preta cheia (cálcio-alcálico) e campo composicional (trondhjémito) ambos de Martin (1994). Legenda como na Figura 2.13.	31
Figura 2.16 - Diagramas de Harker das rochas estudadas. Correlações negativas de FeO _{total} , MgO, CaO, TiO ₂ e Al ₂ O ₃ e positiva de K ₂ O com o aumento de SiO ₂ . Valores de porcentagem em peso. Legenda como na Figura 2.13.	32
Figura 2.17 - Diagramas de Harker. Rosa = Campo das amostras do gnaiss do Complexo Caiçara. Correlação negativa de FeO _{total} , MgO, CaO, TiO ₂ e Al ₂ O ₃ e positiva de K ₂ O com o aumento de SiO ₂ . Valores de porcentagem em peso. Legenda como na Figura 2.13.	33
Figura 2.18 - Diagramas das amostras em estudo do Complexo Caiçara para elementos terras raras normalizados a Sun & McDonough (1989) (coluna esquerda) e multielementos normalizados Taylor & McLennan (1985) (coluna direita). (a) e (b) gnaiss; (c) e (d) granodiorito; (e) e (f) monzogranito e (g) e (h) série charnockítica. As amostras das litologias descritas nos gráficos de (c) a (h) são comparadas com o campo composicional (rosa) referente ao gnaiss do Complexo Caiçara.	35
Figura 2.19 - Diagrama das amostras em estudo para elementos terras raras normalizados a Sun & McDonough (1989) (coluna esquerda) e multielementos normalizados a Taylor & McLennan (1985) (coluna direita). (a) e (b) monzogranito do Complexo Anta; (c) e (d) diques. Campo composicional (rosa) referente às amostras do gnaiss do Complexo Caiçara como referência.	36
Figura 2.20 - Diagrama da concórdia da amostra do gnaiss do Complexo Caiçara. (a) Idades ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb e (b) concordante, obtida com nível de confiança de 95%.	37

Figura 2.21 - Diagrama da concórdia da amostra X-77, Granodiorito. (a) Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (b) concordante, obtida com nível de confiança de 95%.	37
Figura 2.22 - Diagrama da concórdia da amostra LP 22 I com Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Granodiorito fino intrusivo no gnaiss do Complexo Caiçara.....	38
Figura 2.23 - (a) Diagrama da concórdia do piroxênio tonalito, que terá a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtida como equivalente para o Monzogranito, devido às relações de campo entre as duas unidades. (b) Diagrama da concórdia do quartzo-diorito.	38
Figura 2.24 - Diagrama da concórdia da amostra LP 26, Complexo Anta. (a) Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de todos os grãos e (b) Idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos zircões menos discordantes.	39
Figura 2.25 - (a) Diagrama de evolução isotópica de $\epsilon\text{Nd}(T)$ pelo tempo com os modelos de evolução do CHUR e do manto empobrecido (DM). (b) Diagrama de evolução isotópica de $\epsilon\text{Hf}(T)$ pelo tempo com os modelos de evolução do CHUR e do manto empobrecido (DM).....	40
Figura 2.26 - (a) e (b) Diagramas segundo classificação proposta por Frost et al., (2001) para rochas graníticas.(c) e (d) Comparação das amostras estudadas em relação aos campos composicionais estimados por Frost et al., (2001). (e) Diagrama de alumina saturação das rochas do Complexo Caiçara, Complexo Anta e Diques. Duas amostras de diques possuem índices maiores que o intervalo representado pelo diagrama e, portanto, não foram representadas (Shand, 1943). Legenda como na Figura 2.13.....	48
Figura 2.27 - (a) e (b) Diagramas para discriminação de granitos de diversos ambientes geotectônicos. syn-colg: granitos sin-colisionais; vag: granitos de arco vulcânico; wpg: granitos intraplaca; org: granitos de dorsal meso-oceânica (Pearce et al., 1984). Legenda como na Figura 2.13.	49
Figura 2.28 - Diagrama $(\text{La}/\text{Yb})_N \times (\text{Yb})_N$ com campos de Martin (1986). Valores normalizados por Sun & McDonough (1989).	50
Figura 2.29 - Campo composicional das amostras do gnaiss do Complexo Caiçara (rosa) comparado com: (a) Grey e Augen gnaisses arqueanos de Martin et al., (1983b); (b) Magma parental teórico do TTG denominado como “Source A” e “Source B” por Martin (1987); (c) e (d) Média dos ETRs e dos elementos traços dos TTGs arqueanos de Martin (1994); Diagramas de ETRs normalizados para o condrito de Sun & McDonough (1989) e de traços pelo manto primitivo de Taylor & McLennan (1985).	51
Figura 2.30 - (a) Modelo de advecção por meio de magmas máficos e graníticos. Magmas derivados do manto se cristalizam na base da crosta, liberando fluidos e calor em direção às rochas adjacentes. A fusão por desidratação deixa restitos granulíticos e produzem magmas granitóides que sobem para níveis crustais intermediários, fracionando em plútons anidros (charnockíticos). Em seguida, um novo fracionamento, porém agora envolvendo composições relativamente mais ricas em água, resulta em magmas granitóides que sobem para níveis mais rasos da crosta (Percival 1994) (b) Seção esquemática mostrando a relação entre o magmatismo charnockítico e metamorfismo granulítico em ambientes de arco com a indicação de posicionamento de alguns exemplos mundiais de rochas félsicas com piroxênio ígneo (Frost & Frost et al., 2008).Linha tracejada: superfície erosional que expõe atualmente as rochas de Louis Lake.....	56

Figura 2.31 - Diagrama sílica versus álcalis de LeBas et al., (1986) para rochas máficas. Os diques amostrados na região coincidem com o campo de rochas basálticas.	58
Figura 2.32 - (a) e (b) Padrão de ETRs e traços dos Sanukitóides e do Granito Closepet de Martin et al., (2005) comparado ao gnaisse do Complexo Caiçara (campo rosa). (c) a (j) Campo composicional (amarelo) delimitado pelos padrões dos sanukitóides e do Closepet em relação ao granodiorito, monzogranito, série charnockítica e Complexo Anta, respectivamente. ETRs normalizados a Sun & McDonough (1989) e traços a Taylor & McLennan (1985).	59
Figura 3.1 - Mapa de pontos com a localização das amostras utilizadas.	76

ÍNDICE DE TABELAS

<i>Tabela 2.1 - Resumo dos dados do LA-ICP-MS em zircão da amostra LP 24 I (Complexo Caiçara).....</i>	<i>41</i>
<i>Tabela 2.2 - Resumo dos dados do LA-ICP-MS em zircão da amostra X-77 (Granodiorito).....</i>	<i>42</i>
<i>Tabela 2.3 - Resumo dos dados do LA-ICP-MS em zircão da amostra LP 22 I (Granodiorito).....</i>	<i>43</i>
<i>Tabela 2.4 - Resumo dos dados do LA-ICP-MS em zircão da amostra XI-85 (Piroxênio Tonalito).....</i>	<i>44</i>
<i>Tabela 2.5 - Resumo dos dados do LA-ICP-MS em zircão da amostra XI-205 (Quartzo-diorito).....</i>	<i>44</i>
<i>Tabela 2.6 - Resumo dos dados do LA-ICP-MS em zircão da amostra LP 26 (Complexo Anta).....</i>	<i>45</i>
<i>Tabela 2.7 - Resumo dos dados do ID-TIMS para Sm-Nd.</i>	<i>46</i>
<i>Tabela 2.8 - Resumo dos dados de Lu-Hf do LA-ICP-MS.....</i>	<i>47</i>
<i>Tabela 3.1 - Composições químicas das amostras analisadas.....</i>	<i>70</i>
<i>Tabela 3.2 - Tabela dos pontos em SIRGAS2000, zona 22 sul.....</i>	<i>77</i>

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

Apresentação e Justificativa

A Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1981), uma das principais entidades lito-tectônicas da América do Sul, teve origem no final do Neoproterozóico durante a orogenia Brasileira, no contexto da aglutinação de Gondwana Ocidental envolvendo os crátons Amazonas, São Francisco/Congo e Paranapanema (Brito Neves *et al.*, 1999). A Província é composta por três faixas de dobramentos supracrustais denominadas Araguaia, Paraguai e Brasília. A compartimentação tectônica da Faixa Brasília, onde se localiza a área de estudo, baseia-se no agrupamento de rochas, grau de metamorfismo e estilo estrutural e é feita em divisões longitudinais, nomeadas de leste a oeste de zonas Externa Setentrional e Meridional, Interna, Complexos Máficos-Ultramáficos Acamadados e respectivas sequências vulcanossedimentares associadas, Arco Magmático de Goiás e Bloco Arqueano de Goiás (Almeida *et al.*, 1981; Marini *et al.*, 1981, 1984a, b; Fuck, 1994; Fonseca *et al.*, 1995; Araújo Filho, 2000; Lacerda Filho *et al.*, 2000; Pimentel *et al.*, 2000; Pimentel *et al.*, 2003; Fuck *et al.*, 2005; Jost *et al.*, 2008).

O Bloco Arqueano de Goiás é interpretado como um fragmento crustal complexo que evoluiu como microcontinente durante os processos colisionais brasileiros, é constituído por rochas de idades que variam do Arqueano ao Paleoproterozóico e é caracterizado pela associação de complexos granítico-gnáissicos com *greenstone belts* (**Figura 1.1**). O conhecimento geológico desta associação era restrito às faixas supracrustais devido ao seu potencial mineral. Embora esse quadro tenha mudado nos últimos anos, com a ampliação do conhecimento sobre os complexos, ainda há porções que carecem de mapeamento de detalhe e caracterização por meio de dados geoquímicos e isotópicos. Os primeiros relatos sobre a ocorrência de charnockitos em meio a ortognaisses da porção centro-oeste do Bloco Arqueano, por Meneses Silva & Koth (2008) e Coelho & Cipullo (2008), evidenciaram a necessidade de estudos mais detalhados. A área de estudo se localiza aproximadamente a 480 km a W-NW de Brasília, próximo à cidade de Mozarlândia, Goiás (**Figura 1.1 e Figura 1.2**).

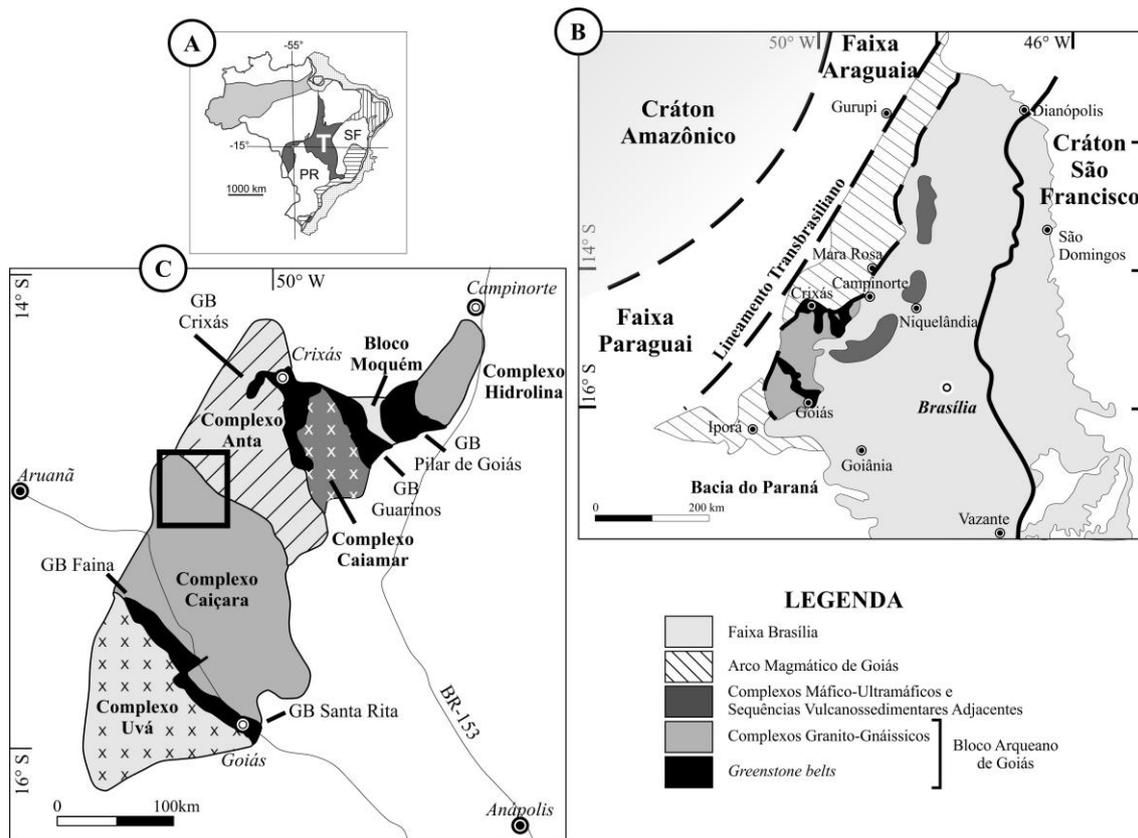


Figura 1.1 - (a) Mapa simplificado das províncias estruturais brasileiras. T = Província Tocantins, PR = Província Paraná e SF = Província São Francisco (Almeida et al., 1981) (b) Mapa simplificado da Faixa Brasília, modificado de Cordani et al., (2000) e Matteini et al., (2010). (c) Bloco Arqueano de Goiás e seus respectivos terrenos granito-greenstone belts. O retângulo em destaque demarca a área em estudo. GB = Greenstone Belts (Modificado de Pimentel et al., 2000).

Objetivo da Dissertação

O objetivo deste trabalho é contribuir para o conhecimento geológico da região centro-oeste do Bloco Arqueano de Goiás, atribuída ao Complexo Caiçara (**Figura 1.1c**). A área consiste de ortognaisses e charnockitos, cujas características serão descritas e discutidas. Para tanto se utilizou a integração dos dados geológicos a partir de perfis em campo, descrições petrográficas, resultados litogeoquímicos de elementos maiores, menores, traços e ETR e dados isotópicos Sm-Nd, U-Pb e Lu-Hf. Pretende-se, assim, contribuir para o entendimento da evolução magmática e tectônica da área e para a reconstrução dos episódios de crescimento crustal do bloco arqueano de Goiás.

Arqueanos do Globo Terrestre (Nockolds & Allen, 1953; O'Connor, 1965; Barker *et al.*, 1976; Barker & Arth, 1976; Barker, 1979; Jahn *et al.*, 1981; Martin *et al.*, 1983a, b; Martin, 1986; Martin, 1987; Rollinson, 1997; Martin, 1999; Smithies, 2000; Smithies & Champion, 2000; Martin & Moyen, 2002; Smithies *et al.*, 2003; Condie, 2004; Jackson *et al.*, 2004; Martin *et al.*, 2005).

Os TTGs se referem a variações de gnaisses homogêneos de granulação grossa a gnaisses com pouca migmatização (estrutura nebulíticas a bandada), podendo haver inclusões anfibolíticas. A composição mineral da associação é constituída por quartzo, oligoclásio, biotita, pouco ou nenhum microclínio e hornblenda, com proporções menores de apatita, titanita, allanita, epidoto, zoisita, clinzoisita, zircão, ilmenita, magnetita e pirita. Minerais secundários, quando presentes, compreendem muscovita, clorita e carbonatos (Martin *et al.*, 1983a; b; Martin, 1994; Martin *et al.*, 2005). Estes autores também relatam a ocorrência de *augen* gnaisses granodioríticos a graníticos, em geral mais homogêneos que os gnaisses cinza.

Quimicamente, os tonalitos são caracterizados por conteúdos médios de $\text{SiO}_2 > 64\%$, Na_2O entre 3 e 7%, baixa razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} (<0,5)$, óxidos $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 < 5\%$ e Mg# médio de 0,43. Níquel e cromo ocorrem, em média, com 14 e 29 ppm, respectivamente (Martin, 1994; Martin *et al.*, 2005).

Os trondhjemitos, por outro lado, são classificados em dois grupos em função do conteúdo de Al_2O_3 (Barker *et al.*, 1976; Barker & Arth, 1976), isto é, os de alto $\text{Al}_2\text{O}_3 (> 15\%)$ são caracterizados por serem relativamente mais ricos em Sr e Eu, sem anomalias consideráveis de Eu, pobres em Yb e Y, possuem padrão de ETRs fortemente fracionado [$(\text{La}/\text{Yb})_N < 150$] e alta razão Sr/Y. Os de baixo $\text{Al}_2\text{O}_3 (<15\%)$ possuem conteúdos menores de Sr e Eu, anomalia negativa de Eu, padrão ETRs menos fracionado e baixa razão Sr/Y (Barker & Arth, 1976; Martin *et al.*, 2005). Segundo Martin (1994), a maioria dos trondhjemitos arqueanos é de alto alumínio ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$ e $\text{SiO}_2 = 70\%$).

Os *augen* gnaisses descritos por Martin *et al.*, (1983b) diferem dos TTGs somente pelos aspectos de campo e por sua composição mais granítica, uma vez que os padrões de ETR não são suficientemente distintos.

Os modelos petrogenéticos e dados experimentais sobre TTGs arqueanos sugerem que os mesmos foram formados pela fusão parcial de uma crosta basáltica de baixo K em pressões suficientemente altas para estabilizar granada e anfibólio, embora alguns autores descrevam que os mesmos resultados foram obtidos pela fusão parcial de

crosta máfica, com restito eclogítico (Barker & Arth, 1976; Condie, 1981; Martin *et al.*, 1983b; Martin, 1994; Martin, 1999; Rapp *et al.*, 2003; Martin *et al.*, 2005). A importância de restitos com granada e anfibólio se deve ao controle que esses minerais exercem sobre o comportamento dos ETR pesados.

Segundo alguns autores (e.g., Smithies, 2000; Smithies & Champion, 2000; Martin & Moyen, 2002), a variação da composição química de TTGs arqueanos se explica pelo aumento progressivo, no tempo, da profundidade da fusão da placa subductante, acompanhada da diminuição do fluxo de calor, o que resulta na maior interação do fundido com a cunha mantélica. O baixo ângulo de subducção associado a uma maior fluatibilidade da crosta oceânica também inibem a interação de magmas TTGs com a cunha mantélica (Martin & Moyen, 2002; Smithies *et al.*, 2003; Martin *et al.*, 2005). O grau de interação do fundido com a cunha mantélica é o fator que distinguem os TTGs das rochas da série cálcio-alcálica (Martin, 1999).

Charnockitos

Charnockito é um termo cuja definição é alvo de discussões por inúmeros autores há mais de um século (Holland, 1990; Washington, 1916; Howie, 1955; Geyers & Dune, 1942; Pichamuthu, 1960; Janardhan *et al.*, 1982; Srikantappa *et al.*, 1985; Le Maitre, 1989; Newton, 1989, 1992; Ridley, 1992; Frost *et al.*, 2000; Frost & Frost, 2008; Santosh & Omori, 2008; Bhattacharyya & Goswami, 2009; Frost & Frost, 2009; Touret & Huizenga, 2012). A sua origem, ígnea ou metamórfica, e condições de formação e preservação são discutidas desde a sua definição. Ao longo do tempo o termo foi usado de forma confusa, imprecisa e genérica por se tratar de rochas ígneas com assembleias minerais que também são típicas de rochas félsicas da fácies granulito. São ora definidos como: (i) rochas de composição granítica com piroxênio, independente da sua origem, se ígnea ou metamórfica; (ii) sinônimo de rochas félsicas geradas por metamorfismo granulítico; (iii) rochas geradas por desidratação ocasionada pela percolação de fluidos ricos em CO₂ liberados durante a fusão de magmas basálticos sob a crosta inferior, processo referido por alguns como *charnockitização*; e (iv) rochas graníticas ígneas com piroxênio formadas sob condições de pressão e temperatura similares às da fácies granulito pela cristalização de magmas charnockíticos. À ambiguidade do termo, em vista da paragênese mineral, se soma a abrangência da definição do termo, se de significado geral, como série de rochas graníticas, de

piroxênio tonalito a piroxênio granito, ou restrito, como granito *stricto senso* com piroxênio.

Frost & Frost (2008) discutem as ambiguidades do termo e apresentam algumas sugestões que recuperam o seu significado petrológico de conotação ígnea, o que proporcionou a revisão de estudos por parte de alguns autores (exemplo, Rajesh *et al.*, 2011). Uma das conclusões de Frost & Frost (2008) é a de que, de acordo com os amplos dados geoquímicos, isotópicos e dos parâmetros de pressão, temperatura e fugacidade de O₂, não há um único ambiente tectônico ou fonte de magma que responde pela formação de todos os subtipos de charnockitos (granitóides ferrosos, ferrosos-magnesianos e magnesianos). Em vista disto, sugerem que o termo deve ser aplicado para descrever granitóides com minerais anidros e, assim, dê um significado diferente de qualquer outro termo do vocabulário ígneo. Ao invés de considerar a composição e/ou textura, o termo se refere aos mecanismos que participaram da colocação de um granitóide, isto é, cristalização sob altas temperaturas na presença de fluidos pobres em água e presumivelmente rico em CO₂ (Frost & Frost, 2009). Na maioria dos casos, os magmas charnockíticos se posicionam em ambientes de crosta inferior (fácies granulito), onde estes magmas e a rocha metamórfica hospedeira (granulitos de ultra alta temperatura) estão próximos ao equilíbrio termal, o que inibe o metamorfismo de contato. A ausência de gradientes termais entre o magma charnockítico intrusivo e o ambiente ao redor é a primeira causa de ambiguidade entre a origem magmática e metamórfica dos charnockitos (Touret & Huizenga, 2012).

CAPÍTULO 2 - CHARNOKITOS E ORTOGNAISSES DA PORÇÃO CENTRO-OESTE DO BLOCO ARQUEANO DE GOIÁS: DADOS GEOQUÍMICOS E ISOTÓPICOS

*Luiz Paulo Beghelli Junior¹, Máximo Matteini¹, Catarina Benfica Labouré Toledo¹,
Elton Luiz Dantas¹.*

*¹Instituto de Geociências, Campus Darcy Ribeiro, Universidade de Brasília, 70910-900, Brasília, DF,
Brasil.*

Resumo: O Bloco Arqueano de Goiás é composto de uma associação de complexos granito-gnáissicos separados por estreitas faixas de *greenstone belt*, ambos objeto de mapeamentos geológicos em diversas escalas e variados estudos desde o final dos anos 1970. Dentre os complexos, os situados na porção centro-oeste, denominados de Anta e Caiçara, só recentemente tem merecido mapeamento na escala 1:50.000, durante o qual foi reconhecida a presença de charnockitos associados às suítes TTG. A integração de dados geológicos, petrográficos, geoquímicos e isotópicos Sm-Nd, U-Pb e Lu-Hf permitiu identificar quatro unidades litológicas na área estudada. A maior extensão é composta de gnaisses tonalíticos intrudidos por corpos menores de granodiorito, monzogranito e rochas da série charnockítica. Dados geoquímicos mostram que os gnaisses tonalíticos possuem assinatura típica de TTGs, assim como os corpos de granodiorito, dos quais os de monzogranito diferem. Rochas da série charnockítica ocorrem como manchas e são constituídas por diorito, quartzo diorito e piroxênio tonalito com texturas ígneas preservadas. Dados isotópicos registram que os gnaisses tonalíticos são os mais antigos da área, com idade T_{DM} mínima de 3,1 Ga e de cristalização U-Pb de $3,144 \pm 35$ Ga. As demais unidades possuem idades T_{DM} em torno de 2,9 Ga e de cristalização U-Pb próximas de 2,8 Ga. As rochas estudadas são interpretadas como remanescentes de um arco magmático adjacente a uma margem continental arqueana com indícios de reajuste isotópico durante o início do Neoarqueano.

Palavras Chave: *Bloco Arqueano de Goiás; TTG; Charnockitos; U-Pb; Sm-Nd; Lu-Hf.*

Abstract: *The Goiás Archean block consists of an association of granite-gneiss complexes separated by narrow greenstone belt, both object of diverse scale geological mapping and several studies since the end of the 1970's. Among the complexes, those situated in the central western portion of the block, named Anta and Caiçara, only recently underwent geological mapping in the 1:50.000 scale and during which the occurrence of charnockites was recognized in association with rocks of the TTGs assemblage. The integration of geologic, petrographic, geochemical and Sm-Nd, U-Pb and Lu-Hf data allowed the recognition of four rock units in the studied area. Most part of the area consists of tonalitic gneisses intruded by smaller granodiorite, monzogranite bodies and rocks of the charnockitic series. Geochemical data show that the tonalitic has the typical TTG signature, as well as the granodiorite intrusions, from which the monzogranite differs. Rocks of the charnockitic series occur as small patches composed of diorite, quartz diorite and pyroxene tonalite with preserved igneous textures. Isotopic data show that the tonalitic gneisses are the oldest rocks, with T_{DM} minimum age of 3.1 Ga and U-Pb zircon crystallization age of 3.144 ± 35 Ga. The other rock units have T_{DM} ages around 2.9 Ga and U-Pb zircon age around 2.8 G. The studied rocks are interpreted as remains of a magmatic arc adjacent to an Archean continental margin, with evidence of isotopic partial resetting during the beginning of the Neoarchean.*

Keywords: *Goiás Archean Block; TTG; Charnockites; U-Pb; Sm-Nd; Lu-Hf;*

Introdução

Os terrenos remanescentes da crosta continental arqueana estão expostos em pequenas áreas por todos os continentes e são constituídos por rochas granito-gnáissicas, cinturões de supracrustais e granitos intrusivos posteriores, estes gerados pela reciclagem do embasamento granito-gnáissico (Condie, 1981). O embasamento granito-gnáissico, por sua vez, é constituído principalmente por gnaisses cinza (*grey gneiss*) e, em menor proporção, por granodioritos ricos em Mg, denominados por sanukitóides (Martin, 1994). Os gnaisses cinza do Arqueano foram alvos de diversos estudos com o objetivo de distingui-los e caracterizá-los, o que levou à identificação da associação de rochas tonalito-trondhjemitó-granodiorito, ou TTG, a qual ocorre, de forma sistemática, nos diversos terrenos granito-gnáissicos Arqueanos do Globo Terrestre (Nockolds & Allen, 1953; O'Connor, 1965; Barker *et al.*, 1976; Barker & Arth, 1976; Barker, 1979; Jahn *et al.*, 1981; Martin *et al.*, 1983a, b; Martin, 1986; Martin, 1987; Rollinson, 1997; Martin, 1999; Smithies, 2000; Smithies & Champion, 2000; Martin & Moyen, 2002; Smithies *et al.*, 2003; Condie, 2004; Jackson *et al.*, 2004; Martin *et al.*, 2005).

No Brasil, dentre os representantes expostos da crosta continental arqueana está o bloco Arqueano de Goiás (Fuck, 1994; Lacerda Filho *et al.*, 2000; Pimentel *et al.*, 2000; Pimentel *et al.*, 2003; Jost *et al.*, 2008), o único da Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1981). Este terreno é caracterizado pela típica associação de complexos granítico-gnáissicos e *greenstone belts* e localiza-se aproximadamente a 450 km a W-NW de Brasília, entre as cidades de Campinorte e Goiás (**Figura 2.1a**).

O conhecimento geológico da associação granito-*greenstone belts* restringiu-se às faixas supracrustais devido ao seu potencial mineral. Na última década os mapeamentos foram estendidos a alguns dos complexos granito-gnáissicos dos extremos norte (Queiroz *et al.*, 2008), sul (Jost *et al.*, 2005) e oeste, este realizado durante o Projeto Mozarlândia a título de Trabalho Final de Graduação do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, coordenado pelo Prof. Elton Luiz Dantas em 2008. Os da porção central ainda carecem de mapeamentos de detalhe e caracterização de suas rochas. O primeiro registro sobre a ocorrência de rochas charnockíticas em meio a TTGs da porção centro-oeste do Bloco Arqueano deve-se a Meneses Silva & Koth (2008) e Coelho & Cipullo (2008). O objetivo deste trabalho é contribuir para o conhecimento das características de campo, petrográficas e isotópicas dos ortognaisses,

granitóides intrusivos e das rochas charnockíticas expostas na porção centro-oeste do bloco Arqueano (**Figura 2.1b**).

Geologia Regional

A Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1981) teve origem durante a orogenia Brasileira, no contexto da aglutinação de Gondwana Ocidental envolvendo os crátons Amazonas, São Francisco/Congo e Paranapanema (Brito Neves *et al.*, 1999) e é composta por três faixas de dobramentos supracrustais denominadas Araguaia, Paraguai e Brasília. A Faixa Brasília está localizada na porção leste da Província Tocantins, próximo à borda oeste do Cráton São Francisco e se estende por mais de 1000 km na direção N-S (**Figura 2.1b**). A compartimentação tectônica da faixa, baseada em agrupamento de rochas, grau de metamorfismo e estilo estrutural, compreende, de leste para oeste, as zonas Externa Setentrional e Meridional, Interna, Complexos Máficos-Ultramáficos Acamadados e respectivas sequências vulcanossedimentares associadas, Arco Magmático de Goiás e Bloco Arqueano de Goiás (Almeida *et al.*, 1981; Marini *et al.*, 1981, 1984a, b; Fuck, 1994; Fonseca *et al.*, 1995; Araújo Filho, 2000; Lacerda Filho *et al.*, 2000; Pimentel *et al.*, 2000; Pimentel *et al.*, 2003; Fuck *et al.*, 2005; Jost *et al.*, 2008). O grau de metamorfismo e deformação atenuam para leste, de fácies granulito ao anquimetamorfismo, no mesmo sentido de vergência das dobras em direção às bordas do CSF (Fuck, 1994; Dardenne, 2000).

O Bloco Arqueano de Goiás compreende um fragmento crustal complexo alóctone e exótico (Pimentel *et al.*, 2000), representante de um microcontinente envolvido nos processos colisionais brasileiros e de idades que variam do Arqueano ao Paleoproterozóico (Jost *et al.*, 2008), com raras intrusões do Neoproterozóico (Rodrigues, 2011; Pimentel *et al.*, 2003). Os 20.000 km² do bloco são caracterizados pela típica associação de complexos granítico-gnáissicos e *greenstone belts* e por seus limites tectônicos. Ao norte está em contato com o arco magmático de Mara Rosa, a noroeste seu limite é o Lineamento Transbrasiliano, que o separa da Faixa Araguaia, a sudoeste é truncado pela Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil e a leste e sudeste com o Grupo Araxá. Devido à escassez de afloramentos, a delimitação das divisões internas do Bloco foi reconhecida por Blum *et al.*, (2003) pelo tratamento digital de dados de levantamentos aeroradiométricos do Projeto Aerogeofísico Brasil-Canadá, realizado na década de 70. A distribuição dos referidos complexos e faixas supracrustais constam na **Figura 2.1c**.

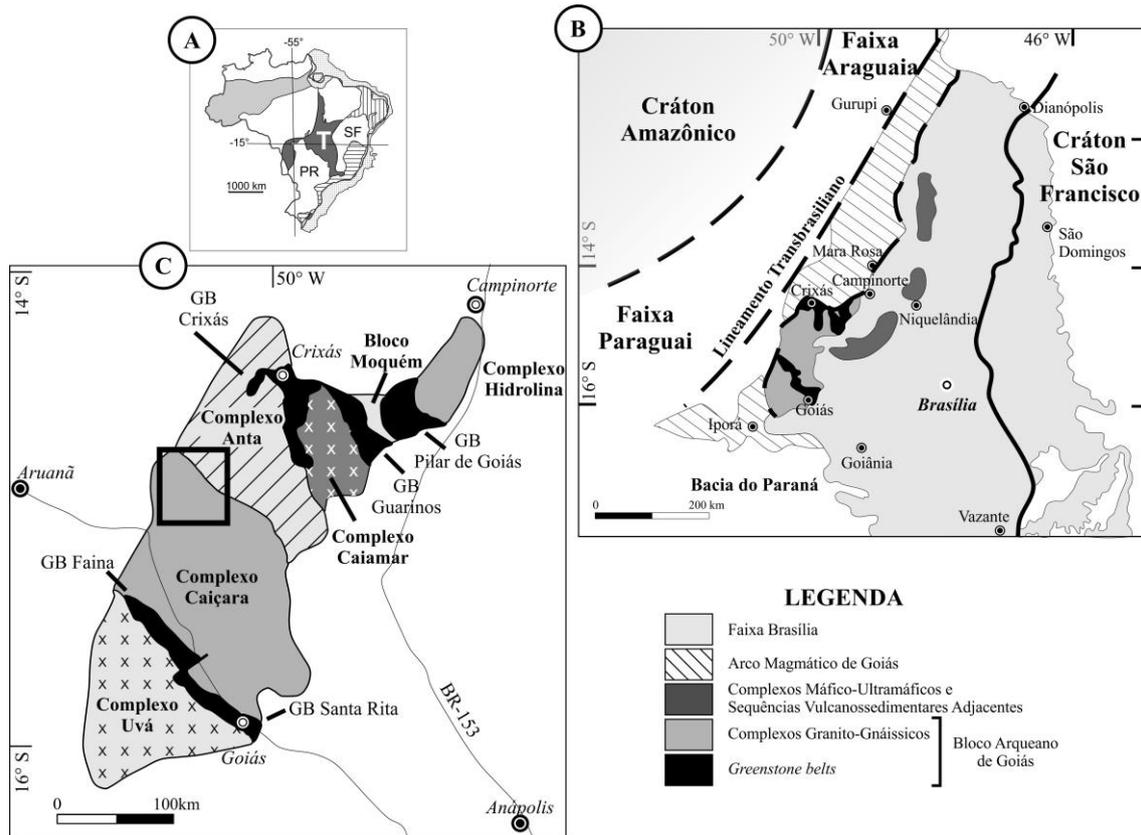


Figura 2.1 - (a) Mapa simplificado das províncias estruturais brasileiras. T = Província Tocantins, PR = Província Paraná e SF = Província São Francisco (Almeida *et al.*, 1981) (b) Mapa simplificado da Faixa Brasília e sua localização em relação aos crátons Amazônico e São Francisco, modificado de Cordani *et al.*, (2000) e Matteini *et al.*, (2010). (c) Bloco Arqueano de Goiás e seus respectivos terrenos granito-greenstone belts. O retângulo em destaque demarca a área em estudo. GB = Greenstone Belts (Modificado de Pimentel *et al.*, 2000).

