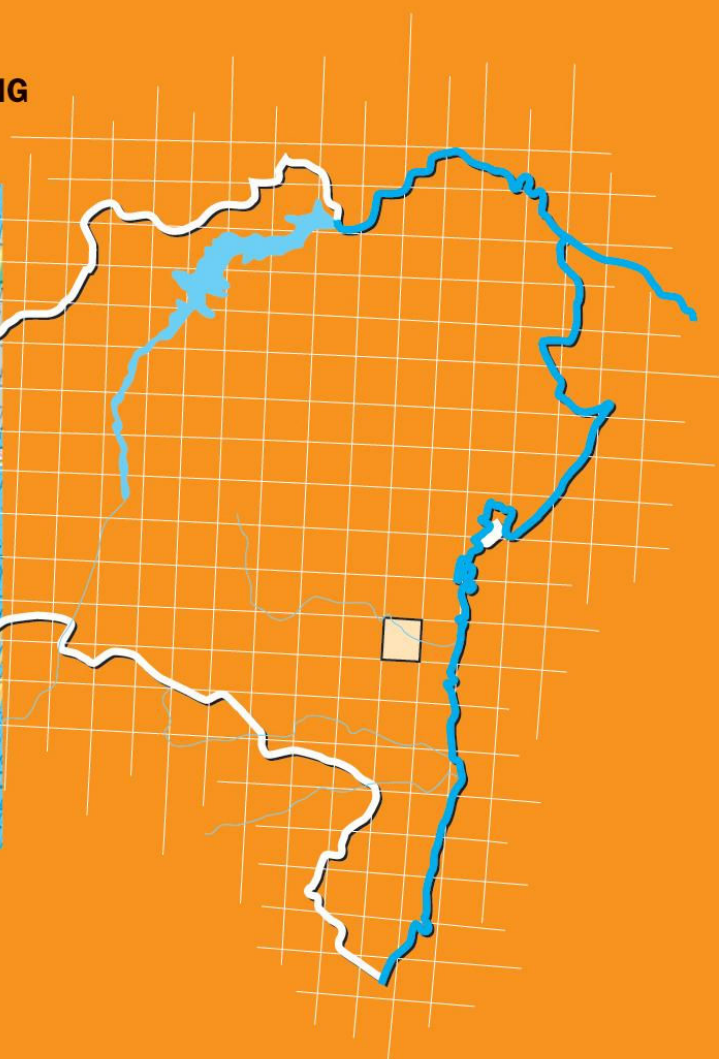
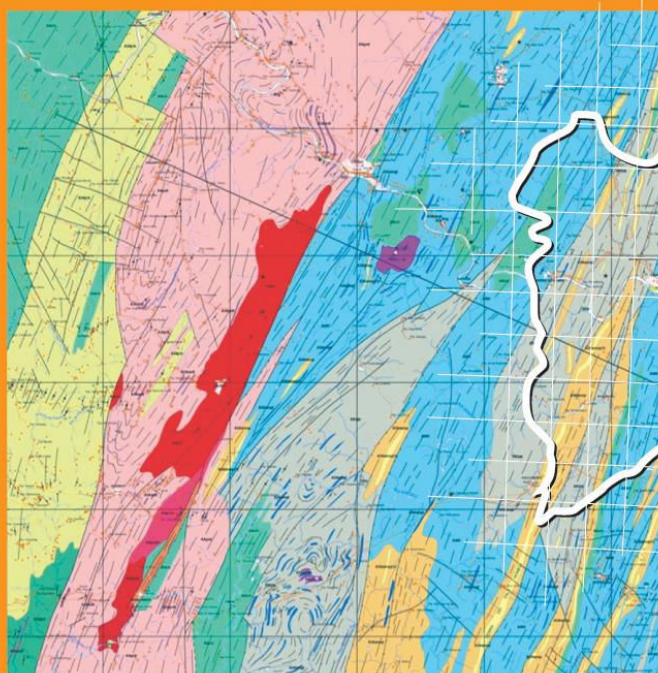


**Programa Geologia do Brasil  
Levantamentos Geológicos Básicos**

# **GEOLOGIA DA FOLHA IPIAÚ\* SD.24-Y-B-II**

**Sistema de Informações Geográficas – SIG**



**Escala 1:100.000  
2008**

**\* PARCERIA COM A UNIVERSIDADE  
FEDERAL DA BAHIA – UFBA**

 **CPRM**  
Serviço Geológico do Brasil

**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**

EDISON LOBÃO  
*Ministro*

**Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral**

CLÁUDIO SCLIAR  
*Secretário*

**CPRM-SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL**

AGAMENON SÉRGIO LUCAS DANTAS

*Diretor-Presidente*

MANOEL BARRETTO DA ROCHA NETO

*Diretor de Geologia e Recursos Minerais*

JOSÉ RIBEIRO MENDES

*Diretor de Hidrogeologia e Gestão Territorial*

FERNANDO PEREIRA DE CARVALHO

*Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento*

EDUARDO SANTA HELENA

*Diretor de Administração e Finanças*

**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA – UFBA**

PROFESSOR NAOMAR MONTEIRO DE ALMEIDA FILHO

*Reitor*

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

PROFESSOR LUIZ ROGÉRIO BASTOS LEAL

*Diretor*

***PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL***  
***Contrato CPRM- UFBA N.º. 092/PR/05***

*Brasília, 2008*



Secretaria de Geologia,  
Mineração e Transformação Mineral

Ministério de  
Minas e Energia



## APRESENTAÇÃO

O Programa Geologia do Brasil (PGB), desenvolvido pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil, é responsável pela retomada em larga escala dos levantamentos geológicos básicos do país. Este programa tem por objetivo a ampliação acelerada do conhecimento geológico do território brasileiro, fornecendo subsídios para novos investimentos em pesquisa mineral e para a criação de novos empreendimentos mineiros, com a conseqüente geração de novas oportunidades de emprego e renda. Além disso, os dados obtidos no âmbito desse programa podem ser utilizados em programas de gestão territorial e de recursos hídricos, dentre inúmeras outras aplicações de interesse social.

Destaca-se, entre as ações mais importantes e inovadoras desse programa, a estratégia de implementação de parcerias com grupos de pesquisa de universidades públicas brasileiras, em trabalhos de cartografia geológica básica na escala 1:100.000. Trata-se de uma experiência que, embora de rotina em outros países, foi de caráter pioneiro no Brasil, representando uma importante quebra de paradigmas para as instituições envolvidas. Essa parceria representa assim, uma nova modalidade de interação com outros setores de geração de conhecimento geológico, à medida que abre espaço para a atuação de professores, em geral líderes de grupos de pesquisa, os quais respondem diretamente pela qualidade do trabalho e possibilitam a inserção de outros membros do universo acadêmico. Esses grupos incluem também diversos pesquisadores associados, bolsistas de doutorado e mestrado, recém-doutores, bolsistas de graduação, estudantes em programas de iniciação científica, dentre outros. A sinergia resultante da interação entre essa considerável parcela do conhecimento acadêmico nacional com a excelência em cartografia geológica praticada pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB) resulta em um enriquecedor processo de produção de conhecimento geológico que beneficia não apenas a academia e o SGB, mas à toda a comunidade geocientífica e à indústria mineral.

Os resultados obtidos mostram um importante avanço, tanto na cartografia geológica quanto no estudo da potencialidade mineral e do conhecimento territorial em amplas áreas do território nacional. O refinamento da cartografia, na escala adotada, fornece aos potenciais usuários, uma ferramenta básica, indispensável aos futuros trabalhos de exploração mineral ou aqueles relacionados à gestão ambiental e à avaliação de potencialidades hídricas, dentre outros.

Além disso, o projeto foi totalmente desenvolvido em ambiente SIG e vinculado ao Banco de Dados Geológicos do SGB (GEOBANK), incorporando o que existe de atualizado em técnicas de geoprocessamento aplicado à cartografia geológica e encontra-se também disponível no Portal do SGB [www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br).

As metas físicas da primeira etapa dessa parceria e que corresponde ao biênio 2005-2006, foram plenamente atingidas e contabilizam 41 folhas, na escala 1:100.000, ou seja aproximadamente 1,5% do território brasileiro. As equipes executoras correspondem a grupos de pesquisa das seguintes universidades: UFRGS, USP, UNESP, UnB, UERJ, UFRJ, UFMG, UFOP, UFBA, UFRN, UFPE e UFC.

Este CD contém a *Nota Explicativa da Folha Ipiaú*, juntamente com o *Mapa Geológico na escala 1:100.000 (SD.24-Y-B-II)*, em ambiente SIG, executado pela UFBA, através do Contrato CPRM-UFBA N°092/PR/05.

Brasília, setembro de 2008

AGAMENON DANTAS  
Diretor Presidente

MANOEL BARRETTO  
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA  
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL  
CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

**PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL**  
Contrato CPRM-UFBA N°. 092/PR/05

**NOTA EXPLICATIVA DA FOLHA**

**IPIAÚ**  
(SD.24-Y-B-II)  
1:100.000

**AUTORES**

Johildo Salomão Figueiredo Barbosa, Ivana Conceição de Araújo Pinho,  
Valter Rodrigues Santos Sobrinho, Simone Cerqueira Pereira Cruz

**COORDENAÇÃO GERAL**

Johildo Salomão Figueiredo Barbosa

**APOIO INSTITUCIONAL DA CPRM**

*Departamento de Geologia-DEGEO*

*Divisão de Geologia Básica-DIGEOP*

Inácio Medeiros Delgado

*Divisão de Geoprocessamento-DIGEOP*

João Henrique Gonçalves

*Edição do Produto*

*Divisão de Marketing-DIMARK*

Ernesto von Sperling

*Gerência de Relações Institucionais e  
Desenvolvimento - GERIDE/ SUREG-BH*

Marcelo de Araújo Vieira

Brysa de Oliveira

Elizabeth de Almeida Cadête Costa

M. Madalena Costa Ferreira

Rosângela Gonçalves Bastos de Souza

Silvana Aparecida Soares

*Representante da CPRM no Contrato*

Roberto Campelo de Melo

**APOIO TÉCNICO DA CPRM**

*Supervisor Técnico do Contrato*

Luiz Carlos da Silva

*Apoio de Campo*

Roberto Campelo de Melo

*Revisão do Texto*

Roberto Campelo de Melo

Inácio Medeiros Delgado

*Organização e Editoração*

Luiz Carlos da Silva

Carlos Augusto da Silva Leite

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM/Serviço Geológico do Brasil.

Ipiaú- SD.24-Y-B-II, escala 1:100.000: nota explicativa./Johildo Salomão Figueiredo Barbosa, Ivana Conceição de Araújo Pinho, Valter Rodrigues Santos Sobrinho, Simone Cerqueira Pereira Cruz,-Bahia: UFBA /CPRM, 2007.

84p; 01 mapa geológico (Série Programa de Geologia do Brasil – PGB) versão em CD-Rom.

Conteúdo: Projeto desenvolvido em SIG – Sistema de Informações Geográficas utilizando o GEOBANK – Banco de dados.

1- Geologia do Brasil- I- Título II- Barbosa, J.S.F., Coord. III- Pinho, I.C.A. IV- Sobrinho, V.R.S.  
V- Cruz, S.C.P..

CDU 551(815)  
ISBN 978-85-7499-048-4

## RESUMO

---

A área de Ipiaú, está localizada na região granulítica sul/sudeste da Bahia. Ela engloba parte do Complexo Jequié, situado a oeste, também chamado de Bloco Jequié (Barbosa & Sabaté 2002, 2004) e pelo Complexo Ibicaraí, situado a leste, que encontra-se inserido na parte sul do Bloco Itabuna - Salvador - Curaçá (Barbosa & Sabaté 2002, 2004). Entre estes dois complexos foi identificado o Complexo Ibicuí-Ipiaú, denominado por Barbosa (1986) como Banda de Ipiaú.

O Complexo Jequié é constituído por duas unidades arqueanas, eqüilibradas na fácies, granulito, denominadas de charnockitos granulíticos (A34jch) e enderbitos granulíticos (A4jed). O Complexo Ibicuí-Ipiaú é constituído por seis unidades arqueanas todas de fácies anfíbolito, quais sejam: ortognaisse de Acaraci (A4gnac), ortognaisse de Dário Meira (A4gndm), anfíbolitos (A4anft), granito de Itajibá (A4grit), granito de Lua Nova (A4grln) e granito de Santa Maria (A4grsm). O Complexo Ibicaraí, também da fácies granulito, apresenta seis unidades arqueanas/paleoproterozóicas aqui representadas pelas rochas supracrustais (A34am), granulitos máficos (AP\_mu\_gl) tonalitos/trondhjemitos granulíticos (A4itt1) e charnockitos granulíticos (Apich), tonalitos/trondhjemitos granulíticos (APitt2) além das rochas máficas/ultramáficas de Mirabela e Palestina (PP23\_m\_mu).

Petrograficamente os charnockitos granulíticos (A34jch) do Complexo Jequié são constituídos por quartzo, plagioclásio antipertítico, mesopertita, ortopiroxênio, plagioclásio, clinopiroxênio, hornblenda, biotita e minerais opacos. Os enderbitos granulíticos são um pouco mais ricos em plagioclásio antipertítico. No complexo Ibicuí-Ipiaú de uma maneira geral os ortognaisse (A4gnac e A4gndm) apresentam quartzo, plagioclásio antipertítico, plagioclásio, microclina, biotita, hornblenda, clinopiroxênio, minerais opacos tendo apatita e zircão como fases acessórias. Por sua vez os anfíbolitos (A34anft) apresentam hornblenda, plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, biotita, quartzo e minerais opacos. Os granitos (A4grit e A4grln) são formados por quartzo, plagioclásio antipertítico, plagioclásio, microclina, clinopiroxênio, hornblenda, biotita e minerais opacos. No Complexo Ibicaraí os granulitos máficos (AP\_mu\_gl) em geral apresentam quartzo, plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, biotita, hornblenda, e minerais opacos, sendo rara a ocorrência de granada. Os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (A4itt1) exibem plagioclásio antipertítico, plagioclásio, quartzo, ortopiroxênio, clinopiroxênio, biotita, hornblenda, granada e minerais opacos. Os charnockitos granulíticos (A4ich) apresentam quartzo, plagioclásio antipertítico, plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, biotita, granada e minerais opacos. Os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (APitt2) são formados de plagioclásio, quartzo, ortopiroxênio, clinopiroxênio, biotita, hornblenda e minerais opacos. Em todas estas litologias as fases minerais acessórias que se destacam são a apatita e o zircão. As rochas máficas/ultramáficas de Mirabela e

Palestina (PP23\_m\_mu) estão representadas por dunitos, peridotitos, ortopiroxenitos, websteritos, gabronoritos e gabronoritos finos.

A partir do estudo litogeoquímico realizado nos charnockitos granulíticos (A34jch) do Complexo Jequié (Bloco Jequié) foram identificados três subtipos denominados de CH-1, CH-2 e CH-11, todos eles de composição granítica a granodiorítica, oriundos de um magma cálcio-alcálico de potássio intermediário. Nas rochas do Complexo Ibicuí-Ipiaú (Banda Ipiaú), os ortognaisses de Acaraci (A4gnac) exibem uma composição granodiorítica a granítica com uma filiação predominantemente cálcio-alcálica. Por outro lado os anfibolitos (A34anft) são subalcalinos, e apresentam dois tipos de tendência magmática: uma cálcio-alcálica e outra toleítica. Por sua vez os granitos de Itagibá (A4gnit) e Lua Nova (A4gnln) mostram uma composição granítica a granodiorítica e ambos mostram filiação cálcio-alcálica. Os granulitos máficos (AP\_mu\_gl) do Complexo Ibicaraí (Bloco Itabuna - Salvador - Curaçá) foram originalmente gabros/basaltos de assoalho oceânico, gerados por um magma toleítico. Os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (A4itt1) tem baixos teores de  $TiO_2$ , mostra filiação cálcio-alcálica, com seus padrões de elementos terras raras indicando forte fracionamento e exibindo anomalias de Eu positivas. Nos charnockitos granulíticos (A4ich) deste complexo também foram identificados três subgrupos, denominados de CH-16, CH-17 e CH-18, os quais em geral, apresentam composições graníticas, exibindo filiação magmática cálcio-alcálica de potássio intermediário. Os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (APitt2) tem altos teores de  $TiO_2$  mostrando uma filiação magmática cálcio-alcálica de baixo potássio com espectros dos elementos terras raras fortemente fracionados, mas sem anomalias significativas de Eu. As rochas dos corpos máficos/ultramáficos de Mirabela (PP23µm) são subalcalinas, apresentando padrões dos elementos terras raras relativamente planos que, além de outras características químicas, permitem caracterizá-los como toleíticos.