A relação entre os gnaiesses e os *greenstone belts* adjacentes não deve ser interpretada como do tipo embasamento-cobertura devido à natureza alóctone das rochas supracrustais e à falta de evidências que determinem suas relações temporais (Jost *et al.*, 1995; Queiroz *et al.*, 2008).

Dos complexos granito-gnáissicos da porção norte do Bloco Arqueano, os denominados Hidrolina, Moquém, Caiamar e Anta foram detalhados por Queiroz *et al.* (2008). Consistem de gnaiesses tonalíticos, granodioríticos e graníticos, com corpos tonalíticos subordinados, de granulação média a grossa, textura porfirítica (fenocristais de feldspato potássico) a granoblástica e, em alguns casos, com foliação proeminente que permite identificar feições e relações típicas de domo-e-quilha. Nestes terrenos foram identificadas evidências de uma crosta arqueana anterior devido às idades U-Pb de cerca de 3,1 Ga obtidas em populações de zircões herdados. Também há registros de dois estágios arqueanos de crescimento crustal, sendo o primeiro de magmatismo juvenil e o segundo de retrabalhamento crustal (Queiroz *et al.*, 2000; Queiroz *et al.*,

2008). O estágio juvenil é dividido em duas fases, sendo a primeira representada por idades U-Pb em zircão entre 2.844 ± 7 Ma e 2.817 ± 7 Ma e a segunda entre 2.792 ± 7 Ma e 2.785 ± 5 Ma. Já o estágio de retrabalhamento teria ocorrido 70 Ma após, entre 2.711 ± 3 Ma e 2.707 ± 4 Ma. Segundo Vargas (1992), as rochas do estágio juvenil tem afinidade sub-alcalina a cálcio-alcalina, pré a sin-colisionais, enquanto as do retrabalhamento são cálcio-alcalinas a metaluminosas, sin-colisionais a pós-orogênicas. Registros de deformação e metamorfismo arqueanos em fácies anfibolito foram identificados em cristais de zircões de veios anatéticos de 2.772 ± 6 Ma e em titanita do gnaiss Crixás Açú do Complexo Caiamar de 2.711 ± 34 Ma, o que sugere que a cratonização da área pode ter ocorrido logo após 2.7 Ga. Embora não tenham sido detectados eventos paleoproterozóicos nos zircões, há registros próximos à região como os enxames de diques de aproximadamente 2.3 Ga (Tomazzoli, 1983; Costa 2003) e a foliação tardia do Gnaiss Crixás Açú de cerca de 2.1 Ga (Queiroz *et al.*, 2000). Os terrenos permaneceram intactos até o orógeno Brasileiro/Pan-Africano.

Apesar de parte das evidências discutidas acima esteja localizada no Complexo Anta, sua extensão e unidades internas não foram totalmente estabelecidas. O Complexo consiste da associação de intrusões granodioríticas, tonalíticas e graníticas, de textura média a grossa e localmente porfiríticas (Vargas, 1992). As intrusões são foliadas nas bordas e isotrópicas no centro (Pimentel *et al.*, 2000). Lacerda Filho *et al.*, (2000) dividiu o complexo em um corpo gnáissico granodiorítico intrudido por *stocks* graníticos, estes agrupados como Suíte Granítica Chapada. O contato entre os Complexos Caiçara e Anta é definido pelas respectivas assinaturas radiométricas (Blum *et al.*, 2003). Um dos resultados do mapeamento realizado na região pelo Projeto Mozarlândia é a identificação da evidência de campo representativa do limite entre ambos os complexos. Os metakomatitos da Formação Córrego Alagadinho afloram do extremo noroeste do *greenstone belt* de Crixás e se estendem para sul como uma estreita faixa, esta, porém, intermitente devido às zonas de cisalhamento direcionais existentes na região. Esta faixa acompanha outra fronteira radiométrica, a leste daquela identificada sobre o Rio Tesouras (Blum *et al.*, 2003), e separa o Complexo Anta, a leste, do Complexo Caiçara, a oeste. A porção sul do Bloco é constituída pelos Complexos Caiçara, o qual carece de detalhamento, e Uvá, que foi detalhado por Jost *et al.*, (2005, 2012). O Complexo Caiçara, posicionado entre o Complexo Anta, ao norte, e os *greenstone belts* de Faina e Serra de Santa Rita, ao sul, é constituído por gnaisses tonalíticos a granodioríticos, de granulação fina a média, com algumas fácies

porfiríticas, injeções pegmatíticas e intrusões de diques máficos. Diques e stocks máficos também estão presentes na região.

Já o Complexo Uv, o mais meridional, situado a sul dos *greenstone belts* de Faina e Serra de Santa Rita e contornado pelo oeste, sul e leste por rochas do Proterozóico, consiste de gnaisses polideformados dioríticos, tonalíticos e granodioríticos de cerca de 2,93 Ga envoltos por metaplutnicas tonalíticas e monzograníticas de cerca de 2,76 Ga. Sobrepondo os gnaisses e as metaplutnicas de forma indistinta, estão rochas metaultramáficas-metamáficas. Embora não existam dados radiométricos diretos desta cobertura, estima-se indiretamente que esta seja arqueana devido às relações de intrusão por diques de 2,4 Ga. A falha de empurrão do contato das supracrustais com os gnaisses mostram que estas sequências supracrustais são alóctones. A orientação entre a ondulação dos gnaisses, parte da foliação das metaplutnicas e da cobertura máfico-ultramáfica indica que resultaram do mesmo evento tectnico, de vergência NE, porém, não se descarta que, pelo menos em parte, esta vergência também seja fruto da amalgamação do bloco arqueano à Faixa Brasília. No extremo nordeste o Complexo é intrudido por um corpo de granito Neoproterozóico. (Pimentel *et al.*, 2000, 2003; Jost *et al.*, 2005; Jost *et al.*, 2012).

Na região são comuns intrusões de *stocks* máficos e ultramáficos e enxames de diques de diversas geometrias e orientações (Danni *et al.*, 1986; Vargas, 1992; Jost *et al.*, 1994; Queiroz *et al.*, 2000; Pimentel *et al.*, 2000; Jost *et al.*, 2001; Blum *et al.*, 2001). Kuyumjian (1998), Tomazzoli & Nilson (2001), Corrêa da Costa (2003) e Corrêa da Costa & Girardi (2004) classificaram os diques em subgrupos, baseando-se na composição química, teor de TiO₂ e grau de metamorfismo. Os dados petrográficos e de composição química dos diques obtidos durante o Projeto Mozarlândia mostram que estes são de diabásio, gabro, metabasito, anfíbolito, magnetita actinoltito, metapiroxenito, magnetita-actinolta-clorita xisto, tremolita actinoltito, clorita actinolta xisto e clorita tremolita xisto.

Materiais e Métodos

A preparação das amostras para análises geoquímicas e Sm-Nd, ambas em rocha total, foi realizada no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. As amostras foram britadas utilizando britadores de mandíbula até a fração centimétrica da rocha britada. Os fragmentos sujeitos a contaminação como superfícies intemperizadas ou com marcas de tinta foram retirados e o restante quarteado. Uma alíquota britada foi

selecionada para moagem em moinho de disco e em moinho de panela de videa até atingir a fração submilimétrica. O material obtido foi separado em alíquotas para análises de Sm-Nd e geoquímica. Para a análise Sm-Nd foram separadas 21 amostras, cujas etapas de digestão e leitura das mesmas também foram realizadas no Laboratório de Geocronologia pelo método descrito por Gioia & Pimentel (2000). Para a análise geoquímica foram separadas 25 amostras, digeridas e lidas no laboratório *Acme Analytical Laboratories Ltd.* Os procedimentos para preparação e análise dos elementos maiores e menores são determinados como pacote 4A, que consiste na fusão da amostra com metaborato/tetraborato de lítio e digestão com ácido nítrico diluído. Após a digestão, a amostra é analisada por ICP-AES. O pacote inclui ainda determinação de perda ao fogo por diferença de massa antes e após aquecimento a 1000°C e análises de C e S total em fornos do tipo LECO. O pacote 4B compreende a determinação analítica dos elementos traços e terras raras após fusão com metaborato/tetraborato de Lítio e dissolução por ácido nítrico diluído. Após a digestão, a amostra é analisada por ICP-MS. Elementos preciosos e metais base adicionais (Au, Ag, As, Bi, Cd, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Tl e Zn) foram analisados por ICP-MS após ataque de outra alíquota da amostra com água régia, que é o mesmo método do Grupo 1DX (ACME Labs, 2012).

Foram separadas 6 amostras para determinações geocronológicas pelos métodos U-Pb e Lu-Hf em grãos de zircão ou monazita. A preparação e as análises foram todas realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Para obter o concentrado dos minerais de interesse, as amostras foram reduzidas de tamanho sucessivamente em britador de mandíbula, moinho de disco e moinho de panela. O produto resultante foi peneirado em peneiras de 300 e 500 $mm/\mu m$. O material retido foi lavado, bateado e submetido à separação magnética com emprego do Separador Magnético Isodinâmico Frantz. A separação e catação final dos grãos de zircão foram feitas manualmente com auxílio de lupa binocular. A confecção dos *mounts* e configurações do equipamento *Laser Ablation MC-ICP-MS Thermo Finnigan Neptune* para a leitura seguiram os procedimentos descritos em Bühn *et al.*, (2009) e Matteini *et al.*, (2010). Os cálculos de razões isotópicas U-Pb e a construção dos diagramas Concordia foram realizados usando o programa *Isoplot* (Ludwig, 1999).

Nas etapas de campo e pós-campo, incluindo a identificação e delimitação em mapa das unidades litológicas, foram usados os mesmos dados aerogeofísicos e imagens de satélite do Projeto Mozarlândia. Os produtos magnetométricos e gamaespectrométricos são do levantamento aerogeofísico denominado por *Projeto*

Oeste do Arco Magmático de Mara Rosa, número de série 3010, promovido pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e executado pela Lasa Engenharia e Prospecções. As imagens de satélite são dos sensores PRISM e AVNIR2 de 2008 do Satélite ALOS.

Geologia do Complexo Caiçara

O Complexo Caiçara tem cerca de 5.200 km², se estende segundo SE-NW e está limitado, a sul, pelos *greenstone belts* Serra de Santa Rita e Faina, a leste por rochas da Faixa Brasília, a norte pelo Complexo Anta (Pereira *et al.*, 2008; Nascimento & Lopes, 2008; Carvalho & Araújo, 2008; Gomide, & Beghelli Jr, 2008; Brant & Ferreira, 2008; Fernandes & Oliveira, 2008), a noroeste pela Sequência Metavulcanossedimentar Mozarlândia (Bevilaqua *et al.*, 2008; Valadares & Lemos, 2008) e a oeste por depósitos detríticos fluviais Terciário-Quaternários e coberturas lateríticas. A área de estudo situa-se no noroeste do complexo, tem cerca de 1040 km² e contém importantes associações de rochas, no passado genericamente designadas de gnaisses indivisos. Entretanto, após a caracterização das rochas em função das relações de campo e das características petrográficas, a porção referente ao Complexo Caiçara foi individualizada em quatro unidades litológicas, compreendidas por ortognaisses, granodioritos, monzogranitos e rochas da série charnockítica. A classificação petrográfica modal das rochas está resumida na **Figura 2.2**. As siglas dos minerais utilizadas nas micrografias são indicadas em Kretz (1983) e Whitney & Evans (2010). A porção que abrange o Complexo Anta foi amostrada para efeitos de comparação e controle entre as unidades estudadas e as unidades adjacentes (**Figura 2.3**).

Ortognaisses

Os ortognaisses tonalíticos ocorrem frequentemente nas porções de relevo rebaixado na forma de lajedos decamétricos a hectométricos. Os gnaisses são cinza, faneríticos, de granulação média e possuem bandamento composicional centimétrico a decimétrico (**Figura 2.4a**). Sua textura é granoblástica a lepidoblástica subordinada e seus constituintes maiores compreendem plagioclásio (45%), quartzo (40%) e biotita (10%), os menores são zircão, apatita e opacos e os secundários epidoto, clinozoisita e muscovita. Os cristais são, em geral, subédricos a anédricos e os contatos intergranulares retilíneos a serrilhados. Feições de recristalização dinâmica e estática são mais visíveis nos grãos de quartzo, que variam de extinção ondulante à poligonização local. No plagioclásio ocorre antipertita, geminação em baioneta e saussuritização (**Figura 2.4b**) e a biotita tem textura saagenítica (Shau *et al.*, 1991).

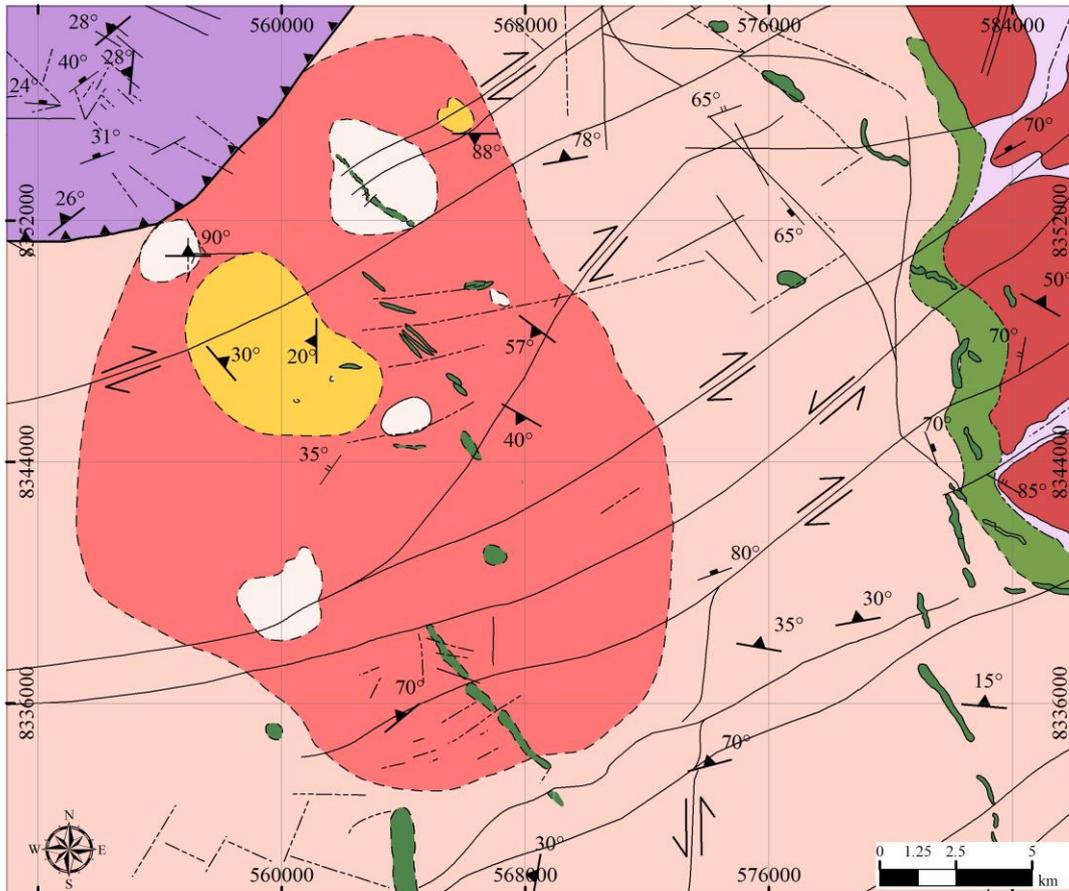


Figura 2.3 - Mapa geológico da porção centro-norte do Complexo Caiçara.

De acordo com a composição modal, essas rochas foram classificadas como granodiorito e monzogranito. Em campo, a transição entre as duas unidades ocorre de modo complexo, em questão de poucos metros em um mesmo afloramento, não fornecendo indícios claros que permitissem identificar o tipo de contato entre as mesmas ou que as diferenciassem, exceto pela variação da cor da rocha em alguns afloramentos de cinza para rosados por conta dos feldspatos mais avermelhados (**Figura 2.6a-f**).

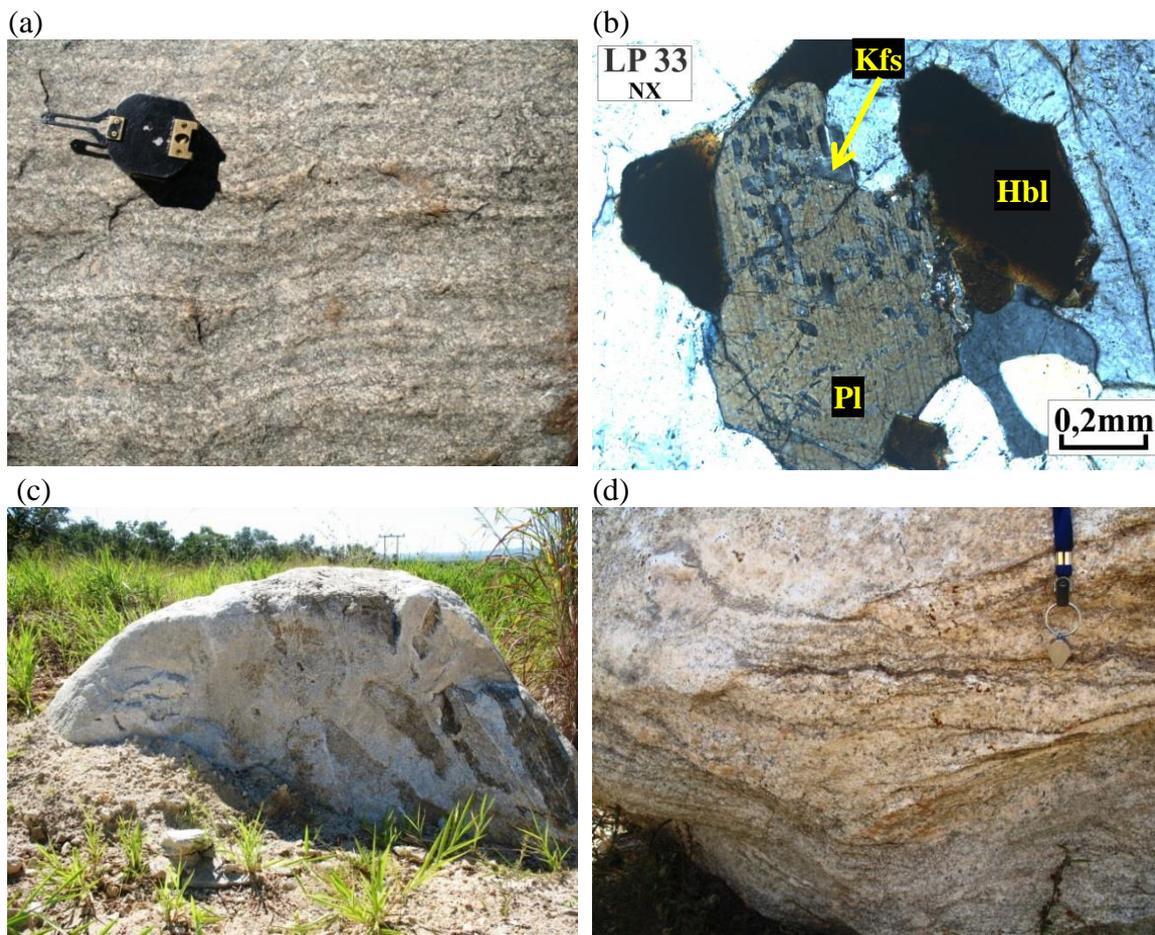


Figura 2.4 - (a) Afloramento de ortogneisse com bandamento gnáissico centimétrico a decimétrico nas cores cinza e branco, típico dos gnaisses do Complexo Caiçara. (b) Textura de antipertita nas rochas gnáissicas (NX = nicóis cruzados). (c) Relação de intrusão da rocha fanerítica leucocrática a mesocrática de granulação média a grossa (Granodiorito) no gnáisse, este representado pelas porções mais escuras do afloramento. (d) Feições de migmatização “in situ” no ortogneisse, caracterizadas por bandas graníticas/granodioríticas envolvidas por filmes de biotita.

O granodiorito tem variação textural entre inequigranular e porfirítica, textura poiquilítica com oikocristais de plagioclásio e chadacristais de biotita e texturas metamórficas do tipo granoblástica e lepidoblástica subordinadas. Seus constituintes maiores compreendem plagioclásio (35%), quartzo (30%), microclínio (15%), biotita (10%) e hornblenda (3%), os menores são apatita, opacos, titanita, ilmenita e zircão e os secundários são muscovita, zoisita, epidoto e carbonato. Os cristais são, em geral, subédricos a anédricos e os contatos ondulados a serrilhados. Feições de recristalização dinâmica e estática são mais evidentes nos grãos de quartzo (**Figura 2.6d**). Nos feldspatos ocorrem pertitas, mirmequitos, geminação em baioneta e saussuritização em graus variados. As estruturas de deformação se restringem às microfraturas intra, inter e transgranulares, cristais esparsos de biotita em arcos poligonais e foliação do tipo

discreta e descontínua. Há indícios da transformação da hornblenda para biotita e epidoto, seguida da alteração da biotita para muscovita.

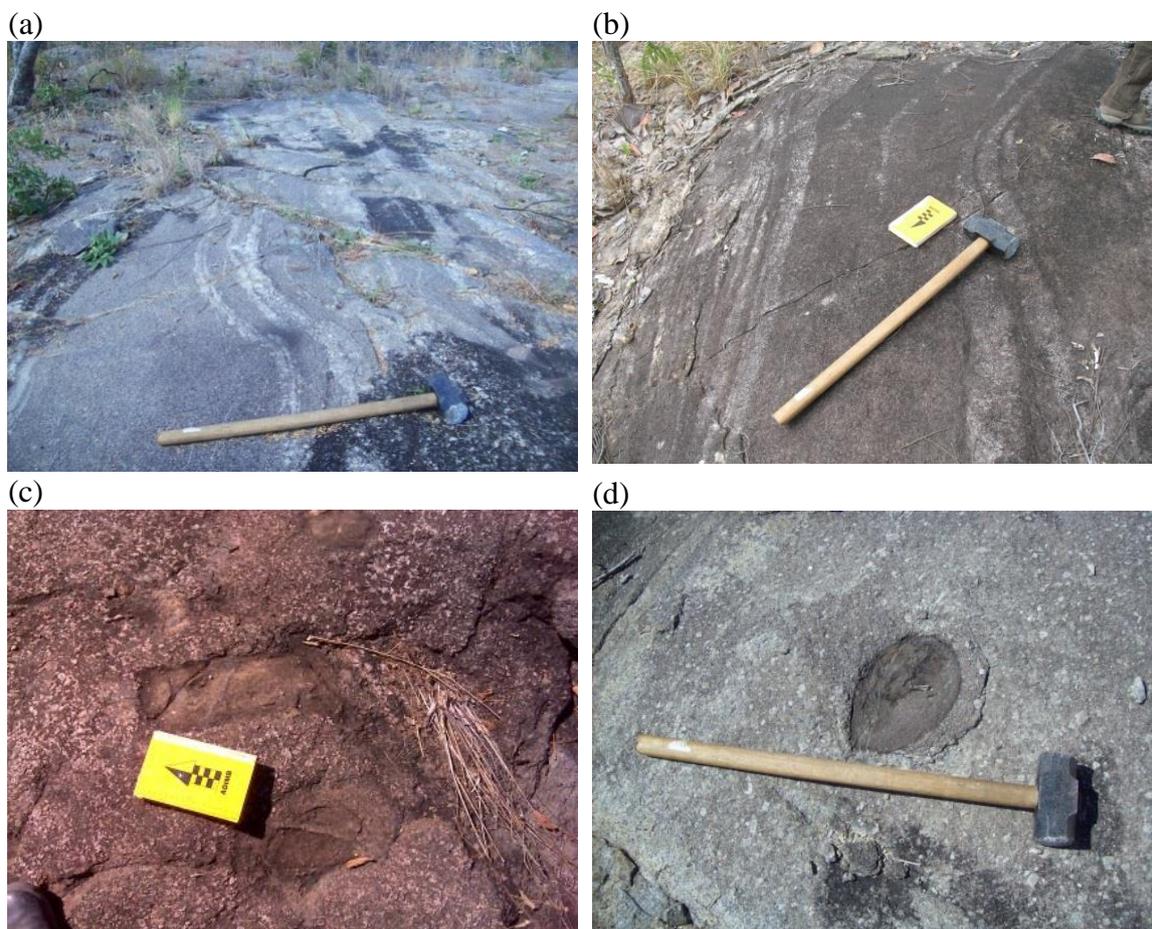


Figura 2.5 - (a) e (b) Bandamentos ígneos caracterizado por faixas leuco e mesocráticas sem indícios de deformação ou orientação dos minerais. (c) e (d) Enclaves máficos, retangulares ou ovais, em meio ao granodiorito/monzogranito.

O monzogranito tem variação textural entre inequigranular e porfírica, textura poiquilítica com oikocristais de plagioclásio e microclínio e chadacristais de biotita e quartzo e texturas granoblástica e lepidoblástica incipientes. Seus constituintes maiores são microclínio (33%), quartzo (32%), plagioclásio (23%) e biotita (8%), os menores são zircão, titanita, ilmenita, opacos e apatita e os secundários são muscovita e epidoto. Os cristais são, em geral, anédricos a subédricos, poucos cristais são euédricos, e possuem contatos retilíneos a serrilhados. Feições de recristalização dinâmica predominam, enquanto as estáticas são consideravelmente localizadas. Nos feldspatos ocorrem pertita, mirmequito, geminação polissintética, geminação mecânica do tipo baioneta e saussuritização (**Figura 2.6f**).

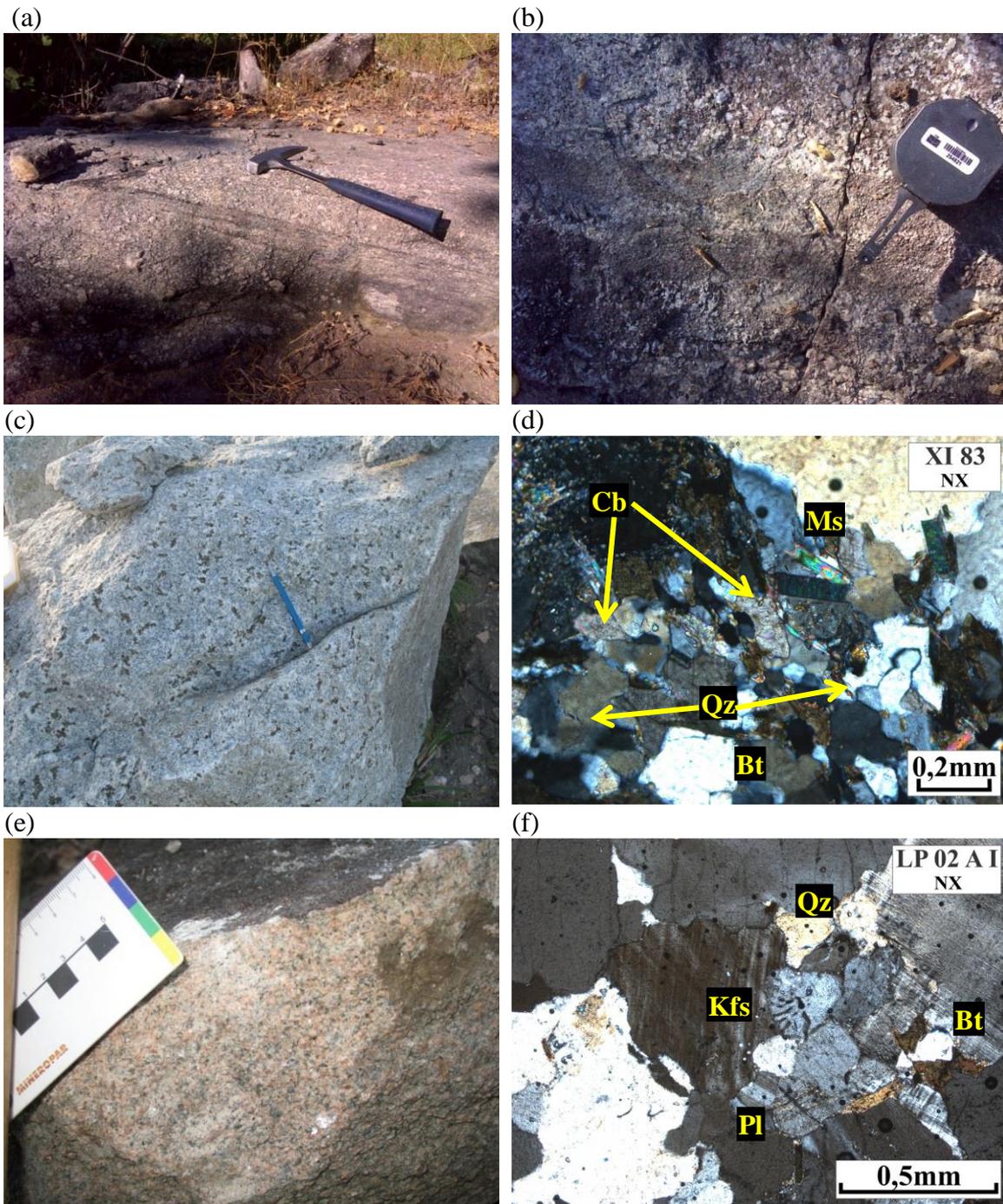


Figura 2.6 - (a) e (b) Granodiorito cinza, equigranular a porfirítico, com orientação preferencial dos minerais máficos. (c) Granodiorito homogêneo com aglomerados de biotita. (d) Feições de recristalização de quartzo e carbonato secundário. (e) Monzogranito rosado. (f) Texturas mirmequíticas e pertitas. (NX = nicóis cruzados).

Série Charnockítica

Em meio ao granodiorito e monzogranito ocorrem rochas mesocráticas faneríticas de textura média a grossa. A ocorrência sistemática dessas rochas em áreas não muito extensas, decamétricas ou, mais raramente, hectométricas, e descontínuas dificultam seu posicionamento litoestratigráfico em relação às rochas adjacentes e, por questões de escala, nem todas as suas ocorrências puderam ser representadas no mapa (**Figura 2.3**). Os afloramentos identificados onde ocorre a estreita relação espacial com o granodiorito e monzogranito não possuem elementos suficientes para determinar o tipo de contato existente. De acordo com a composição modal, as rochas mesocráticas foram separadas em três grupos, dioritos, quartzo-dioritos e piroxênio tonalitos (**Figura 2.7a**, **Figura 2.8a-b** e **2.10a-b**, respectivamente).