O estudo estrutural permitiu a identificação de famílias de estruturas, distribuídas em três fases deformacionais, as quais apresentam-se com o mesmo estilo nos três blocos acima descritos. A primeira, Fn-1, foi compressional, com movimentos tangenciais e vergentes para oeste o que possibilitou a construção de dobras deitadas associadas a zonas de cisalhamento frontais, com duplex associados que se orientam grosseiramente na direção N-S. A fase seguinte, Fn, corresponde ao conjunto dominante, a qual redobrou as dobras anteriores formando novas dobras do tipo isoclinais fechadas. A última fase denominada de Fn+1, levou à formação de zonas de cisalhamento sinistrais com componentes reversos. Os complexos/Blocos e suas quatorze principais unidades litoestratigráficas, antes descritas, estão limitadas por essas zonas/falhas de cisalhamento sinistrais.

A idade  $^{207}Pb/^{206}Pb$  de  $2715 \pm 29$ Ma obtidas em zircões pelo método U-Pb SHRIMP nos charnockitos granulíticos (A4ich) do Complexo Ibicaraí foram interpretadas como relativa à idade de cristalização magmática dessas rochas. Por outro lado nos tonalitos/trondhjemitos granulíticos (APitt2) foi considerada a idade de cristalização magmática dos zircões de  $2151 \pm 22$ Ma de Pinho (2005). Além destas idades tem-se ainda a idade  $^{207}Pb/^{206}Pb$  de  $2052 \pm 16$ Ma obtida na periferia desses mesmos zircões, que foi considerada como a idade do pico do metamorfismo regional na fácies granulito (Silva *et al.*, 2002).

Na folha de Ipiaú 13 ocorrências minerais foram cadastradas fruto de pesquisas realizadas junto ao DNPM (Departamento Nacional de pesquisa Mineral) e CBPM (Companhia Baiana de Pesquisa Mineral) seguidas de verificações "in locu". A mais importante é a jazida de níquel e cobre encontrada nos corpos de rochas máficas e ultramáficas da área. Além dela vale registrar as pequenas ocorrências dispersas e de exploração intermitente de cascalho, areia, caulim, quartzo, manganês, a maioria delas associadas às rochas supracrustais granulitizadas. Pedreiras em granitos e granulitos, todas praticamente desativadas, são também encontradas na região.



## **ABSTRACT**

---

The Ipiaú area, is located in southeastern-south granulitic region of the Bahia. It contains part of the Jequié Complex, situated in the west, also called of Jequié Block (Barbosa & Sabaté 2002, 2004) and part of the Ibicaraí Complex, situated in the east, that meets inserted in the south part of the Itabuna - Salvador - Curaçá Block (Barbosa & Sabaté 2002, 2004). Between these two complexes were identified the Ibicuí-Ipiaú Complex, called for Barbosa (1986) as Band of Ipiaú.

The Jequié Complex is constituted by two archean units, equilibrated in facies granulite, called of charnockite granulitic (A34jch) and enderbite granulitic (A4jed). The Ibicuí-Ipiaú Complex is constituted by six archean units all of fácies amphibolite, which is composed by orthogneiss of Acaraci (A4gnac), orthogneiss of Dário Meira (A4gndm), amphibolites (A4anft), Itagibá granite (A4grit), Lua Nova granite (A4grln) and Saint Maria granite (A4grsm). The Ibicaraí Complex, also of granulite facies, presents six paleoproterozoic/archean units represented by the supracrustals rocks (A34am), mafic granulites (AP\_mu\_gl) tonalite/trondhjemite granulitic (A4itt1) and charnockite granulitic (Apich), tonalite/trondhjemite granulitic (APitt2) beyond the mafic/ultramafic rocks of Mirabela and Palestine (PP23 $\mu$ mu).

Petrographically the charnockite granulitic (A34jch) of the Jequié Complex is constituted by quartz, anorthitic plagioclase, mesophertite, orthopyroxene, clinopyroxene, plagioclase, hornblende, biotite and opaque minerals. The enderbite granulitic is richer in anorthitic plagioclase. In the Ibicuí-Ipiaú complex is constituted by orthogneisses (A4gnac and A4gndm) with quartz, anorthitic plagioclase, plagioclase, microcline, biotite, hornblende, clinopyroxene, opaque minerals having apatite and zircon as accessory phases. In turn the amphibolites (A34anft) present hornblende, plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene, biotite, quartz and opaque minerals. The granites (A4grit and A4grln) are formed by quartz, anorthitic plagioclase, microcline, clinopyroxene, plagioclase, hornblende, biotite and opaque minerals. In the Ibicaraí Complex the mafic granulites (AP\_mu\_gl) in general present quartz, plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene, biotite, hornblende, and opaque minerals, being rare the garnet occurrences. The tonalite/trondhjemite granulitic (A4itt1) show anorthitic plagioclase, plagioclase, quartz, orthopyroxene, clinopyroxene, biotite, hornblende, garnet and opaques minerals. The charnockite granulitic (A4ich) present quartz, anorthitic plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene, biotite, garnet plagioclase and opaque minerals. The tonalite/trondhjemite granulitic (APitt2) are formed by plagioclase, quartz, orthopyroxene, clinopyroxene, biotite, hornblende and opaque minerals. In all these lithologies the principal accessory mineral phases are the apatite and the zircon. The mafic/ultramafic rocks of Mirabela and Palestine (PP23\_m\_mu) are represented by dunites, peridotites, orthopyroxenites, websterites and gabronorites.

With the lithogeochemistry study of the charnockite granulitic (A34jch) of the Jequié Complex (Jequié Block) three subtypes had been identified, named of CH-1, CH-2 and CH-11, all of granitic-granodioritic composition, deriving of calck-alkaline intermediate potassium magma. In the rocks of the Ibicuí-Ipiaú Complex (Ipiaú Band), The orthognaisses of Acaraci (A4gnac) shows a granitic-granodioritic composition with a predominantly calck-alkaline filiation. On the other hand the amphibolites (A34anft) are subalkalines, and present two types of magmatic trends calck-alkaline and tholeiitic. In turn the Itagibá granite (A4gnit) and Lua Nova granite (A4gnln) shows a granitic-granodioritic composition both with calck-alkaline filiation. The mafic granulites (AP\_mu\_gl) of the Ibicaraí Complex (Itabuna - Salvador - Curaçá Block) had been originally oceanic floor gabbros/basalts, generated for a tholeiitic magma. The tonalite/trondhjemite granulitic (A4itt1) has low TiO<sub>2</sub>, showing calcium-alkaline filiation. The earth rare elements indicate strong fractionated and showing positive anomalies of Eu. In the charnockite granulitic (A4ich) of this Complex was subdivided in three sub-groups, called of CH-16, CH-17 and CH-18, They, present granitic compositions, showing calcium-alkaline magmatic intermediate potassium filiation. The tonalite/trondhjemite granulitic (APitt2) have high TiO<sub>2</sub>, low potassium and shows a calck-alkaline magmatic filiation. The earth rare elements is fracionated, but without significant anomalies of Eu. The rocks of the mafic/ultramafic bodies of Mirabela (PP23µm) are subalkalines, presenting earth rare elements standards relatively plain that with other chemical characteristics, allow to characterize them as tholeiitic affinities.

The structural study it allowed the identification of three deformacionais phases, which are presented the same with style in the three above described blocks. The first one, Fn-1, were compressional, with tangential and vergent movements for west, where the shear zones made possible the construction of recumbent folds associates, with duplex oriented in the N-S direction. The following phase, Fn, correspond to the dominant set, which refolded the previous folds forming new closed isoclinal folds. The last, called phase of Fn+1, led to the formation of sinistral shear zones with reverse components. The Complexes/Blocks and its fourteen main lithoestratigraphical units, before described, are limited by zones/faults sinistral shear.

The age <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb of 2715 ± 29Ma in zircons by the method U-Pb SHRIMP in the charnockite granulitic (A4ich) of the Ibicaraí Complex had been interpreted the age of magmatic crystallization. On the other hand in the tonalite/trondhjemite granulitic (APitt2) they were considered as the magmatic crystallization age zircons of 2151± 22Ma after Pinho (2005). In the periphery of these same zircons the age with <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb method was 2052±16Ma, considered as the age regional metamorphism in facies granulite (Silva et al., 2002).

In the Ipiaú area, 13 mineral occurrences had been registered in cadastre fruit of research carried through to DNPM (National Department of Mineral research) and CBPM (Bahia Company of Mineral Research) followed to verifications "in locu ". The most important it is the nickel and copper deposit arrived in the mafic and ultramafic rocks of the area. Beyond it is interesting register the small and dispersed occurrences gravel, sand, kaolin, quartz, manganese, the majority of them associates to the supracrustal granulitized rocks. Quarries in granites and granulites, all practically disactivated, also are found in the region.

## SUMÁRIO

---

RESUMO .....	i
ABSTRACT .....	iv
1. INTRODUÇÃO .....	1
1.1 Localização e Acesso.....	1
1.2 Aspectos Sócio-Econômicos .....	1
1.3 Clima, Fisiografia e Geomorfologia.....	1
1.4 Hidrologia .....	3
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	4
3. ESTRATIGRAFIA.....	6
3.1 Introdução .....	6
3.2 Complexo de Jequié – Unidades Arqueanas .....	6
3.2.1 Enderbito Granulítico – A4jed .....	6
3.2.2 Charnockito Granulítico – A34jch.....	9
3.3 Complexo Ibicuí-Ipiaú – Unidades Arqueanas .....	10
3.3.1 Anfibolitos – A34afnt .....	10
3.3.2 Ortognaisses de Acaraci – A4gnac .....	11
3.3.3 Ortognaisses de Dário Meira – A4gndm .....	13
3.3.4 Granito de Itagibá – A4grit.....	13
3.3.5 Granito de Santa Maria – A4grsm.....	14
3.3.6 Granito de Lua Nova – A4grln .....	14
3.4 Complexo Ibicaraí - Unidades – Arqueanas/Paleoproterozóicas.....	15
3.4.1 Rochas Supracrustais – A34am .....	15
3.4.2 Granulitos máficos – AP_mu_gl.....	16
3.4.3 Tonalito/Trondhjemito Granulítico – A4ie1 .....	17
3.4.4 Charnockito Granulítico – A4ich .....	19
3.4.5 Tonalito/Trondhjemito Granulítico – APie2 .....	20
3.4.6 Rochas máficas e ultramáficas de Mirabela – PP23µm .....	22
3.5 Depósitos Aluvionares Recentes – N4a .....	26
4. LITOGEOQUÍMICA .....	27
4.1 Introdução .....	27
4.2 Procedimentos Analíticos .....	27
4.3 Complexo de Jequié – Unidades Arqueanas .....	28
4.3.1 Charnockito Granulítico – A34jch .....	28
4.4 Complexo Ibicuí-Ipiaú – Unidades Arqueanas .....	31
4.4.1 Anfibolitos – A34afnt .....	31
4.4.2 Ortognaisses de Acaraci – A4gnac .....	34
4.4.3 Granitos de Itagibá – A4grit e Lua Nova – A4grln .....	36

4.5	Complexo Ibicaraí - Unidades – Arqueanas/Paleoproterozóicas.....	38
4.5.1	Granulitos máficos – AP_mu_gl.....	38
4.5.2	Tonalito/Trondhjemitó Granulítico – A4itt1.....	41
4.5.3	Charnockito Granulítico – A4ich .....	44
4.5.4	Tonalito/Trondhjemitó Granulítico – APitt2.....	47
4.5.5	Rochas máficas e ultramáficas de Mirabela – PP23μ_um .....	49
5.	GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA .....	56
5.1	Estruturas Compressionais .....	56
5.1.1	Fase Fn-1 .....	56
5.1.2	Fase Fn .....	57
5.1.3	Fase Fn+1 .....	61
5.2	Domínios Estruturais .....	61
6.	METAMORFISMO .....	63
6.1	Introdução .....	63
6.2	Paragêneses Minerais .....	63
7.	GEOCRONOLOGIA .....	66
7.1	Introdução e Dados Anteriores .....	66
7.1.1	Método Rb-Sr.....	66
7.1.2	Método K-Ar.....	67
7.1.3	Método U-Pb .....	67
7.2	Trabalho Atual .....	67
8.	RECURSOS MINERAIS .....	69
8.1	Introdução e Substâncias Minerais Cadastradas .....	69
8.2	Verificação de Campo e Panorama Mineral .....	69
9.	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....	75
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	80

# **1. INTRODUÇÃO**

---

Este volume apresenta uma síntese dos dados obtidos durante o levantamento geológico básico realizado na folha de Ipiaú (SD-24-Y-B-II) na escala 1:100.000 realizado, inicialmente, através de um Convênio com a Companhia Baiana de Pesquisa Mineral - CBPM. Com a denominação de Mapeamento Geológico e Levantamentos de Recursos Minerais da Folha de Ipiaú, este relatório faz parte do Convênio envolvendo o Serviço Geológico do Brasil - CPRM, a Universidade Federal da Bahia - UFBA e a Fundação de Apoio à Pesquisa e Extensão - FAPEX. Compendo este capítulo 1 são descritos de forma resumida a localização, os principais aspectos sócio-econômicos, o clima, a fisiografia, a geomorfologia e a hidrologia da região de Ipiaú.

## **1.1 Localização e Acesso**

A área do projeto situa-se no sul do estado da Bahia, estando delimitada pelos paralelos 14°00'00" e 14°30'00" e os meridianos de 39°30'00" e 40°00'00". Apresenta uma área de 3000 km<sup>2</sup> e engloba, além de Ipiaú, principal município da região, os municípios de Aiquara, Ipiaú, Ibirataia, Itagi, Itagibá, Ibicuí, Dário Meira, Itajuru, Aurelino Leal, Ubatã e Barra do Rocha, Itapitanga.

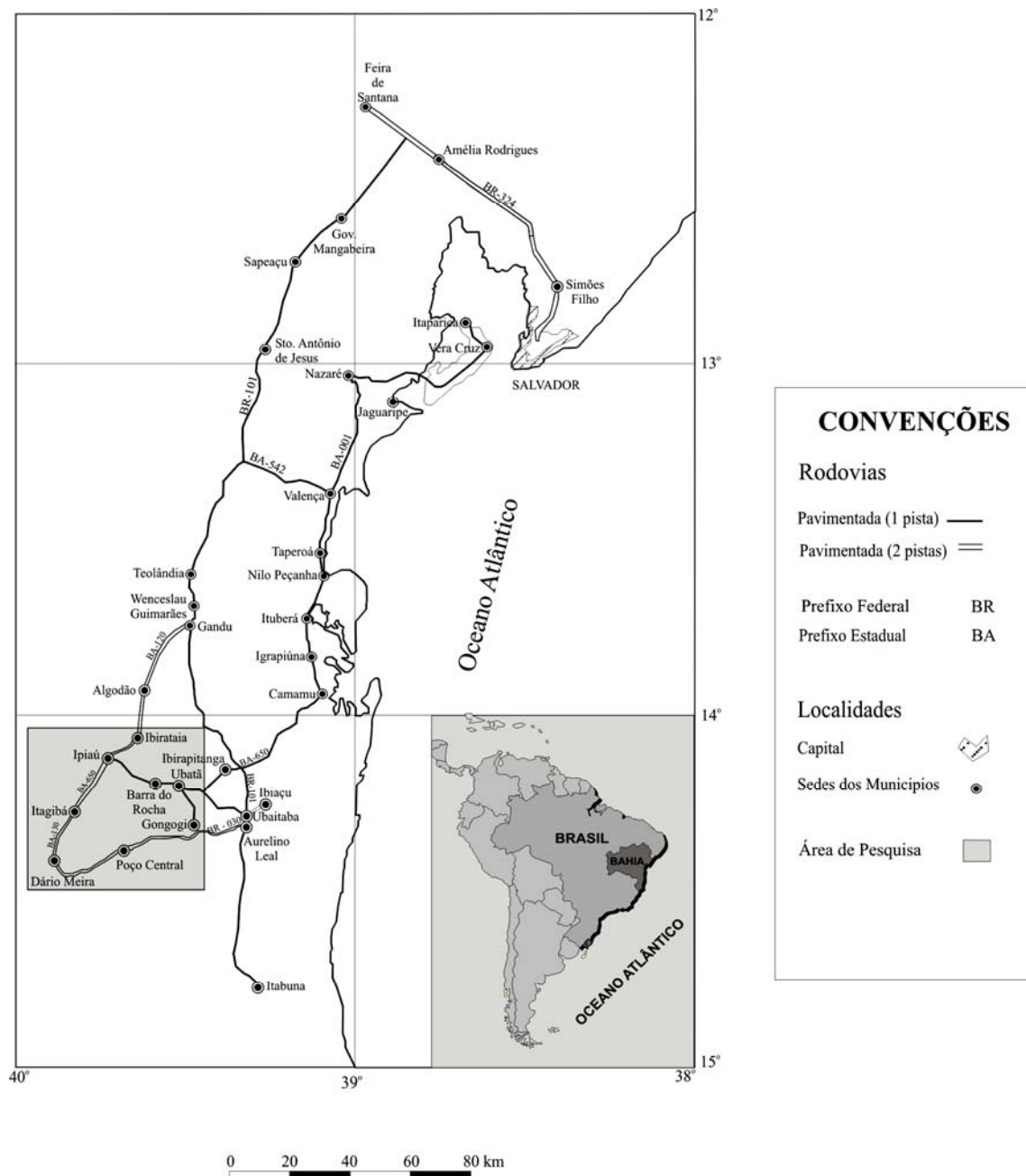
A partir de Salvador o acesso a área pode ser feito de duas maneiras. O primeiro pela BR-324 passando por Amélia Rodrigues, seguindo pela BR-101 que leva a Santo Antônio de Jesus e Gandu, sendo que desta cidade prossegue-se pela BA-120, passando por Barra do Rocha, Algodão e Ibirataia até Ipiaú. O segundo pode ser feito através do *ferry – boat*, via Ilha de Itaparica, usando-se a estrada estadual BA-650, até a cidade de Camamu, pegando-se então a estrada secundária BA-021, para oeste. Desta, cruza-se a BR-101 seguindo até Ubatã, onde toma-se a BR-330, alcançando-se a cidade de Ipiaú (Figura 1.1).

## **1.2 Aspectos Sócio-Econômicos**

As principais atividades econômicas da área são a pecuária e a cacauicultura. A pecuária de corte e leiteira é desenvolvida de forma esparsa em toda a região sendo a maioria em Ibirataia e Itajuru, ocorrendo em menor escala nos outros municípios. A cacauicultura é a atividade agrícola mais importante e desenvolve-se intensamente em todos os municípios. Em menor proporção, culturas de bananas, laranja, tangerina, cana de açúcar, batata doce e mandioca também são difundidas, além das culturas sazonais de milho e feijão.

## **1.3 Clima, Fisiografia e Geomorfologia**

Na folha de Ipiaú o clima é tropical úmido a subúmido, com precipitações médias anuais variando de 850 a 1.600mm e com apenas dois meses de estiagem, fevereiro e setembro. A temperatura média anual é de 23,5°C.



**Figura 1.1:** Mapa de localização e acesso a área de pesquisa.

A vegetação predominante da área é aquela da Mata Atlântica, que é favorecida pelo clima tropical úmido dominante. Ela tem sido prejudicada pela exploração da madeira, a qual vem destruindo drasticamente a sua extensão cedendo lugar a áreas de pastagens e miniculturas. Os lugares preservados da vegetação da Mata Atlântica ocorrem devido ao cultivo do cacau que, em função de novas plantações de árvores de grande porte vêm substituindo parcialmente a mata original. Estas novas plantações e as antigas são utilizadas para dar sombra aos cacauais.

Os solos na área da folha de Ipiaú foram classificados nos domínios I, II e III ou mais especificamente nos subdomínios IB, IIB, e IIIB de Nascimento & Teixeira (1986). No domínio I,

subdomínio IB, embora subordinadamente, ocorrem areias quartzosas, predominam solos do tipo latossolo e solos podzólicos, de coloração amarela, vermelho-amarelada e vermelho-escuro. São distróficos, álicos una e una álicos. Estes solos, de maneira geral são bem evoluídos, com exceção apenas das areias quartzosas. O domínio II, subdomínio IIB, ocorre disseminado na região, sendo formado por solos do tipo latossolos e solos podzólicos distróficos e eutróficos, de cores vermelho-amarelado, vermelho e vermelho-escuro. Frequentemente são encontrados regossolos distróficos e eutróficos, cambissolos latossólicos, ocorrendo, eventualmente, planossolos a solonetz. O domínio III, subdomínio IIIB, também aparece de forma disseminada na folha em foco, apresentando latossolos vermelho-escuro, solos podzólicos vermelho-amarelados, cambissolos eutróficos, planissolos solódicos, solonetz solodizados e vertissolos, brunos não calcários e brunizéns. Estes solos são extremamente saturados, apresentando-se comumente neutros a alcalinos com alta capacidade de troca catiônica.

De maneira geral, os modelados geomorfológicos da área foram agrupados em dois tipos: modelado de acumulação e de aplainamento e planaltos cristalinos. No tipo modelado de acumulação e aplainamento verificam-se superfícies rebaixadas em cotas inferiores a 200m. Essas áreas, exibem formas de morros arredondados e serrotes alinhados regionalmente, onde afloram rochas parcialmente intemperizadas. Solos residuais imaturos são encontrados nas partes altas, geralmente nos horizontes C. Nas baixadas, são vistas acumulações areno-argilosas de origem fluvial e/ou de espraiamento de enxurradas. Por sua vez, no tipo planaltos cristalinos, suas áreas exibem feições distintas sob a forma de: (i) serras e maciços pré-litorâneos, que foram modelados em cotas acima de 400m, e que atingem, em alguns pontos, até 1.000m e, (ii) relevos dissecados que formam as zonas de maior retrabalhamento. Neste último caso as altitudes variam de 200 a 400m, com relevos arredondados e superfícies onduladas, mostrando localmente alguns morros mais elevados e serrotes alinhados.

#### **1.4 Hidrologia**

A área estudada faz parte da bacia hidrográfica do Rio de Contas embora nela ocorram pequenas bacias como a dos rios de Ouro e do Peixe, além de outros rios menores que deságuam diretamente no oceano Atlântico. O Rio de Contas corta todo o extremo nordeste da folha de Ipiaú, passando pelas cidades de Itajuru, Jitaúna, Ipiaú, Barra do Rocha e Ubatã. Por sua vez o Rio Gongogi atravessa a parte sul/sudeste da área passando pela cidade de Dário Meira e pelos povoados de Nova Palma e Esquina do Gongogi.

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

---

A região de Ipiaú encontra-se inserida no embasamento do Cráton do São Francisco (Almeida 1977), na denominada Região Granulítica do Sul/Sudeste da Bahia (Barbosa 1986, Barbosa & Dominguez 1996) (Figura 2.1). Ela engloba parte do denominado Bloco Jequié, situado a oeste e, parte do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá, localizado na sua parte leste. As rochas deste último bloco se estendem numa faixa contínua, desde o sul do Estado até o vale do rio Curaçá, ao norte (Figura 2.1). Entre estes dois blocos foi identificada a denominada Banda de Ipiaú que atravessa toda a folha em foco na direção N10 - 20 E (Barbosa, 1986).

O Bloco Jequié é constituído por dois principais conjuntos litológicos. O primeiro, mais antigo (3.0Ga; Wilson, 1987) é formado por granulitos heterogêneos, ortoderivados, contendo enclaves isolados e dispersos de granulitos básicos (basaltos andesíticos) e granulitos paraderivados (kinzigitos, formações ferríferas, grafititos e quartzitos granatíferos portadores de ortopiroxênio) (Barbosa 1986, 1990). O segundo é formado por granulitos enderbíticos, charno-enderbíticos e charnockíticos com idades de 2.7 - 2.8 Ga (Alibert & Barbosa, 1992).

O Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá na sua parte norte é constituído por rochas tonalítico-trondhjemítico-granodioríticas (Complexo Caraíba) (Teixeira, 1997) contendo imbricações de rochas supracrustais (Complexo Ipirá) onde nessas últimas ocorrem kinzigitos com mobilizados anatéticos e granitóides do tipo "S" (Padilha & Melo 1991, Leite 2002). Todo este conjunto faz contato a oeste com rochas máfico-ultramáficas denominadas de Suíte São José do Jacuípe (Melo, 1991; Loureiro, 1991). Essas unidades litológicas estão reequilibradas na fácies granulito e anfibolito (Melo *et al.*, 1995). Idades de 2,7Ga, obtidas por meio do método U-Pb SHRIMP no centro de zircões têm demonstrado a época de cristalização dessas rochas, enquanto que idades em torno de 2,0 Ga, na periferia desses minerais acessórios, têm sido consideradas como ligadas á época do metamorfismo regional (Silva *et al.*, 1997). Processos de subducção com geração de arco de ilhas, tem sido aventados como ambientes geotectônicos responsáveis pela formação dos protólitos dos metamorfitos da parte norte do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (Teixeira 1997).

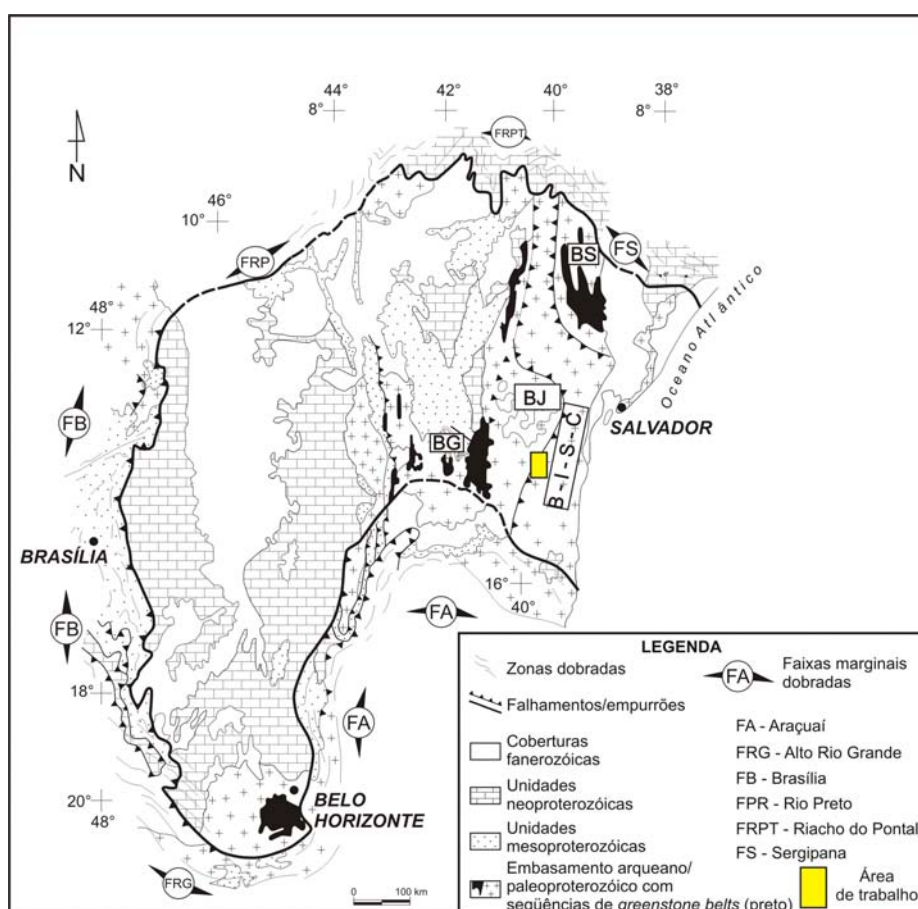
A parte sul do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá, onde se insere parte da folha estudada, é constituída, no mínimo, por quatro grupos de granulitos tonalíticos/trondhjemíticos, três dos quais são arqueanos, com idades próximas a 2,6Ga e um paleoproterozóico, com idades em torno de 2,1 Ga. Estas idades foram obtidas pelos métodos Pb-Pb evaporação e U-Pb SHRIMP em zircões (Ledru *et al.*, 1993, Silva *et al.*, 1997, Pinho 2005).

Na parte sul deste Bloco também estão incluídos corpos de granulitos charnockíticos de aproximadamente 2,6 Ga datados pelo método U-Pb SHRIMP (Silva *et al.*, 1997), além de faixas de rochas metassedimentares (quartzitos com granada, gnaisses alumino-magnesianos com safirina,



grafititos e formações manganíferas) além de gabros/basaltos de fundo oceânico e/ou bacias *back-arc*, todas granulitizadas (Barbosa, 1990). Este segmento crustal, ainda na sua parte meridional, também apresenta intrusões de monzonitos, granulitizados, com afinidade shoshonítica e com idades situadas em torno de 2,4 Ga (Ledru *et al.*, 1993). De acordo com os dados disponíveis de idade  $T_{DM}$  os protólitos magmáticos desta parte sul do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá estão situados entre 2,46-2,28 e 2,81-2,6 Ga (Alibert & Barbosa, 1992; Sato, 1998).

A Banda de Ipiáu está localizada entre os dois Blocos anteriores sendo limitada a oeste pela Falha de Teolândia e, a leste, por zonas de cisalhamentos de direção NNE (Barbosa & Sabaté, 2002). Esta Banda é constituída por litologias ortoderivadas e secundariamente por litologias paraderivadas, todas reequilibradas na fácies anfíbolito. Níveis de anfíbolitos e bandas quartzo-feldspáticas intercaladas (Pinho, 2000) também são notadas.



**Figura 2.1:** Mapa geológico esquemático mostrando o Cráton do São Francisco, suas faixas de dobramento marginais e suas unidades estruturais maiores. BG - Bloco Gavião; BJ - Bloco Jequié; BS - Bloco Serrinha; BISC - Bloco Itabuna - Salvador - Curaçá. O retângulo em amarelo marca a área de estudo. Adaptado de Alkmim *et al.* (1993).

O metamorfismo granulítico que atingiu as rochas dos Blocos Jequié e Itabuna - Salvador- Curaçá foi caracterizado por Barbosa & Fontelles (1986) e Barbosa (1989) como do tipo alta temperatura (850 - 900 C) e média a baixa pressão (5 - 7 Kbar). Ele foi datado na parte sul do Bloco Itabuna - Salvador - Curaçá por Ledru *et al.* (1994), pelo método Pb-Pb evaporação em zircões, situando-o em torno de 2,07Ga. Semelhantemente, idades da granulitização próximas a 2.06Ga tanto na parte norte quanto na parte sul, foram também encontradas por Silva *et al.*(2002), na periferia de zircões.

## **3. ESTRATIGRAFIA**

---

### **3.1 Introdução**

Na região de Ipiáú as rochas granulíticas são de difícil separação em campo, fato que se deve a alguns fatores, tais como: (i) escassez de afloramentos devido à forte alteração das rochas e a conseqüente presença de grandes espessuras de solos; (ii) coloração invariavelmente cinza esverdeada e aspecto homogêneo das rochas nos afloramentos frescos, e (iii) intensa deformação e recristalização sofrida pelos protólitos durante o metamorfismo de alto grau. Os afloramentos ocorrem predominantemente na forma de lajedos, mas também são encontrados em paredões, pedreiras e cortes de estradas, com exposições verticais que variam de 3 a 10 metros de altura e 50 a 100 metros de comprimento. As rochas granulíticas da área são em geral de granulação média, embora possam ocorrer também com granulação grossa. Quando frescas, elas apresentam aspecto homogêneo, entretanto, nos afloramentos onde elas se mostram alteradas, pode-se visualizar melhor o bandamento/foliação que, em geral, exhibe atitudes em torno de N20°E e mergulhos entre 60° a 85°, ora para SE ora para NW.

Na folha de Ipiáú existem rochas dos Complexos Jequié (parte oeste), Ibicaraí (parte leste), e Ibicuí-Ipiáú (parte central) (Figura 3.1). As rochas do Complexo Jequié são representadas predominantemente por: enderbitos granulíticos e charnockitos granulíticos, as do Complexo Ibicuí-Ipiáú por tonalitos/trondhjemitos granulíticos, granulitos máficos (gabros/basaltos e piroxenitos) e rochas supracrustais (kinzigitos, quartzitos, formações ferríferas bandadas, rochas calcissilicáticas) equilibradas na fácies granulito. No Complexo Ibicuí - Ipiáú predominam intercalações de anfibolitos e ortognaisses além de corpos graníticos com ou sem deformação, todos eles equilibrados na fácies anfibolito.

### **3.2 Complexo de Jequié – Unidades Arqueanas**

Este complexo está inserido no Bloco Jequié conforme definição de Barbosa & Sabaté (2002, 2004).