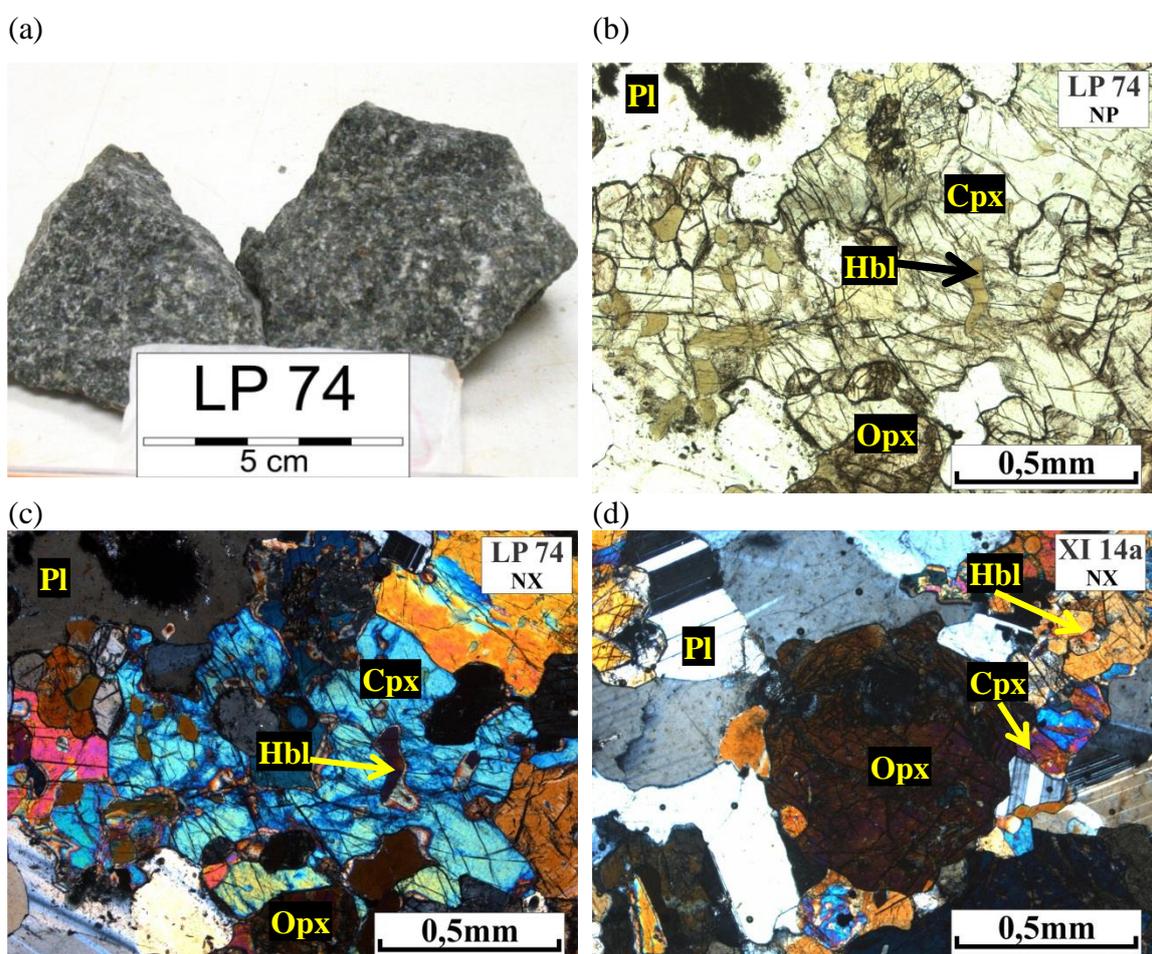


Figura 2.7 - (a) Amostra do diorito isotrópico com granulção média. (b) e (c) Alteração nas bordas e no centro dos grãos de orto e clinopiroxênio para hornblenda. (d) Seção basal de ortopiroxênio ígneo intergranular. (NP = nicóis paralelos; NX = nicóis cruzados).

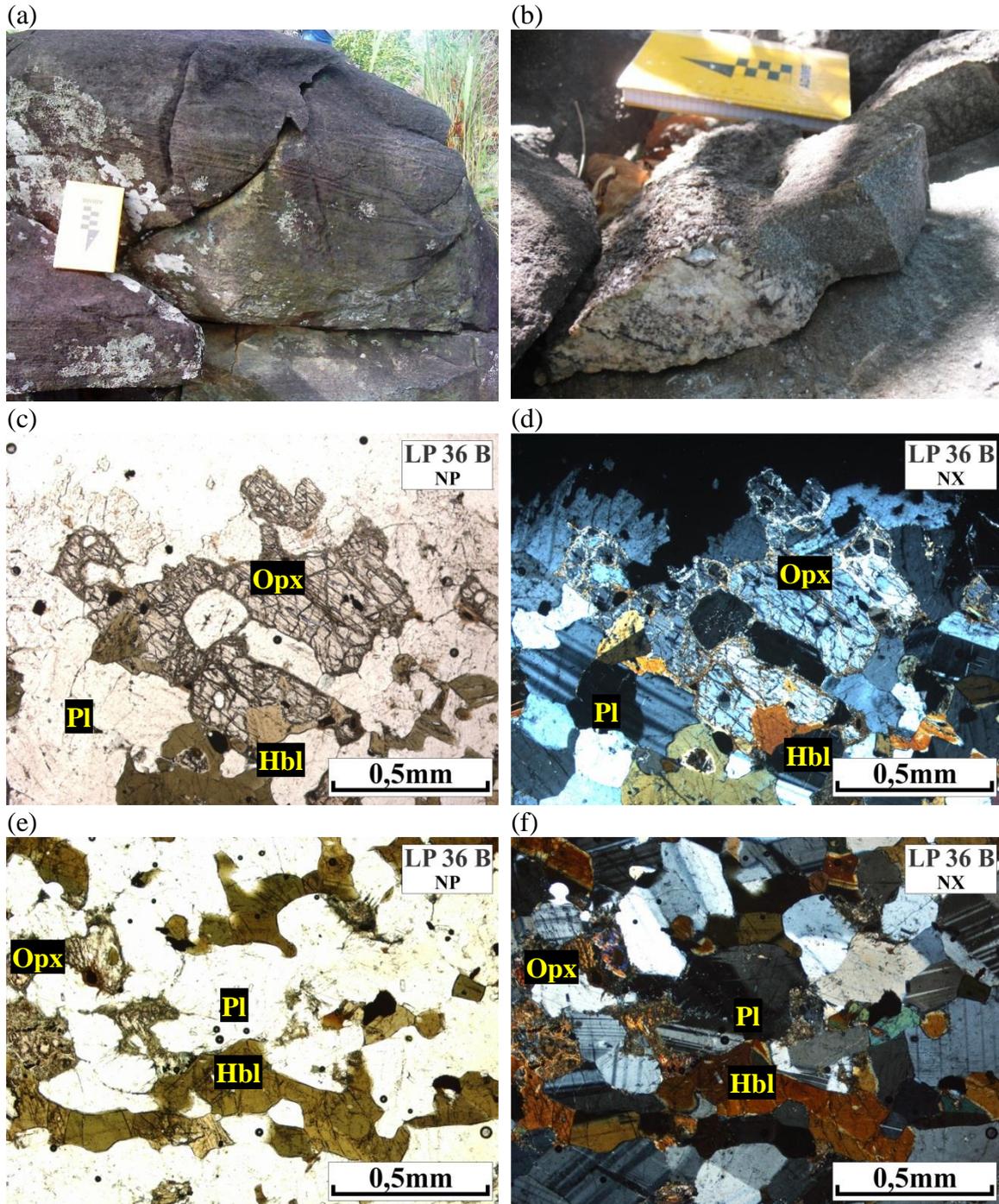


Figura 2.8 - (a) Bloco decamétrico in situ do diorito com feições ígneas de fluxo (camadas subhorizontais) . (b) Contato do quartzo diorito-monzogranito. (c)-(d) Relictos de textura ígnea intergranular do piroxênio e (e) – (f) texturas metamórficas (granoblástica/nematoblástica) em uma mesma amostra (LP 36 B) (NP = nicóis paralelos; NX = nicóis cruzados).

O diorito tem texturas inequigranular, intergranular e domínios de textura poiquilítica, com oikocristais de ortopiroxênio e chadacristais de plagioclásio e quartzo, todas ainda preservadas dentro dos domínios de textura metamórfica, granoblástica e nematoblástica (**Figura 2.7d**). Seus constituintes maiores compreendem plagioclásio (37%), hornblenda (22%), clinopiroxênio (20%), ortopiroxênio (16%) e quartzo (2%),

os menores são apatita, zircão e opacos e os secundários são epidoto e clinozoisita. Os cristais são anédricos a euédricos e os contatos retilíneos a lobulados. Existem feições de recristalização dinâmica e estática. Os cristais de plagioclásio ocorrem tanto como ripas ou cristais poligonizados, possuem geminação polissintética, geminação mecânica do tipo baioneta e pouca saussuritização. O teor aproximado de anortita calculado pela geminação polissintética varia entre 40 a 46, sendo classificado como diorito por ser menor que 50. O piroxênio ocorre como cristais únicos ou como agregados de vários subcristais e são alterados para hornblenda, o que dá a característica pseudomórfica à mesma (**Figura 2.7b-d**). Os cristais possuem fraturas inter, intra e transgranulares.

O quartzo-diorito tem as texturas equigranular a inequigranular, intergranular e poiquilítica, com oikocristais de piroxênio, como relictos preservados (**Figura 2.8c-d**) dentro dos domínios de textura granoblástica (**Figura 2.8e-f**). Essa variação entre texturas ígneas e metamórficas ocorrem em uma mesma amostra. Seus componentes maiores são plagioclásio (37%), hornblenda (26%), clinopiroxênio (11%), ortopiroxênio (10%), quartzo (6%) e biotita (4%), os menores são zircão, apatita e opacos e secundários são epidoto e clinozoisita. Os cristais são anédricos a euédricos e os contatos retilíneos a lobulados. Feições de recristalização dinâmica e estática, esta subordinada. Também foram identificadas texturas de intercrescimento de biotita e quartzo sempre associadas ou próximas ao plagioclásio e piroxênio (**Figura 2.9a-d**). Os cristais de plagioclásio possuem geminação polissintética, geminação mecânica do tipo baioneta e pouca saussuritização. O teor aproximado de anortita calculado pela geminação polissintética varia de 36 a 42. Os cristais de piroxênio ocorrem como grãos subeudrais maiores ou como agregados mais finos e sem continuidade óptica e são alterados para hornblenda, que herda o pseudomorfismo. Em uma única amostra foi identificada uma nítida alternância de bandas ricas em piroxênio e ricas em hornblenda. Esta, por sua vez, é alterada em seguida para biotita. Fraturas intra, inter e transgranulares são comuns.

O piroxênio tonalito possui as texturas inequigranular, intergranular (**Figura 2.10c-d**) e poiquilítica, com oikocristal de piroxênio, ainda preservadas dentro dos domínios das texturas granoblástica (**Figura 2.10e-f**) e nematoblástica. Essa variação entre texturas ígneas e metamórficas podem ocorrer em uma mesma amostra. Seus componentes maiores são plagioclásio (32%), quartzo (23%), clinopiroxênio (10%), ortopiroxênio (10%), hornblenda (10%) e biotita (7%), os menores são opacos, zircão, apatita e os secundários são epidoto e clinozoisita. Os cristais são anédricos a euédricos,

os contatos são retilíneos a serrilhados e possuem feições de recristalização dinâmica. Apesar dos processos de recristalização, as bordas e os contatos ainda não estão completamente poligonizados, com algumas relações ígneas ainda preservadas. Também foram identificadas texturas de intercrescimento de biotita e quartzo sempre associadas ou próximas ao plagioclásio e piroxênio (**Figura 2.10c-d** e **Figura 2.11a-f**). Em alguns locais só é possível identificar o que restou dos grãos de piroxênio ígneo em meio às texturas metamórficas (**Figura 2.11e-f**). O plagioclásio possui geminação polissintética, geminação mecânica tipo baioneta e pouca saussuritização. O teor aproximado de anortita calculado varia entre 34 e 42. Os cristais de piroxênio ocorrem como grãos subeudrais maiores ou como agregados mais finos sem continuidade óptica e são alterados para hornblenda, que herda o pseudomorfismo. Fraturas intra, inter e transgranulares são comuns.

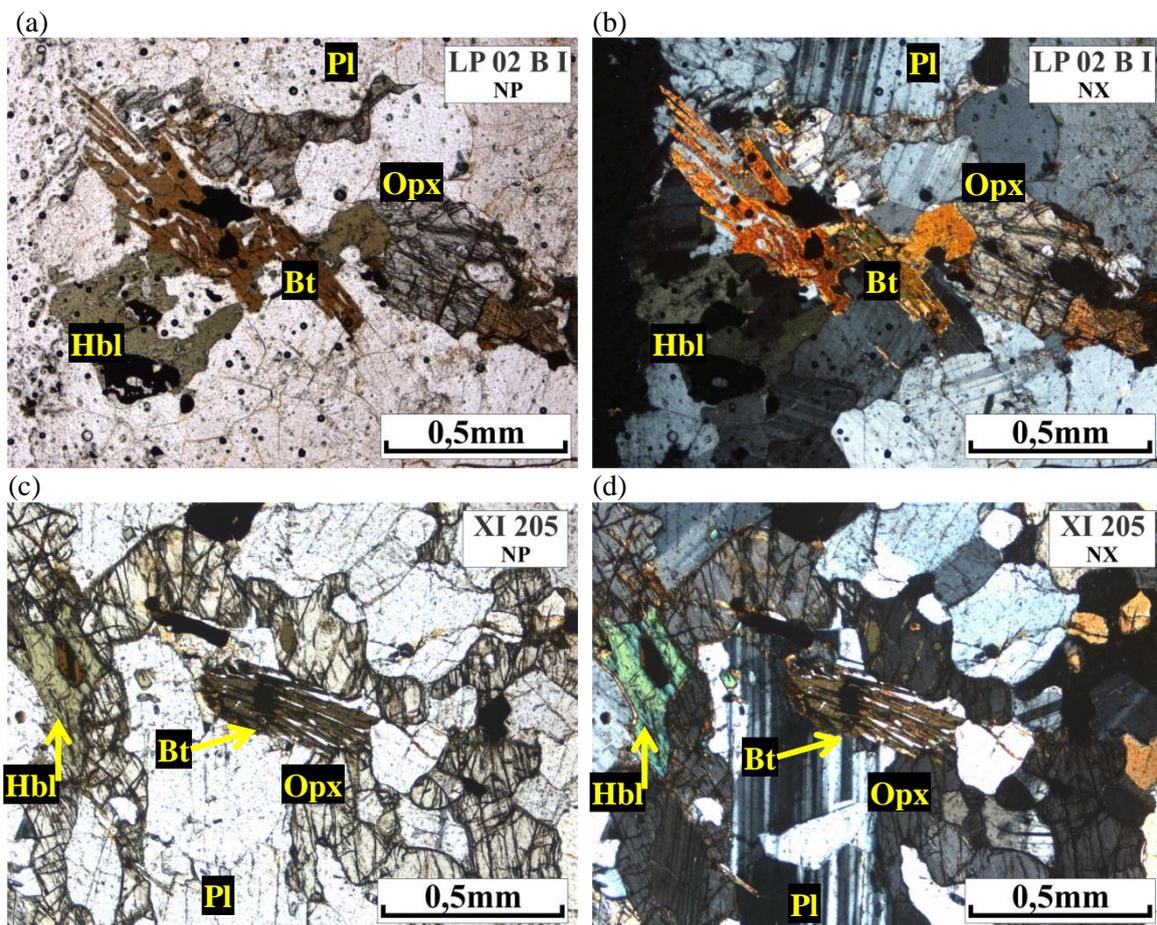


Figura 2.9 - (a)-(d) Intercrescimento de quartzo e biotita próximo ao ortopiroxênio ígneo e ao plagioclásio (NP = nicóis paralelos; NX = nicóis cruzados).

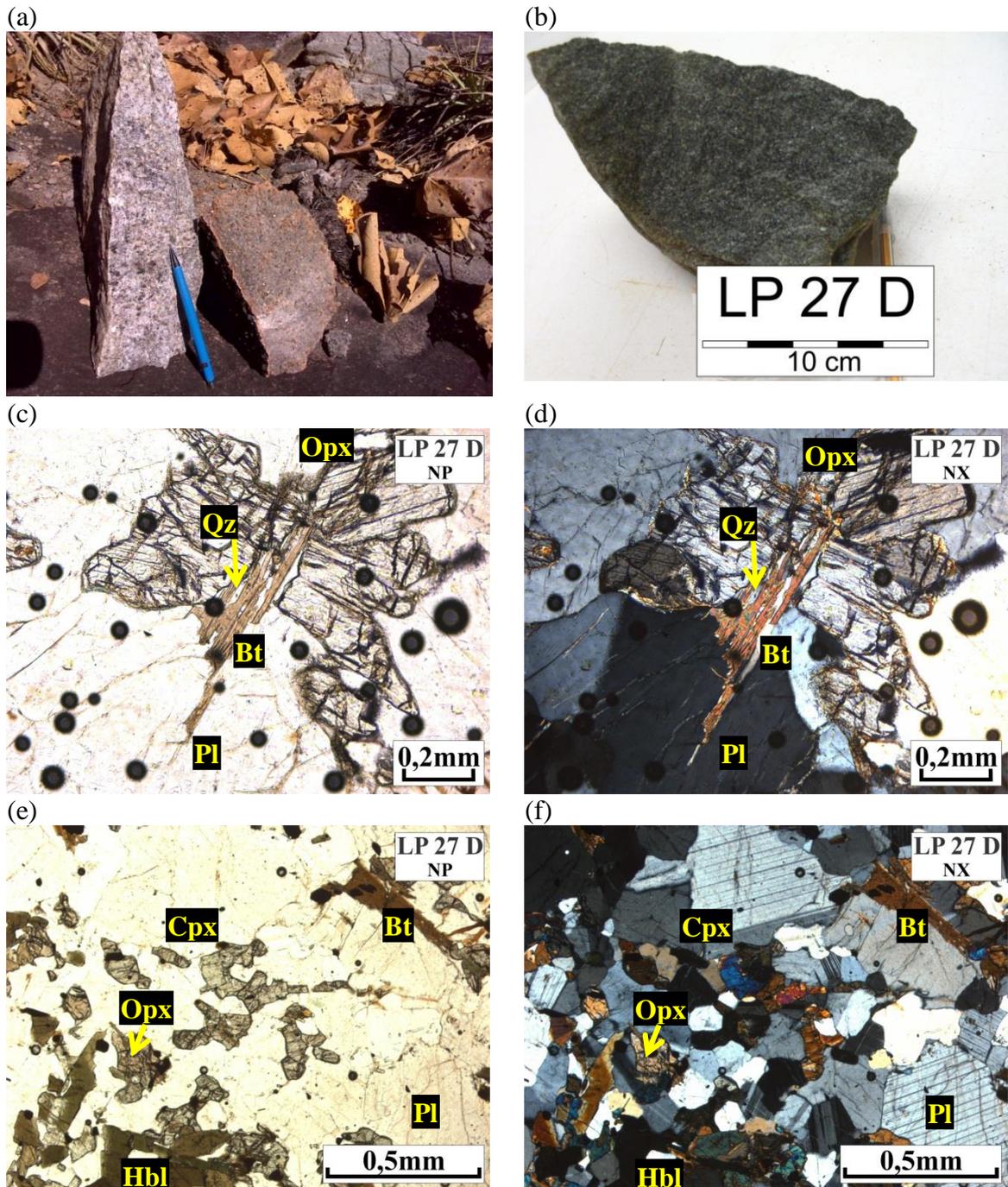


Figura 2.10 - (a) Ocorrência de piroxênio tonalito de granulação média em contato com granodiorito e (b) amostra decimétrica do piroxênio tonalito em fácies de granulação fina. (c)-(d) Relictos de textura ígnea (intergranular) e (e) – (f) textura metamórfica (granoblástica) em uma mesma amostra (LP 27 D). (NP = nicóis paralelos; NX = nicóis cruzados).

Embora diorito e quartzo-diorito não sejam por si só esclarecedoras se pertencem a uma série cálcio-alcálica ou a uma série charnockítica, justamente por serem membros pouco evoluídos, as rochas aqui descritas foram agrupadas como pertencentes à série charnockítica devido às suas composições modais, às características texturais, às relações de campo, entre si e em relação às unidades vizinhas, e à existência da unidade piroxênio tonalito. As diferenças entre estes litotipos são mais

dependentes do conteúdo de quartzo e plagioclásio. As rochas classificadas como piroxênio tonalito, apesar de terem textura metamórfica relativamente avançada, ainda possuem características ígneas preservadas, mantendo, portanto, a possibilidade de origem ígnea. Foram identificadas nessas rochas texturas de intercrescimento de quartzo e biotita sempre associadas ou próximas ao ortopiroxênio e plagioclásio, assim como descrito por Ridley (1992) e Frost & Frost (2008) e discutido mais a frente.

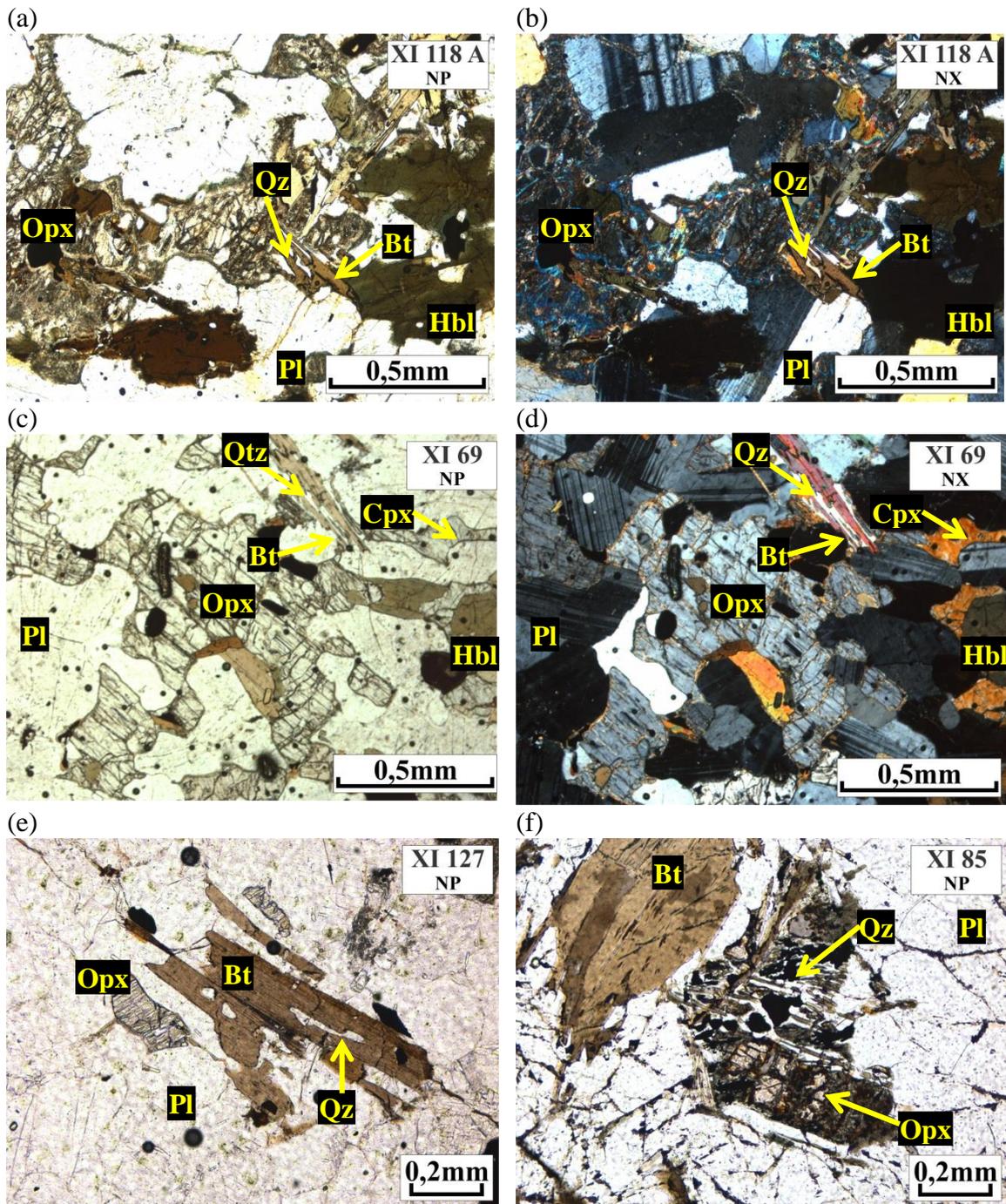


Figura 2.11 - (a) a (d) Intercrescimento de biotita e quartzo próximo ao piroxênio e plagioclásio. (e) e (f) Restos de piroxênio ígneo ainda não consumido pela reação que origina o intercrescimento de quartzo e biotita (NP = nicóis paralelos; NX = nicóis cruzados).

Complexo Anta

Nesta porção do bloco em estudo as rochas do Complexo Anta respondem pelo relevo acidentado da região leste, marcada por sequências de morros com escassa cobertura vegetal e do solo. Os afloramentos são decamétricos a hectométricos de rochas faneríticas de granulação média com variações na ocorrência de fenocristais centimétricos de feldspato potássico, levando à transição da textura de equigranular à porfirítica (**Figura 2.12a-b**). Também ocorrem foliação discreta e veios pegmatíticos centimétricos a métricos (**Figura 2.12c**).

A rocha possui as texturas inequigranular, porfirítica (**Figura 2.12d**) e poiquilítica, com oikocristal de quartzo englobando plagioclásio e biotita e textura metamórfica do tipo granoblástica restrita a algumas porções. Seus constituintes maiores compreendem microclínio (35%), plagioclásio (25%), quartzo (20%) e biotita (7%), os menores são zircão, titanita, ilmenita, allanita e opacos e os secundários são epidoto, clinozoisita e muscovita. Os cristais são subédricos a anédricos e os contatos retilíneos a serrilhados. As feições de recristalização dinâmica e estática são mais visíveis nos grãos de quartzo, de extinção ondulante à poligonização em algumas porções. Nos cristais de feldspato ocorrem texturas do tipo pertita e mirmequita, geminação polissintética, geminação em baioneta e saussuritização. Não foi possível mensurar o teor aproximado de anortita a partir do ângulo de extinção do plagioclásio devido ao estágio relativamente avançado da saussuritização. Diante das ocorrências de campo e das descrições petrográficas observa-se certa semelhança entre as rochas do grupo monzogranítico com aquelas do Complexo Anta, semelhança essa que será discutida adiante com base nos dados geoquímicos e isotópicos.

Diques

Em todas as unidades descritas ocorrem enxames de diques nas mais diversas direções e, estes, por sua vez, são cortados por falhas direcionais e falhas inversas (**Figura 2.12e**). São rochas aflorantes tanto em porções arrasadas quanto nos topos das serras e em diferentes graus de preservação, de granulação fina a média. Possuem larguras decamétricas a hectométricas e extensões hectométricas a quilométricas, sendo alguns enxames identificáveis nas imagens de satélites e nos produtos magnetométricos e gamaespectrométricos.

Os enxames de diques amostrados são de composição gabronorítica, com texturas inequigranular, intergranular e subofítica. Seus constituintes maiores compreendem plagioclásio (35%), clinopiroxênio (18%), ortopiroxênio (12%) e

hornblenda (10%), os menores são quartzo, opacos e os secundários são epidoto e zoisita. Os cristais são anédricos a euédricos em contatos retilíneos a lobulados. O plagioclásio ocorre como prismas, aglomerados ou não, ou como cristais menores, possui geminação polissintética e saussuritização (**Figura 2.12f**). Os piroxênios augita e hiperstênio estão em processo de uralitização, onde a hornblenda ocorre como produto da alteração, que na sequência é transformada para tremolita.

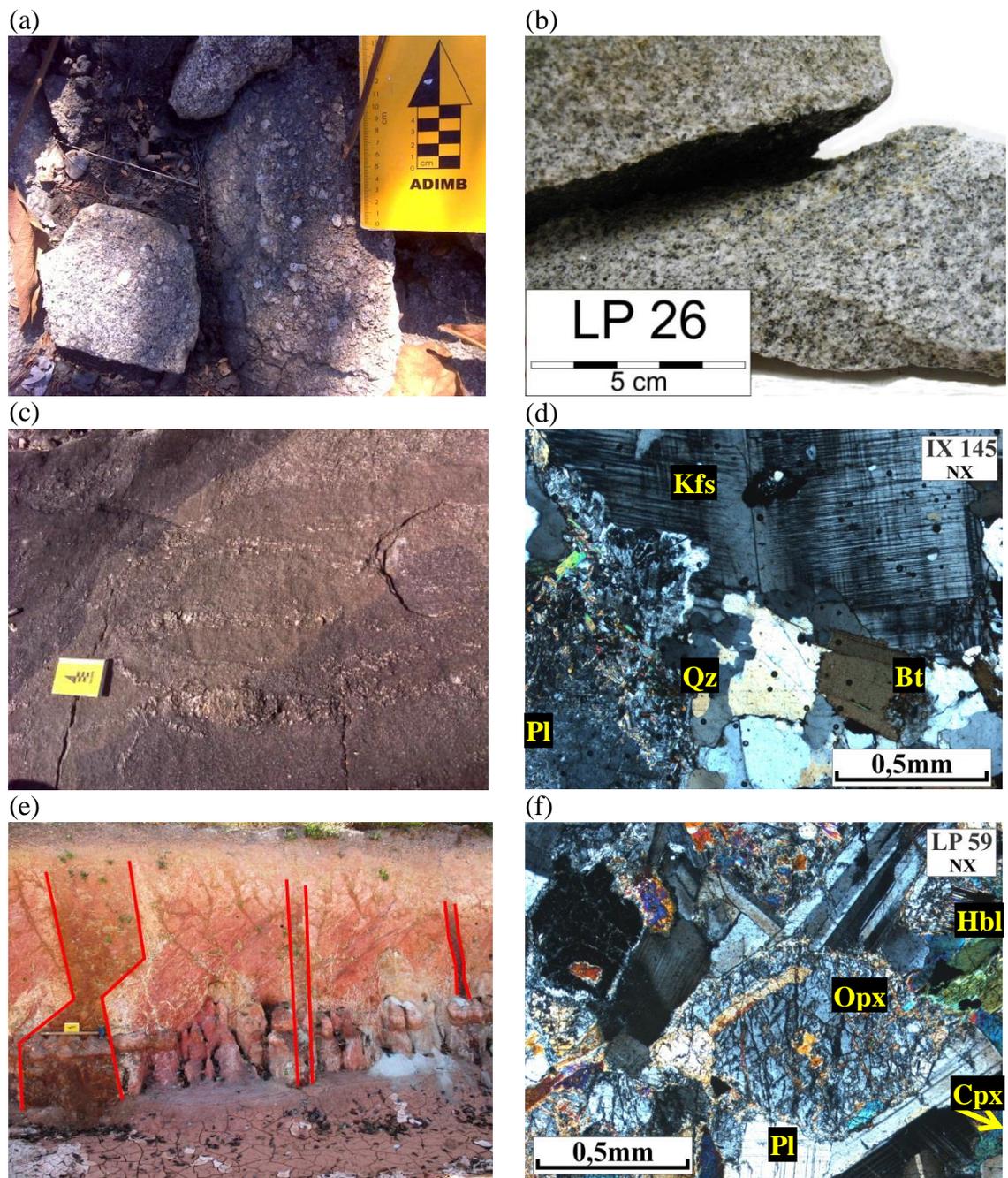


Figura 2.12 - (a) e (b) Variações faciológicas entre textura porfírica a equigranular e (c) Segregações de veios pegmatíticos nas rochas do Complexo Anta. (d) Fenocristais de feldspato potássio, estruturas de recristalização dinâmica e saussuritização do plagioclásio das rochas do Complexo Anta. (e) Corte de estrada que expõe diques métricos a decimétricos falhados (destacados em vermelho). (f) Textura intergranular do dique gabro norítico. (NX = nicóis cruzados).

Litogeoquímica

A caracterização química apresentada a seguir foi baseada na análise de elementos maiores e traços em amostras representativas dos diferentes litotipos da área estudada. Os resultados analíticos constam do Apêndice 01.

As rochas estudadas variam de gabro a granito e pertencem ao campo de rochas sub-alcálicas (**Figura 2.13a**). O teor de SiO_2 dos diques varia entre 49 e 50%, as da série charnockítica entre 53% e 65% e as demais graníticas entre 70% e 75%. O diagrama normativo $Q'-F'$ x ANOR (**Figura 2.13b**) mostra que as rochas estudadas variam de q-gabro (diorito) a monzogranito.

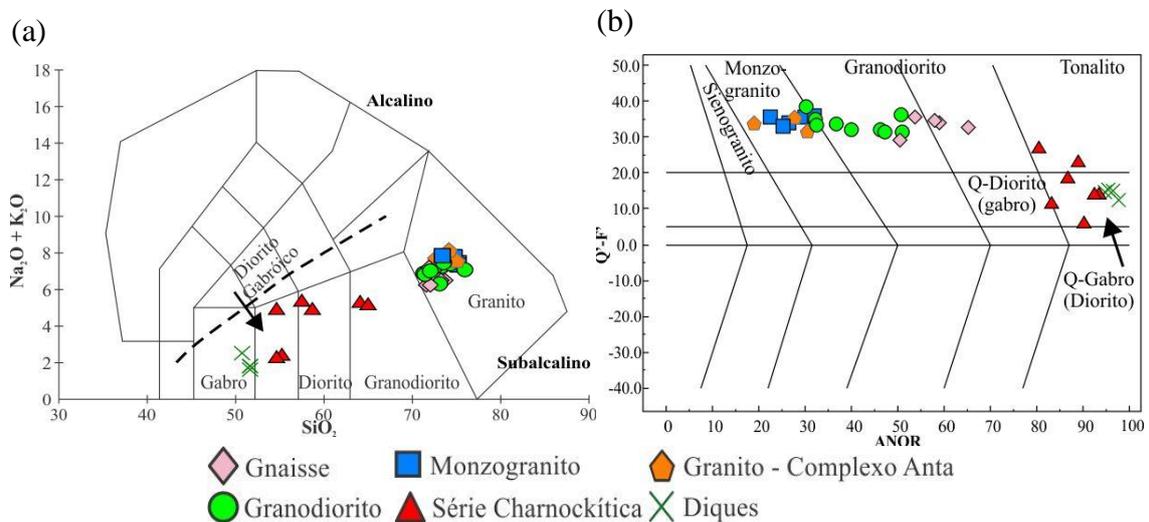


Figura 2.13 - (a) Diagrama TAS (Total Alkalis x SiO_2) adaptado para rochas plutônicas (Middlemost, 1997) junto com a linha de classificação de alcalinidade de Irvine & Baragar (1971). (b) Diagrama normativo $Q'-F'$ x ANOR (Streckeisen & LeMaitre, 1979).

Segundo a classificação de rochas plutônicas de De la Roche *et al.*, (1980) (**Figura 2.14**), a composição das rochas charnockíticas varia de gabronorito à tonalito. Já as rochas gnáissicas e parte das amostras granodioríticas ocupam o campo granodiorito, diferenciando-se das rochas do Complexo Anta e monzograníticas, as quais ocupam o campo do monzogranito.

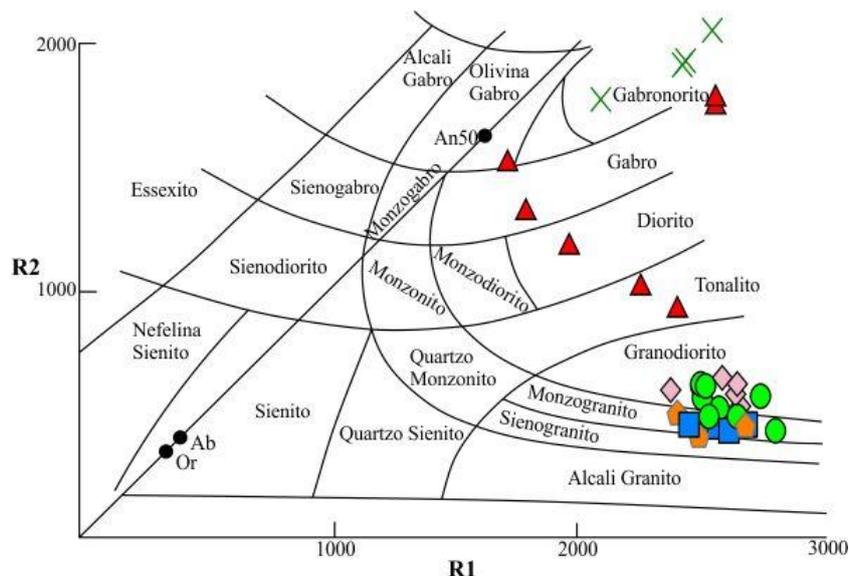


Figura 2.14 - Classificação de rochas plutônicas (De la Roche et al., 1980). $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ e $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$ são calculados a partir das proporções em milicátions. Legenda como na **Figura 2.13**.

Exceto pela afinidade toleítica dos diques, grande parte das rochas possuem afinidade cálcio-alkalina (**Figura 2.15a**). As da série charnockítica são relativamente mais ricas em FeO_t e MgO em relação às demais cálcio-alkalinas. Em relação às mais félsicas, nota-se um discreto agrupamento das rochas do Complexo Caiçara comparativamente mais pobres em Na₂O+K₂O em relação às do Complexo Anta, mais ricas em álcalis e, também, concordância com o *trend* de rochas trondhjemíticas de Barker & Arth (1976).

Os gnaisses do Complexo Caiçara são de composição trondhjemítica (**Figura 2.15b-c**). Os diagramas K-Na-Ca e Q-Ab-Or normativo de Barker & Arth (1976) foram usados para diferenciar os trondhjemitos das rochas cálcio-alkalinas comuns, onde estas, por sua vez, são relativamente as mais ricas em K. Na **Figura 2.15c** os gnaisses do Complexo Caiçara se concentram no final do *trend* trondhjemítico proposto por Barker & Arth (1976) ou no campo composicional proposto por Martin (1994).

Nos diagramas de Harker (**Figura 2.16**), desconsiderando os diques (**Figura 2.15a**), nota-se a separação das rochas estudadas em dois grupos, isto é, da série charnockítica e as cálcio-alkalinas. Nos diagramas de TAS e De la Roche (**Figura 2.13a** e **Figura 2.14**, respectivamente), o conteúdo de SiO₂ é o principal critério de classificação entre esses grupos. Nota-se que, embora haja a distinção em dois grupos, é possível identificar um *trend* de variação que os relaciona. De forma aproximada, pode-se afirmar que há uma correlação negativa de FeO_{total}, MgO, CaO, TiO₂ e Al₂O₃ e positiva de K₂O de todas as unidades em função do aumento de SiO₂.

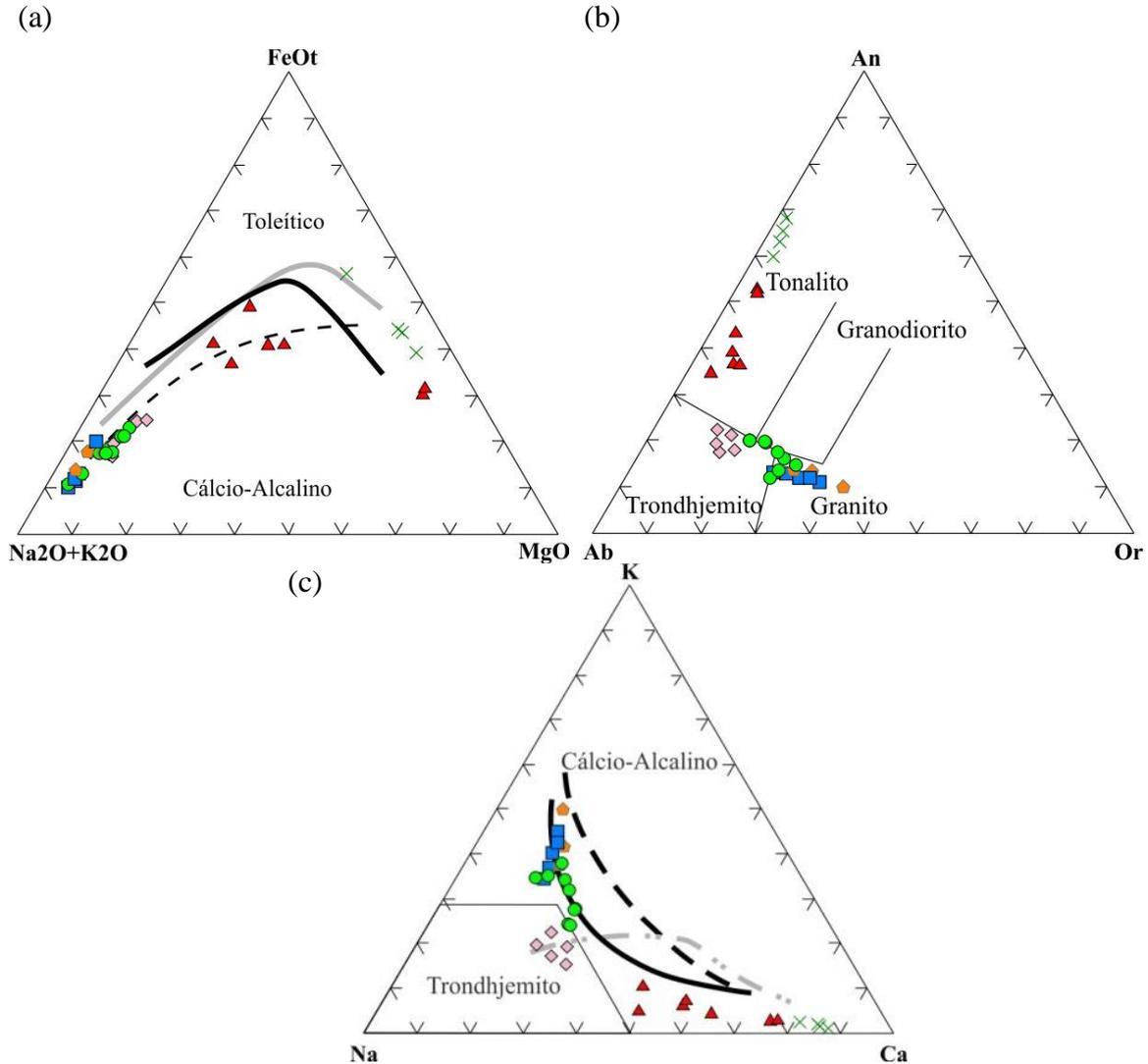


Figura 2.15 - (a) Diagrama AFM com limites entre os campos cálcio-alcálicos e toleíticos em: linha preta (Irvine & Baragar, 1971); linha cinza (Kuno, 1968). Linha tracejada: afinidade das rochas trondhjemíticas de Barker & Arth (1976). (b) Diagrama An-Ab-Or normativo de O'Connor (1965) com campos de Barker (1979). (c) Diagrama K-Na-Ca com trends de rochas cálcio-alcálicas e trondhjemíticas. Linha cinza tracejada [trondhjemito – Barker & Arth (1976)]; Linha preta tracejada [cálcio-alcálico – Nockolds & Allen (1953)]; Linha preta cheia (cálcio-alcálico) e campo composicional (trondhjemito) ambos de Martin (1994). Legenda como na Figura 2.13.

Devido ao espalhamento das amostras nos diagramas, principalmente devido às rochas da série charnockítica (**Figura 2.16**), foram feitos novos diagramas de Harker, porém usando somente as amostras de gnaisses, granodioritos e monzogranitos do Complexo Caiçara e as amostras do Complexo Anta (**Figura 2.17**). Observa-se novamente a segmentação das unidades de acordo com os valores de SiO_2 , sendo o granodiorito e o gnaíse comparativamente mais pobres em relação ao monzogranito e ao Complexo Anta. Há uma correlação negativa de $\text{FeO}_{\text{total}}$, MgO , CaO , TiO_2 e Al_2O_3 com o aumento de SiO_2 . A relação com o Na_2O não está muito evidente, diferenciando-se somente as rochas do Complexo Caiçara, por serem estas relativamente mais ricas

em Na_2O , enquanto que com o K_2O a correlação é positiva. As amostras do granodiorito são as que possuem maior intervalo de variação de SiO_2 em todos os elementos analisados.

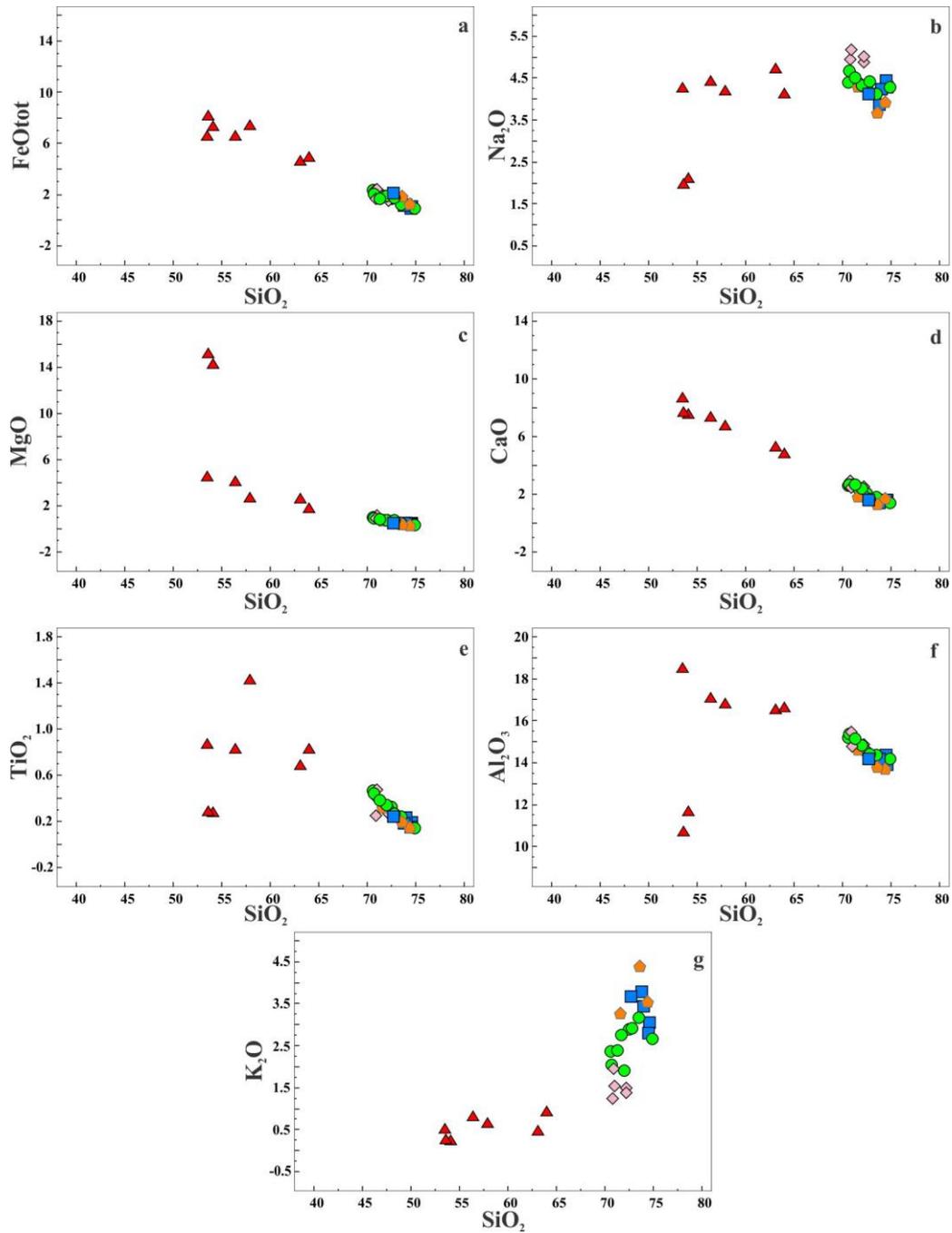


Figura 2.16 - Diagramas de Harker das rochas estudadas. Correlações negativas de $\text{FeO}_{\text{total}}$, MgO , CaO , TiO_2 e Al_2O_3 e positiva de K_2O com o aumento de SiO_2 . Valores de porcentagem em peso. Legenda como na Figura 2.13.

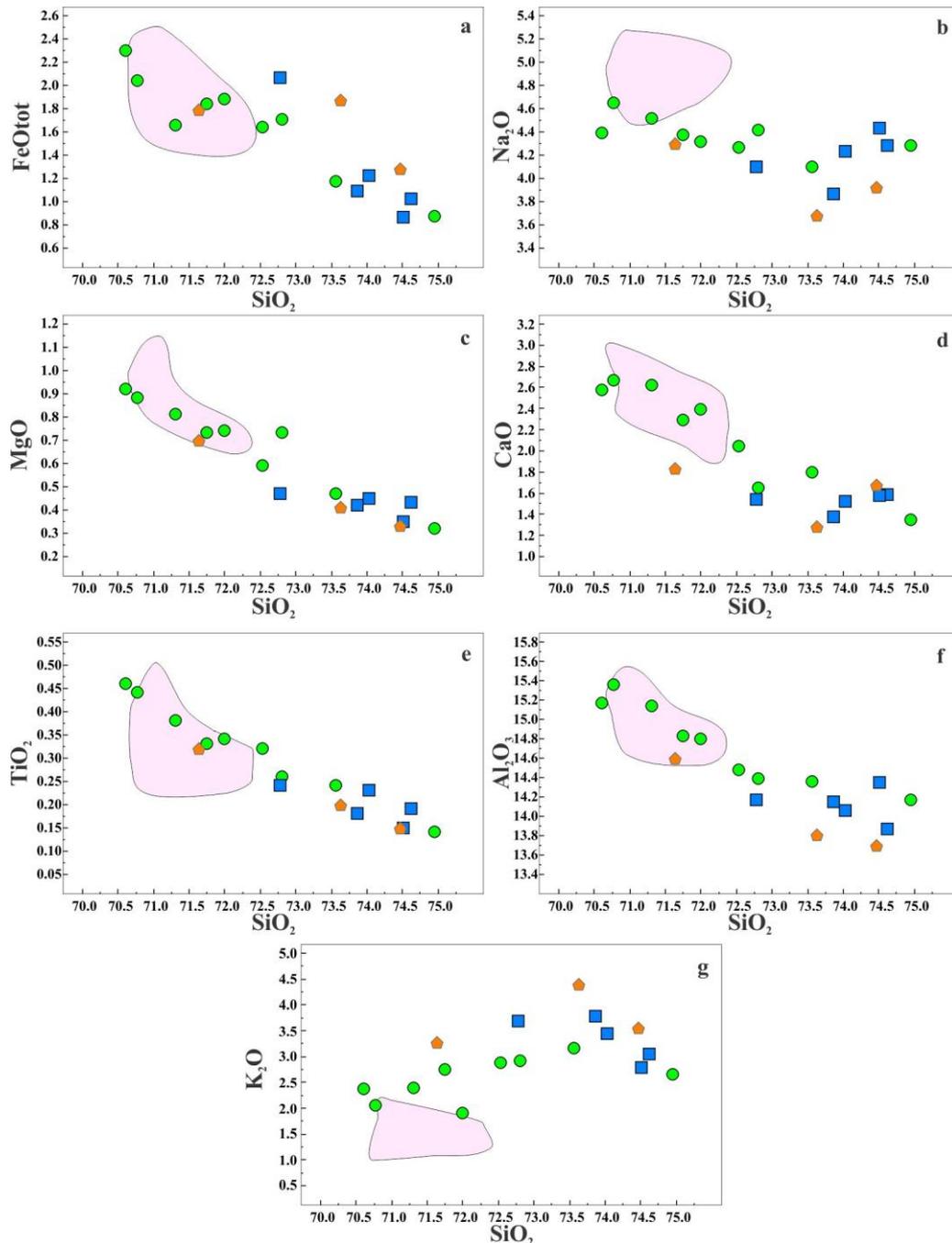


Figura 2.17 - Diagramas de Harker. Rosa = Campo das amostras do gnaiss do Complexo Caiçara. Correlação negativa de FeO_{total} , MgO , CaO , TiO_2 e Al_2O_3 e positiva de K_2O com o aumento de SiO_2 . Valores de porcentagem em peso. Legenda como na **Figura 2.13**.

Elementos Terras Raras

Os dados de ETR das amostras estudadas foram normalizados ao condrito C1 de Sun & McDonough (1989) e, no caso dos diagramas multielementares, aos de Taylor & McLennan (1985). É necessário ressaltar que algumas amostras tiveram valores de tântalo abaixo do limite de detecção.

O ortognaiss do Complexo Caiçara possui padrão de elementos terras raras fortemente fracionado com razão $(La/Yb)_N$ entre 23,21 e 125,89 e não exibe anomalias

significativas de Eu, exceto por pequenas anomalias positivas (**Figura 2.18a**). No diagrama multielementar, o gnaiss possui abundância total de ETR variando entre 1 e 100 vezes o padrão do condrito, com valores elevados de Ba, Th, K e anomalias negativas de U, Ta e Nb. Entre La e Sm as razões se mantêm entre 10 e 100, até a ocorrência da alternância entre as anomalias de Ti (negativa), Tb (positiva) e Y (negativa), todas abaixo de 10 (**Figura 2.18b**). Uma vez que os dados de campo e geoquímicos comprovam a interpretação de que o gnaiss do Complexo Caiçara represente uma crosta arqueana juvenil que posteriormente viria a ser retrabalhada, os campos composicionais das amostras nos diagramas de ETR e multielementares serão usados como comparação.

As amostras de granodiorito apresentam padrões de ETR semelhantes ao ortognaiss, com padrões muito fracionados de ETR pesados em relação aos leves, razão $(La/Yb)_N$ entre 39,39 e 114,01, e sem anomalias significativas de Eu (**Figura 2.18c**). Os padrões no diagrama multielementar (**Figura 2.18d**) do granodiorito e do gnaiss são praticamente idênticos. A distinção entre essas duas unidades se dá somente pelos diagramas de elementos maiores.

O monzogranito possui menor razão entre ETR leves e pesados, razão $(La/Yb)_N$ entre 14,40 e 66,91, o que o torna, por consequência, mais enriquecido em ETR pesados em relação ao ortognaiss, e apresenta anomalia negativa de Eu (**Figura 2.18e**). No diagrama multielementar (**Figura 2.18f**), o monzogranito também possui padrão semelhante ao do gnaiss, exceto pela sutil anomalia negativa de Ba, conteúdo maior de Th, U e K e anomalia negativa maior de Ti.

As amostras da Série Charnockítica possuem padrões quase paralelos, com pouco fracionamento dos ETRs quando comparados ao gnaiss, granodiorito, monzogranito e rochas do Complexo Anta, com razão $(La/Yb)_N$ entre 4,90 a 11,17 (**Figura 2.18g**). No diagrama multielementar (**Figura 2.18h**), os charnockitos são menos enriquecidos nos elementos entre Cs a K em relação às demais unidades e com valores entre La e Sm também entre 10 e 100. Repete-se os padrões de Ti, Tb e Y do ortognaiss, granodiorito e monzogranito. A concentração dos ETR é maior nas rochas mais evoluídas da série charnockítica - piroxênio tonalito – do que nos membros menos evoluídos - quartzo diorito e diorito - correlação esta esperada em uma suíte de rochas.

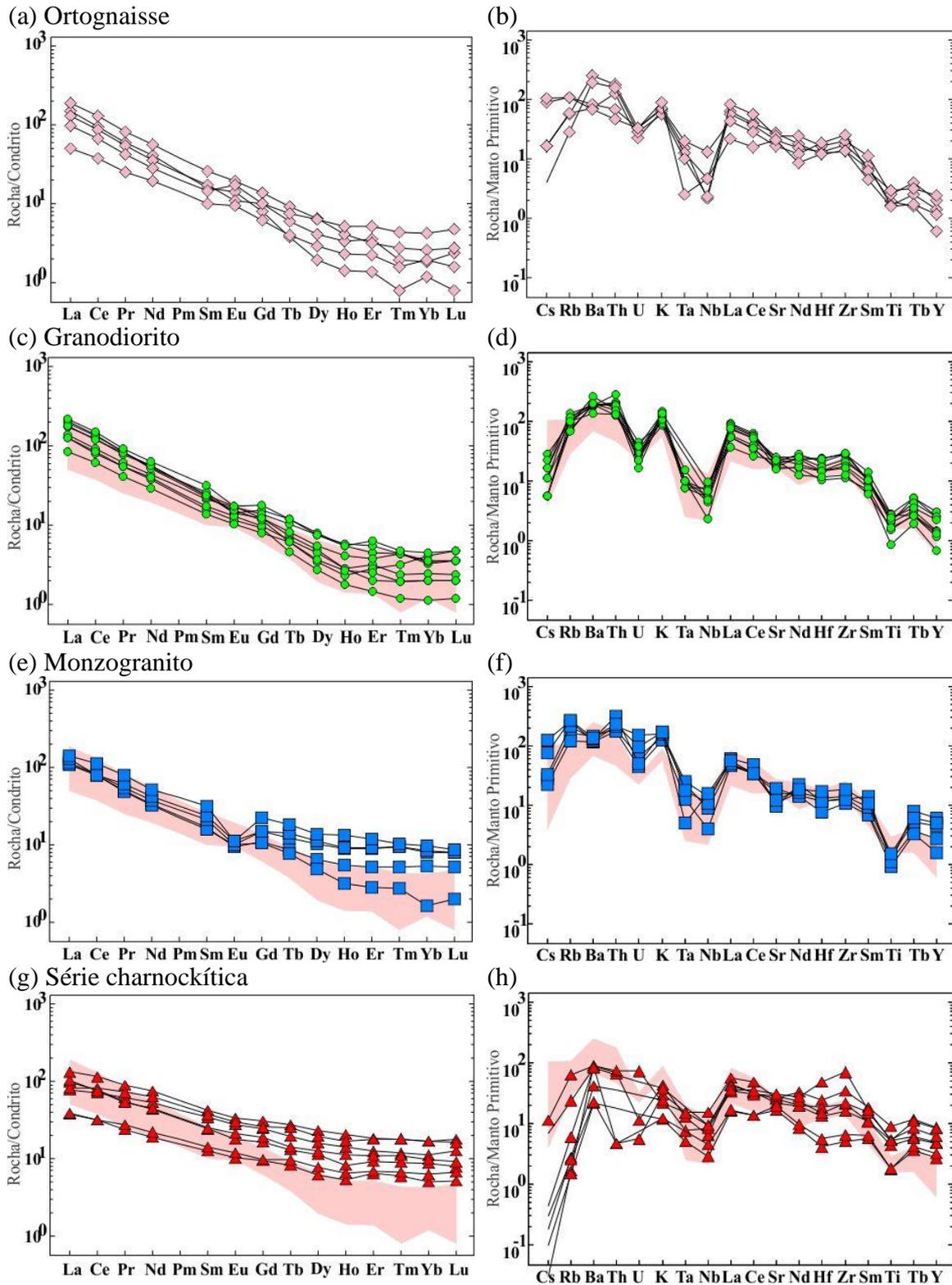


Figura 2.18 - Diagramas das amostras em estudo do Complexo Caçara para elementos terras raras normalizados a Sun & McDonough (1989) (coluna esquerda) e multielementos normalizados Taylor & McLennan (1985) (coluna direita). (a) e (b) gnaisse; (c) e (d) granodiorito; (e) e (f) monzogranito e (g) e (h) série charnockítica. As amostras das litologias descritas nos gráficos de (c) a (h) são comparadas com o campo composicional (rosa) referente ao gnaisse do Complexo Caçara.

As rochas do Complexo Anta possuem menor razão $(La/Yb)_N$ (entre 33,84 e 75,95), padrão que se torna mais evidente quando comparado ao gnaisse do Complexo

Caiçara, e significativa anomalia negativa de Eu (**Figura 2.19a**). Na **Figura 2.19b** padrão aproximado ao do gnaiss, exceto pela relativa anomalia negativa de Ba, maior conteúdo de Th, U e K e relativa anomalia negativa de Sr. Repete-se a alternância entre as anomalias de Ti (negativa), Tb (positiva) e Y (negativa), todas abaixo de 10.

Como já observado em campo, em lâmina delgada e nos dados geoquímicos dos elementos maiores, não é clara a distinção entre as rochas do Complexo Anta e o monzogranito, o que se repete nos padrões de ETR e multielementares de ambos litotipos, o que, em tese, permitiria agrupá-las como uma única unidade (**Figura 2.18e-f** e **Figura 2.19a-b**). Os diques máficos, como esperado do seu caráter toleítico, possuem padrão não fracionado de ETRs (**Figura 2.19c**), quanto dos elementos traços (**Figura 2.19d**), exceto pela pequena anomalia negativa de Nb.

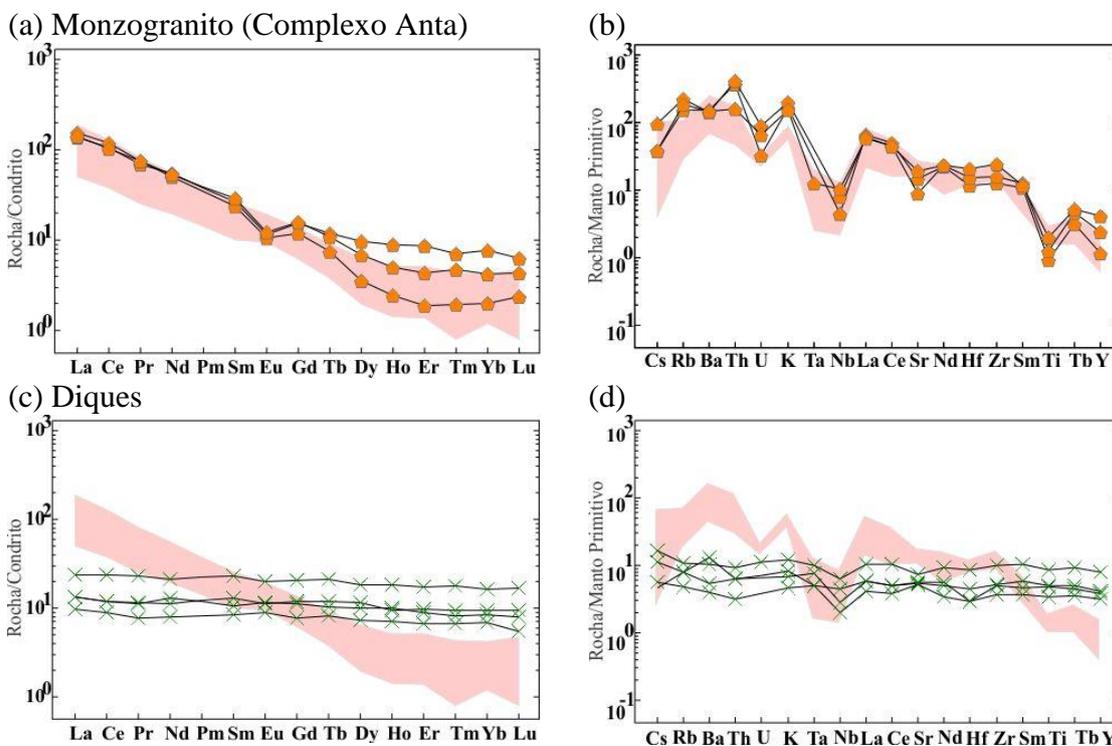


Figura 2.19 - Diagrama das amostras em estudo para elementos terras raras normalizados a Sun & McDonough (1989) (coluna esquerda) e multielementos normalizados a Taylor & McLennan (1985) (coluna direita). (a) e (b) monzogranito do Complexo Anta; (c) e (d) diques. Campo composicional (rosa) referente às amostras do gnaiss do Complexo Caiçara como referência.

Geoquímica Isotópica

Sistema U-Pb

De uma amostra de gnaiss do Complexo Caiçara foram obtidas 27 análises em grãos de zircão, cujos resultados estão resumidos na **Tabela 2.1**. Considerando todos os zircões, eles definem uma discórdia com um intercepto superior de 3.149 ± 58 Ma e inferior de 690 ± 120 Ma, sendo esta última compatível com os eventos brasileiros registrados na região (**Figura 2.20a**). Dois cristais de zircão (Z5 e Z6) concordantes

geraram a idade de 3.144 ± 35 Ma, que pode ser interpretada como a de cristalização (Figura 2.20b).

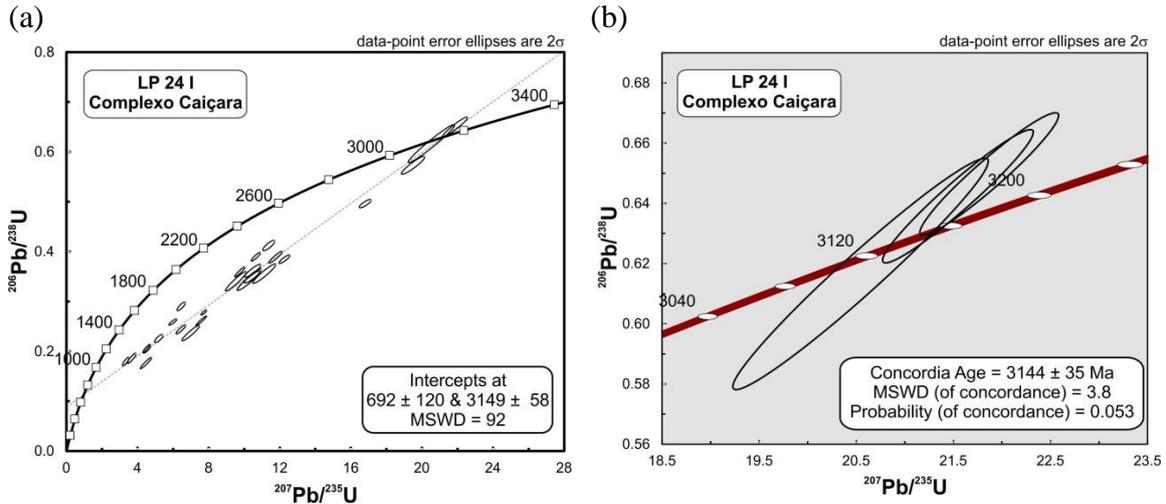


Figura 2.20 - Diagrama da concórdia da amostra do gnaiss do Complexo Caiçara. (a) Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e (b) concordante, obtida com nível de confiança de 95%.

Duas amostras de Granodiorito foram analisadas. Uma (X-77) é do granodiorito distante do contato com o gnaiss e possui 12 análises (Tabela 2.2). Os cristais de zircão são levemente discordantes (Z1 borda e núcleo, Z5, Z6 e Z7 núcleo) e definem uma discórdia com intercepto superior de idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2.813 ± 21 Ma (Figura 2.21a). Dois cristais de zircão concordantes (Z7 núcleo e Z5) deram idade de 2.818 ± 14 Ma (Figura 2.21b).