#### **3.2.1 Enderbito Granulítico – A4jed**

Os enderbitos granulíticos ocorrem em pequena área e de forma isolada na porção sudoeste da área, estando por um lado em contato com os charnockitos granulíticos (A34jch) e do outro, em contato com os ortognaisses de Acaraci (A4gnac), neste caso separados por uma grande falha de empurrão (Mapa Geológico Anexo). Eles fazem parte do Complexo Jequié e no campo se apresentam com coloração cinza esverdeada e granulação média. Como essas rochas ocorrem em pequena área de forma isolada na porção sudoeste da área não tiveram sua mineralogia detalhada, entretanto na Folha contígua de Manoel Vitorino, situada a oeste, essas rochas exibem quartzo, plagioclásio antipertítico, com pequena quantidade de ortopiroxênio, microclina tendo os opacos, apatita e zircão como minerais acessórios.

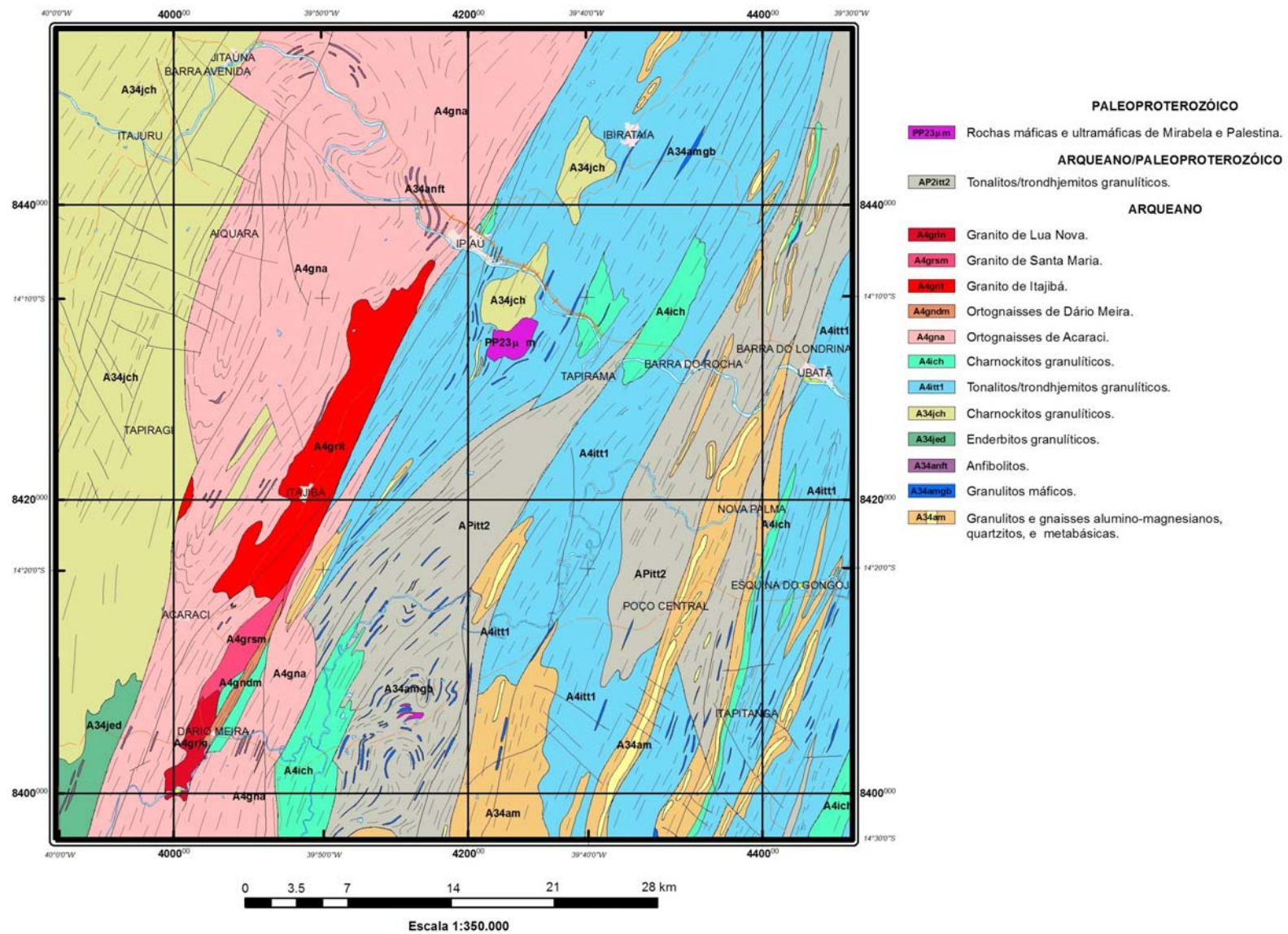


Figura 3.1: Mapa Geológico Simplificado da Área de Ipiáú.

### 3.2.2 Charnockitos Granulíticos – A34jch

Estas rochas afloram, principalmente, na parte oeste da área (Complexo Jequié) em contato estrutural com ortognaisses granítico-granodioríticos do complexo Ibicuí-Ipiaú. Elas estão muito deformadas e possuem bandamento/foliação concordante com o trend regional N°20E, evidenciado sobretudo pelos minerais ferromagnesianos. Além de falhas de empurrão que limitam tais rochas, são comuns falhas e fraturas transversais ao bandamento/foliação. Grandes corpos desses charnockitos granulíticos são encontrados associados às rochas tonalíticas/trondhjêmíticas da porção leste da área (Mapa Geológico Anexo).

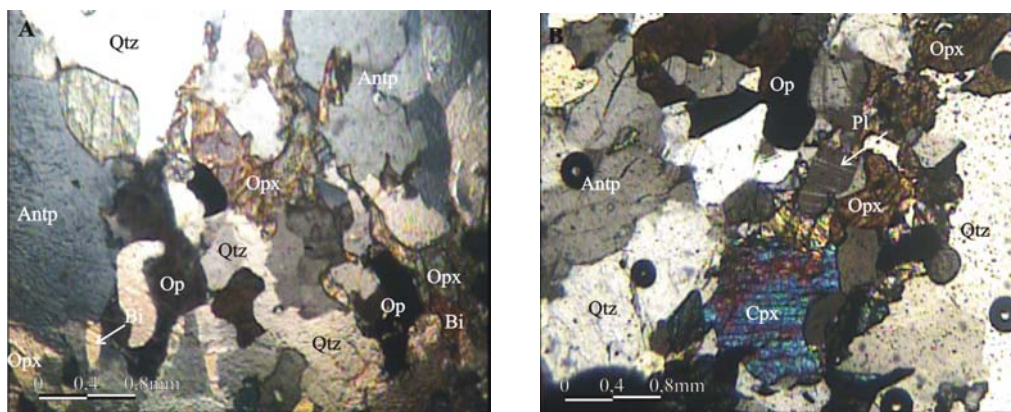


**Figura 3.2:** Charnockito granulítico alterado cortado por veios de quartzo posteriores à formação do bandamento.

Os charnockitos granulíticos são relativamente homogêneos, de cor verde-acinzentada quando frescos, e branca-amarelada quando alterados, permitindo no último caso que se visualize melhor seu aspecto bandado/foliado e sua granulação grossa, inclusive, nesses casos, com porfiroclastos de feldspatos de dimensões centimétricas imersos em uma matriz de granulação média a fina, milonítica. Veios de quartzo feldspáticos são observados em alguns afloramentos, paralelos ou secantes ao bandamento/foliação (Figura 3.2). No campo

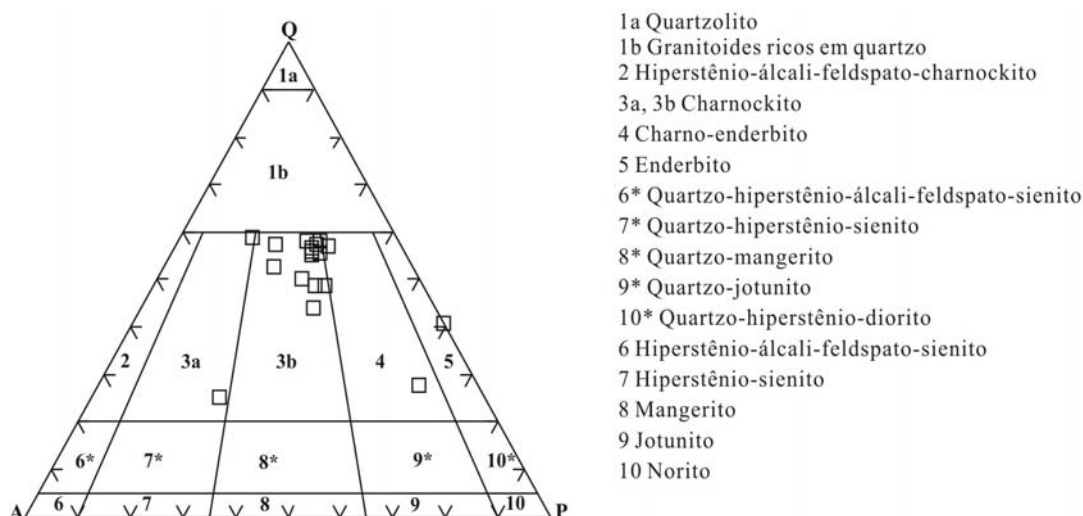
são rochas difíceis de serem separadas, tanto entre si, como dos tonalitos/trondhjêmicos vizinhos, sobretudo quando frescas.

Ao microscópio os charnockitos granulíticos exibem textura granoblástica, inequigranular com contatos curvos a interlobados, intercrystalinos. Os cristais de quartzo, plagioclásio antipertítico, ortopiroxênio, microclina, hornblenda e minerais opacos, de maneira geral variam de xenoblásticos a subidioblásticos. A mesopertita raramente aparece. A biotita tem expressão subordinada ocorrendo sob a forma de palhetas (Figura 3.3). Os minerais acessórios mais comuns são apatita e zircão que, em ínfimas quantidades, apresentam-se idioblásticos, (Tabela 3.1).



**Figura 3.3:** (A) Cristais xenoblásticos de plagioclásio antipertítico (Antp) em contato curvo com cristais de quartzo (Qtz), ortopiroxênio (Opx) e minerais opacos (Op). Presença de Biotita (Bi) em menor quantidade. Amostra BJ-194. (B) Cristais xenoblásticos de plagioclásio antipertítico (Antp) em contato curvo com cristais de quartzo (Qtz), clinopiroxênio (Cpx), ortopiroxênio (Opx) e minerais opacos (Op). Presença de plagioclásio (Pl) em menor quantidade. Amostra 233b. Nicóis cruzados. Objetiva de 2,5x.

As composições modais destas litologias quando projetadas no diagrama Q-A-P (Streckeisen, 1976) situam-se, em sua maioria, no campo dos charnockitos (Figura 3.4).



**Figura 3.4:** Diagrama Q-A-P modal (Streckeisen, 1976) para os charnockitos granulíticos (A34jch).

**Tabela 3.1:** Composição mineralógica representativa dos charnockitos granulíticos (A34jch).

Amostras	Qtz	Pl	Antp	Fper	Meso	Mi	Opx	Cpx	Gt	Hb	Bi	Op	Ap	Zr
233-B	41	21	10				8	8		3	4	3	1	1
BJ-194A	43	10	20				7	9			5	4	1	1
BJ-195A	40	30			21		2				3	2	1	1
JP-13	46	24	11			4	4				5	4	1	1
JP-15	44	22	13				11				5	4		1
JP-22	47	20	14				5	7			3	3	1	
PR-02	42	20			10	3	15				5	4	1	
PR-04	50	20			20	5					2	2	1	
PR-06	43	27			15	3	2				6	3	1	
PR-07	42	28			12	4	7				2	4		1
PR-09	45	25	20				4				3	2		1
PR-25	45	23	16							7	4	4		1
PR-29	51	24			12	3					6	3		1
PR-32	50	23			11	4					6	4	1	1
PR-33	46	15			16	3	7				8	3	1	1
RJ-02	25	24			47	3					1			
RJ-03	25	55			8	2	0,5	4	4			0,5	0,5	0,5
RJ-04B	35	51						8	5					1

Qtz – quartzo; Pl – plagioclásio; Antp – plagioclásio antiperitítico; Fper – feldspato peritítico; Meso – mesopertita; Mi – microclina;

Opx – ortopiroxênio; Cpx – clinopiroxênio; Gt – granada; Hb – hornblenda, Bi – biotita Op – opacos; Ap – apatita; Zr – zircão;

### 3.3 Complexo Ibicuí - Ipiaú – Unidades Arqueanas

Este complexo compreende a Banda de Ipiaú de Barbosa (1986), faz parte do Bloco Jequié sendo composta por rochas anfíbolíticas, graníticas e migmatíticas da fácies anfíbolito.

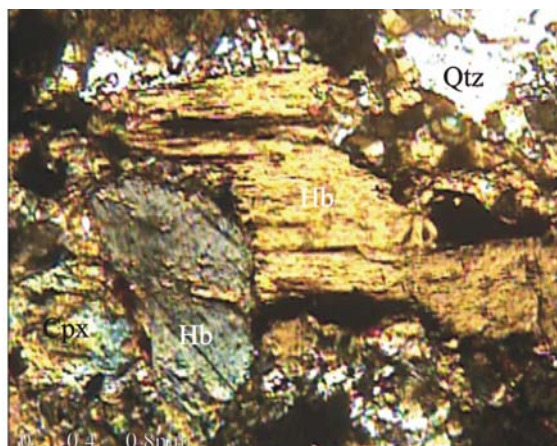
#### 3.3.1 Anfíbolitos – A34anft

Os anfíbolitos do Complexo Ibicuí - Ipiaú (Figura 3.1) ocorrem como “boudins” e principalmente sob a forma de bandas, de espessuras variadas. Estas bandas de anfíbolitos são comumente

deformadas e orientadas paralelamente à foliação dos ortognaisses tonalítico-granodioríticos. A foliação é marcada sobretudo pela orientação dos cristais de hornblenda. Nos afloramentos onde a alteração superficial é pronunciada, estes níveis básicos são facilmente individualizados, uma vez que fica clara a alternância de bandas escuras com bandas claras (Figura 3.5). Os anfibolitos exibem coloração preta esverdeada, granulação média e são constituídos principalmente por hornblenda verde, plagioclásio e menores quantidades de clinopiroxênio e quartzo. Os minerais opacos ocorrem como traços (Figura 3.6) (Tabela 3.2).



**Figura 3.5:** Corte de estrada mostrando um afloramento intemperizado, e evidenciando bandas de anfibolito encaixadas em ortognaisses.



**Figura 3.6:** Grandes cristais de hornblenda (Hb) em contato curvo com cristais de quartzo (Qtz) e clinopiroxênio (Cpx). Amostra PR-13. Nicóis cruzados. Objetiva de 2,5x.

**Tabela 3.2:** Composição mineralógica representativa dos anfibolitos (A34afnt).

Amostras	Qtz	Pl	Opx	Cpx	Gt	Hb	Bi	Op	Ap	Zr
PR-11-X-2	5,0	40,0				45,0	4,0	5,0		1,0
PR-13	4,0	38,0		6,0		44,0	1,0	7,0		
PR-20	3,0	30,0	13,0			40,0	1,0	2,0	1,0	
PR-42-X-1	3,0	45,0				50,0		1,0		1,0
RJ-5-C1	5,0	44,0				50,0	1,0			
RJ-08-B		30,0				70,0				
RJ-9-A	5,0	35,0				60,0				

Qtz – quartzo; Pl– plagioclásio; Opx– ortopiroxênio; Cpx – clinopiroxênio; Gt – granada; Hb hornblenda, Bi– biotita Op – opa; Ap – apatita; Zr – zircão.