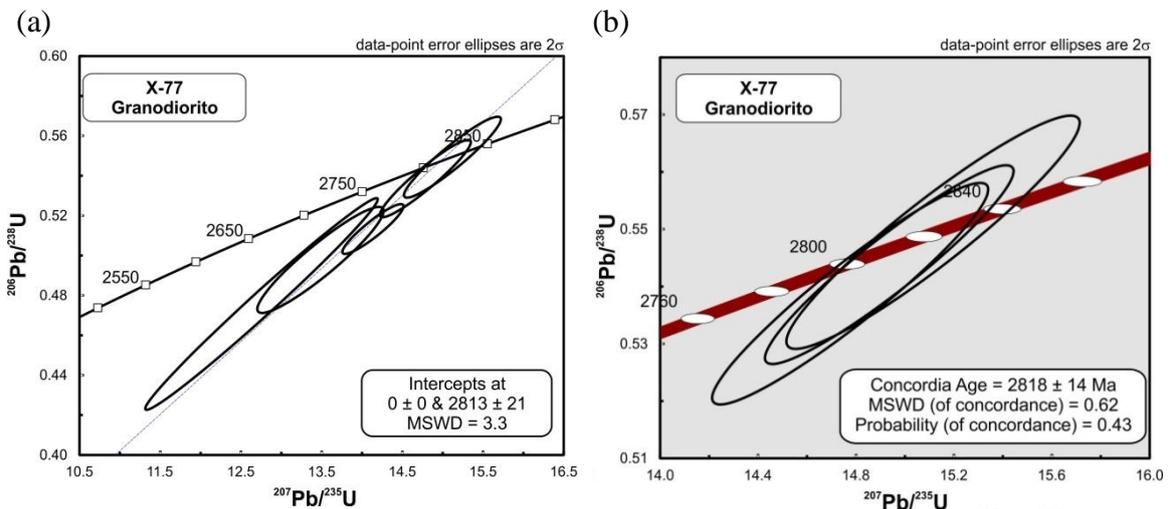


Figura 2.21 - Diagrama da concórdia da amostra X-77, Granodiorito. (a) Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e (b) concordante, obtida com nível de confiança de 95%.

Outra (LP 22 I) é do granodiorito fino que corta o gnaiss (Figura 2.4c). Foram feitas 20 análises (Tabela 2.3) em cristais de zircão levemente discordantes que definem uma discórdia com intercepto superior de $2.819 \pm 5,9$ Ma (Figura 2.22).

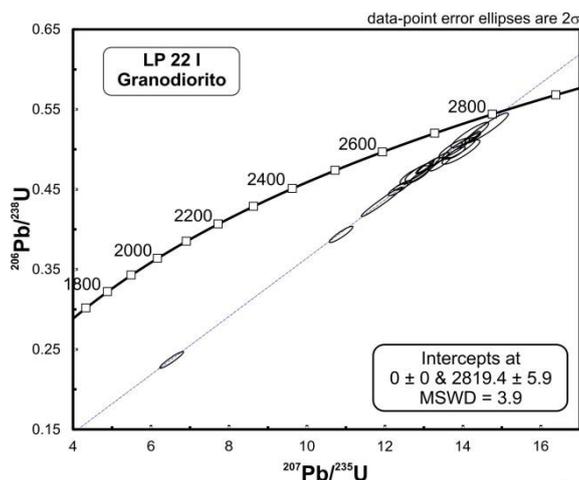


Figura 2.22 - Diagrama da concórdia da amostra LP 22 I com Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Granodiorito fino intrusivo no gnaiss do Complexo Caiçara.

Não foram datadas amostras do monzogranito, mas devido às suas estreitas relações de campo com os corpos charnockíticos, a idade U-Pb obtida na amostra de piroxênio tonalito (XI-85) será usada como idade equivalente do monzogranito, inclusive nos cálculos de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$. As nove análises em cristais de monazita (**Tabela 2.4**) são levemente discordantes e definem uma discórdia com intercepto superior de idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2.835 ± 11 Ma (**Figura 2.23a**).

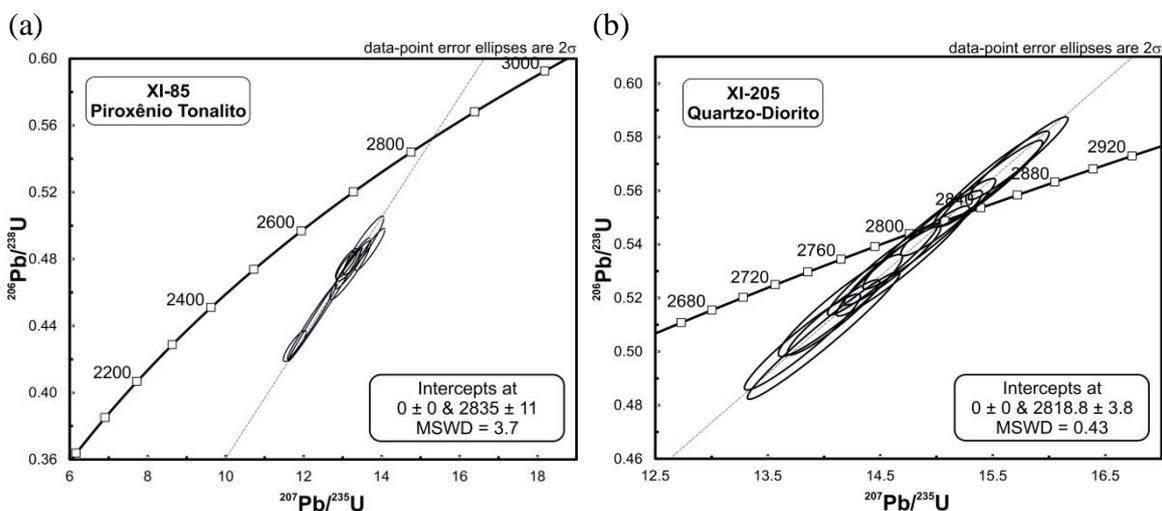


Figura 2.23 - (a) Diagrama da concórdia do piroxênio tonalito, que terá a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtida como equivalente para o Monzogranito, devido às relações de campo entre as duas unidades. (b) Diagrama da concórdia do quartzo-diorito.

Nas rochas da Série Charnockítica foram feitas 12 análises (**Tabela 2.5**) com cristais de zircão concordantes a levemente discordantes que definem um intercepto superior de idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $2.818,8 \pm 3,8$ Ma (**Figura 2.23b**).

Na amostra do Complexo Anta foram feitas 16 análises (**Tabela 2.6**). A maioria dos cristais de zircão é discordante e resulta numa discórdia com intercepto superior de 2.818 ± 58 Ma e inferior de 401 ± 98 Ma (**Figura 2.24a**). Os quatro cristais menos discordantes (Z4, Z5, Z9 e Z22) geraram uma discórdia com intercepto superior de 2.838 ± 24 Ma, considerada como a idade de cristalização (**Figura 2.24b**).

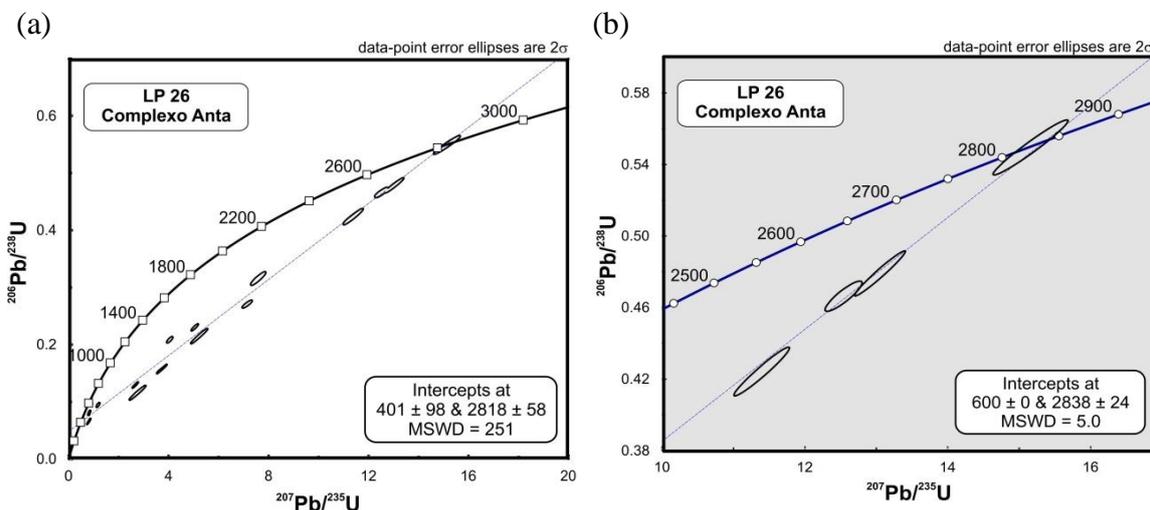


Figura 2.24 - Diagrama da concórdia da amostra LP 26, Complexo Anta. (a) Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de todos os grãos e (b) Idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos zircões menos discordantes.

Sistema Sm-Nd

Os valores de T_{DM} das rochas estudadas variam entre 2,90 e 2,97 Ga, exceto um diorito com T_{DM} de 3,40 Ga (**Figura 2.25a**). As idades T_{DM} do gnaíse do Complexo Caiçara menores que a de cristalização U-Pb podem ser justificadas pelo erro do método Sm-Nd. Os valores de $\epsilon\text{Nd}(T)$ dos gnaíses tonalíticos variam entre +4,41 e +5,11, do granodiorito entre +0,32 a +0,68, do monzogranito entre + 0,23 e +0,37 e das rochas charnockíticas entre +0,04 e +0,70, exceto o diorito (LP74), que possui valor de -3,74. As rochas graníticas do Complexo Anta possuem $\epsilon\text{Nd}(T)$ de +0,74 (**Tabela 2.7**).

Sistema Lu-Hf

Os cristais de zircão usados nas análises Lu-Hf provêm de amostras do gnaíse tonalítico (LP 24 I), do granodiorito (X-77), das rochas charnockíticas (XI-205) e da amostra de granito do Complexo Anta (LP 26). Os valores de T_{DM} das rochas estudadas em geral variam entre 3,11 e 3,55 Ga (**Figura 2.25b**). No cálculo do $\epsilon\text{Hf}(T)$ os valores do gnaíse variam entre -0,07 a +0,52, do granodiorito entre -0,22 a +1,28, das rochas charnockíticas entre -0,59 a +2,28 e do Complexo Anta entre -1,44 a +2,15 (**Tabela 2.8**).

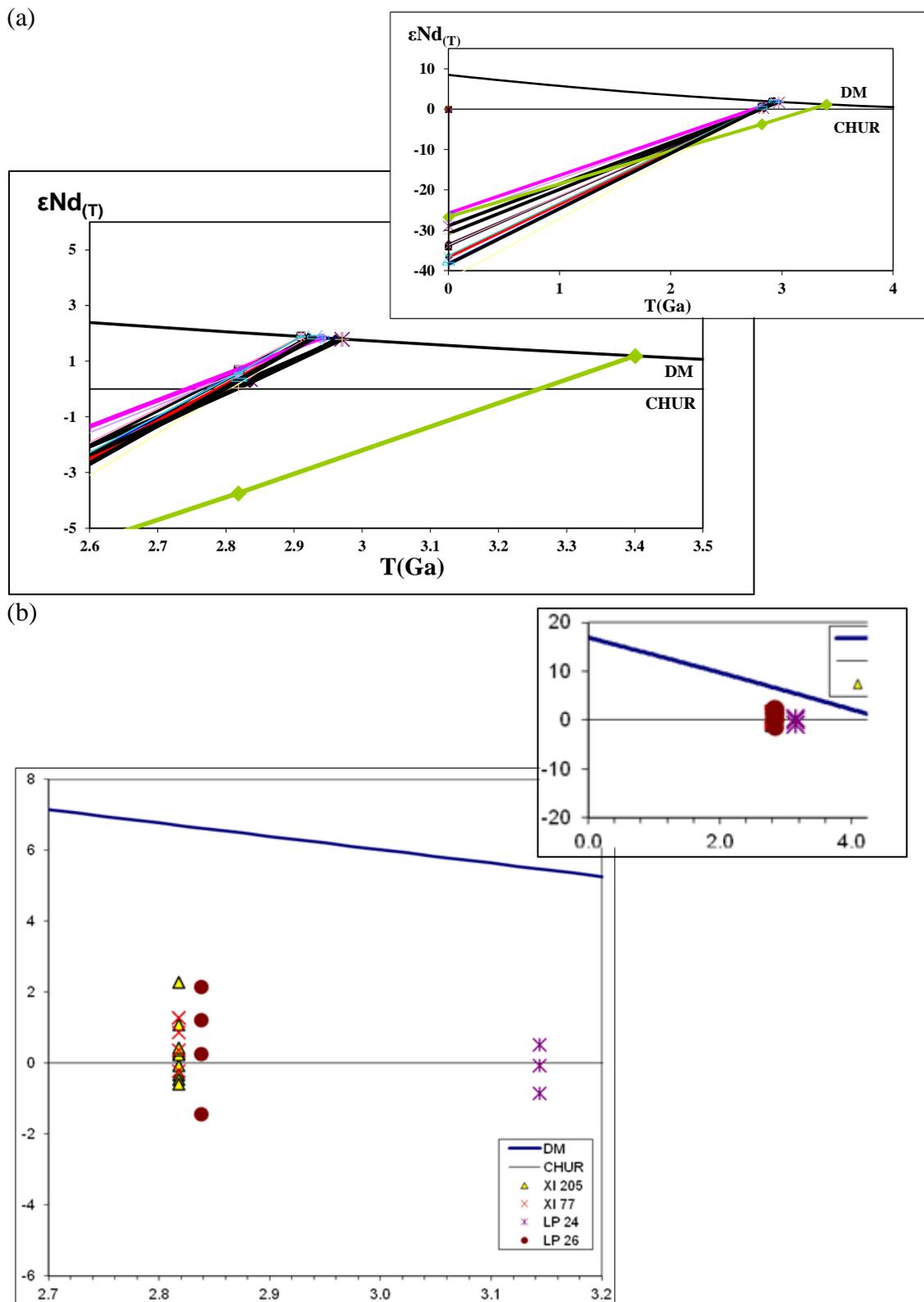


Figura 2.25 - (a) Diagrama de evolução isotópica de $\epsilon Nd(T)$ pelo tempo com os modelos de evolução do CHUR e do manto empobrecido (DM). (b) Diagrama de evolução isotópica de $\epsilon Hf(T)$ pelo tempo com os modelos de evolução do CHUR e do manto empobrecido (DM).

Tabela 2.1 - Resumo dos dados do LA-ICP-MS em zircão da amostra LP 24 I (Complexo Caiçara).

Análise	Razão radiogênica								Idades (Ma)						
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (%)	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (Ma)	Conc. (%)
04_Z1	743	0.21667	1.6	10.4865	3.7	0.35102	3.3	0.90	2956.1	24.9	2478.7	33.7	1939.4	56.0	65.61
05_Z2	788	0.21730	1.7	10.2379	5.1	0.34170	4.7	0.94	2960.8	26.9	2456.5	45.8	1894.8	78.0	64.00
06_Z3	788	0.21749	1.7	10.2478	5.0	0.34173	4.7	0.94	2962.2	26.4	2457.4	45.5	1895.0	77.6	63.97
07_Z4	277	0.16024	1.8	4.5264	4.0	0.20488	3.4	0.81	2458.2	29.7	1735.8	32.7	1201.5	39.1	48.88
08_Z5	163753	0.24401	0.8	21.8640	2.7	0.64985	2.6	0.95	3146.3	12.6	3177.7	25.9	3227.6	64.8	102.58
09_Z6	5440	0.24156	1.2	20.5371	5.2	0.61662	5.1	0.97	3130.3	19.1	3117.0	50.6	3096.4	125.2	98.92
10_Z7	415	0.16697	2.2	5.1937	3.8	0.22560	2.9	0.79	2527.5	37.2	1851.6	31.5	1311.4	35.7	51.89
13_Z8	507	0.20315	1.5	9.5374	5.1	0.34050	4.7	0.95	2851.7	24.4	2391.2	45.8	1889.1	79.3	66.24
14_Z9	196	0.14315	2.2	3.6712	5.4	0.18600	4.5	0.90	2265.7	38.1	1565.1	42.4	1099.6	49.8	48.53
15_Z10	637	0.21438	1.9	6.9987	5.9	0.23678	5.4	0.94	2938.9	30.4	2111.3	50.7	1369.9	67.9	46.61
16_Z11	1310	0.21030	2.0	10.4821	3.6	0.36151	2.9	0.90	2907.8	32.3	2478.3	32.8	1989.3	50.8	68.41
17_Z12	277	0.16137	1.6	6.4554	3.0	0.29014	2.4	0.83	2470.0	26.9	2039.8	26.3	1642.2	37.2	66.49
18_Z13	371	0.19144	1.4	6.4392	3.5	0.24395	3.1	0.90	2754.5	23.6	2037.6	30.4	1407.2	40.2	51.09
19_Z14	44508	0.24685	1.0	19.5053	2.8	0.57308	2.6	0.93	3164.7	16.1	3067.2	26.9	2920.5	60.8	92.28
20_Z15	200	0.18376	1.0	4.4749	5.9	0.17661	5.4	0.95	2687.1	17.1	1726.3	48.1	1048.5	56.3	39.02
23_Z16	42720	0.22693	1.6	11.1360	4.8	0.35591	4.5	0.95	3030.5	25.0	2534.6	44.7	1962.7	76.7	64.77
24_Z17	17170	0.24569	0.9	16.8103	1.6	0.49624	1.4	0.84	3157.2	13.9	2924.1	15.6	2597.6	29.4	82.28
25_Z18	32066	0.20035	1.3	11.3851	2.4	0.41215	2.1	0.84	2829.0	21.3	2555.2	22.7	2224.7	38.6	78.64
26_Z19	152	0.13471	1.2	3.3363	4.5	0.17962	3.9	0.85	2160.3	20.2	1489.6	34.5	1064.9	42.4	49.29
27_Z20	355	0.15859	1.2	4.4928	3.7	0.20547	3.4	0.94	2440.7	19.6	1729.6	30.4	1204.6	38.7	49.36
28_Z21	445	0.21049	0.8	7.5901	3.4	0.26152	3.2	0.97	2909.4	12.7	2183.7	29.9	1497.6	43.8	51.48
30_Z23	1005	0.16788	2.4	5.9890	3.2	0.25873	2.0	0.89	2536.6	40.1	1974.2	27.1	1483.4	26.7	58.48
33_Z24	42098	0.23124	1.0	12.2713	2.1	0.38488	1.8	0.88	3060.7	15.6	2625.4	19.4	2099.0	32.6	68.58
34_Z25	1640	0.21953	0.9	11.7693	2.7	0.38883	2.5	0.94	2977.2	15.0	2586.2	24.9	2117.4	44.9	71.12
35_Z26	2518	0.19837	0.8	10.6580	2.0	0.38968	1.9	0.91	2812.8	13.6	2493.8	18.9	2121.3	33.6	75.42
36_Z27	419	0.20175	0.8	7.7285	1.8	0.27783	1.5	0.88	2840.4	12.6	2199.9	15.9	1580.4	22.5	55.64
37_Z28	1075	0.19694	0.8	9.7586	2.4	0.35938	2.3	0.94	2801.0	13.1	2412.3	22.5	1979.2	39.3	70.66

Tabela 2.2 - Resumo dos dados do LA-ICP-MS em zircão da amostra X-77 (Granodiorito).

Análise	Razão radiogênica								Idades (Ma)						
	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1 σ (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1 σ (%)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1 σ (%)	ρ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1 σ (Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1 σ (Ma)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1 σ (Ma)	Conc. (%)
03_Z1 bor	1376	0.19635	0.9	13.4794	2.4	0.49789	2.2	0.93	2796.1	14.3	2713.8	22.4	2604.7	47.5	93.15
03_Z1 nuc	65580	0.19930	0.4	14.1056	1.1	0.51331	1.1	0.92	2820.5	7.2	2756.8	10.7	2670.8	22.9	94.69
04_Z2	170	0.09407	0.9	1.0372	2.8	0.07997	2.4	0.93	1509.5	16.8	722.5	14.3	495.9	12.5	32.85
05_Z3	391	0.13810	1.1	4.0161	2.1	0.21091	1.7	0.93	2203.6	18.8	1637.5	16.8	1233.7	19.9	55.98
06_Z4 bor	312	0.15796	0.5	5.9274	1.4	0.27216	1.2	0.90	2433.9	9.3	1965.3	11.8	1551.8	17.2	63.76
07_Z4 nuc	271361	0.20631	0.5	13.1373	1.2	0.46184	1.1	0.91	2876.7	8.1	2689.6	11.6	2447.7	23.0	85.08
08_Z5	70831	0.19947	0.6	15.1126	3.2	0.54950	3.0	0.94	2821.8	9.2	2822.4	15.7	2823.1	35.4	100.04
09_Z6	84862	0.19433	0.9	12.7500	9.2	0.47585	9.1	0.99	2779.2	15.5	2661.4	44.0	2509.2	95.0	90.29
12_Z7 bor	342	0.17938	5.3	7.8972	6.1	0.31929	2.9	0.48	2647.2	43.4	2219.4	27.3	1786.3	24.1	67.48
12_Z7 nuc	35440	0.19888	1.0	14.7742	3.1	0.53877	2.9	0.94	2817.1	8.6	2800.8	15.1	2778.3	33.9	98.62
14_Z8 nuc	615	0.17674	1.5	8.8922	3.0	0.36491	2.5	0.87	2622.5	12.1	2327.0	13.8	2005.4	23.0	76.47
14_Z8 bor	348	0.16616	1.0	6.8329	3.2	0.29824	2.9	0.94	2519.4	10.5	2090.0	14.7	1682.6	22.9	66.79

Tabela 2.3 - Resumo dos dados do LA-ICP-MS em zircão da amostra LP 22 I (Granodiorito).

Análise	Razão radiogênica								Idades (Ma)						
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (%)	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (Ma)	Conc. (%)
04_Z1	95204	0.19977	0.6	14.1825	1.4	0.51489	1.3	0.89	2824.3	10.2	2762.0	13.4	2677.5	27.7	94.80
05_Z2	78394	0.20168	0.7	13.7946	1.4	0.49607	1.2	0.86	2839.8	11.5	2735.7	13.5	2596.9	26.6	91.45
06_Z3	63696	0.20140	0.7	13.3849	1.6	0.48201	1.4	0.91	2837.6	11.4	2707.2	15.1	2536.0	30.1	89.37
07_Z4	77863	0.20042	0.5	14.2312	1.1	0.51500	1.0	0.87	2829.6	8.5	2765.2	10.5	2678.0	21.3	94.64
08_Z5	22003	0.20313	1.3	13.9261	2.8	0.49724	2.5	0.89	2851.5	21.2	2744.7	27.0	2601.9	54.2	91.25
09_Z6	44010	0.20048	1.2	13.8670	2.6	0.50166	2.3	0.88	2830.1	19.6	2740.7	24.2	2620.9	48.6	92.61
10_Z7	53340	0.19855	1.2	13.7484	2.3	0.50220	2.0	0.87	2814.3	20.1	2732.5	22.1	2623.2	42.8	93.21
13_Z8	82145	0.19798	1.2	14.1510	2.8	0.51841	2.5	0.91	2809.6	19.0	2759.9	26.1	2692.4	55.0	95.83
14_Z9	111154	0.19950	0.7	12.8539	1.6	0.46729	1.4	0.91	2822.1	10.7	2669.0	15.0	2471.7	29.7	87.58
15_Z10	176822	0.19706	0.5	12.9949	1.5	0.47828	1.4	0.93	2802.0	8.8	2679.3	13.8	2519.8	28.3	89.93
16_Z11	154873	0.19793	0.5	13.0914	1.8	0.47969	1.7	0.93	2809.2	8.3	2686.3	16.8	2525.9	35.7	89.92
17_Z12	121231	0.19841	0.8	11.8978	3.6	0.43491	3.5	0.98	2813.2	12.5	2596.4	33.6	2327.8	68.6	82.75
18_Z13	2280460	0.19848	0.6	13.3649	1.5	0.48837	1.4	0.93	2813.7	9.1	2705.8	14.6	2563.6	30.4	91.11
19_Z14	71327	0.20063	1.1	14.5790	3.2	0.52702	3.0	0.93	2831.3	18.2	2788.2	30.0	2728.9	65.6	96.38
20_Z15	99795	0.19803	1.1	12.4343	1.6	0.45540	1.1	0.85	2810.0	18.6	2637.8	14.7	2419.2	21.7	86.09
33_Z24	47589	0.19826	0.8	12.3147	1.7	0.45049	1.5	0.87	2811.9	13.5	2628.7	16.0	2397.4	29.8	85.26
34_Z25	104986	0.19703	1.0	12.8257	2.2	0.47211	1.9	0.89	2801.8	15.9	2666.9	20.4	2492.8	40.0	88.97
35_Z26	89292	0.19735	1.4	12.7428	2.5	0.46831	2.0	0.82	2804.4	22.7	2660.8	23.2	2476.1	41.7	88.30
36_Z27	1007	0.19923	1.4	6.5102	3.8	0.23700	3.6	0.95	2819.9	22.4	2047.3	33.9	1371.1	44.4	48.62
37_Z28	1804	0.19975	0.9	10.8544	2.3	0.39411	2.1	0.91	2824.2	14.9	2510.7	21.1	2141.8	38.0	75.84

Tabela 2.4 - Resumo dos dados do LA-ICP-MS em zircão da amostra XI-85 (Piroxênio Tonalito).

Análise	Razão radiogênica								Idades (Ma)						
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (%)	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (Ma)	Conc. (%)
04-M2	0	0.20012	0.4	12.2176	2.1	0.44279	2.1	0.98	2827.2	6.1	2621.3	20.1	2363.1	41.7	83.59
05_M3	0	0.20102	0.3	12.5598	3.1	0.45315	3.1	0.99	2834.5	5.7	2647.2	29.3	2409.2	62.3	85.00
06_M4	0	0.20462	0.6	13.7033	1.3	0.48571	1.1	0.94	2863.4	10.3	2729.4	12.1	2552.1	23.3	89.13
12_M7	25821	0.19904	0.4	13.0999	1.8	0.47734	1.5	0.87	2818.3	7.2	2686.9	8.8	2515.7	17.2	89.26
13_M8	32337	0.19954	1.0	11.7722	2.0	0.42788	1.8	0.87	2822.4	9.5	2586.5	10.3	2296.2	18.1	81.35
15_Z9	9105	0.20023	1.1	13.1461	1.9	0.47617	1.6	0.82	2828.1	9.1	2690.2	9.7	2510.6	17.9	88.77
16_Z10	7129	0.20112	1.1	13.5341	3.2	0.48807	3.0	0.93	2835.3	9.2	2717.7	15.2	2562.3	31.9	90.37
19_M13	18486	0.20143	0.9	13.2588	2.8	0.47741	2.6	0.95	2837.8	7.3	2698.3	13.3	2516.0	27.9	88.66
20_M14	18557	0.20223	1.2	13.1943	3.2	0.47319	3.0	0.93	2844.3	9.7	2693.6	15.5	2497.5	31.8	87.81

Tabela 2.5 - Resumo dos dados do LA-ICP-MS em zircão da amostra XI-205 (Quartzo-diorito).

Análise	Razão radiogênica								Idades (Ma)						
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (%)	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (Ma)	Conc. (%)
04_Z1	33309	0.19902	0.4	14.9279	1.6	0.54399	1.6	0.96	2818.2	7.2	2810.7	15.7	2800.1	36.0	99.36
05-Z2	37429	0.19829	0.5	14.1399	1.6	0.51719	1.5	0.95	2812.2	8.4	2759.1	15.4	2687.2	33.8	95.56
06_Z2 nuc	35760	0.19876	0.5	13.8025	1.6	0.50365	1.5	0.95	2816.0	7.6	2736.2	14.7	2629.4	32.1	93.37
07_Z3	32971	0.20050	0.8	13.9920	2.1	0.50612	2.0	0.97	2830.3	12.7	2749.2	19.9	2640.0	42.2	93.28
07_Z4	34727	0.19961	0.5	14.6945	1.7	0.53391	1.6	0.96	2823.0	7.6	2795.7	15.9	2757.9	35.9	97.69
08_Z5	39039	0.19913	0.4	14.0778	2.4	0.51274	2.2	0.94	2819.1	6.7	2755.0	11.7	2668.3	25.4	94.65
09_Z6 bor	57014	0.19833	0.4	14.5141	2.8	0.53075	2.6	0.96	2812.5	6.4	2783.9	13.4	2744.6	30.3	97.59
10_Z6 nuc	62331	0.19904	0.8	14.6020	2.4	0.53207	2.3	0.95	2818.3	9.1	2789.7	12.4	2750.2	26.3	97.58
13_Z7	167641	0.19933	0.7	15.4712	2.4	0.56292	2.3	0.95	2820.7	6.0	2844.7	12.0	2878.7	28.0	102.05
14_Z8	59018	0.19903	0.7	15.0389	2.0	0.54802	1.8	0.93	2818.3	6.1	2817.7	9.8	2816.9	22.0	99.95
15_Z9	158131	0.19921	0.7	15.7163	2.3	0.57218	2.2	0.96	2819.8	5.5	2859.7	11.4	2916.8	26.9	103.44
16_Z10	171293	0.19891	0.8	15.4817	2.7	0.56448	2.6	0.96	2817.3	8.2	2845.4	13.6	2885.1	31.1	102.41

Tabela 2.6 - Resumo dos dados do LA-ICP-MS em zircão da amostra LP 26 (Complexo Anta).

Análise	Razão radiogênica								Idades (Ma)						
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (%)	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (Ma)	Conc. (%)
06_Z4	163285	0.19974	1.6	15.1424	2.8	0.54982	2.3	0.97	2824.1	26.9	2824.2	26.9	2824.4	52.5	100.01
07_Z5	697	0.19460	0.7	11.3850	2.8	0.42431	2.6	0.97	2781.4	11.6	2555.2	25.7	2280.0	51.5	81.97
08_Z6	146	0.08967	1.7	0.8166	7.0	0.06605	5.9	0.96	1418.5	33.1	606.1	31.5	412.3	27.0	68.02
10_Z8	263	0.17705	0.7	5.2509	5.1	0.21510	4.7	0.98	2625.4	12.3	1860.9	42.5	1255.9	57.2	47.84
13_Z9	239600	0.19732	0.5	13.0401	2.2	0.47930	2.2	0.97	2804.2	8.1	2682.6	20.9	2524.2	45.2	90.02
14_Z10	140	0.07605	2.1	0.8470	4.8	0.08078	3.8	0.87	1096.5	41.6	623.0	22.3	500.8	20.9	80.37
15_Z11	328	0.19161	0.9	7.1632	2.2	0.27113	1.9	0.91	2756.1	14.4	2131.9	19.4	1546.5	27.6	56.11
16_Z12	126	0.07050	1.0	0.9336	2.1	0.09605	1.6	0.58	942.8	19.4	669.5	10.3	591.2	10.6	88.30
18_Z14	170	0.17260	0.5	3.7447	4.3	0.15736	3.9	0.99	2583.0	7.5	1581.0	34.0	942.1	37.5	59.59
19_Z15	92	0.09122	1.4	1.1892	4.0	0.09455	3.0	0.91	1451.2	26.7	795.6	22.0	582.4	21.0	73.20
20_Z16	204	0.17276	1.5	2.7690	9.5	0.11625	8.6	0.98	2584.5	25.0	1347.2	68.6	708.9	62.7	52.62
24_Z18	137	0.14995	0.7	2.6802	3.5	0.12963	3.0	0.98	2345.4	11.3	1323.0	25.9	785.8	25.7	59.39
28_Z21	273	0.14114	1.1	4.0649	2.3	0.20888	1.9	0.87	2241.3	18.3	1647.3	18.7	1222.8	22.9	54.56
29_Z22	1437	0.19485	0.8	12.5331	1.7	0.46651	1.5	0.88	2783.5	12.5	2645.2	15.7	2468.2	30.6	88.67
34_Z25	1632	0.15938	0.6	5.0657	2.1	0.23053	2.0	0.95	2449.0	10.3	1830.4	17.5	1337.3	23.9	54.60
39_Z30	2004	0.17427	1.1	7.5940	3.1	0.31605	2.9	0.93	2599.1	18.7	2184.2	28.1	1770.4	45.3	68.12

Tabela 2.7 - Resumo dos dados do ID-TIMS para Sm-Nd.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\text{SE})$	$\epsilon_{\text{Nd}} (0)$	$T_{\text{DM}} (\text{Ga})$	Amostra U/Pb	U/Pb (Ga)	$\epsilon_{\text{Nd}} (T)$
Complexo Caiçara									
LP 23	2.602	19.565	0.0804	$0,510478 \pm 17$	-42.14	2.93		3.149	5.11
LP 24 I	2.630	16.770	0.0949	$0,510760 \pm 12$	-36.63	2.93	LP 24 I	3.149	4.72
LP 27 C	3.002	19.062	0.0952	$0,510772 \pm 10$	-36.41	2.92		3.149	4.84
LP 33	2.286	13.501	0.1024	$0,510900 \pm 4$	-33.90	2.94		3.149	4.41
Complexo Anta									
LP 26	3.903	23.220	0.1016	$0,510907 \pm 8$	-33.77	2.91	LP 26	2.818	0.74
Granodiorito									
LP 22 I	1.794	12.052	0.0900	$0,510669 \pm 7$	-38.40	2.93	LP 22 I	2.819	0.32
LP 14	3.581	21.358	0.1014	$0,510900 \pm 7$	-33.90	2.91		2.818	0.68
LP 16 II	3.064	20.505	0.0903	$0,510690 \pm 6$	-38.00	2.91		2.818	0.61
LP 20	2.805	17.177	0.0987	$0,510853 \pm 7$	-34.81	2.90	X-77	2.818	0.74
LP 27 A	3.276	19.577	0.1012	$0,510894 \pm 10$	-34.01	2.91		2.818	0.64
LP 61 A	2.657	16.870	0.0952	$0,510779 \pm 11$	-36.26	2.91		2.818	0.57
Monzogranito									
LP 02 A	2.510	14.493	0.1047	$0,510928 \pm 10$	-33.36	2.96	XI-85	2.835	0.23
LP 30	2.542	13.172	0.1166	$0,511158 \pm 11$	-28.86	2.97		2.835	0.37
Charnockito									
LP 74	2.130	9.649	0.1335	$0,511272 \pm 45$	-26.64	3.40		2.818	-3.74
LP 02 B I	7.196	36.115	0.1204	$0,511248 \pm 13$	-27.12	2.94	XI - 205	2.818	0.57
LP 27 D	3.579	19.361	0.1117	$0,511059 \pm 9$	-30.80	2.97		2.818	0.04
LP 36 B	5.236	25.580	0.1237	$0,511316 \pm 8$	-25.80	2.94		2.818	0.70
Dique									
LP 17	1.970	6.373	0.1869	$0,512615 \pm 14$	-0.46	-	-	-	-
LP 49	1.717	5.482	0.1893	$0,512621 \pm 6$	-0.33	-	-	-	-
LP 59	1.247	3.848	0.1959	$0,512646 \pm 22$	0.15	-	-	-	-
LP 68	3.290	10.718	0.1856	$0,512607 \pm 7$	-0.61	-	-	-	-

Tabela 2.8 - Resumo dos dados de Lu-Hf do LA-ICP-MS.

Amostra	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	Erro (abs)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	Age (Ma)	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	2σ	$\epsilon_{\text{Hf}(0)}$	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	1σ	T_{DM} (Ga)
<i>LP 24 I (Gnaise)</i>											
Z5	0.0009209	±0.000023	0.280818	0.000021	3144	0.280760	0.000021	-69.59	-0.07	±0.76	3.51
Z6	0.0012497	±0.000016	0.280855	0.000021	3144	0.280777	0.000021	-68.28	0.52	±0.76	3.48
Z14	0.0015056	±0.000034	0.280833	0.000028	3144	0.280739	0.000028	-69.06	-0.84	±0.99	3.55
<i>LP 26 (Complexo Anta)</i>											
Z4	0.0007614	±0.000019	0.280967	0.000030	2838	0.280924	0.000030	-64.32	-1.44	±1.08	3.33
Z5	0.0006767	±0.000007	0.281037	0.000025	2838	0.280999	0.000025	-61.84	1.22	±0.89	3.19
Z9	0.0008646	±0.000032	0.281074	0.000028	2838	0.281025	0.000028	-60.55	2.15	±1.00	3.13
Z30	0.0021928	±0.000043	0.281095	0.000033	2838	0.280972	0.000033	-59.79	0.25	±1.19	3.24
<i>X-77 (Granodiorito)</i>											
Z1N	0.0012782	±0.000018	0.281085	0.000030	2818	0.281014	0.000030	-60.14	1.28	±1.08	3.17
Z1B	0.0008507	±0.000025	0.281036	0.000013	2818	0.280988	0.000013	-61.88	0.38	±0.48	3.22
Z5	0.0009901	±0.000007	0.281069	0.000025	2818	0.281014	0.000025	-60.72	1.27	±0.89	3.17
Z6	0.0005880	±0.000009	0.281035	0.000021	2818	0.281002	0.000021	-61.91	0.88	±0.74	3.19
Z7N	0.0007434	±0.000012	0.281013	0.000020	2818	0.280972	0.000020	-62.69	-0.22	±0.71	3.25
<i>XI-205 (Quartzo-Diorito)</i>											
Z10	0.0009952	±0.000037	0.281032	0.000017	2818	0.280976	0.000017	-62.04	-0.07	±0.61	3.24
Z9	0.0008909	±0.000010	0.281018	0.000021	2818	0.280969	0.000021	-62.50	-0.33	±0.75	3.26
Z7	0.0007008	±0.000042	0.281025	0.000021	2818	0.280986	0.000021	-62.28	0.28	±0.74	3.22
Z8	0.0013829	±0.000017	0.281062	0.000020	2818	0.280985	0.000020	-60.97	0.24	±0.71	3.22
Z6N		±0.000059	0.281042	0.000024	2818	0.280965	0.000024	-61.68	-0.47	±0.84	3.26
Z5	0.0009053	±0.000014	0.281059	0.000019	2818	0.281008	0.000019	-61.08	1.08	±0.69	3.18
Z4	0.0010661	±0.000036	0.281048	0.000023	2818	0.280988	0.000023	-61.47	0.36	±0.81	3.22
Z2	0.0021429	±0.000044	0.281110	0.000029	2818	0.280990	0.000029	-59.27	0.43	±1.04	3.21
Z1	0.0013104	±0.000022	0.281035	0.000016	2818	0.280961	0.000016	-61.93	-0.59	±0.57	3.27
Z3	0.0016662	±0.000067	0.281135	0.000029	2818	0.281042	0.000029	-58.38	2.28	±1.03	3.11

Discussão

Os dados de campo, petrográficos, geoquímicos e isotópicos permitiram classificar as rochas do Complexo Caiçara, em quatro grupos, isto é, gnaiss, granodiorito, monzogranito e série charnockítica.

Foram aplicadas as classificações de rochas graníticas proposta por Frost *et al.*, (2001) para as unidades em estudo. Das três classificações propostas em função do teor de ferro ($Fe\#$ ou Fe^*), dos elementos alcalinos ($MALI$) e da saturação em alumínio (ISA), as amostras da série charnockítica foram classificadas apenas em função da saturação em alumínio devido à ampla variação de sua composição pouco elucidativa nos diagramas de Fe^* e $MALI$, como visto em Frost & Frost (2008).

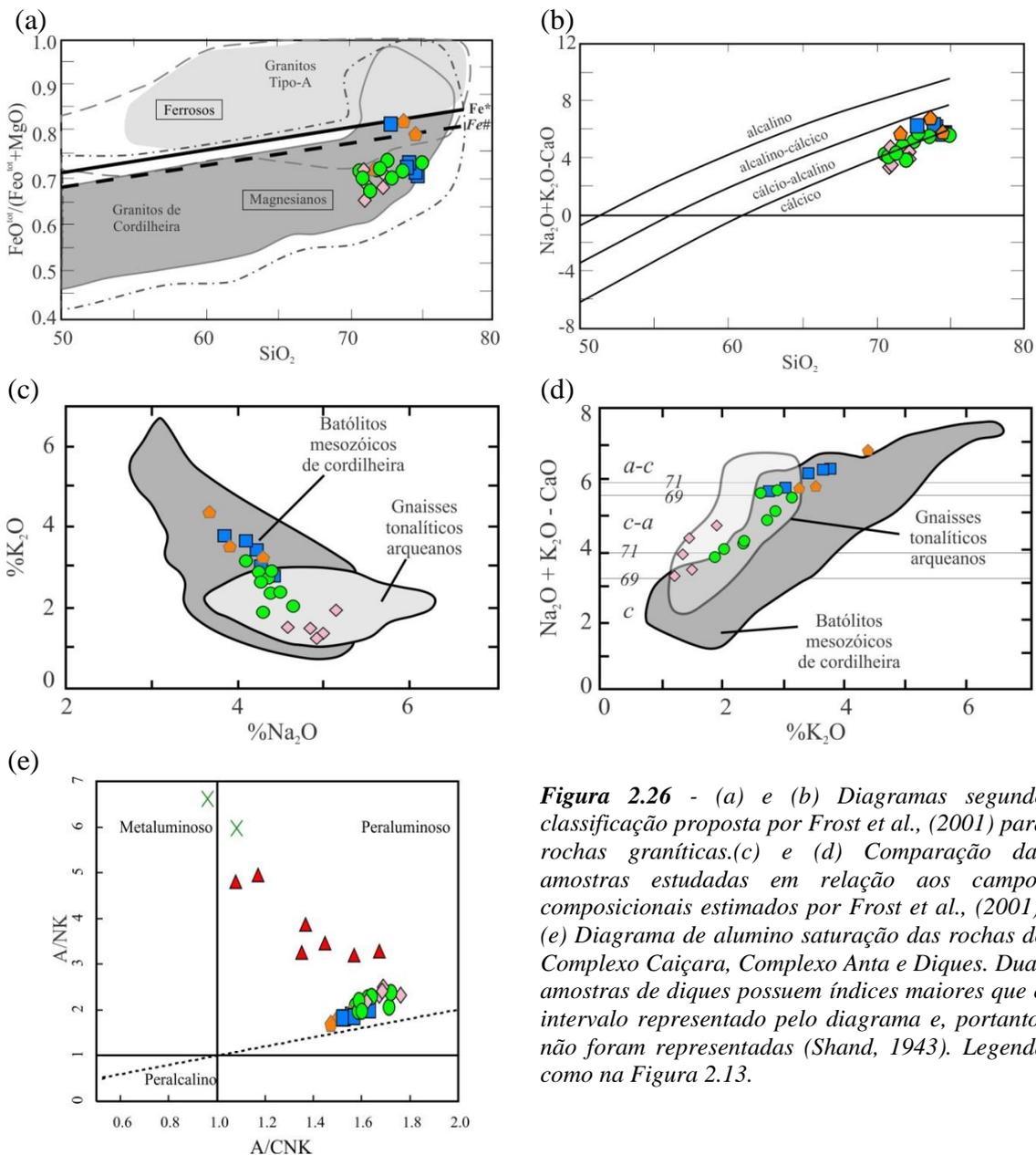


Figura 2.26 - (a) e (b) Diagramas segundo classificação proposta por Frost *et al.*, (2001) para rochas graníticas. (c) e (d) Comparação das amostras estudadas em relação aos campos composicionais estimados por Frost *et al.*, (2001). (e) Diagrama de alumínio saturação das rochas do Complexo Caiçara, Complexo Anta e Diques. Duas amostras de diques possuem índices maiores que o intervalo representado pelo diagrama e, portanto, não foram representadas (Shand, 1943). Legenda como na Figura 2.13.

Os litotipos analisados são magnesianos, cálcicos a cálcio-alcálicos e peraluminosos (**Figura 2.26a-b**). Na **Figura 2.26c-d** parte das rochas ocupam os campos de gnaisses tonalíticos arqueanos estimados por Frost *et al.*, (2001), principalmente os do Complexo Caiçara e parte das amostras do Granodiorito, diferente das rochas do Complexo Anta e do Monzogranito.

Em função do índice de saturação em alumínio [ISA = $Al/(Ca - 1.67P + Na + K)$ molecular] (Frost *et al.*, 2001), nas amostras do gnaisses, o seu valor varia entre 1,64 e 1,77, do granodiorito entre 1,60 e 1,75, do monzogranito entre 1,54 e 1,64, da série charnockítica entre 1,10 a 1,73 e as do Complexo Anta entre 1,49 a 1,59 (**Figura 2.26e**). Isto significa que há mais alumínio do que a quantidade passível de ser acomodada nos feldspatos e, portanto, deve haver outra fase aluminosa presente. Em rochas pouco aluminosas esta fase pode ser representada pela biotita e nas fortemente peraluminosas pela muscovita, cordierita, granada ou polimorfo de Al_2O_3 (Frost *et al.*, 2001).

Seguindo a caracterização geral das unidades em questão, foram aplicados os diagramas de Pearce *et al.*, (1984) para estimar seu ambiente tectônico (**Figura 2.27a-b**). O diagrama mostra que todas as amostras analisadas são compatíveis o ambiente de granitos de arco vulcânico.

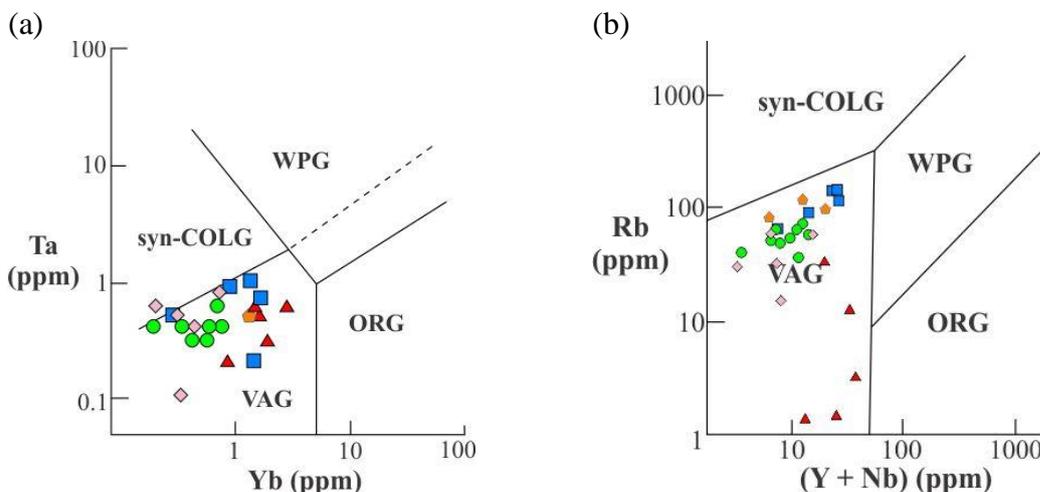


Figura 2.27 - (a) e (b) Diagramas para discriminação de granitos de diversos ambientes geotectônicos. syn-colg: granitos sin-colisionais; vag: granitos de arco vulcânico; wpg: granitos intraplaca; org: granitos de dorsal meso-oceânica (Pearce *et al.*, 1984). Legenda como na **Figura 2.13**.

Pelo diagrama de $(La/Yb)_N$ vs. $(Yb)_N$ (**Figura 2.28**) é possível observar a relação da presença ou não de minerais como granada e hornblenda como restitos durante a fusão parcial da crosta oceânica subductante, que, posteriormente, origina magmas graníticos, cálcio-alcálicos ou trondhjemíticos. A presença ou não dessas fases nos restitos tem relação direta com a evolução do planeta ao longo do tempo. Segundo Martin (1986), durante a formação dos magmas graníticos arqueanos, devido ao maior

gradiente geotérmico da época, as condições para a coexistência de minerais como hornblenda e/ou granada no restito eram alcançadas mais facilmente, levando a um empobrecimento dos ETR pesados do fundido. Em rochas graníticas recentes, pós-2.5 Ga, devido à diminuição do gradiente geotérmico por conta do resfriamento do planeta, o alcance das condições de coexistência da granada e/ou hornblenda no restito se tornaram excepcionais, resultando, portanto, no enriquecimento relativo dos ETR pesados no fundido em relação ao padrão arqueano. Situações atuais que favoreceriam condições de coexistência da granada e/ou hornblenda no restito ocorreriam quando placas oceânicas novas e quentes, ou até mesmo cordilheiras meso-oceânicas, fossem subductadas em ambientes orogênicos, favorecendo sua fusão antes da desidratação (Martin, 1986). Desta forma, observa-se que grande parte das rochas estudadas situam-se no campo de rochas graníticas anteriores a 2.5 Ga, com destaque para gnaisses TTG do Complexo Caiçara.

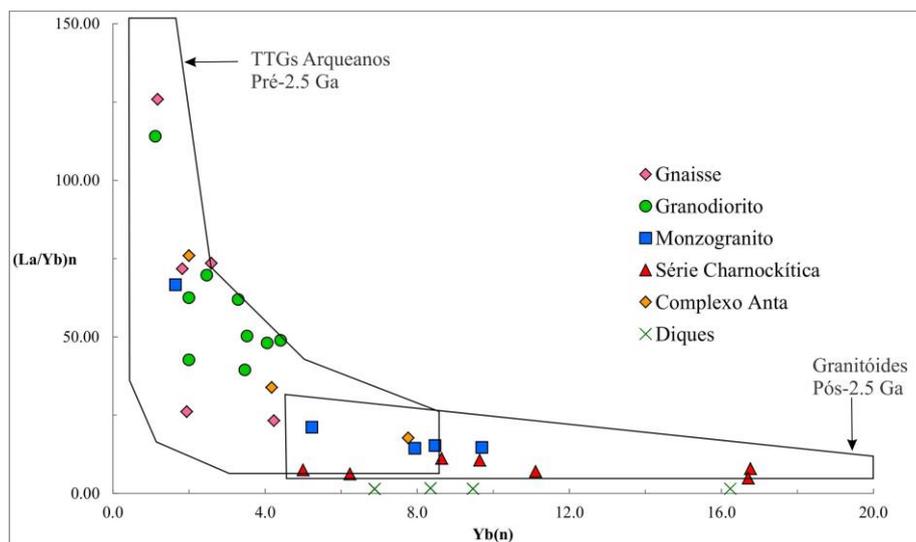


Figura 2.28 - Diagrama $(La/Yb)_N \times (Yb)_N$ com campos de Martin (1986). Valores normalizados por Sun & McDonough (1989).

Crosta Continental Arqueana

Os gnaisses cinza do embasamento granito-gnáissico constituintes do Complexo Caiçara foram caracterizados como associação TTG arqueana típica, formada a aproximadamente 300 Ma antes das demais unidades. Em termos de elementos maiores, o teor de SiO_2 entre 70-72% do gnaiss do Complexo coincidem com os teores de mais de 70% estabelecidos por Martin (1994) para TTGs arqueanos. Os teores de Al_2O_3 entre 14,69 e 15,42% das amostras estão próximos ao limiar de 15% proposto por Barker *et al.*, (1976) para classificação dos trondhjemitos em alto ou baixo Al_2O_3 . Já em relação aos ETRs, o padrão de ETRs das amostras dos gnaisses coincide com o padrão estimado de TTGs de diferentes partes do mundo (Martin *et al.*, 1983b; Martin *et al.*, 1987;

Martin, 1994) (**Figura 2.29a-d**), corroborando a assinatura trondhjemítica indicada pelos diagramas de elementos maiores (**Figura 2.15a-c**) e multielementares (**Figura 2.18a-b**).

Martin *et al.*, (1983b) comparou os gnaisses arqueanos de afinidade trondhjemítica, os *grey gnaisses*, com os de assinatura não-trondhjemítica, os *augen gnaisses*. A principal diferença entre ambos os tipos é o grau de fracionamento dos ETRs pesados em relação aos leves, devido a existência de anfibólio e granada no restito (Barker & Arth, 1976). Os padrões de ETRs das amostras do gnaisse do Complexo Caiçara se assemelham aos padrões para o *grey gnaisse* de assinatura trondhjemítica obtidos por Martin *et al.*, (1983b) (**Figura 2.29a**). A distinção dos padrões de ETRs, principalmente em relação aos ETRs pesados, entre as rochas de afinidade ou não trondhjemítica também se repete nas amostras do monzogranito e do Complexo Anta, sendo ambas, por sua vez, coincidentes com o campo do *augen gnaisse* devido aos teores relativamente mais elevados de ETRs pesados.

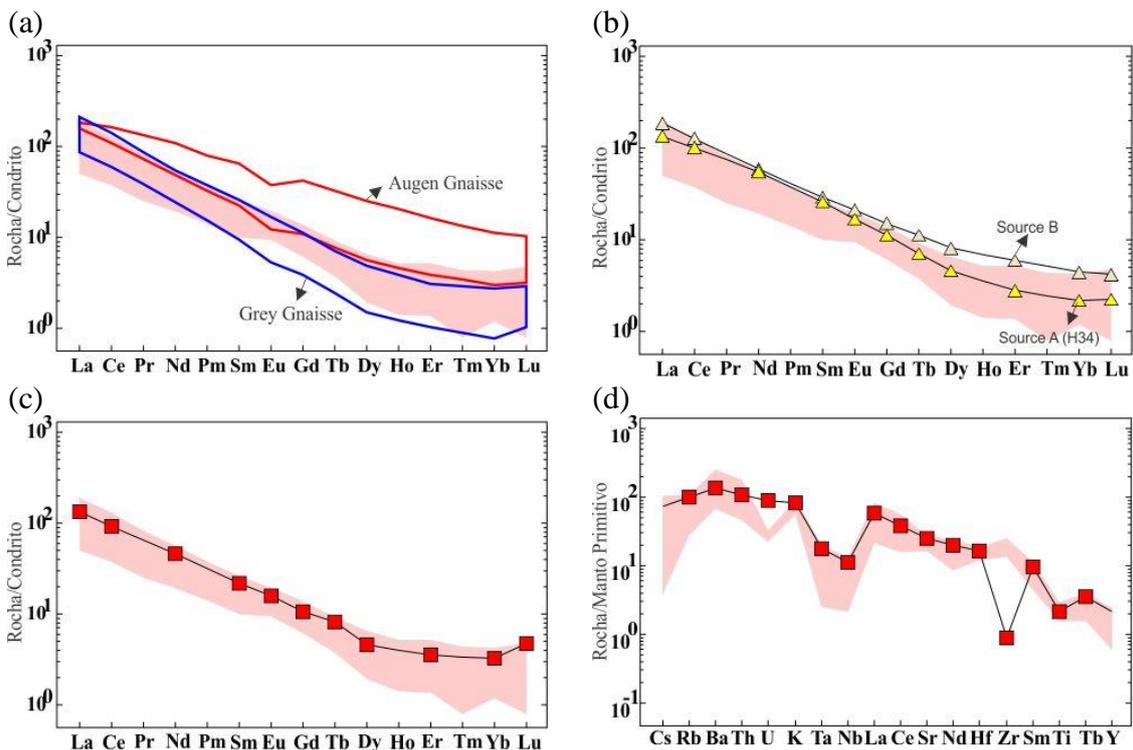


Figura 2.29 - Campo composicional das amostras do gnaisse do Complexo Caiçara (rosa) comparado com: (a) Grey e Augen gnaisses arqueanos de Martin *et al.*, (1983b); (b) Magma parental teórico do TTG denominado como “Source A” e “Source B” por Martin (1987); (c) e (d) Média dos ETRs e dos elementos traços dos TTG arqueanos de Martin (1994); Diagramas de ETRs normalizados para o condrito de Sun & McDonough (1989) e de traços pelo manto primitivo de Taylor & McLennan (1985).

O cálculo teórico dos padrões de ETRs do magma parental do TTG foi obtido por Martin (1987), que usou os termos “*source A*” e “*source B*” para denominá-los (**Figura 2.29b**). Segundo o autor, a cristalização fracionada a partir deste magma

parental teórico dá origem ao TTG propriamente dito. Desta forma, o padrão do gnaiss do Complexo Caiçara coincide com o padrão ETR de magma parental do TTG. A semelhança entre os padrões também se repete quando comparado com o padrão médio dos ETRs e dos elementos traços dos TTGs arqueanos, exceto pela anomalia negativa de Zr no diagrama de multielementos (**Figura 2.29c-d**) (Martin, 1994).

O granodiorito, por sua vez intrusivo no gnaiss do Complexo Caiçara, apresenta padrões geoquímicos semelhantes aos padrões do gnaiss e também é arqueano. Diante das evidências geoquímicas e isotópicas similares aqui obtidas e das relações de campo indicativas de anatexia *in situ* envolvendo ambas as unidades (**Figura 2.4c-d**), é proposto que o granodiorito possa ser produto da fusão parcial do gnaiss.

O Complexo Anta possui assinatura de crosta arqueana retrabalhada, com anomalia negativa de Eu e idade semelhante às demais rochas graníticas, sendo, portanto, mais jovem que o gnaiss do Complexo Caiçara. Suas feições de campo, petrográficas e geoquímicas são semelhantes ao monzogranito do Complexo Caiçara. Assim, tendo em vista as semelhanças petrográficas, geoquímicas e isotópicas entre as rochas dos Complexos Caiçara e Anta na área estudada e que sua separação feita por Blum *et al.*, (2003) se baseou apenas em dados aeroradiométricos, inferimos que os monzogranitos estudados dos Complexos Caiçara e Anta poderiam ser agrupadas em um único Complexo.

Série Charnockítica

A definição do termo “charnockito” é alvo de discussões por inúmeros autores há mais de um século (Holland, 1990; Washington, 1916; Howie, 1955; Geyers & Dune, 1942; Pichamuthu, 1960; Janardhan *et al.*, 1982; Srikantappa *et al.*, 1985; Le Maitre, 1989; Newton, 1989, 1992; Ridley, 1992; Frost *et al.*, 2000; Frost & Frost, 2008; Santosh & Omori, 2008; Bhattacharyya & Goswami, 2009; Frost & Frost, 2009; Touret & Huizenga, 2012). Desde sua definição até os trabalhos recentes se discute sua origem, se ígnea ou metamórfica e suas respectivas condições de formação e preservação. Ao longo do tempo o termo foi usado de forma confusa, imprecisa e genérica por se tratar de uma série de rochas ígneas com assembleias minerais similares às típicas de rochas félsicas em fácies granulito. Há definições como (i) rochas de composição granítica com piroxênio, independente da sua origem ígnea ou metamórfica; (ii) sinônimo de rochas félsicas geradas por metamorfismo granulítico; (iii) rochas geradas por desidratação ocasionada pela percolação de fluidos ricos em

CO₂ liberados durante a fusão de magmas basálticos sob a crosta inferior, processo referido por alguns autores como *charnockitização*; e (iv) rochas graníticas ígneas com piroxênio formadas pela cristalização de magmas charnockíticos em condições de pressão e temperatura similares às de fácies granulito. Além da ambiguidade do termo relacionado à paragênese, ainda há a abrangência da definição do termo, se possui significado geral como uma série de rochas graníticas, de piroxênio tonalito a piroxênio granito, ou restrito, como granito *stricto sensu* com piroxênio.

Frost & Frost (2008) citam trabalhos que identificaram charnockitos de origem ígnea preservados do metamorfismo, discutiram as ambiguidades da definição dos charnockitos e apresentaram sugestões, recuperando o relevante significado petrológico do termo na conotação ígnea, o que gerou a revisão de alguns estudos por parte de alguns autores (exemplo, Rajesh *et al*, 2011). Alguns charnockitos ígneos arqueanos mencionados pelos autores são Desliens, Minto e Utsalik, do Canadá, Louis Lake, Estados Unidos, e Madras, sul da Índia.

Uma das conclusões de Frost & Frost (2008) é que, de acordo com os amplos dados geoquímicos, isotópicos e dos parâmetros de pressão, temperatura e fugacidade de O₂, não há um único ambiente tectônico ou fonte de magma que responde pela formação de todos os subtipos de charnockitos (granitóides ferrosos, ferrosos-magnesianos e magnesianos). Desta forma, o termo “charnockito” deve ser usado para descrever granitóides que contém minerais anidros, e, assim, dê um significado diferente de qualquer outro termo existente no vocabulário ígneo. Ao invés de descrever a composição ou textura, o termo se refere aos mecanismos que participaram da colocação de um granitóide. Mais especificamente, descreve granitóides que se cristalizaram em altas temperaturas na presença de fluidos pobres em água (e presumivelmente rico em CO₂) (Frost & Frost, 2009). Na maioria dos casos os magmas charnockíticos se posicionam em ambientes de crosta inferior (fácies granulito), onde os magmas charnockíticos e a rocha metamórfica hospedeira (granulitos de ultra-alta temperatura) estão próximos ao equilíbrio termal. Esse processo inibe a propagação do metamorfismo de contato. A ausência da diferença de temperatura entre o magma charnockítico intrusivo e o ambiente ao redor na crosta inferior é a primeira causa de ambiguidade entre a origem magmática e metamórfica dos charnockitos (Touret & Huizenga, 2012).

Diante das recentes revisões conceituais que deram a conotação ígnea ao termo “charnockito”, as rochas de composição diorítica, quartzo diorítica e piroxênio tonalítica

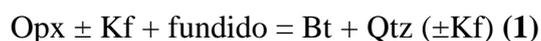
identificadas neste estudo foram agrupadas como os membros iniciais de uma série charnockítica. Os membros diorítico e quartzo diorítico são comparativamente pouco evoluídos, não permitindo diferenciar se pertencem a uma série charnockítica ou a uma série cálcio-alcalina. Frost & Frost (2008) mencionam que não são conhecidos termos equivalentes na série charnockítica para designar rochas de composição quartzo diorítica. Porém, pela existência de piroxênio tonalito, equivalente ao termo “*enderbito*” da antiga nomenclatura (Frost & Frost, 2008) e devido às relações de campo e as semelhanças nos padrões de ETRs com as demais rochas de composição diorítica e quartzo diorítica, foi reconhecida a série charnockítica na região. As feições que suportam a hipótese de origem ígnea das rochas estudadas são as texturas ígneas remanescentes e as relações de campo entre as rochas da série charnockítica e delas em relação às demais. A série charnockítica ocorre como corpos ou manchas no domínio do granodiorito e do monzogranito.

Em lâmina é possível observar a variação desde relictos de textura ígnea, incluindo os grãos de piroxênio, até porções com texturas metamórficas. Essa variação ocorre tanto entre os constituintes da série charnockítica quanto em uma mesma amostra (**Figura 2.8c-f, quartzo diorito; Figura 2.10c-f, piroxênio tonalito**). Também foram identificadas texturas de intercrescimento entre biotita e quartzo quase sempre próximas ao piroxênio e plagioclásio no quartzo diorito e no piroxênio tonalito (**Figura 2.9a-d; Figura 2.11a-f**).

A textura de intercrescimento entre biotita e quartzo próxima ao piroxênio e plagioclásio foi discutida por Ridley (1992). O autor diferencia as texturas de charnockitos maciços em relação aos charnockitos gnáissicos. Os maciços possuem feições ígneas preservadas, como a variação nos tamanhos dos cristais, os cristais de quartzo e plagioclásio ambos em contatos lobulados, raro feldspato potássico em diferentes tamanhos, a ocorrência do ortopiroxênio como cristais subeudrais ou cristais espedaçados (“*ragged*”) e a biotita como cristais tabulares ou associada ao ortopiroxênio, nas bordas dos cristais espedaçados. Segundo Percival (1991), essas texturas ainda são relacionadas às ígneas, embora haja evidência de modificações subsólidas. O intercrescimento de biotita e quartzo nas bordas dos restos de piroxênio indica reação entre o ortopiroxênio e a biotita, onde a biotita seria produzida à custa do piroxênio. Já nos charnockitos gnáissicos de textura granular, o ortopiroxênio ocorre como pequenos cristais arredondados, em agregados dispersos, o feldspato como cristais mais finos e a biotita como placas esparsas e alinhadas segundo o bandamento

gnáissico. Nesse caso, pelas relações de equilíbrio entre a biotita e o ortopiroxênio em fácies granulito e a simples coexistência de ambos não implica necessariamente em reação entre os mesmos (Ridley, 1992).

O autor propõe duas reações básicas de hidratação em baixas pressões que seriam responsáveis pelo intercrescimento, uma sem água e envolvendo uma fase fundida, onde o feldspato potássico é uma fase menor:



E a outra envolvendo baixa atividade de água:



A ausência de crescimento preferencial entre biotita e quartzo ao longo das bordas do piroxênio e do feldspato e a similaridade do intercrescimento com a textura mirmequítica (texturas de substituição – Ashworth & McLellan, 1985) suportam a hipótese de que os charnockitos são rochas magmáticas primárias. A uniformidade no desenvolvimento da textura é dependente da reação ocorrida, se (1) ou (2). A reação (2) tem extensão limitada devido à necessidade um influxo externo de H₂O, enquanto a reação (1) não. A preservação do ortopiroxênio é dependente da cristalização completa do fundido em (1). Quando há a textura de intercrescimento sem a presença do ortopiroxênio, entende-se que sobrou fundido após a reação completa com o ortopiroxênio (Ridley, 1992). A textura de intercrescimento é proposta por Frost et al (2000) como reações de hidratação ocorridas durante condições magmáticas tardias ou submagmáticas. A questão sobre a preservação do ortopiroxênio em relação à percolação de fluidos (advindos de fundidos residuais hidratados ou do influxo de H₂O pela rocha encaixante) e o grau de interação entre ambos também foi discutida por Frost et al., (2000), Bucher & Frost, (2006) e Frost & Frost (2008).

As condições e ambientes prováveis de formação de rochas charnockíticas e correlatas estão resumidas nas **Figura 2.30a-b**. A hipótese de que os charnockitos do Bloco Arqueano de Goiás na verdade sejam granulitos (**Figura 2.30a**) é descartada, inicialmente, pela ausência de extensos terrenos granulíticos vizinhos na região, que é característico em metamorfismos granulíticos regionais, uma vez que as rochas adjacentes chegam, no máximo, às condições de metamorfismo em fácies anfíbolito. E segundo, por haver feições e texturas ígneas ainda preservadas em meio às texturas metamórficas.