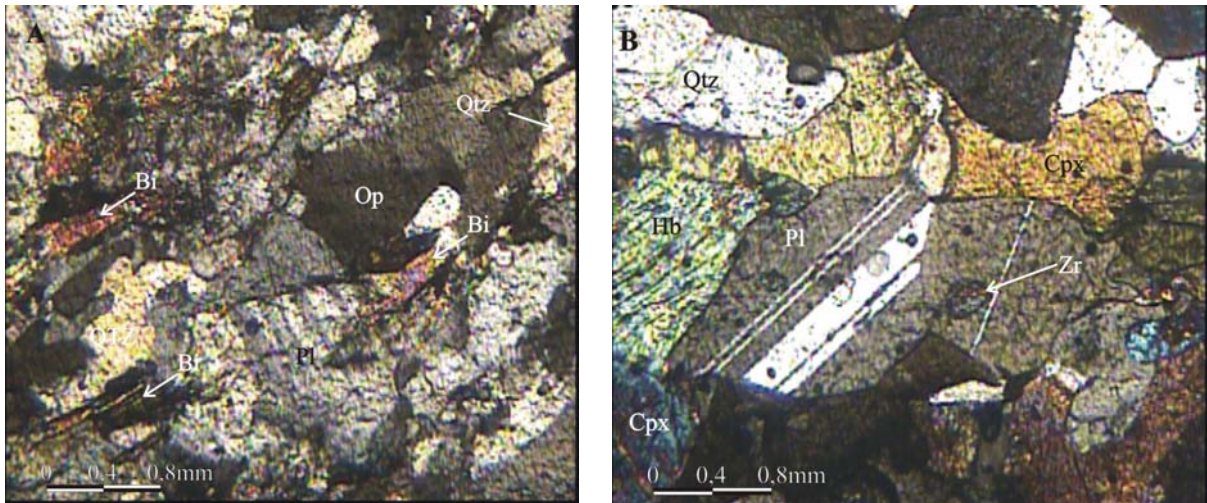
### 3.3.2 Ortognaisses de Acaraci – A4gnac

Na área de pesquisa o Complexo Ibicuí-Ipiaú é representado principalmente por ortognaisses de cor cinza clara todos metamorfizados na fácies anfibolito denominado aqui de ortognaisse de Acaraci. Ele é limitado tectonicamente, tanto a NW como a SE, por rochas da fácies granulito (Mapa Geológico Anexo). Estes ortognaisses podem estar bandados ou foliados (Figura 3.7), são de granulação média e apresentam



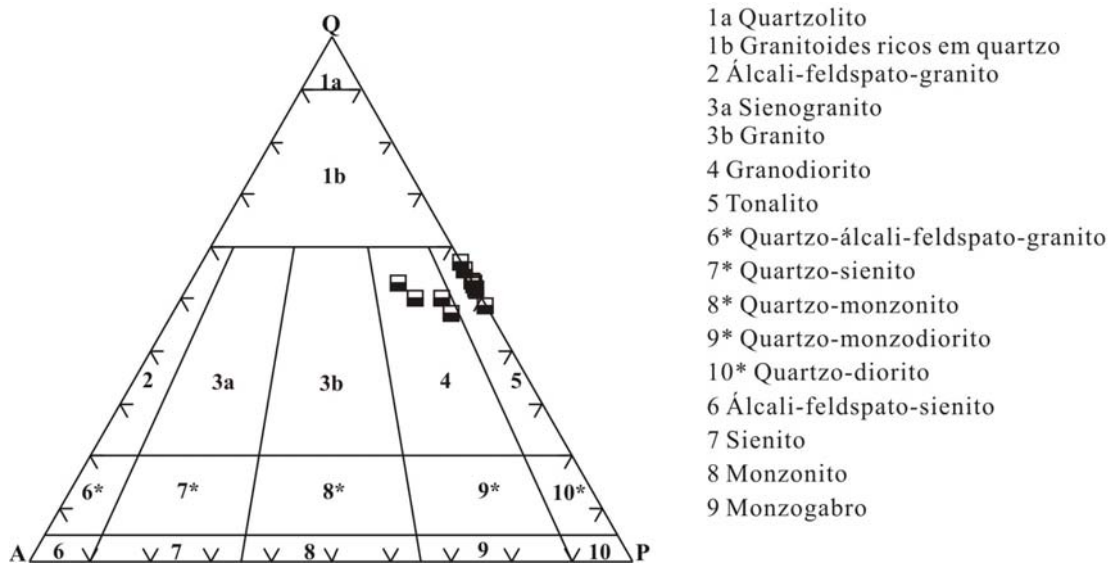
**Figura 3.7:** Ortognaisses do Complexo Ibicuí - Ipiaú bandado (a esquerda) e foliado (a direita).

composição tonalítica a granodiorítica. Microscopicamente eles exibem textura granoblástica inequigranular, sendo constituídos basicamente de quartzo, plagioclásio, microclina e/ou feldspato potássico pertítico, hornblenda e biotita, tendo como minerais acessórios a apatita, o zircão e os minerais opacos. A descrição das formas cristalinas e relação de contato entre as fases são mostradas na Figura 3.8.



**Figura 3.8:** (A) Cristais xenoblásticos de quartzo (Qtz) em contato curvo a interlobado com cristais de plagioclásio (Pl), minerais opacos (Op). Presença de pequenas biotitas (Bi) que encontram-se na forma de palhetas. Amostra PR-59. (B) Cristais sub-idioblásticos de clinopiroxênio (Cpx) em contato curvo com o plagioclásio (Pl), hornblenda (Hb) e quartzo (Qtz). Presença de zircão incluído no clinopiroxênio. Amostra PR-61. Nicóis cruzados. Objetiva de 2,5x.

As composições modais (Tabela.3.3) quando plotadas no diagrama Q-A-P (Streckeisen, 1976) situam-se entre os campos dos tonalitos e granodioritos (Figura 3.9).



**Figura 3.9:** Diagrama Q-A-P modal (Streckeisen, 1976) para os ortogneisses.

**Tabela 3.3:** Composição mineralógica representativa dos ortognaisses de Acaraci (**A4gnac**) e Dário Meira (**A4gndm**).

Rochas	Amostras	Qtz	Pl	Antp	Fper	Meso	Mi	Opx	Cpx	Gt	Hb	Bi	Op	Ap	Zr
Ortognaisses de Itagibá	BJ-90B	45,0	32,0	10,0								10,0	3,0		
	BJ-96A	43,0		28,0			10,0					16,0	3,0		
	JP-06	50,0	46,0									2,5	1,5		
	JP-07	46,0	40,0				6,0					5,0	2,5		0,5
	JP-12	38,0	40,0	3,0					6,0			8,0	3	1	1
	PR-12	50,0	40,0									6,0	3,5		0,5
	PR-18	47,0	42,0								6,0	2,0	2,5		0,5
Ortognaisses de Dário Meira	PR-54	44,0	43,0				6,0				4,0	2,0	1,0		
	PR-59	45,0	35,0				10,0					8,0	1,5	0,5	
	PR-60	53,0	40,0									6,5			0,5
	PR-61	40,0	35,0						8,0		15,0		2,0		

Qtz – quartzo; Pl– plagioclásio; Antp – plagioclásio antipertítico; Fper – feldspato pertítico; Meso – mesopertita; Mi – microclina; Opx – ortopiroxênio; Cpx – clinopiroxênio; Gt – granada; Hb – hornblenda, Bi – biotita Op – opacos; Ap – apatita; Zr – zircão.

### 3.3.3 Ortognaisses de Dário Meira – A4gndm

Nas proximidades da cidade de Dário Meira também são encontrados ortognaisses semelhantes ao de Acaraci entretanto de composição mais granodiorítica. Eles exibem coloração cinza, granulação média, apresentando uma mineralogia formada de quartzo, microclina, plagioclásio, hornblenda e biotita. Os minerais acessórios são os opacos, a apatita e o zircão (Tabela 3.2).

### 3.3.4 Granito de Itagibá – A4grit

Nas proximidades da cidade de Itagibá foi mapeado um corpo granítico intrudido nos ortognaisses tonalítico-granodioríticos de Acaraci (Figura 3.10). Ele pode ser observado em fotos aéreas ocupando uma superfície expressiva próximo à falha de transcorrimento que coloca os ortognaisses



**Figura 3.10:** Afloramento mostrando o contato entre o granito de Itagibá e o ortognaisse de Acaraci.

do Complexo Ibicuí-Ipiaú em contato com rochas tonalíticas/trondhjemiticas pertencentes ao Complexo Ibicarái, (Figura 3.1 e Mapa Geológico Anexo). Este granito apresenta coloração rosa, granulação grossa e textura inequigranular. Suas bordas estão bem gnaissificadas, o que dificulta a sua separação da encaixante ortognaissica. Nestes locais mais deformados a rocha possui fenoclastos de plagioclásio e quartzo dentro de uma matriz composta por quartzo, plagioclásio e mais raramente hornblenda.

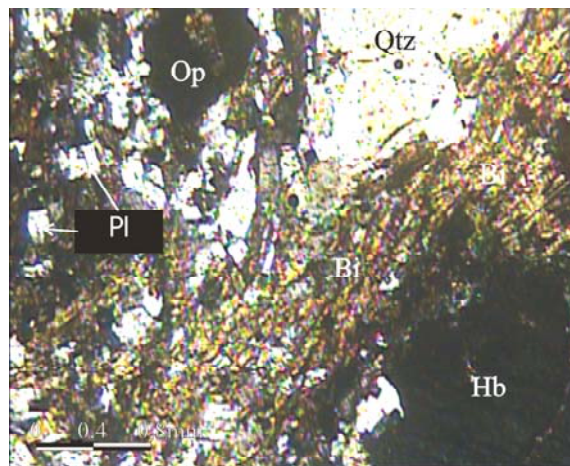
Nas partes menos deformadas são encontrados pórfiros euédricos, centimétricos de plagioclásio e microclina pertítica, imersos em uma matriz de textura média composta por quartzo, plagioclásio, mesopertita e hornblenda. Biotita e minerais opacos ocorrem como traços conforme mostrado na fotomicrografia da Figura 3.11.



As análises modais (Tabela.3.4) quando projetadas no diagrama Q-A-P (Streckeisen, 1976) mostram que esta rocha situa-se no campo dos granitos (Figura 3.12).

### 3.3.5 Granito de Santa Maria – A4grsm

Nos arredores da Fazenda Santa Maria entre as cidades de Dário Meira e Itagibá aflora um corpo granítico com formato elíptico, encaixado nos ortognaisses. Ele está em contato com o granito de Lua Nova (A4grln) ao sul, descrito a seguir, e com o granito de Itagibá (A4grit) ao norte. Este granito apresenta coloração cinza quando fresco e, uma cor amarela esbranquiçada quando alterado. A granulação varia de média a grossa, com textura inequigranular. Mineralogicamente é constituído por quartzo, plagioclásio, hornblenda, biotita, minerais opacos, apatita e zircão (Tabela 3.4).



**Figura 3.11:** Biotita na forma de palhetas em contato curvo com cristais xenoblásticos de quartzo (Qtz), plagioclásio (Cpx), hornblenda (Hb) e minerais opacos (Op). Amostra PR-39. Nicóis cruzados. Objetiva de 2,5x.

### 3.3.6 Granito de Lua Nova – A4grln

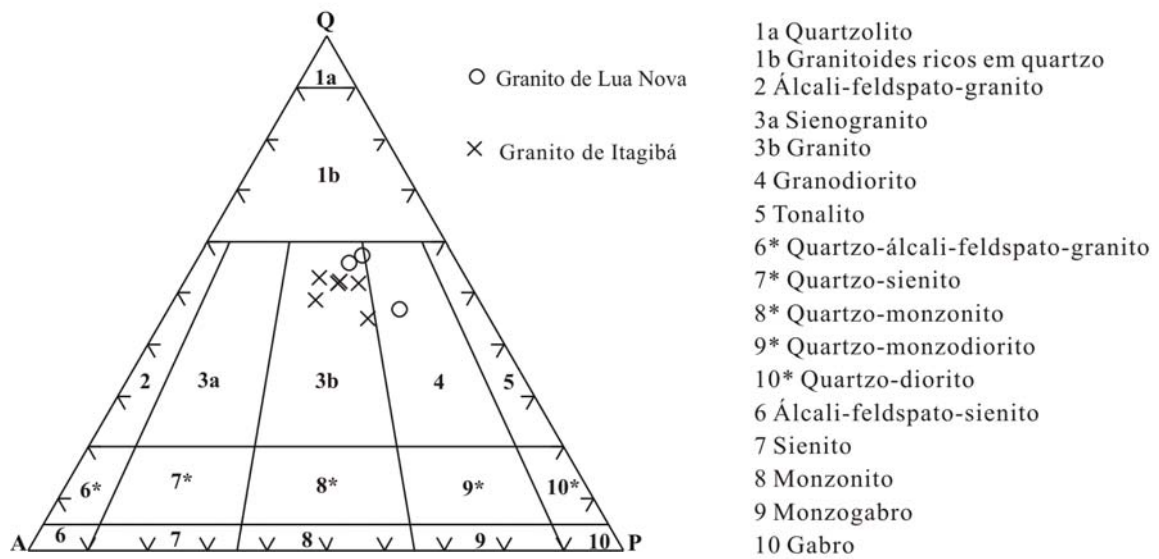
Nas proximidades da cidade de Dário Meira encontra-se um pequeno corpo de rochas graníticas, arrodado pelos ortognaisses de Acaraci (A4gnac), e em contato com o granito de Santa Maria (A4grsm) ao norte. Este granito assemelha-se muito com o granito de Santa Maria, entretanto apresenta uma coloração mais cinza, granulação variando de média a grossa, exibindo uma mineralogia formada de quartzo, plagioclásio e minerais ferromagnesianos (Tabela 3.4).

**Tabela 3.4:** Composição mineralógica representativa dos granitos de Itagibá (**A4grit**), de Santa Maria (**A4grsm**) e Lua Nova (**A4grln**).

Rochas	Amostras	Qtz	Pl	Antp	Mi	Opx	Cpx	Gt	Hb	Bi	Op	Ap	Zr	Mir
Granito de Itagibá	JP-03	40,0	20,0	12,0	5,0		4,0		15,0		3,0	1,0		
	PR-10	40,0	20,0	11,0	6,0				10,0	7,0	4,0	1,0	1,0	
	PR-17A	44,0	22,0	10,0	8,0				10,0	2,0	4,0			
	PR-17B	45,0	22,0	12,0	10,0					5,0	4,0	1,0	1,0	
	PR-36	45,0	22,0	20,0	5,0					6,0	2,0			
	PR-39	37,0	21,0		13,0				16,0	10,0	3,0			
	PR-40	38,0	29,0		17,0				8,0	6,0	1,5		0,5	
Granito de Santa Maria	PR-55	42,0	20,0	6,0	5,0				15,0	9,0	2,5		0,5	
	PR-57A	43,0	20,0	8,0	6,0				12,0	8,0	2,0	0,5		0,5
Granito de Dário Meira	RJ-08A	40,0	33,0		12,0				8,0	5,0	2,0			

Qtz – quartzo; Pl– plagioclásio; Antp – plagioclásio antipertítico; Fper – feldspato pertítico; Meso – mesopertita; Mi – microclina; Opx– ortopiroxênio; Cpx – clinopiroxênio; Gt – granada; Hb – hornblenda, Bi – biotita Op – opacos;

Ap – apatita; Zr – zircão; Mir - Mirmequita



**Figura 3.12:** Diagrama Q-A-P modal (Streckeisen, 1976) para os granitos de Itagibá (**A4grIt**) e os granitos de Lua Nova (**A4grLn**).

### 3.4 Complexo Ibicarai - Unidades Arqueanas/Paleoproterozóicas

Este complexo está inserido na parte sul do Bloco Itabuna - Salvador - Curaçá conforme definição de Barbosa & Sabaté (2002, 2004).

#### 3.4.1 Rochas Supracrustais – A34am

Estas rochas situam-se principalmente na parte oriental da área, ocorrendo, em forma de faixas orientadas na direção N20°E. Elas encontram-se verticalizadas, e em geral estão bastante alteradas, produzindo um solo vermelho característico (Figura 3.13). Em raros afloramentos, na folha de Ibicarai ao sul da folha em foco, pode-se verificar a existência de bandas de quartzitos granatíferos intercaladas com gnaisses alumino-magnesianos, formações ferríferas, rochas cálcio-silicáticas, níveis filitosos, kinzigitos, bandas quartzo-feldspáticas, metabásicas e metaultrabásicas. Elas encontram-se encaixadas por falhas de transcorrimento nos tonalitos/trondhjemitos granulíticos descritos a seguir.

Com relação aos quartzitos com granada, na Folha de Ipiá, eles são encontrados, na maioria das vezes sob a forma de blocos rolados dentro de um manto de



**Figura 3.13:** Rochas Supracrustais verticalizadas e bastante alteradas.

intemperismo avermelhado, embora ocorram também sob a forma de cristas alongadas que se destacam na topografia. A Serra do Fala Homem é um exemplo, que corta quase toda a área no sentido NNE (Mapa Geológico Anexo). Nesta Serra os quartzitos (A34amq) possuem coloração branca e não apresentam impurezas evidentes (Figura 3.14). Quanto à mineralogia, eles possuem

além do quartzo, que apresenta-se bastante recristalizado, ínfimas quantidades de granada, opacos e de feldspato. Estes últimos, quando alterados, permitem que se visualize na rocha, manchas argilosas dispersas.