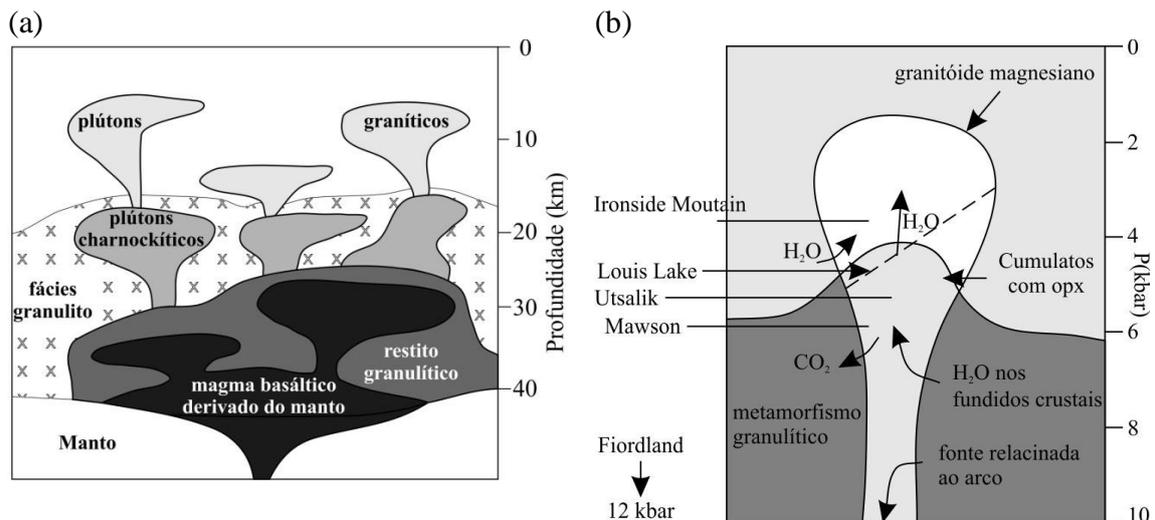


Figura 2.30 - (a) Modelo de advecção por meio de magmas máficos e graníticos. Magmas derivados do manto se cristalizam na base da crosta, liberando fluidos e calor em direção às rochas adjacentes. A fusão por desidratação deixa restitos granulíticos e produzem magmas granitóides que sobem para níveis crustais intermediários, fracionando em plútons anidros (charnockíticos). Em seguida, um novo fracionamento, porém agora envolvendo composições relativamente mais ricas em água, resulta em magmas granitóides que sobem para níveis mais rasos da crosta (Percival 1994) (b) Seção esquemática mostrando a relação entre o magmatismo charnockítico e metamorfismo granulítico em ambientes de arco com a indicação de posicionamento de alguns exemplos mundiais de rochas félsicas com piroxênio ígneo (Frost & Frost et al., 2008). Linha tracejada: superfície erosional que expõe atualmente as rochas de Louis Lake.

Santosh & Omori (2008) comprovaram a viabilidade do processo de desidratação de granitos hidratados cálcio-alcálinos comuns por percolação de fluidos de alta temperatura ricos em CO₂, resultando em rochas semelhantes aos charnockitos, cujos processos de movimentação dos fluidos podem ser vistos na **Figura 2.30b**. Feições relacionadas ao processo de alteração metassomática/metamorfismo de contato seriam alterações desiguais, contatos difusos, veios, alterações ao longo de zonas de cisalhamento, recristalização para granulação grossa e transformação mineral induzida por fluidos, seguindo a mesma reação de equilíbrio proposta por Ridley (1992), porém em sentido contrário, $Bt + Qtz = Opx + Kfs + H_2O$ (Butcher & Grapes, 2011; Rajesh *et al*, 2011). Embora não esteja completamente descartada, existem algumas características desfavoráveis para esta hipótese, que seriam a textura ígnea preservada nos grãos de piroxênio, identificação das etapas de consumo do piroxênio no sentido de geração do intercrescimento de biotita e quartzo ao longo da evolução da reação, e não o piroxênio como produto, e extensão espacial e espalhamento das ocorrências dos corpos ou manchas charnockíticas ao longo da porção central do Bloco Arqueano de Goiás.

A origem ígnea se dá pela cristalização de rochas ígneas félsicas com piroxênio a partir de magmas charnockíticos (**Figura 2.30a-b**). Magmas derivados do manto cristalizam na crosta inferior, liberando calor e fluidos nas rochas hospedeiras crustais.

A fusão em função da desidratação resulta em restitos granulíticos e produz magmas granitóides que ascendem para a crosta intermediária e fracionam plútons anidros (charnockitos). Durante a cristalização dos plútons charnockíticos, o fundido fica conseqüentemente mais rico em H₂O. O fracionamento posterior desse fundido mais rico em água resulta em magmas granitóides hidratados, que ascendem para níveis mais rasos da crosta. A exposição dos charnockitos em superfície pode ser em função de processos ígneos de ascensão dos plútons graníticos hidratados, onde pedaços dos plútons charnockíticos próximos à interface com os granitos hidratados foram trazidos à superfície ou em função da atual superfície de erosão (linha tracejada – **Figura 2.30b**). A ocorrência de hornblenda como produto de alteração do piroxênio pode ser em função da inserção posterior de água no sistema, compatível com a reação (2), provavelmente por conta das condições de fácies anfíbolito alcançadas pelas unidades adjacentes. Evidências adicionais para caracterização das rochas charnockíticas podem ser obtidas a partir dos estudos de inclusões fluidas e conteúdos de CO₂ (Touret & Huizenga, 2012) e de cálculos de termobarometria (Frost & Frost, 2008).

Sanukitóides

As unidades em estudo do Complexo Caiçara foram comparadas com os outros membros menos comuns do embasamento granito-gnáissico arqueano, que são os sanukitóides (Martin, 1994). Sanukitóide é uma suíte de rochas félsicas, vulcânicas ou intrusivas de alto Mg reconhecida como o menor componente dos terrenos arqueanos tardios, embora ocorra em diversas regiões. Não se associam temporalmente ao magmatismo TTG, ocorrendo principalmente no final do Arqueano (Martin, 1994). Martin *et al.*, (2005) relaciona aos sanukitóides o granito-tipo Closepet de Jayananda *et al.*, (1995) e Moyen *et al.*, (2001) descrito no sul da Índia. A suíte sanukitóide são rochas porfíricas (fenocristais localizados de feldspatos) de composição variando de diorítica a granodiorítica, com tonalito subordinado, enquanto o Closepet chega à composição monzogranítica. Em contraste aos TTGs, sanukitóides e Closepet são mais ricos em minerais máficos, incluindo associações de biotita ± hornblenda ± clinopiroxênio e, mais raramente, com ortopiroxênio. A química dos sanukitóides pode ser resumida como uma série magmática com sílica < 60%, MgO > 6 %, Mg# > 0.60, Cr > 100 ppm, 500 ppm de Sr e Ba, alto Na₂O, K₂O, ETR leves e La/Yb. O Closepet se diferencia do sanukitóide principalmente por ter maior razão K₂O/Na₂O, chegando a 1.0. Também é mais rico em Ti, Nb e Zr. Ao contrário do TTG, sanukitóides e Closepet

seguem o trend cálcio-alcálico no triângulo K-Na-Ca. O alto MgO, Mg#, Cr, Ni, K₂O claramente os diferenciam dos TTGs de qualquer idade (Martin *et al.*, 2005).

Em relação ao gnaisse, granodiorito e monzogranito do Complexo Caiçara e ao monzogranito do Complexo Anta, não há valores de MgO ou Mg# próximos aos dos sanukitóides (MgO < 1,09% e Mg# < 0,29). Em relação às rochas da série charnockítica, embora tenham valores de Mg comparativamente maiores que as demais cálcio-alcálicas do Complexo Caiçara (MgO entre 2,72 a 15,18% e Mg# entre 0,22 a 0,60), ainda assim são diferentes daqueles estipulados para os sanukitóides. Para todas as unidades, os padrões de ETRs e multielementos também são distintos daqueles das rochas sanukitóides (**Figura 2.32a-j**). Diante do exposto acima, fica claro que não há relação das rochas do Complexo Caiçara com as rochas sanukitóides típicas do arqueano tardio.

Diques

Kuyumjian (1998) e Corrêa da Costa (2003) classificaram os diques da região em função do teor de TiO₂ e do Mg#. Seguindo os critérios então utilizados, os diques

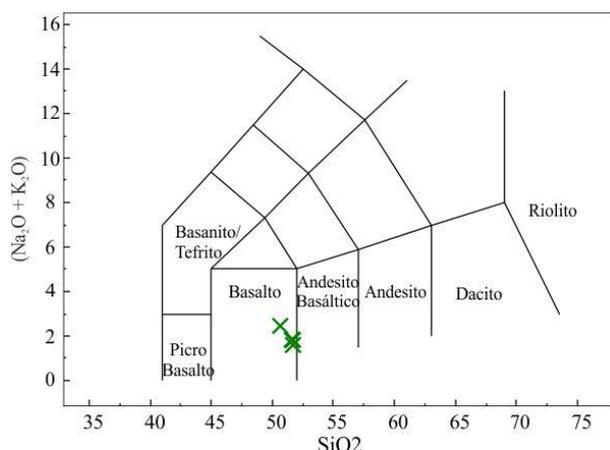


Figura 2.31 - Diagrama sílica versus álcalis de LeBas *et al.*, (1986) para rochas máficas. Os diques amostrados na região coincidem com o campo de rochas basálticas.

identificados neste estudo são classificados como de baixo TiO₂, uma vez que os teores obtidos, entre 0,55 e 1,39%, são menores que o limiar estipulado de 1,5% para as rochas de alto TiO₂. Em relação aos valores de Mg#, as de baixo TiO₂ possuem valores entre 0,31 e 0,49, sendo interpretadas como as menos evoluídas (Corrêa da Costa,

2003). O mesmo ocorre nas rochas em estudo, com valores de Mg# entre 0,31 e 0,52. Em função dos diagramas AFM (**Figura 2.15a**) e sílica versus álcalis de LeBas *et al.*, (1986) para rochas máficas (**Figura 2.31**), trata-se de rochas de afinidade toleítica e de composição basáltica. Segundo Kuyumjian (1998), os diques de baixo TiO₂ são os diques mais antigos da região, alojados durante o Arqueano e/ou Proterozóico inferior. Segundo análises radiométricas obtidas em alguns diques próximos à região, as idades variam entre 2.300 Ma e 2.449 Ma, aproximadamente (Tomazzoli & Nilson, 2001; Corrêa da Costa, 2003; Corrêa da Costa & Girardi, 2004).

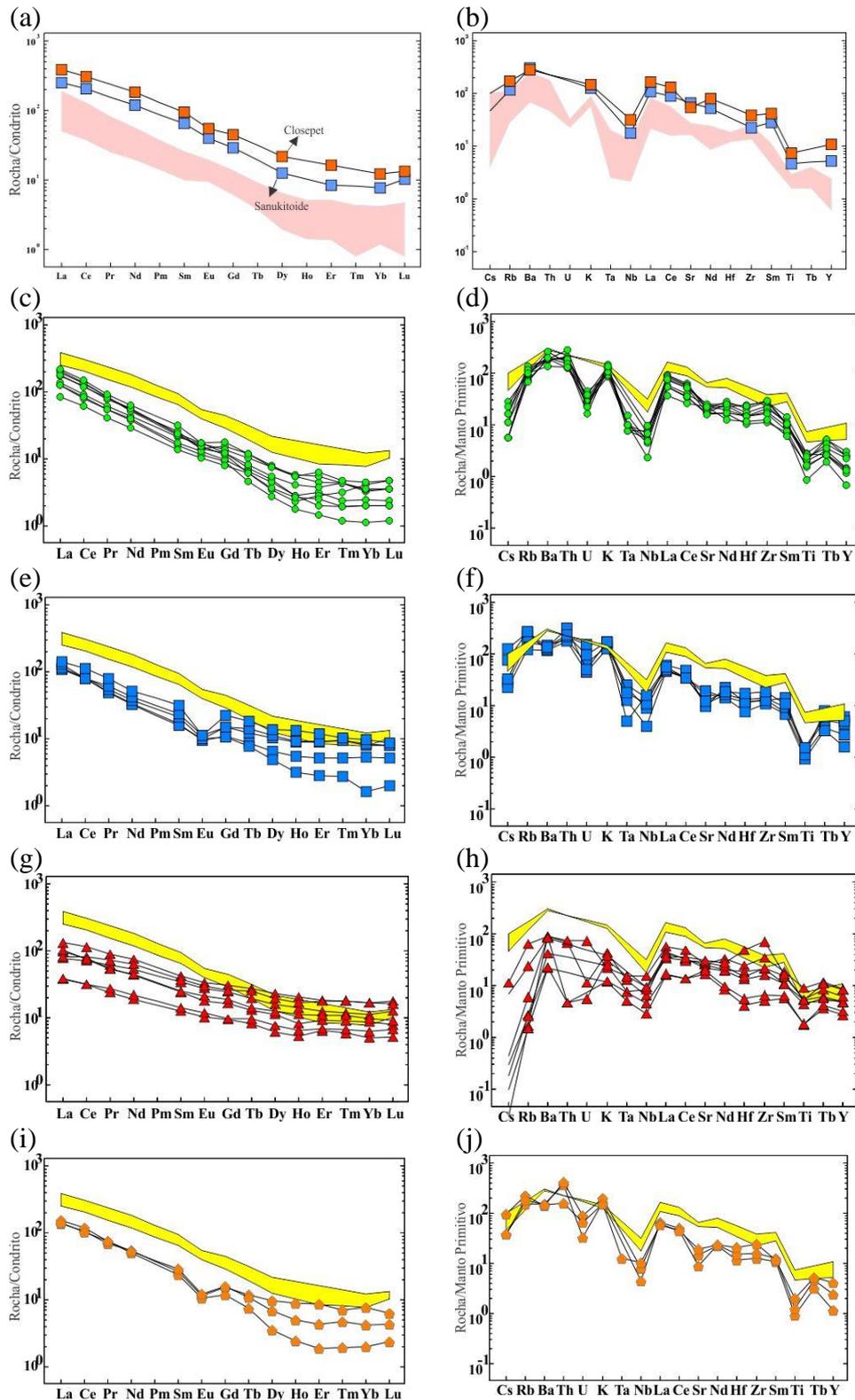


Figura 2.32 - (a) e (b) Padrão de ETRs e traços dos Sanukitóides e do Granito Closepet de Martin et al., (2005) comparado ao gnaiss do Complexo Caiçara (campo rosa). (c) a (j) Campo composicional (amarelo) delimitado pelos padrões dos sanukitóides e do Closepet em relação ao granodiorito, monzogranito, série charnockítica e Complexo Anta, respectivamente. ETRs normalizados a Sun & McDonough (1989) e traços a Taylor & McLennan (1985).

De modo geral, as idades isotópicas U-Pb e Sm-Nd das unidades granodiorito, monzogranito, série charnockítica e Complexo Anta indicam que o material originário

às litologias estudadas foi extraído do manto em torno de 2,9 Ga. A idade de cristalização dessas rochas ocorreu pouco depois, em torno de 2,8 Ga, com um $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$ em média de +0,52, indicando material juvenil com contaminação crustal. Exceção aos dados descritos acima está uma amostra de diorito (LP74), que possui T_{DM} de 3,40 Ga e $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$ de -3,74 e as amostras do gnaiss do Complexo Caiçara com valores médios de T_{DM} de 2,93 e de $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$ de +4,77. Embora a idade de cristalização do gnaiss do Complexo Caiçara ($3,144 \pm 35$ Ga) seja maior que a idade de extração do material do manto, admitiu-se que a idade de cristalização na verdade seria a idade mínima do evento de extração mantélica. O fato de a idade T_{DM} ser mais nova que a de cristalização pode ser justificada pelo erro do método Sm-Nd. De qualquer forma, serão feitas novas leituras das amostras do gnaiss do Complexo Caiçara e do diorito acima. Idades com intercepto inferior próximo ao Brasiliano ocorrem somente no gnaiss do Complexo Caiçara e no monzogranito do Complexo Anta. Já os isótopos de Hf estão de acordo com os dados isotópicos de Nd, indicando assinatura juvenil dos magmas com contaminação crustal, com valores de $\epsilon\text{Hf}(T)$ entre -1,44 a +2,28 e T_{DM} entre 3,11 e 3,55 Ga.

O intervalo de idades T_{DM} em cerca de 2,9 Ga e de idades U-Pb em torno de 2,8 Ga das rochas estudadas indica que se trata de rochas de um mesmo evento magmático desenvolvidas em uma crosta continental arqueana. Esta crosta arqueana seria representada pelo gnaiss do Complexo Caiçara de 3,1 Ga, o que está de acordo com a hipótese de Queiroz *et al.*, (2008) para os terrenos da porção norte do Bloco Arqueano de Goiás. Segundo aqueles autores, a contaminação dos granitóides juvenis por uma crosta siálica mais antiga comprova a existência de uma crosta anterior, próxima a qual se formou a bacia onde se desenvolveram as rochas vulcânicas máficas-ultramáficas dos *greenstone belts*. Os *greenstones*, por sua vez, foram empurrados em direção ao orógeno durante o fechamento da bacia. Sucessivamente, o colapso final do orógeno e a descompressão podem ter sido responsáveis pela fusão parcial da crosta seguida da geração do magmatismo félsico pertencente ao estágio de retrabalhamento crustal, o qual é exposto no Bloco Moquéim.

Portanto, os dados obtidos indicam que o gnaiss do Complexo Caiçara seria o representante da crosta siálica mais antiga que em seguida viria a ser intrudido pelo granodiorito, monzogranito, monzogranito do Complexo Anta e pelas rochas da série charnockítica. Todas essas rochas intrusivas se posicionam no final da primeira fase do estágio juvenil de Queiroz *et al.*, (2008).

Conclusão

Do exposto se conclui que:

- O Complexo Caiçara na área estudada consiste de ortognaisse, granodiorito, monzogranito e rochas constituintes da série charnockítica;
- O ortognaisse foi intrudido por granodiorito e monzogranito;
- O gnaisse apresenta afinidade trondhjemítica típica de terrenos TTGs;
- A afinidade trondhjemítica do granodiorito e feições localizadas de migmatização *in situ* permitem inferir que o granodiorito possa ser produto de fusão parcial de TTGs, uma vez que ambas possuem características de crosta continental arqueana juvenil;
- As semelhanças petrográficas, geoquímicas e isotópicas do monzogranito do Complexo Caiçara com o monzogranito do Complexo Anta, permitem sugerir que ambas as rochas são idênticas e, portanto, poderiam ser agrupadas em um único Complexo;
- A identificação das primeiras rochas de uma série charnockítica no Bloco Arqueano, com texturas ígneas ainda preservadas, padrões ETRs semelhantes entre diorito, quartzo-diorito e piroxênio tonalito e desenvolvidas em ambientes de arco;
- O gnaisse do Complexo Caiçara possui idade U-Pb de 3.144 ± 35 Ma e assinaturas isotópicas ($\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ e $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$) juvenis, o que permite inferir que seja um dos remanescentes da crosta siálica mais antiga mesoarqueana;
- Na transição do Meso/Neoarqueano, entre 2.838 ± 24 Ma e 2.818 ± 14 Ma, aproximadamente, houve um magmatismo félsico que originou as demais rochas que intrudem o ortognaisse, como o granodiorito, monzogranito e as rochas da série charnockítica e o monzogranito do até então Complexo Anta. O intervalo de idades U-Pb das rochas estudadas está localizado entre o final da primeira e início da segunda fase do estágio juvenil sugerido por Queiroz *et al.*, (2008) para as rochas da porção norte;
- As rochas em estudo são remanescentes de um arco continental localizado às margens de um continente arqueano anterior e possuem indícios geoquímicos e isotópicos de contaminação crustal no início do Neoarqueano, estes mais evidentes no monzogranito quando comparada às demais rochas estudadas;

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACME Labs. **2012**. *ACME Price Brochure*. Disponível na internet, nos site da Acme Labs (acmelab.com/pdfs/Acme_Price_Brochure.pdf). Acessado em 26/05/2012.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Neves, B.B.B. and Fuck, R.A. **1981**. *Brazilian structural provinces: an introduction*. Earth Sciences Review, 17, 1-29.
- Araújo Filho, J. O. **2000**. *The Pirineus Syntaxis: An example of the intersection of two brasileiro fold-thrust belts in Central Brazil and its implications for the tectonic evolution of western Gondwana*. Revista Brasileira de Geociências, 30(1): 144-148.
- Ashworth, J.R. & McLellan, E.L., **1985**. *Textures*. In: J.R. Ashworth (Editor), *Migmatites*. Blackie, London, pp. 180-203.
- Barker, F., Arth, J.G., Peterman, Z.E. e Friedman, I. **1976**. *The 1.7- to 1.8-b.y.-old trondhjemites of southwestern Colorado and northern New Mexico: Geochemistry and depths of genesis*: Geol. Soc. America Bull., v. 87, p. 189-198.
- Barker, F. & Arth, J.G. **1976**. *Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites*. Geology, 4: 596-600.
- Barker, F. **1979**. *Trondhjemites: definition, environment and hypothesis of origin*. In: F. Barker (Editor), *Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam, pp. 1-12.
- Bevilaqua, F.A., Fuentes, D.B.V., Kramer, E.V. **2008**. *Mapeamento Final de Graduação, 1:50.000, Projeto Mozarlândia, Goiás*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. Relatório Interno.
- Bhattacharyya, C. & Gowswami, B. **2009**. *Discussion on the paper "On charnockites" published in Gondwana Research, volume 13, 30-44 by B.Ronald Frost & Carol D. Frost*. Gondwana Research, 15, 216-217.
- Blum, M.L.B., Silva, A.M., Jost, H., Meneses, P.R., Fuck, R.A., Brod, J.A., Teixeira, A.A., Silva, A.A.C., Spigolon, A.L.D., Maas, M.V.R., Souza, M.M., Macedo Jr, P., Lima, B.E.M., Campos, M.O. **2001**. *Aplicação de dados aerogeofísicos no mapeamento geológico do limite entre os terrenos arqueanos e proterozóicos da região de Crixás-Cedrolina, Goiás*. Revista Brasileira de Geociências, 31(3): 279-286.
- Blum, M.L.B., Jost, H., Moraes, R.A.V., Pires, A.C.B. **2003**. *Caracterização dos complexos ortognáissicos arqueanos de goiás por gamaespectrometria aérea*. Revista Brasileira de Geociências, 33(2-Suplemento): 147-152.
- Brant, R.A.P., Ferreira, V.M. **2008**. *Mapeamento Final de Graduação, 1:50.000, Projeto Mozarlândia, Goiás*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. Relatório Interno.
- Brito Neves B.B.de, Campos Neto M.C., Fuck R.A. **1999**. *From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasileiro-Pan African Cycle and orogenic collage*. Episodes, **22**(3):155-166.
- Bucher, K. & Frost, B.R. **2006**. *Fluid transfer in high-grade metamorphic terrains intruded by anorogenic granites: the Thor Range, Antarctica*. Journal of Petrology 47, 567-593.

- Bühn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L. **2009**. *High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS)*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 81(1): 99-114.
- Butcher, K. & Grapes, R. **2011**. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 8° Ed., Springer, 428 pag.
- Carvalho, D.L.O. & Araújo, I.L. **2008**. *Mapeamento Final de Graduação, 1:50.000, Projeto Mozarlândia, Goiás*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. Relatório Interno.
- Coelho, F.S.F. & Cipullo, R.A. **2008**. *Mapeamento Final de Graduação, 1:50.000, Projeto Mozarlândia, Goiás*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. Relatório Interno.
- Condie, K.C. **1981**. *Archaean Greenstone Belts*. Elsevier, Amsterdam, pp. 434.
- Condie, K.C. **2004**. *TTGs and adakites: are they both slab melts?* Lithos, 80, 33-44.
- Cordani, U.G., Sato, K., Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S. **2000**. *Crustal evolution of the South American Platform*. In: Cordani, U.G. , Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. *Tectonic Evolution of South America*, p. 19-40.
- Corrêa da Costa, P. C. **2003**. *Petrologia, Geoquímica e Geocronologia dos diques máficos da região de Crixás-Goiás, porção centro-oeste do Estado de Goiás*. 151p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Corrêa da Costa, P.C., Girardi, V.A.V. **2004**. *Petrografia e química mineral dos diques máficos da região Crixás-Goiás, Estado de Goiás*. Revista do Instituto de Geociências, USP. Série científica, vol.4(2): 27-42.
- Danni, J.C.M., Jost, H., Winge, M. e Andrade, G.F. **1986**. *Aspectos da evolução dos terrenos granito-greenstone: exemplo da região de Hidrolina*. Anais, XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, SBG, 570-584.
- Dardenne, M.A. **2000**. *The Brasília Fold Belt*. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. *Tectonic Evolution of South America*, p.221-262.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P. e Marchal, M. **1980**. *A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses – its relationships and current nomenclature*. Chem. Geol., 29, 183-210.
- Fernandes, A.Q., Oliveira, F.C. **2008**. *Mapeamento Final de Graduação, 1:50.000, Projeto Mozarlândia, Goiás*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. Relatório Interno.
- Fonseca, M.A., Dardenne, M.A., Uhlein, A. **1995**. *Faixa Brasília, Setor Setentrional: Estilos estruturais e arcabouço tectônico*. Revista Brasileira de Geociências, 25(4), 267-278.
- Frost, B.R., Frost, C.D., Hulsebosch, T.P., Swapp, S.M. **2000**. *Origin of the charnockites of the Louis Lake batholith, Wind River Range, Wyoming*. Journal of Petrology 41, 1759–1776.

- Frost, B.R., Barnes, G.C., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. and Frost, C.D. **2001**. *A Geochemical Classification for Granitic Rocks*. *Journal of Petrology*, 42, 11: 2033-2048.
- Frost B.R. & Frost, C.D. **2008**. *On charnockites*. *Gondwana Research*. 13: 30-44.
- Frost B.R. & Frost, C.D. **2009**. *On charnockites: Reply to the discussion by C.Bhattacharrya and B. Goswami*. *Gondwana Research*. 15: 218-219.
- Fuck, R.A. **1994**. *A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins*. IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. 184-186.
- Fuck, R.A., Pimentel, M.M., Soares, J. E. P., Dantas, E. L. **2005**. *Compartimentação da Faixa Brasília*. IX Simpósio de Geologia do Centro Oeste. Goiânia.
- Gevers, T.W., Dunne, J.C., **1942**. *Charnockitic rocks near Port Edward in Alfred County, Natal*. *Transactions of the Geological Society of South Africa* 45, 183–214.
- Gioia, S.M.C.L. e Pimentel, M.M. **2000**. *The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72(2): 219-245.
- Gomide, C.S. & Beghelli Jr, L.P. **2008**. *Mapeamento Final de Graduação, 1:50.000, Projeto Mozarlândia, Goiás*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. Relatório Interno.
- Holland, T.H., **1900**. *The charnockite series, a group of Archean hypersthenic rocks in Peninsular India*. *Memoirs of the Geological Survey of India* 28, 119–249.
- Howie, R.A., **1955**. *The geochemistry of the charnockite series of Madras, India*. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 82, 725–769.
- Irvine, T.N. e Baragar, W.R.A. **1971**. *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Jahn, B-M., Glikson, A.Y., Peucat, J.J., Hickman, A.H. **1981**. *REE geochemistry and isotopic data of Archean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia: implications for the early crustal evolution*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45, 1633-1652.
- Jackson, M.D., Gallagher, K., Petford, N., Cheadle, M.J. **2004**. *Towards a coupled physical and chemical model for tonalite-trondhjemite-granodiorite magma formation*. *Lithos*, 79, 43-60.
- Janardhan, A.S., Newton, R.S., Hansen, E.C., **1982**. *The transformation of amphibolite facies gneiss to charnockites in southern Karnataka and northern Tamil Nadu, India*. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 79, 130–149.
- Jayananda, M., Martin, H., Peucat, J.-J., Mahabaleswar, B., **1995**. *Late Archaean crust–mantle interactions in the Closepet granite, Southern India: evidence from Sr–Nd isotopes, major and trace element geochemistry*. *Contrib. Mineral. Petrol.* 119, 314–329.
- Jost, H., Carmelo, A.C. and Menezes, P.R. **1994**. *Litologias, relações de contato e estruturas do Bloco do Caiamar, Crixás, Goiás*. *Resumos Expandidos, IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Brasília, SBG*, 18-20.

- Jost, H., Kuyumjian, R.M., Freitas, A.L.S., Costa, A.L.L., Nascimento, C.T.C., Vasconcelos, F.M., Galotti, L., Martins, M.C.A., Carvalho, M.N., Condé, V.C. **1995**. *Geologia da porção norte do Greenstone Belt de Guarinos, GO*. Revista Brasileira de Geociências, 25(1), 51–60.
- Jost, H.; Resende, M.; Kuyumjian, R. M.; Queiroz, C. L.; Osborne, G. A.; Blum, M. L. B; Pires, A. C. B.; Moraes, R.A.V. **1999**. *Terrenos arqueanos de Goiás*. Brasília, Universidade de Brasília, 54 p. (Relatório Interno).
- Jost H., Fuck R.A., Brod J.A., Dantas E.L., Meneses P.R., Assad M.L.L., Pimentel M.M., Blum M.L.B., Silva A.M., Spigolon A.L.D., Maas M.V.R., Souza M.M., Fernandez B.P., Faulstich F.R.L., Macedo Jr. P.M., Schobbenhaus C.N., Almeida L., Silva A.A.C., Anjos C.W.D., Santos A.P.M.R., Bubenick A.N., Teixeira A.A., Lima B.E.M., Campos M.O., Barjud R.M., Carvalho D.R., Scislewski L.R., Sarli C.L., Oliveira D.P.L. **2001**. *Geologia dos terrenos arqueanos e proterozóicos da região de Crixás-Cedrolina, Goiás*. Rev. Bras. Geoc., 3:15-28.
- Jost, H., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Rancan, C.C., Rezende, D.B., Santos E., Portela, J. F., Mattos, L., Chiarini, M.F.N., Oliveira, R.C., Silva, S.E. **2005**. *Geologia e Geocronologia do Complexo Uv, Bloco Arqueano de Goiás*. Revista Brasileira de Geociências, v.35(4), p.559-572.
- Jost H., Dussin I.A., Chemale Jr. F., Tassinari C.C.G., Junges S. **2008**. *U-Pb and Sm-Nd constraints for the Paleoproterozoic age of the metasedimentary sequences of the Goiás Archean greenstone belts*. South Am. Symp. Isotope Geology, 6, San Carlos de Bariloche, Argentina, Proceedings, 4 pgs.
- Jost H., Chemale Jr F., Dussin I.A., Fuck R.A. **2012**. *Uv complex, the oldest orthogneisses of the Archean block of Central Brazil*. J. South Am. Earth Sci. (submetido)
- Kretz, R. **1983** *Symbols of rock-forming minerals*. American Mineralogist, 68, 277–279.
- Kuno, H. **1968**. *Differentiation of basalt magmas*. In: Hess, H.H. & Poldervaart, A. (eds.), *Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*, Vol. 2. Interscience, New York, pp. 623-688.
- Kuyumjian, R.M. **1998**. *Mafic dike swarms of the Goiás Massif, Central Brazil*. Revista Brasileira de Geociências, 28(1):45-50.
- Lacerda Filho J.V., Rezende A., Silva A. **2000**. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e do Distrito Federal*. Escala 1:500.000. 2 Edico. CPRM/METAGO/UnB, 184p.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. **1986**. *A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram*. Journal of Petrology, 745-750.
- Le Maitre, R.W. (Ed.). **1989**. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Ludwig, K.R. **1999**. *Using Isoplot/Ex, Version 2.01: a geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center Special Publication, No. 1a: 47. (Verso 4.15)

- Marini, O.J., Fuck, R.A., Danni, J.C.M. e Dardenne, M.A. **1981**. *A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento*. Anais do Simp. Cráton São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador, SME-CBPM/SBG/NBA-SE, 100-115.
- Marini, O.J., Fuck, R.A., Danni, J.C.M., Dardenne, M.A., Loguércio, S.O., Ramalho, R. **1984a**. *As faixas de dobramento Brasília, Uruaçu, Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás*. In: *Geologia do Brasil*, coords. Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., e Asmus, H.E., 251-303. Brasília, DNPM.
- Marini O.J., Fuck R.A., Dardenne M.A., Danni J.C.M. **1984b**. *Província Tocantins: setores central e sudeste*. In: F.F.M. de Almeida, Y. Hasui (eds). *O Pré-cambriano do Brasil*. Blücher, São Paulo, p. 205-264.
- Martin, H., Chauvel, C., Jahn, B-H., Vidal, P. **1983a**. *Rb-Sr and Sm-Nd ages and isotopic geochemistry of Archaean granodioritic gneisses from eastern Finland*. Precambrian Research, 20, 79-81.
- Martin, H., Chauvel, C., Jahn, B-H. **1983b**. *Major and trace element geochemistry and crustal evolution of Archaean granodioritic rocks from eastern Finland*. Precambrian Research, 21, 159-180.
- Martin, H. **1986**. *Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas*. Geology, 14: 753-756.
- Martin, H. **1987**. *Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: Major and trace element geochemistry*. J. Petrol., 28: 921-953.
- Martin, H., **1994**. *The Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust*. In: Condie, K.C. (Ed.), *The Archean Crustal Evolution, Developments in Precambrian Geology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 205– 259.
- Martin, H. **1999**. *Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids*. Lithos, 46, 411-429.
- Martin, H., Moyen, J.-F. **2002**. *Secular changes in TTG composition as markers of the progressive cooling of the Earth*. Geology 30 (4), 319–322.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.-F., Champion, D. **2005**. *An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution*. Lithos, 79, 1-24.
- Matteini, M., Junges, S.L., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Bühn, B. **2010**. *In Situ zircon U-Pb and Lu-Hf isotope systematic on magmatic rocks: Insights on the crustal evolution of the Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Brasília belt, Central Brazil*. Gondwana Research, 17, 1-12.
- Meneses Silva, A., Koth, L.B. **2008**. *Mapeamento Final de Graduação, 1:50.000, Projeto Mozarlândia, Goiás*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. Relatório Interno.
- Middlemost, E.A.R. **1997**. *Magmas, Rocks and Planetary Development – a survey of magma/igneous rock systems*. Longman. Edimburgh. p.299.