**Figura 3.14:** Quartzitos em uma cascalheira na Serra do Fala Homem.

Com exceção dos quartzitos, devido à dificuldade em se encontrar na área de estudo bons afloramentos, estas rochas supracrustais puderam ser investigadas no microscópio em amostras colhidas nas proximidades da cidade de Ibicaraí. Nestes afloramentos ocorrem gnaisses aluminos-magnesianos (espessuras de 6 a 8 metros) e as bandas de metabásicas associadas (espessuras entre 1 e 4 metros) (Seixas, 1993). Os granulitos aluminos-magnesianos são constituídos por quartzo, ortopiroxênio, granada, sillimanita e plagioclásio, tendo a microclina pertítica, opacos, rutilo, grafita, monazita e zircão como acessórios. A safirina aparece nas amostras mais magnesianas e, a cordierita é comumente retrógrada (Barbosa, 1998). Os pequenos corpos de leuco-granitos sem deformação que cortam os gnaisses aluminos, são constituídos de mineralogia semelhante, embora apresentem granada e feldspatos com mais abundância. As bandas de metabásicas, por sua vez, são formadas de quartzo, plagioclásio, orto e clinopiroxênio. A biotita, o anfibólio e, às vezes, a granada são minerais acessórios (Seixas, 1993, Barbosa *et al.*, 2001).

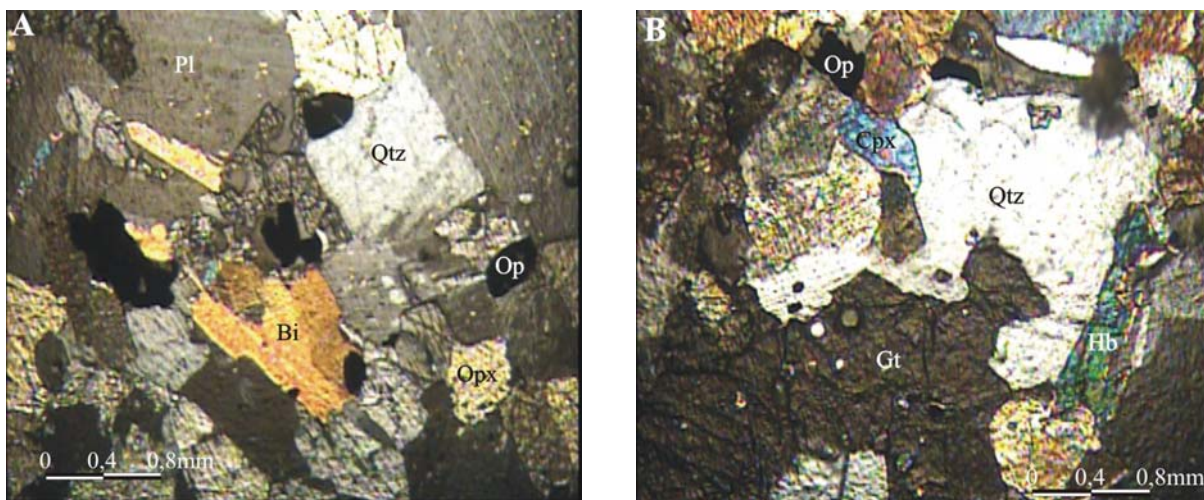
### 3.4.2 Granulitos máficos – AP\_mu\_gl



**Figura 3.15:** Enclave de granulito máfico deformado incluso em encaixante de tonalito granulitizado.

Estas rochas são encontradas sobre-tudo no Complexo Ibicaraí (Figura 3.1, Mapa Geológico Anexo). Ocorrem sob a forma de bandas ou enclaves com espessuras centimétricas a métricas inclusas nos tonalitos/trondhjemitos granulíticos, sempre paralelizadas com o bandamento/ foliação (Figura 3.15), (Mapa Geológico Anexo). Eles apresentam coloração verde escura a preta com granulometria fina a média podendo ser interpretadas como vulcânicas basálticas quando a granulação é fina. Entretanto, quando grosseiras, podem ser consideradas como gabros. Os granulitos máficos apresentam textura granoblástica inequigranular, sendo os contatos na sua maioria, curvos a interlobados. No microscópio verifica-se que eles são constituídos por plagioclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio, tendo quartzo, minerais opacos, apatita e zircão como acessórios. As duas microfotografias da Figura 3.16 mostram as formas e contatos entre os cristais e as texturas dessas rochas. Alguns desses granulitos máficos contêm

hornblenda, biotita e granada em quantidades apreciáveis (Tabela 3.5) fato este que permitiu separá-los em quatro litotipos, ou sejam: granulitos máficos com biotita, granulitos máficos com hornblenda, granulitos máficos com biotita e hornblenda, granulitos máficos com granada. Suas composições modais (Tabela.3.5) quando projetadas no diagrama Q-A-P (Streckeisen, 1976) situam-se entre os campos dos quartzo-dioritos e gabros (Figura 3.17).



**Figura 3.16:** (A) Cristais xenoblásticos de quartzo (Qtz) em contato curvo a interlobado com cristais de ortopiroxênio (Opx) e minerais opacos (Op), e retos com a biotita (Bi). Amostra JP-42B. (B) Cristais xenoblásticos de quartzo (Qtz) em contato curvo a interlobado com cristais de clinopiroxênio (Cpx), granada (Gt) e minerais opacos (Op), e retos com a hornblenda (Hb). Amostra PR-68. Nicóis cruzados. Objetiva de 2,5x.

**Tabela 3.5:** Composição mineralógica representativa dos granulitos máficos (AP\_mu\_gl).

Rochas	Amostras	Qtz	Pl	Antp	Opx	Cpx	Gt	Hb	Bi	Op	Ap	Zr
Granulito máfico com biotita	ID-06	5,4	47,0			39,1			3,1	5,00	0,3	0,1
	ID-13B	6,0	55,0	5,0	10,0	15,0			5,0	4,0		
	JP-42B	1,3	31,9		13,7	39,5			9,3	4,0	0,3	
	PR-47	3	45		8	34			4	4	1,0	1,0
	PR-65A	2,0	48,0		10,0	30,0			4,0	4,0	1,0	1,0
Granulito máfico com hornblenda	ID-01	8,0	38,0			7,0		42,0		3,0	1,0	1,0
	ID-03A	8,0	50,0			25,0		15,0		2,0		
	PR-64	3,0	45,0		16,0	14,0		20,0		2,0		
Granulito máfico com biotita e hornblenda	JP-32	4,0	40,0		10,0	16,0		22,0	4,0	3,0	1,0	
	JP-33A	1,0	54,0		15,0	15,0		7,0	3,0	4,0	1,0	
	PR-08	4,0	50,0		20,0	14,0		2,0	6,0	4,0		
Granulito máfico com granada	PR-51	4	43		24,0	21	3			4,0	1,0	
	PR-68	6	43,0			24	13	7,0		5,0	1	1

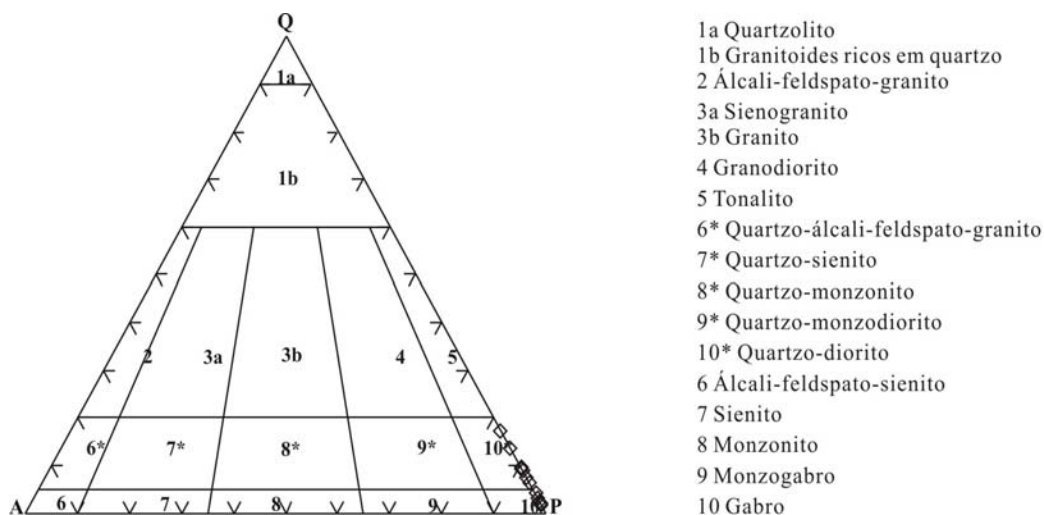
Qtz – quartzo; Pl – plagioclásio; Antp – plagioclásio antipertítico; Opx – ortopiroxênio; Cpx – clinopiroxênio; Gt – granada; Hb – hornblenda, Bi – biotita Op – opacos; Ap – apatita; Zr – zircão.

### 3.4.3 Tonalitos/Trondhjemitos Granulíticos – A4itt1

Estas rochas afloram na parte oriental da área, e são encontradas comumente formando espessas faixas intercaladas nos tonalitos/trondhjemitos arqueanos/paleoproterozóicos (APitt2) (Pinho, 2005) descritos adiante. Estas rochas estão dobradas em estilo isoclinal fechado, fato que pode ser observado em raros afloramentos que exibem pequenas charneiras de dobras com flancos transpostos (Figura 3.18). Elas são de coloração verde acinzentada e possuem em geral granulação

média. Apresentam textura granoblástica e são compostas por quartzo, plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, biotita e minerais opacos. Os minerais acessórios são zircão e apatita (Tabela 3.6) As microfotografias da figura 3.19 exibem as relações de contato entre as fases minerais. Estas rochas também apresentam, por vezes, níveis enriquecidos em granada.

A partir das composições modais expostas na tabela. 3.6 e apresentadas no diagrama Q-A-P (Streckeisen, 1976) pode-se observar que todas as amostras situam-se no campo dos tonalitos/trondhjemitos (Figura 3.20).



**Figura 3.17:** Diagrama Q-A-P modal (Streckeisen, 1976) para os granulitos máficos (**AP\_mu\_gl**).

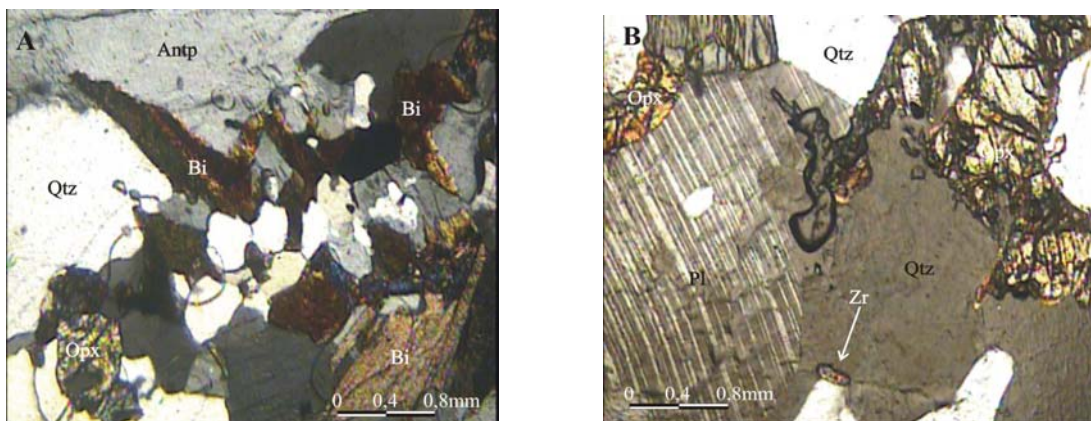


**Figura 3.18:** Rocha tonalítica/trondhjêmica típica da área de pesquisa com coloração verde acinzentada e granulação média. Presença de charneiras com plano axial vertical, transpostas nos flancos das dobras.

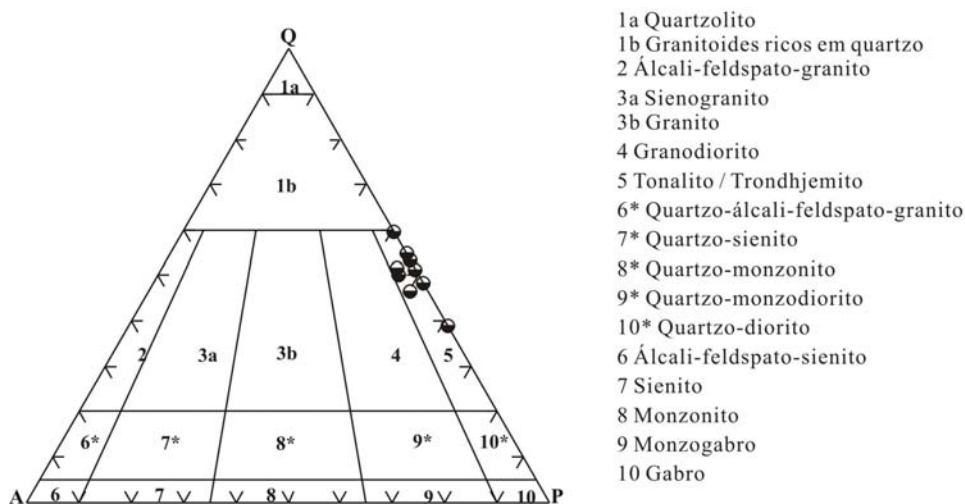
**Tabela 3.6:** Composição mineralógica representativa dos tonalitos/trondhjemitos granulíticos (**A4itt1**).

Amostras	Qtz	Pl	Antp	Meso	Mi	Opx	Cpx	Gt	Hb	Bi	Op	Ap	Zr
231-B	45,0	37,0				8,0				6,0	3,0		1,0
BJ-81B	44,0	30,0				12,0		6,0		3,0	3,0	1,0	1,0
BJ-198-A	40,0		43,0		4,0					9,0	4,0		
ID-02	42,0		27,0	10,0	3,0			3,0		8,0	5,0	1,0	1,0
ID-05	42,0	30,0	10,0			10,0				3,0	4,0		1,0
ID-12	40,0	43,0				10,0				2,0	4,0		1,0
ID-14	31,0	42,0	5,0			12,0				3,0	5,0	1,0	1,0
ID-26A	45,0	24,0	15,0			7,0	5,0				3,0		1,0
JP-12	38,0	40,0					6,0		3,0	8,0	4,0		1,0

Qtz – quartzo; Pl – plagioclásio; Antp – plagioclásio antipertítico; Fper – feldspato pertítico; Meso – mesopertita; Mi – microclina; Opx – ortopiroxênio; Cpx – clinopiroxênio; Gt – granada; Hb – hornblenda, Bi- biotita Op – opacos; Ap – apatita; Zr – zircão; Mir – Mirmequita.



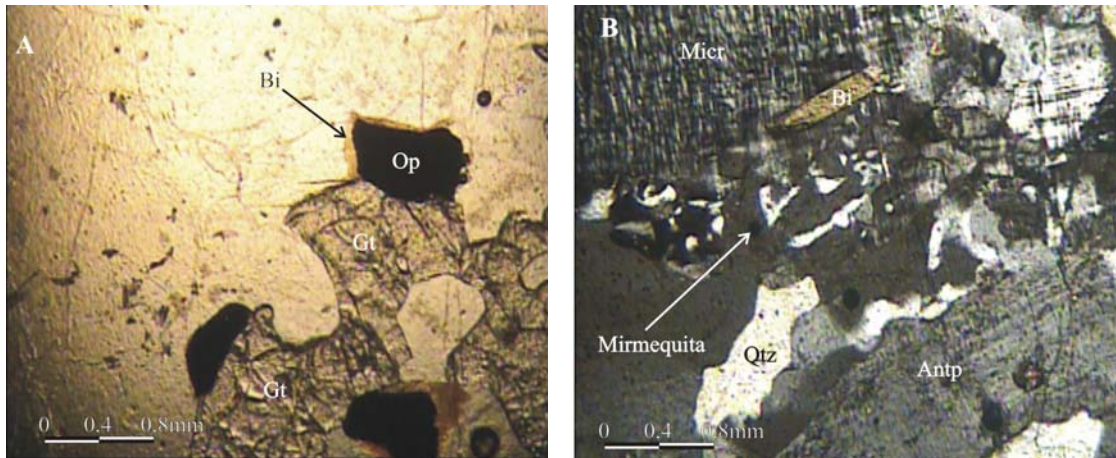
**Figura 3.19:** (A) Cristais xenoblásticos de quartzo (Qtz) em contato reto a interlobado com cristais de plagioclásio (Pl), mineral opaco (Op), biotita (Bi) e ortopiroxênio (Opx). Amostra 231. (B) Cristais xenoblásticos de plagioclásio (Pl) em contato curvo a interlobado com cristais de quartzo (Qtz) e ortopiroxênio (Opx). Presença de zircão (Zr) incluído no quartzo (Qtz). Amostra BJ-81B. Nicóis cruzados. Objetiva de 2,5x.



**Figura 3.20:** Diagrama Q-A-P modal (Streckeisen, 1976) para os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (A4itt1).

### 3.4.4 Charnockitos Granulíticos – A4ich

Estes charnockitos granulíticos (A4ich) afloram na parte oriental da área, formando faixas de pequena espessura e grande extensão associadas às supracrustais e como corpos elipsóides que ocorrem isolados e que estão encaixados dentro dos tonalitos/trondhjemitos granulíticos (Figura 3.1, Mapa Geológico Anexo). Assim como as outras rochas da área eles são difíceis de serem distinguidos no campo, sobretudo dos tonalitos/trondhjemitos granulíticos encaixantes visto que ambos estão conjuntamente deformados e recristalizados na fácies granulito exibindo sempre coloração verde acinzentada e texturas semelhantes. Mineralogicamente se observa que esses charnockitos granulíticos são compostos principalmente por quartzo e microclina perfitica. Ortopiroxênio e plagioclásio ocorrem em menores proporções, zircão, apatita e opacos formam os minerais acessórios (Tabela 3.7) (Figura 3.21). A granada aparece raramente tanto formando níveis paralelos ao bandamento/foliação como dispersa dentro da rocha. Vale salientar que os charnockitos granulíticos que ocorrem com forma parecida com plutões, encaixados nos tonalitos/trondhjemitos foram considerados também como APich. Esses são compostos de mesoperitita, quartzo e plagioclásio, ocorrendo ainda clinopiroxênio e hornblenda de forma subordinada. Minerais opacos, ortopiroxênio, biotita, zircão e apatita aparecem sob a forma de traços (Tabela 3.7).



**Figura 3.21:** (A) Cristais xenoblásticos de granada (Gt) em contato curvo com cristais de quartzo (Qtz) e minerais opacos (Op). Presença de biotita (Bi) bordejando os minerais opacos. Amostra ID-11A. Luz plana. Objetiva de 2,5x. (B) Cristais xenoblásticos de plagioclásio antipertítico (Antp) em contato curvo com cristais de quartzo (Qtz), microclina (Micr) e minerais opacos (Op). Presença de textura mirmequítica e de biotita (Bi) incluída na microclina (Micr). Amostra 232C. Nicóis cruzados. Objetiva de 2,5x.

Estes granulitos quando plotados no diagrama de Streckeisen, (1976) situaram-se no campo dos charnockitos (Figura 3.22).

### 3.4.5 Tonalitos/Trondhjemitos Granulíticos – APitt2

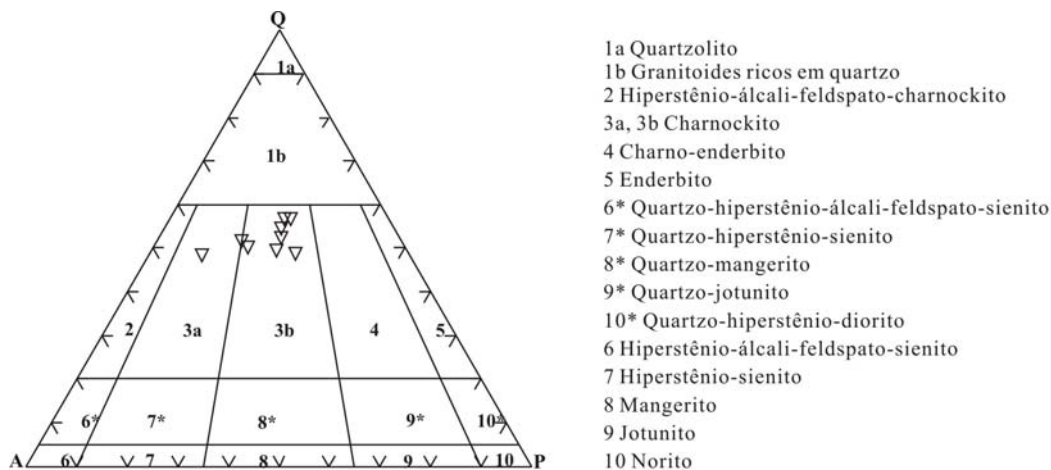
Estas rochas afloram principalmente na parte leste da área, estão bastante deformadas sendo limitadas por grandes falhas de transpurrão, em geral em contato com os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (A4itt1). São também cortadas por falhas e fraturas posteriores e transversais ao bandamento/foliação principal das rochas (Figura 3.1, Mapa Geológico Anexo). Em alguns afloramentos dessa litologia, sobretudo nas zonas de charneiras, são encontradas pequenas dobras com geometria "chevron".

Os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (APitt2) possuem bandamento marcado por intercalções de bandas verdes claras (feldspato predominante) e bandas verdes escuras (minerais ferromagnesianos abundantes). Quando estas rochas estão alteradas esse bandamento fica mais evidente. Nos afloramentos frescos esse bandamento é dificilmente visível.

**Tabela 3.6:** Composição mineralógica representativa dos tonalitos/trondhjemitos granulíticos (A4itt1).

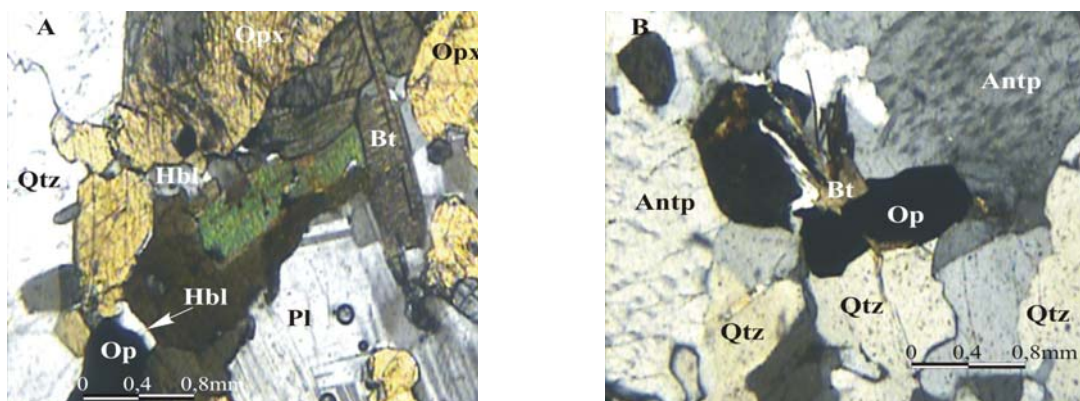
Amostras	Qtz	Pl	Antp	Meso	Mi	Opx	Cpx	Gt	Hb	Bi	Op	Ap	Zr
231-B	45,0	37,0				8,0				6,0	3,0		1,0
BJ-81B	44,0	30,0				12,0		6,0		3,0	3,0	1,0	1,0
BJ-198-A	40,0		43,0		4,0					9,0	4,0		
ID-02	42,0		27,0	10,0	3,0			3,0		8,0	5,0	1,0	1,0
ID-05	42,0	30,0	10,0			10,0				3,0	4,0		1,0
ID-12	40,0	43,0				10,0				2,0	4,0		1,0
ID-14	31,0	42,0	5,0			12,0				3,0	5,0	1,0	1,0
ID-26A	45,0	24,0	15,0			7,0	5,0				3,0		1,0
JP-12	38,0	40,0					6,0		3,0	8,0	4,0		1,0

Qtz – quartzo; Pl – plagioclásio; Antp – plagioclásio antipertítico; Fper – feldspato pertítico; Meso – mesopertita; Mi – microclina; Opx – ortopiroxênio; Cpx – clinopiroxênio; Gt – granada; Hb – hornblenda, Bi – biotita; Op – opacos; Ap – apatita; Zr – zircão; Mir – Mirmequita.



**Figura 3.22:** Diagrama Q-A-P modal (Streckeisen, 1976) para os granulitos charnockíticos (A4ich).

Estas rochas exibem coloração verde acinzentada, são leuco a mesocráticas, com granulação fina a média, São em geral homogêneas, apresentando textura granoblástica inequigranular e as vezes interlobada a poligonal. São constituídas por plagioclásio antipertítico, quartzo, K-feldspato pertítico, ortopiroxênio, clinopiroxênio e minerais opacos. A hornblenda e a biotita quando presentes são consideradas como minerais secundários. A apatita e o zircão são os minerais acessórios encontrados (Figura 3.23). A granada raramente está presente (Tabela.3.8).



**Figura 3.23:** (A) Cristais xenoblásticos de quartzo (Qtz) em contato reto a interlobado com cristais de plagioclásio (Pl), mineral opaco (Op), biotita (Bt) e hornblenda (Hbl) está última secundárias. Amostra JP-28. (B) Cristais xenoblásticos de plagioclásio antipertítico (Antp) em contato reto a curvo com cristais de quartzo (Qtz) e minerais opacos (Op). Presença de biotita (Bt) inclusa no mineral opaco (Op). Amostra ID-09. Nicóis cruzados. Objetiva de 2,5x.

**Tabela 3.8:** Composição mineralógica representativa dos tonalitos/trondhjemitos granulíticos (APitt2).

Amostras	Qtz	Pl	Antp	Meso	Mi	Opx	Cpx	Gt	Hb	Bi	Op	Ap	Zr
ID-07	35,0	54,0								7,0	4,0		
ID-09	42,0	48,00				4,00				2,00	3,0		1,0
ID-32	40,00	43,00				4,0	6,00			1,0	4,0	1,0	1,0
JP-27B	45,00	34,00				8,0	8,0				3,0	1,0	1,0
JP-28	20,00	45,00				11,0			10,0	7,00	4,0	2,0	1,0
JP-42C	35,00	50,00				8,00				3,0	3,0		1,0
PR-43	20,0	40,0				15,0	15,0			6,0	3,0	1,0	
PR-50	31,0	48,0				10,0				5,0	4,0	1,0	1,0
PR-52	30,0	35,0				12,0	12,0		8,0		3,0		
PR-66	33,00	40,00				9,00	8,00			5,00	3,0	1,0	1,0

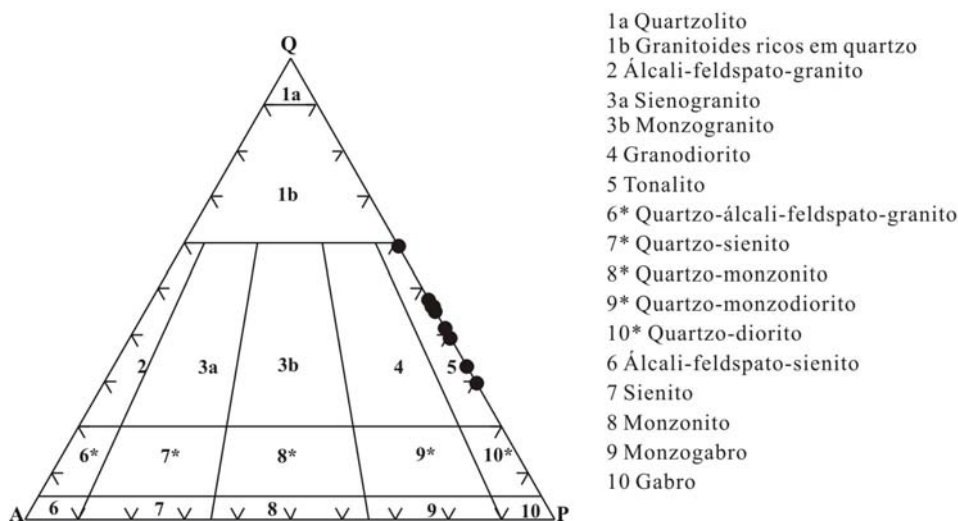
Qtz – quartzo; Pl– plagioclásio; Antp – plagioclásio antipertítico; Fper – feldspato pertítico; Meso – mesopertita; Mi – microclina; Opx– ortopiroxênio; Cpx – clinopiroxênio; Gt – granada; Hb – hornblenda, Bi– biotita Op – opacos; Ap – apatita; Zr – zircão.



Suas composições modais quando projetadas no diagrama Q-A-P (Streckeisen, 1976) situam-se, em sua maioria, no campo dos tonalitos/trondhjemitos (Figura 3.24).

### 3.4.6 Rochas máficas e ultramáficas de Mirabela e Palestina – PP23 $\mu$ m

Nos arredores da cidade de Ipiaú, e dentro de um bloco tectônico separado por duas zonas de cisalhamento sinistrais, ocorrem dois corpos de rochas máficas-ultramáficas, orientados grosseiramente na direção meridiana. De norte para sul eles são denominados de Mirabela e Palestina (Figura 3.1, Mapa Geológico Anexo).



**Figura 3.24:** Diagrama Q-A-P modal (Streckeisen, 1976) para os tonalitos granulíticos (APitt2).

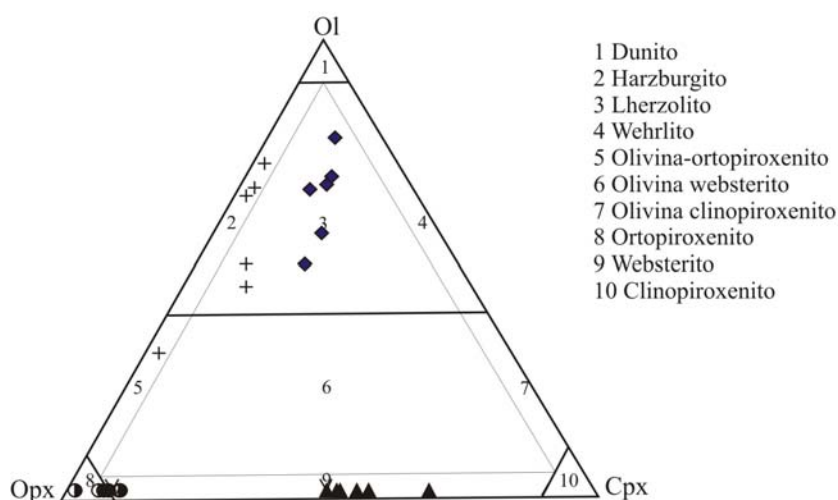
O corpo de Mirabela já foi tema de duas teses de mestrado (Abram 1993, Froes 1993) e palco de prospeção mineral onde, mapas de detalhe e inúmeros furos de sondagem foram realizados pela Companhia Baiana de Pesquisa Mineral e pela Caraiba Metais S.A. Atualmente este corpo está sendo pesquisado pela empresa australiana Mirabela Nickel. Este corpo de rochas máficas e ultramáficas foi definido como uma intrusão estratificada. Embora reequilibrado na fácies granulito, apresenta-se praticamente indeformado com acamamento cíclico e texturas de acumulação preservadas. O corpo de Mirabela pode ser separado em três zonas litoestratigráficas: (i) uma inferior, composta de serpentinitos, dunitos e peridotitos; (ii) uma intermediária, formada por ortopiroxenitos, websteritos e gabronoritos e, (iii) uma superior, constituída unicamente de gabronoritos e leuco-gabros além de, gabronoritos finos, estes últimos situados nas bordas do corpo. A petrografia detalhada do corpo de Mirabela e suas diversas zonas litoestratigráficas podem ser encontradas nos trabalhos de Abram (1993) e Froes (1993), entretanto sua composição modal e mineralogia são resumidas a seguir.

Os olivina cumulatos (dunitos) da zona inferior são constituídos principalmente de olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, em menores proporções, de espinélio, anfibólio, e mica. Os sulfetos ocorrem como traços (Tabela 3.9). Suas composições modais quando plotadas no diagrama Ol-Opx-Cpx de Streckeisen (1973) situam-se no campo 3 referente aos Iherzolitos (Figura 3.25).