- Moyen, J.-F., Martin, H., Jayananda, M. **2001**. *Multi-element geochemical modelling of crust–mantle interactions during late- Archaean crustal growth: the Closepet granite (South India)*. *Precambrian Research*, 112, 87–105.
- Nascimento, B.M., Lopes, G.C. **2008**. *Mapeamento Final de Graduação, 1:50.000, Projeto Mozarlândia, Goiás*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. Relatório Interno.
- Newton, R.C., **1989**. *Metamorphic fluids in the deep crust*. *Annual Reviews in Earth Science* 17, 385–412.
- Newton, R.C., **1992**. *Charnokitic alteration: evidence for CO₂ infiltration in granulite facies metamorphism*. *Journal of Metamorphic Geology* 10, 383–400.
- Nockolds, S. R., & Allen, R. **1953**. *The geochemistry of some igneous rock series*. *Geochimica et Cosmochim. Acta*, v. 4, p. 105-142.
- O'Connor, J.T. **1965**. *A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios*. *U.S. Geol. Surv. prof. pap.*, 525-B: 79-84.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A. G. **1984**. *Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks*. *Journal of Petrology*, v.25 (4), p.956-983.
- Percival, J.A., **1991**. *Orthopyroxene-poikilitic tonalites of the Desliens igneous suite, Ashuanipi granulite complex, Labrador-Quebec, Canada*. *Can. J. Earth Sci.*, 28:743-753.
- Percival, J.A. **1994**. *Archean high-grade metamorphism*. In: Condie, K.C. (Ed.), *The Archean Crustal Evolution, Developments in Precambrian Geology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 205– 259.
- Pereira, K.M.S., Morgado, M.G.A., Corrêa, P.M. **2008**. *Mapeamento Final de Graduação, 1:50.000, Projeto Mozarlândia, Goiás*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. Relatório Interno.
- Pichamuthu, C.S., **1960**. *Charnockite in the making*. *Nature* 188, 135–136.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Jost, H., Ferreira Filho, C.F. & Araujo, S.M. **2000**. *The Basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc*. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. *Tectonic Evolution of South America*, p 195-229.
- Pimentel M.M., Jost H., Fuck R.A., Armstrong R.A., Dantas E.L., Potrel A. **2003**. *Neoproterozoic anatexis of 2.9 Ga old granitoids in the Goiás Archean Block, Central Brazil: evidence from new U-Pb SHRIMP and Sm-Nd isotopes*. *Geol. USP: Série Cient.*, 3:1-12.
- Queiroz, C.L., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., Jost, H., Barley, M.E. **2000**. *Polymetamorphic history of the Crixás-Açu Gneiss, Central Brazil: SHRIMP U-Pb evidence from titanite and zircon*. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1):040-044.
- Queiroz C.L., Jost H., Silva L.C., McNaughton N.J. **2008**. *U–Pb SHRIMP and Sm–Nd geochronology of granite–gneiss complexes and implications for the evolution of the Central Brazil Archean Terrain*. *Journal of South American Earth Sciences*, v.26, p.100–124.

- Rajesh, H.M., Santosh, M., Yoshikura, S. **2011**. *The Nagercoil Charnockite: a Magnesian, Calcic to Calc-alkalic Granitoid Dehydrated during a Granulite-facies Metamorphic Event*. *Journal of Petrology*, 52 (2), 375-400.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D. **2003**. *Growth of early continental crust by partial melting of eclogite*. *Nature*, 425: 605-609.
- Ridley, J. **1992**. *On the origins and tectonic significance of the charnockite suite of the Archaean Limpopo Belt, Northern Marginal Zone, Zimbabwe*. *Precambrian Research*, 55, 407-427.
- Rodrigues V.G. **2011**. *Geologia do depósito aurífero do Caiamar, greenstone belt de Guarinos: um raro depósito associado a episenito sódico*. Dissertação de Mestrado. IG/UnB, 79 pgs.
- Rollinson, H.R. **1993**. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, London. 352 pp.
- Rollinson, H.R. **1997**. *Eclogite xenoliths in West African kimberlites as residues from Archean granitoid crust formation*. *Nature*, 389: 173-176.
- Santosh, M., Omori, S. **2008**. *CO₂ flushing: a plate tectonic perspective*. *Gondwana Research* 13, 86–102
- Shand, S. J. **1943**. *The Eruptive Rocks*. 2nd Ed. New York: John Wiley, 444pp.
- Shau, Y.H., Yang, H.Y., Peacor, D.R. **1991**. *On oriented titanite and rutile inclusions in saogenitic biotite*. *American Mineralogist*, 76, 1205-1217.
- Smithies, R.H. **2000**. *The Archaean tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite*. *Earth Planet. Sci. Lett.* 182, 115– 125.
- Smithies, R.H. & Champion, D.C. **2000**. *The Archaean high-Mg diorite suite: links to tonalite–trondhjemite–granodiorite magmatism and implications for early Archaean crustal growth*. *J. Petrol.* 41 (12), 1653– 1671.
- Smithies, R.H., Champion, D.C., Cassidy, K.F. **2003**. *Formation of Earth's early Archaean continental crust*. *Precambrian Res.* 127 (1–3), 89– 101.
- Srikantappa, C., Raith, M. & Speiring, B. **1985**. *Progressive charnockitisation of a leptynite[^]khondalite suite in southern Kerala, India: evidence for formation of charnockites through decrease in fluid pressure*. *Journal of the Geological Society of India* 26, 859-872.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., **1989**. *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*. In: Saunders, A.S., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication, vol. 42, pp. 313– 345.
- Streckeisen, A. **1976**. *To each plutonic rock its proper name*. *Earth Science Reviews*, 12: 1-33.
- Streckeisen, A.L. & Le Maitre, R.W. **1979**. *A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks*. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungen*, 136, 169-206.

- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. **1985**. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific, Oxford, 312 pp.
- Tomazzoli, E.R. & Nilson, A.A. **2001**. *Dados geocronológicos preliminares sobre o enxame de diques Morro Agudo de Goiás*. Revista Brasileira de Geociências, 31(3): 401-402.
- Touret, L.R., Huizenga, J.M. **2012**. *Charnockite microstructures: From magmatic to metamorphic*. Geoscience Frontiers.
- Valadares, D.M.P., Lemos, M.V.F. **2008**. *Mapeamento Final de Graduação, 1:50.000, Projeto Mozarlândia, Goiás*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. Relatório Interno.
- Vargas, M.C. **1992**. *Geologia das rochas granito-gnáissicas da região de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás e Hidrolina*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 167p.
- Washington, H.S., **1916**. *The charnockite series of igneous rocks*. American Journal of Science 41, 323–338
- Whitney, D.L. & Evans, B.W. **2010**. *Abbreviations for names of rock-forming minerals*. American Mineralogist, 95, 185-187.

CAPÍTULO 3 - ANEXOS

Tabela 3.1 - Composições químicas das amostras analisadas.

	LP02A	LP02BI	LP04	LP08I	LP12	LP14	LP16II	LP17	LP20	LP22I	LP23	LP24I	LP26	LP27A	LP27C	LP27D	LP30	LP33
SiO2 (wt. %)	74.63	57.90	74.51	64.06	74.04	70.61	72.53	50.34	71.75	74.95	72.21	72.20	71.64	72.00	70.86	63.16	73.87	71.06
Al2O3	13.87	16.83	14.35	16.64	14.06	15.17	14.48	11.43	14.83	14.17	14.69	14.83	14.60	14.80	15.31	16.55	14.15	14.76
Fe2O3	1.13	8.25	0.96	5.47	1.36	2.55	1.82	11.93	2.04	0.97	1.90	1.65	1.99	2.09	2.57	5.13	1.21	2.64
FeOt	1.02	7.42	0.86	4.92	1.22	2.29	1.64	10.73	1.84	0.87	1.71	1.48	1.79	1.88	2.31	4.62	1.09	2.38
MgO	0.43	2.72	0.35	1.82	0.45	0.92	0.59	12.09	0.73	0.32	0.70	0.70	0.70	0.74	0.92	2.59	0.42	1.09
CaO	1.58	6.77	1.57	4.85	1.52	2.57	2.04	10.09	2.29	1.34	2.00	2.48	1.83	2.39	2.89	5.33	1.37	2.64
Na2O	4.28	4.20	4.43	4.14	4.23	4.39	4.26	1.55	4.37	4.28	4.86	5.01	4.30	4.31	4.93	4.73	3.86	4.59
K2O	3.05	0.65	2.78	0.94	3.43	2.36	2.88	0.18	2.75	2.64	1.48	1.37	3.27	1.89	1.24	0.47	3.78	1.52
TiO2	0.19	1.43	0.15	0.83	0.23	0.46	0.32	0.81	0.33	0.14	0.31	0.26	0.32	0.34	0.41	0.69	0.18	0.47
P2O5	0.05	0.45	0.03	0.18	0.06	0.15	0.09	0.06	0.11	0.02	0.02	0.12	0.12	0.09	0.13	0.22	0.07	0.12
MnO	0.02	0.11	0.01	0.08	0.03	0.03	0.02	0.18	0.03	0.01	0.01	0.02	0.04	0.03	0.03	0.08	0.02	0.04
Cr2O3		0.00						0.13								0.01		0.00
LOI	0.60	0.40	0.70	0.70	0.40	0.50	0.70	0.90	0.50	0.90	1.40	1.10	0.90	1.00	0.40	0.80	0.80	0.80
Total	99.79	99.70	99.80	99.75	99.81	99.72	99.70	99.68	99.75	99.77	99.62	99.79	99.74	99.73	99.71	99.75	99.77	99.75
TOT_C	0.03	0.06		0.02		0.02	0.08	0.02			0.02	0.10	0.03	0.05			0.02	
TOT_S								0.02										
Ni (ppm)				21.00				228.00								33.00		
Co	60.80	66.80	59.20	62.50	57.70	64.80	56.70	80.40	44.70	71.40	145.30	90.50	78.60	67.90	69.90	73.50	98.40	99.30
Sc	3.00	19.00	2.00	12.00	4.00	4.00	3.00	35.00	4.00	2.00	3.00	3.00	5.00	4.00	4.00	13.00	3.00	6.00
V		159.00		91.00		23.00	10.00	232.00	14.00				11.00	22.00	30.00	87.00		48.00
Ba	755.00	430.00	584.00	453.00	611.00	899.00	1340.00	66.00	939.00	950.00	1296.00	360.00	761.00	979.00	980.00	458.00	657.00	423.00
Rb	92.00	3.30	67.00	34.50	145.40	58.60	49.70	4.30	74.00	40.80	30.60	32.50	100.60	37.00	15.30	0.90	117.30	59.30
Sr	291.80	464.90	335.40	444.20	195.50	362.80	300.80	96.40	351.30	303.90	486.10	368.70	336.20	408.60	436.70	385.70	174.60	288.60
Y	9.40	28.80	5.40	16.30	15.00	10.40	5.00	13.80	8.40	2.30	2.10	4.80	14.30	8.60	6.80	15.70	20.60	8.30

Zr	108.90	286.30	89.00	173.50	117.40	230.30	191.40	43.50	172.60	92.10	113.30	140.80	197.80	145.20	163.60	131.30	104.50	210.50
Nb	5.00	8.60	2.20	3.60	8.00	3.80	3.00	2.50	4.30	1.30	1.20	2.60	5.90	3.00	1.30	5.20	6.00	7.20
La	26.20	31.30	26.00	24.20	27.10	51.10	40.80	3.20	48.30	30.20	35.10	31.00	32.60	32.40	45.10	22.90	33.70	23.30
Ce	48.50	69.90	48.20	46.20	50.40	91.20	75.60	7.20	85.00	48.40	58.10	53.50	64.80	56.50	80.20	47.20	68.40	41.00
Pr	4.71	8.45	4.62	5.07	5.18	8.82	7.36	1.10	8.10	5.12	5.63	5.12	6.60	5.89	7.74	5.15	7.53	3.99
Nd	15.50	35.00	15.00	20.90	17.60	29.80	26.40	5.30	24.50	17.60	19.00	16.50	25.20	20.30	26.00	20.40	24.20	13.10
Sm	2.56	6.44	2.40	3.81	3.19	4.82	3.62	2.00	3.96	2.41	2.40	2.61	4.03	3.27	3.94	3.69	4.90	2.22
Eu	0.55	1.95	0.58	1.22	0.58	1.00	0.82	0.65	0.81	0.67	0.82	0.64	0.67	0.98	1.14	1.04	0.66	1.00
Gd	2.26	6.32	2.15	3.85	3.08	3.67	2.49	2.41	3.18	1.89	1.64	2.03	3.19	2.82	2.84	3.35	4.66	2.07
Tb	0.32	1.02	0.29	0.53	0.46	0.45	0.27	0.44	0.45	0.17	0.14	0.22	0.45	0.38	0.34	0.49	0.69	0.28
Dy	1.64	5.81	1.23	3.17	2.62	1.91	1.23	2.93	1.99	0.69	0.49	1.03	2.46	1.89	1.67	2.84	3.49	1.60
Ho	0.31	1.16	0.18	0.63	0.51	0.31	0.16	0.53	0.31	0.10	0.08	0.19	0.51	0.33	0.23	0.46	0.76	0.29
Er	0.86	3.04	0.47	1.82	1.49	1.04	0.52	1.61	0.73	0.24	0.23	0.58	1.42	0.91	0.53	1.53	1.94	0.86
Tm	0.13	0.46	0.07	0.28	0.24	0.12	0.06	0.24	0.11	0.03	0.02	0.05	0.18	0.11	0.07	0.23	0.26	0.11
Yb	0.89	2.85	0.28	1.64	1.35	0.75	0.42	1.61	0.56	0.19	0.20	0.31	1.32	0.59	0.44	1.47	1.65	0.72
Lu	0.13	0.45	0.05	0.23	0.20	0.12	0.06	0.24	0.09	0.03	0.02	0.06	0.16	0.09	0.07	0.20	0.22	0.12
Th	12.20	0.30	11.60	4.30	13.80	13.50	10.20	0.40	18.00	13.50	11.20	8.00	10.10	8.10	10.00	4.70	20.50	4.40
U	1.20	0.10	0.80	0.20	2.70	0.50	0.30	0.50	0.60	0.60	0.40	1.20	0.50	0.50	1.30	0.90	0.60	
Pb	5.50	0.40	17.40	1.30	2.40	3.30	2.40	3.30	4.10	6.20	8.00	4.40	10.10	3.30	1.50	1.50	2.50	2.10
Hf	3.20	6.60	2.10	4.90	3.60	5.70	4.60	1.20	4.00	2.80	3.30	3.60	5.50	4.00	4.50	3.60	3.20	4.90
Mo		0.20														0.30	0.10	
Cu	1.80	46.10	45.40	14.50	4.70	6.10	4.50	82.50	4.50	2.80	2.50	5.60	1.50	3.60	1.50	33.70	2.20	12.10
Zn	37.00	30.00	25.00	53.00	28.00	55.00	41.00	11.00	46.00	22.00	48.00	52.00	59.00	43.00	56.00	17.00	32.00	58.00
As																		0.50
Sb																		
Be				2.00	3.00		2.00			1.00			1.00			1.00		
Cs	0.50		0.40	0.20	2.30	0.10	0.10		0.30	0.10	0.30	0.30	0.70	0.20			0.60	1.60
Ga	15.70	19.60	16.30	18.00	14.60	16.60	15.00	12.00	16.80	13.90	16.20	16.50	16.00	16.00	18.10	17.40	15.60	18.50
Sn		1.00			1.00								2.00			1.00		1.00

Ta	0.90	0.60	0.50	0.50	1.00	0.40	0.30	0.20	0.30	0.40	0.60	0.50	0.50	0.40	0.40	0.60	0.70	0.80
W	414.90	301.60	408.40	347.40	400.70	414.10	365.70	148.20	283.70	520.50	937.70	588.60	512.70	452.40	447.30	346.30	667.00	650.50
Ag																		
Au	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Bi																		
Cd																		
Hg											0.04							
Se	0.50																	
Tl	0.40		0.30	0.30	0.60	0.40	0.30		0.50	0.20	0.30	0.30	0.80	0.30	0.20		0.40	0.50
<i>Mg#</i>	0.247	0.221	0.239	0.223	0.222	0.237	0.218	0.466	0.236	0.221	0.241	0.268	0.233	0.234	0.236	0.303	0.230	0.263
<i>Fe*</i>	0.703	0.732	0.712	0.730	0.731	0.714	0.735	0.470	0.715	0.732	0.710	0.680	0.719	0.718	0.715	0.641	0.722	0.685
<i>MALI</i>	5.750	-1.920	5.640	0.230	6.140	4.180	5.100	-8.360	4.830	5.580	4.340	3.900	5.740	3.810	3.280	-0.130	6.270	3.470
<i>ASI</i>	0.123	0.439	0.124	0.357	0.114	0.196	0.155	0.631	0.171	0.112	0.169	0.201	0.136	0.197	0.230	0.374	0.105	0.216

Tabela 3.1 - (Cont.) Composições químicas das amostras analisadas.

	LP36B	LP49	LP59	LP61A	LP68	LP73	LP74	01_003	05_055	09_145	10_082	11_014A	11_090	11_118A	11_122B
SiO ₂ (wt. %)	53.56	50.39	50.60	73.57	49.41	70.78	54.11	70.98	74.48	73.64	71.31	53.68	72.81	56.49	72.78
Al ₂ O ₃	18.51	12.46	12.25	14.36	14.22	15.36	11.69	15.42	13.70	13.80	15.13	10.72	14.38	17.10	14.17
Fe ₂ O ₃	7.34	11.42	10.18	1.30	13.37	2.26	8.17	1.79	1.42	2.08	1.84	9.07	1.89	7.29	2.29
FeOt	6.60	10.28	9.16	1.17	12.03	2.03	7.35	1.61	1.28	1.87	1.66	8.16	1.70	6.56	2.06
MgO	4.56	11.14	12.61	0.47	6.96	0.88	14.30	0.86	0.33	0.41	0.81	15.18	0.73	4.09	0.47
CaO	8.72	10.49	10.97	1.79	10.70	2.66	7.59	2.41	1.67	1.28	2.62	7.67	1.65	7.39	1.54
Na ₂ O	4.27	1.58	1.44	4.10	2.12	4.65	2.12	5.16	3.92	3.68	4.51	1.97	4.41	4.43	4.10
K ₂ O	0.53	0.15	0.10	3.16	0.26	2.04	0.25	1.93	3.54	4.40	2.38	0.26	2.91	0.82	3.67
TiO ₂	0.87	0.76	0.55	0.24	1.39	0.44	0.28	0.25	0.15	0.20	0.38	0.29	0.26	0.83	0.24
P ₂ O ₅	0.28	0.04	0.02	0.04	0.10	0.14	0.06	0.07	0.06	0.06	0.11	0.07	0.02	0.36	0.07
MnO	0.11	0.18	0.17	0.02	0.23	0.03	0.14	0.04	0.01	0.02	0.02	0.16	0.02	0.11	0.02
Cr ₂ O ₃	0.01	0.10	0.13		0.04		0.12	0.00				0.13	0.00	0.01	
LOI	1.00	1.00	0.60	0.70	0.90	0.50	0.80	1.00	0.60	0.30	0.70	0.40	0.80	0.80	0.50
Total	99.74	99.71	99.70	99.76	99.75	99.71	99.65	99.93	99.87	99.87	99.78	99.65	99.85	99.70	99.87
TOT_C	0.06		0.02				0.04							0.07	
TOT_S	0.06	0.06	0.05		0.11		0.08							0.02	
Ni (ppm)	75.00	226.00	255.00		96.00		397.00					414.00		65.00	
Co	58.10	78.20	81.70	75.60	71.60	62.20	79.50	4.80	1.70	2.50	4.90	67.50	4.20	27.10	2.60
Sc	21.00	35.00	35.00	2.00	41.00	4.00	23.00	3.00	2.00	2.00	3.00	25.00	3.00	20.00	3.00
V	149.00	236.00	193.00		345.00	20.00	87.00	9.00	26.00	18.00	31.00	109.00	20.00	147.00	22.00
Ba	213.00	28.00	20.00	964.00	54.00	961.00	111.00	354.00	766.00	718.00	1012.00	113.00	698.00	422.00	689.00
Rb	1.50	4.40	2.70	64.80	5.90	52.30	0.80	59.40	85.30	120.90	65.00	1.40	55.00	13.00	148.00
Sr	497.80	99.00	94.20	284.50	130.20	430.80	293.10	372.40	264.40	159.70	440.50	346.50	405.60	542.40	213.40
Y	20.70	13.10	10.80	4.80	26.50	3.90	9.10	4.00	3.90	8.30	7.50	10.80	4.40	28.30	16.90
Zr	180.10	40.90	30.80	137.30	82.30	237.50	42.40	113.90	103.30	133.80	240.10	53.60	103.60	580.60	154.70
Nb	4.60	1.60	1.10	2.50	3.60	2.70	1.60	2.60	2.50	4.40	3.80	2.50	5.40	5.20	8.80

La	18.50	3.20	2.30	29.60	5.70	46.20	8.90	12.00	36.00	33.50	42.00	9.20	20.20	19.40	30.70
Ce	43.20	7.20	5.40	50.80	14.70	81.80	19.50	22.90	72.20	63.10	73.60	19.50	37.30	50.10	49.30
Pr	5.89	1.07	0.74	5.14	2.17	7.92	2.28	2.42	7.21	7.11	7.74	2.60	3.87	6.85	5.81
Nd	24.60	6.10	3.70	18.60	10.00	24.10	8.90	9.10	23.70	24.50	26.60	10.30	13.60	29.30	19.70
Sm	5.21	1.62	1.29	2.61	3.55	3.45	1.94	1.55	3.68	4.42	3.61	2.17	2.12	5.70	3.68
Eu	1.58	0.67	0.52	0.76	1.17	0.89	0.59	0.55	0.62	0.70	1.01	0.69	0.59	1.74	0.65
Gd	5.03	2.31	1.58	2.00	4.19	2.35	1.93	1.25	2.43	3.29	2.52	2.00	1.64	5.26	3.09
Tb	0.72	0.39	0.31	0.24	0.80	0.23	0.31	0.15	0.28	0.41	0.31	0.36	0.23	0.94	0.53
Dy	4.04	2.53	1.86	1.14	4.65	0.88	1.55	0.73	0.91	1.76	1.40	1.97	0.93	4.93	2.88
Ho	0.79	0.57	0.40	0.16	1.05	0.13	0.30	0.13	0.14	0.28	0.23	0.37	0.15	0.96	0.52
Er	2.06	1.47	1.12	0.33	2.86	0.47	1.06	0.37	0.31	0.72	0.63	1.14	0.41	2.95	1.54
Tm	0.30	0.21	0.17	0.05	0.46	0.08	0.15	0.04	0.05	0.12	0.11	0.17	0.05	0.46	0.24
Yb	1.89	1.42	1.17	0.34	2.76	0.69	0.85	0.33	0.34	0.71	0.60	1.06	0.34	2.84	1.44
Lu	0.32	0.20	0.14	0.05	0.43	0.12	0.13	0.04	0.06	0.11	0.09	0.17	0.05	0.41	0.20
Th		0.40	0.20	12.30	0.60	11.70		3.00	23.60	26.40	9.80	0.30	8.50		15.10
U				0.40	0.20	0.80		0.60	0.60	1.60	0.40		0.70		1.70
Pb	0.80	0.40	0.40	4.10	0.20	3.10	0.50	16.40	12.40	24.60	25.60	12.40	47.70	9.70	19.80
Hf	4.00	0.80	0.80	3.90	2.30	6.60	1.10	3.30	3.10	4.10	6.20	1.50	3.20	12.90	4.60
Mo			0.10		0.30			0.30							
Cu	39.30	111.70	95.80	3.10	82.70	3.30	73.30	11.70	3.20	1.10	4.50	63.40	0.70	48.90	2.10
Zn	24.00	14.00	12.00	28.00	22.00	60.00	8.00	53.00	20.00	33.00	48.00	9.00	53.00	32.00	33.00
As					0.70										
Sb															
Be				1.00				1.00	2.00	1.00			1.00	1.00	2.00
Cs		0.20	0.10	0.20	0.30	0.50		1.90	0.70	1.70	0.40		0.30		1.40
Ga	17.90	12.00	11.10	15.30	17.40	18.80	12.10	18.70	13.90	17.20	20.20	13.30	19.70	21.70	17.10
Sn					1.00			1.00						1.00	1.00
Ta	0.30	0.30	0.20	0.40	0.40	0.60	0.20	0.10							0.20
W	177.90	128.60	166.60	503.00	129.20	395.50	152.50								

Ag															
Au	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Bi															
Cd															
Hg	0.02														
Se															
Tl				0.40		0.40		0.40	0.30	0.40	0.50		0.30	0.10	0.70
<i>Mg#</i>	0.349	0.457	0.516	0.238	0.310	0.251	0.601	0.293	0.167	0.145	0.275	0.591	0.250	0.326	0.150
<i>Fe*</i>	0.592	0.480	0.421	0.713	0.634	0.698	0.340	0.652	0.795	0.820	0.671	0.350	0.700	0.616	0.814
<i>MALI</i>	-3.920	-8.760	-9.430	5.470	-8.320	4.030	-5.220	4.680	5.790	6.800	4.270	-5.440	5.670	-2.140	6.230
<i>ASI</i>	0.479	0.633	0.647	0.137	0.605	0.203	0.561	0.180	0.126	0.093	0.195	0.571	0.127	0.435	0.114

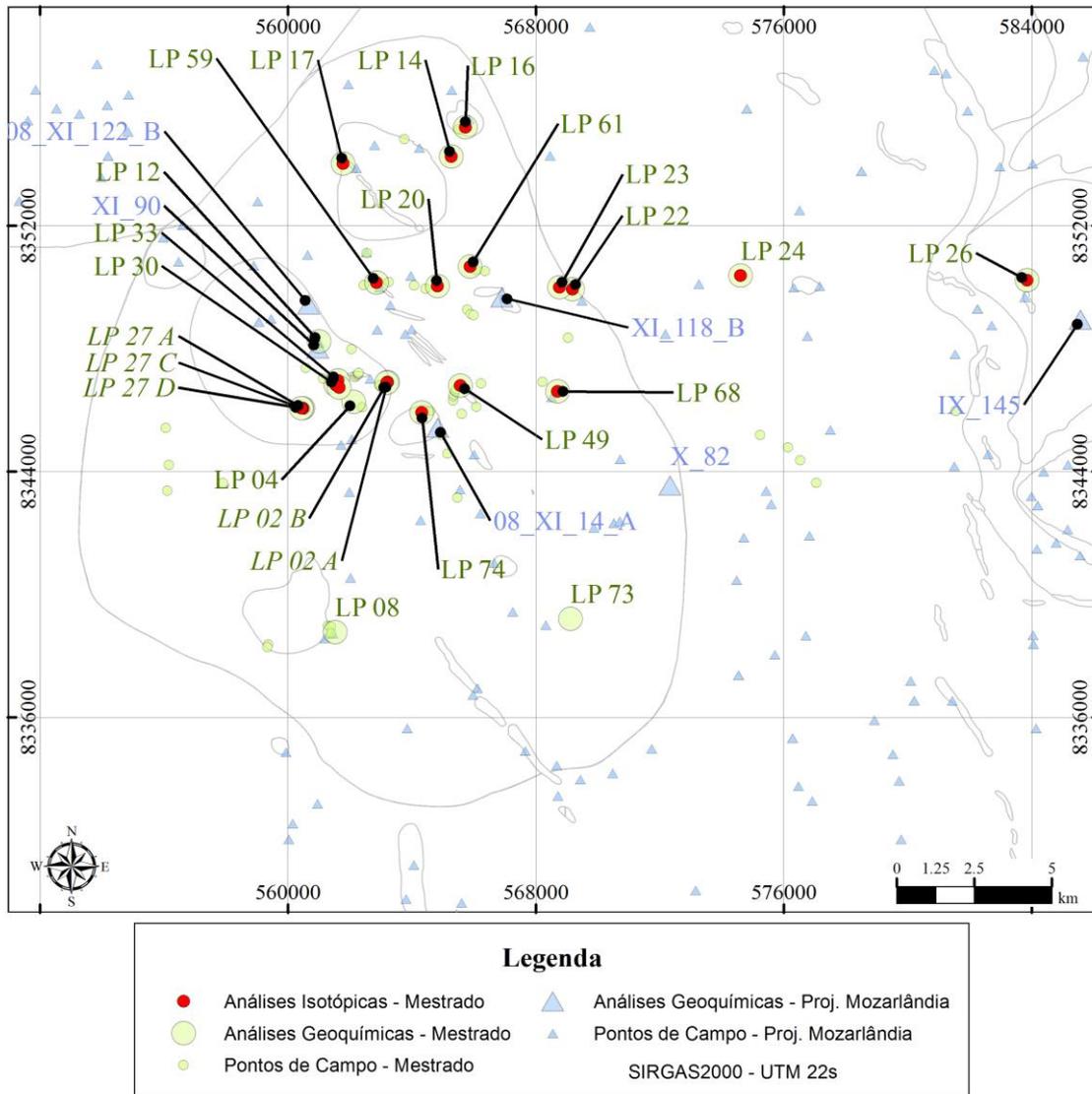


Figura 3.1 - Mapa de pontos com a localização das amostras utilizadas.

Tabela 3.2 - Tabela dos pontos em SIRGAS2000, zona 22 sul.

	UTM_E	UTM_N	Geoquímica	Sm/Nd	U/Pb	Lu/Hf
LP 02 A	563213	8346906	Sim	Sim	-	-
LP 02 B	563193	8346879	Sim	Sim	-	-
LP 04	562125	8346261	Sim	-	-	-
LP 08	561523	8338766	Sim	-	-	-
LP 12	561002	8348228	Sim	-	-	-
LP 14	565266	8354240	Sim	Sim	-	-
LP 16	565726	8355198	Sim	Sim	-	-
LP 17	561780	8354015	Sim	Sim	-	-
LP 20	564827	8350033	Sim	Sim	-	-
LP 22	569188	8349928	Sim	Sim	Sim	-
LP 23	568768	8349996	Sim	Sim	-	-
LP 24	574607	8350373	Sim	Sim	Sim	Sim
LP 26	583840	8350223	Sim	Sim	Sim	Sim
LP 27 A	560484	8346061	Sim	Sim	-	-
LP 27 C	560446	8346054	Sim	Sim	-	-
LP 27 D	560430	8346051	Sim	Sim	-	-
LP 30	561553	8346803	Sim	Sim	-	-
LP 33	561610	8346958	Sim	Sim	-	-
LP 36	561655	8346731	Sim	Sim	-	-
LP 49	565561	8346788	Sim	Sim	-	-
LP 59	562857	8350140	Sim	Sim	-	-
LP 61 A	565887	8350664	Sim	Sim	-	-
LP 68	568698	8346599	Sim	Sim	-	-
LP 73	569113	8339197	Sim	-	-	-
LP 74	564314	8345917	Sim	Sim	-	-
I-003	592624	8387882	Sim	-	-	-
V-055	582763	8365553	Sim	-	-	-
IX-145	585557	8348937	Sim	-	-	-
X-77	569875	8342157	-	-	Sim	Sim
X-82	572320	8343542	Sim	-	-	-
XI-118	566899	8349660	Sim	-	-	-
XI-122B	560665	8349434	Sim	-	-	-
XI-14	564829	8345425	Sim	-	-	-
XI-205	562536	8351125	-	-	Sim	Sim
XI-85	561006	8348183	-	-	Sim	-
XI-90	560961	8347998	Sim	-	-	-