**Tabela 3.9:** Composição mineralógica representativa dos dunitos de Mirabela (PP23µm) (Zona inferior).

Amostras	SL-094a	SL-094b	SL-096a	SL-096b	SL-097a	SL-097b
Ol	56,0	61,0	42,0	39,0	59,0	63,0
Opx	13,0	12,0	16,0	22,0	17,0	7,0
Cpx	13,0	14,0	15,0	16,0	12,0	10,0
Plag	6,0	4,0	13,0	13,0	6,0	10,0
Esp.Cr	8,0	7,0	4,0	2,0	3,0	5,0
Anf	tr	2,0	8,0	3,0	2,0	4,0
Mica	4,0	tr	2,0	2,0	1,0	1,0
Mgt/Ilm						
Sulfetos	tr	tr		tr	tr	tr

Ol - olivina; Opx - ortopiroxênio; Cpx - clinopiroxênio; Plag – plagioclásio; Esp. Cr – espinélio de cromo; Anf. - anfibólio; Mgt/ Ilm – magnetita/ilmenita;



**Figura 3.25:** Diagrama Ol-Opx-Cpx modal (Streckeisen, 1973) para as rochas máficas e ultramáficas de Mirabela (PP23µm) da zona inferior e intermediária. Símbolos: losango cheio - ol cumulado; cruz - ol-opx cumulado; círculo semi-preenchido - opx cumulado; triângulo cheio - cpx-opx cumulado de composição websterítica.

Os ol-opx cumulatos (peridotitos), que também fazem parte da zona inferior, são formados por olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio, com plagioclásio, anfibólio e sulfetos subordinados. A mica aparece, sob a forma de traços (Tabela 3.10). Estes quando plotadas no diagrama Ol-Opx-Cpx de Streckeisen (1973) situaram-se entre os campos do harzburgito e lherzolito respectivamente, exceção apenas de uma amostra que situou-se no campo 5, relativos às olivina-ortopiroxênio (Figura 3.25).

**Tabela 3.10:** Composição mineralógica representativa dos peridotitos de Mirabela (PP23µm) (Zona inferior).

Amostras	SL-077	SL-080	SL-082	SL-083	SL-095	SL-126
Ol	64,0	28,0	59,0	70,0	41,0	41,0
Opx	28,0	60,0	29,0	24,0	38,0	32,0
Cpx	3,0	3,0	2,0	2,0	11,0	8,0
Plag			tr		5,0	8,0
Esp.Cr	4,0	2,0	2,0	4,0	3,0	4,0
Anf		1,0	tr	tr	5,0	1,0
Mica		tr			tr	3,0
Mgt/Ilm						
Sulfetos		6,0	8,0			

Ol - olivina; Opx - ortopiroxênio; Cpx - clinopiroxênio; Plag – plagioclásio; Esp. Cr – espinélio de cromo; Anf. - anfibólio; Mgt/ Ilm – magnetita/ilmenita.

Os opx cumulado (ortopiroxênitos) da zona intermediária são formados por ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio e em menores quantidades o anfibólio e a apatita (Tabela 3.11), enquanto que os cpx-opx cumulados (websteritos e gabronoritos) são formados principalmente de ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio e em menor quantidade de espinélio, anfibólio e mica. Os sulfetos ocorrem como traços (Tabelas 3.12 e 3.13). Estes Opx-Cpx cumulados quando plotados nos diagramas Ol-Opx-Cpx e Pl-Opx-Cpx, ambos de Streckeisen (1973), situaram-se no campo do websterito.

**Tabela 3.11:** Composição mineralógica representativa dos ortopiroxênitos de Mirabela (**PP23 $\mu$ m**) (zona intermediária).

Amostras	SL-101	SL-131a	SL-131b	SL-132	SL-133	SL-155
Ol						
Opx	78,0	84,0	86,0	79,0	85,0	95,0
Cpx	8,0	11,0	8,0	10,0	7,0	3,0
Plag	7,0	4,0	5,0	10,0	5,0	2,0
Esp.Cr	tr					
Anf	6,0	tr	1,0	0,5	3,0	tr
Mica						
Mgt/Ilm						
Sulfetos						
Apatita	1,0	1,0	1,0	0,5		

Ol - olivina; Opx - ortopiroxênio; Cpx - clinopiroxênio; Plag - plagioclásio; Esp. Cr - espinélio de cromo; Anf. - anfibólio; Mgt/ Ilm - magnetita/ilmenita;

**Tabela 3.12:** Composição mineralógica representativa dos Cpx-Opx cumulado (composição websterítica) de Mirabela (**PP23 $\mu$ m**) (zona intermediária).

Amostras	SL-141	SL-148	SL-149	SL-167a	SL-167b	SL-168
Ol						
Opx	37,0	28,0	36,0	46,0	43,0	44,0
Cpx	41,0	63,0	50,0	50,0	54,0	44,0
Plag	17,0	8,0	9,5	41,0	3,0	8,0
Esp.Cr			4,5			
Anf		1,0				4,0
Mica	5,0					
Mgt/Ilm						
Sulfetos	tr			tr	tr	tr

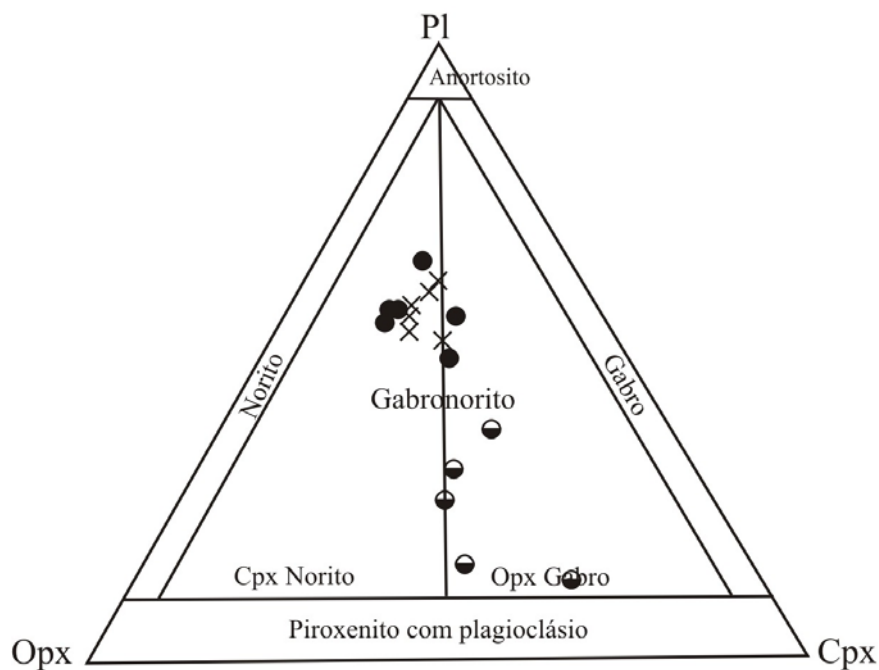
Ol - olivina; Opx - ortopiroxênio; Cpx - clinopiroxênio; Plag - plagioclásio; Esp. Cr - espinélio de cromo; Anf. - anfibólio; Mgt/ Ilm - magnetita/ilmenita.

**Tabela 3.13:** Composição mineralógica representativa dos Cpx-Opx cumulado (composição gabronorítica) de Mirabela (**PP23 $\mu$ m**).

Amostras	SL-093	SL-137a	SL-137b	SL-161a	SL-161b
Ol					
Opx	31,0	24,0	35,0	37,0	25,0
Cpx	34,0	38,0	36,0	43,0	61,0
Plag	28,0	36,0	24,0	14,0	12,0
Esp.Cr					
Anf	4,0	2,0	5,0	6,0	tr
Mica	2,0				
Mgt/Ilm					
Sulfetos	1,0			tr	2,0

Ol - olivina; Opx - ortopiroxênio; Cpx - clinopiroxênio; Plag - plagioclásio; Esp. Cr - espinélio de cromo; Anf. - anfibólio; Mgt/ Ilm - magnetita/ilmenita;

Os gabronoritos da zona superior apresentam ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio e anfibólio, tendo em menores quantidades a mica, a magnetita/ilmenita e a escapolita (Tabela 3.14). Por sua vez os gabronoritos finos são constituídos de ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, magnetita/ilmenita e anfibólio, tendo como minerais acessórios a apatita e quartzo (Tabela 3.15). Estes quando plotados na figura 3.26 situaram-se no campo dos gabronoritos.



**Figura 3.26:** Diagrama PI-Opx-Cpx modal (Strecheisen, 1973) para as rochas máficas e ultramáficas de Mirabela (PP23µm) da zona superior. Símbolos: círculo semi-preenchido - cpx-opx cumulato de composição gabronorítica; círculo cheio - gabronoritos; X - gabronoritos finos.

**Tabela 3.14:** Composição mineralógica representativa dos gabronoritos de Mirabela (PP23µm) (Zona Superior).

Amostras	SL-086a	SL-086b	SL-088a	SL-088b	SL-103	SL-153
OI						
Opx	19,0	22,0	27,0	19,0	29,5	26,0
Cpx	23,0	24,0	15,0	14,0	15,0	13,0
Plag	52,0	43,0	54,0	59,0	54,0	50,0
Esp.Cr						
Anf	5,0	10,0	1,0	7,0	1,5	1,0
Mica	0,5	0,5	3,0	tr		
MgtIlm	0,5	0,5	tr	0,5		
Sulfetos						
Apatita						
Rutilo				0,5		
Escapolita	tr	tr				

OI - olivina; Opx - ortopiroxênio; Cpx - clinopiroxênio; Plag - plagioclásio; Esp. Cr - espinel de cromo; Anf. - anfibólio; Mgt/ Ilm - magnetita/ilmenita;

**Tabela 3.15:** Composição mineralógica representativa dos gabronoritos finos de Mirabela (**PP23 $\mu$ m**) (Zona superior).

Amostras	SL-090a	SL-090b	SL-091a	SL-091b	SL-099a	SL-099b
Ol						
Opx	19,0	25,0	24,0	19,0	21,0	19,0
Cpx	16,0	17,0	16,0	18,0	14,0	19,0
Plag	51,0	47,0	53,0	58,0	43,0	40,0
Esp.Cr						
Anf	tr	tr			19,0	14,0
Mica			tr	tr		
Mgt/Ilm	14,0	11,0	5,0	5,0	3,0	8,0
Sulfetos						
Apatita	tr	tr	tr	tr		
Quartzo		tr	tr	tr		

Ol - olivina; Opx - ortopiroxênio; Cpx - clinopiroxênio; Plag – plagioclásio; Esp. Cr – espinélio de cromo; Anf. - anfíbólio; Mgt/ Ilm – magnetita/ilmenita; Apt – apatita.

### 3.5 Depósitos Aluvionares Recentes – N4a

Os depósitos aluvionares são pouco expressivos e representados pelos sedimentos nas planícies de inundação dos principais rios, principalmente o Gongogi e o Rio de Contas. Os sedimentos inconsolidados, são mal selecionados, contendo seixos, areia e material argiloso. A areia é fina a média com grãos subangulosos a subarredondados.

## 4. LITOGEOQUÍMICA

---

### 4.1 Introdução

No estudo litogeoquímico da área de Ipiaú foram realizadas 62 análises químicas de elementos maiores e traços além de 31 de elementos terras raras, a grande maioria no Laboratório da Geosol S.A., em Belo Horizonte. Vale acrescentar que nas tabelas desse capítulo, somente os resultados analíticos mais representativos das litologias da área são apresentados. Além das análises químicas executadas para esse projeto, foram compiladas 29 análises químicas de elementos maiores e traços e, 10 de elementos terras raras do corpo máfico-ultramáfico de Mirabela (Abram, 1993).

Ao lado da petrografia, a utilização da geoquímica de rocha possibilitou caracterizar e separar melhor a maioria dos diversos litotipos existente na área, sobretudo quando se utilizou os elementos terras raras, considerados pouco móveis ou inertes durante a granulitização. Entretanto deve ser enfatizado que nem todas as amostras coletadas na folha de Ipiaú foram analisados quimicamente. As litologias que tiveram amostras estudadas através da geoquímica estão descritos a partir do item 4.3.

### 4.2 Procedimentos Analíticos

Os elementos maiores  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$  foram dosados por Fluorescência de Raios-X, após fundição das amostras por tetraborato de lítio ( $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ). No caso dos teores de  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$ , nas amostras com valores abaixo de 1%, esses foram obtidos por Absorção Atômica, após digestão multiácida ( $\text{HF}+\text{HClO}_4$ ). O método utilizado para o FeO foi o da Titulometria, decompondo-se as amostras com  $\text{HF}+\text{H}_2\text{SO}_4$  em cadinho de platina, tamponado-o com  $\text{CO}_2$ , e sendo posteriormente titulado com  $\text{KMnO}_4$  em presença de ácido bórico. Os teores de  $\text{H}_2\text{O}^+$  foram obtidos pelo Método de Penfield. Os teores de  $\text{CO}_2$  foram conseguidos através do método de gás evoluído, via ataque com HCl sob aquecimento em banho de óleo a  $130^\circ\text{C}$ . Os valores de PF (perda ao fogo), conseguiu-se por calcinação a  $1000^\circ\text{C}$ , até um peso constante. Os elementos traços Ba, Cs, Hf, Nb, Rb, Sr, Ta, Th, U, V, Y, Zr e foram dosados por Fluorescência de Raios-X em pó prensado. Por sua vez os elementos traços Co, Cr, Cu e Ni, foram medidos por ICP, após pré-concentração das amostras, os valores dos elementos terras raras foram obtidos por ICP-AES.

Os resultados das análises químicas foram tratados no *software* Minpet (Richard, 1995) e apresentados neste capítulo sob a forma de diagramas de classificação, binários e ternários, segundo Irvine & Baragar (1971), Pearce (1975) e Cox *et al.* (1979). Também se utilizou a norma CIPW para os cálculos normativos que foram plotados no diagrama de O'Connors (1965), enquanto que os padrões de elementos terras raras foram apresentados em diagramas próprios, normalizados segundo Nakamura (1977).

### 4.3 Complexo de Jequié – Unidades Arqueanas

#### 4.3.1 Charnockitos Granulíticos – A34jch

Utilizando-se de preferência os elementos terras raras, os charnockitos granulíticos (A34jch) do Bloco de Jequié foram separados em três grupos, denominados de CH-1, CH-2 e CH-11. Esta separação não foi possível de ser realizada durante o estudo petrográfico visto que estes três litotipos apresentam características de campo e mineralogia semelhante, variando somente suas proporções modais.

Nos charnockitos granulíticos CH-1 foram realizadas análises químicas em 9 amostras para os elementos maiores e traços e 2 para os elementos terras raras (ETR). Eles apresentam teores de SiO<sub>2</sub> variando entre 65,90 a 69,10%, de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 12,06 a 15,80%, de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 0,49 a 1,30%, de FeO de 0,46 a 6,00%, de MgO de 0,14 a 1,40%, de CaO de 0,44 a 3,50%, de Na<sub>2</sub>O de 2,30 a 4,50%, de K<sub>2</sub>O de 0,90 a 6,20%, de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> de 0,05 a 0,19% e de MnO de 0,05 a 0,13%. Os elementos traços exibem baixos teores de Cr (4 a 63 ppm), Ni (10 a 37 ppm) e Co (2 a 20 ppm) além de intermediários a altos de Ba (280 a 1191 ppm), Sr (51 a 590 ppm) e Zr (71 a 400 ppm) (Tabela 4.1).

Nos charnockitos granulíticos CH-2 foram realizadas análises de elementos maiores e traços em 3 amostras, com teores de SiO<sub>2</sub> variando de 64,81 a 73,10%, de TiO<sub>2</sub> entre 0,48 a 1,17%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 12,78 a 13,50%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 1,60 a 1,76%, FeO de 1,60 a 1,76%, MgO de 0,31 a 1,88%, CaO de 1,80 a 3,89%, Na<sub>2</sub>O de 2,30 a 3,22%, K<sub>2</sub>O de 3,31 a 5,20%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> de 0,14 a 0,36% e o MnO de 0,09 a 0,10. Os elementos traços apresentam baixos teores de Cr (9 e 20 ppm), Ni (6 e 20 ppm), Co (3 e 20 ppm), e intermediários a altos de Rb (71 a 147 ppm) Sr (185 a 306 ppm) e Ba (970 a 2241) (Tabela 4.2).

Nos charnockitos granulíticos CH-11 foram realizadas análises de elementos maiores e traços em 2 amostras. Seus teores de SiO<sub>2</sub> variam de 71,30 a 73,20%, de TiO<sub>2</sub> entre 0,08 a 0,40%, de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> igual 14,40%, de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 0,58 a 2,80%, FeO entre 0,28 a 0,83%, MgO entre 0,39 e 0,44%, de CaO entre 1,80 a 1,90%, Na<sub>2</sub>O de 2,60 a 2,80%, K<sub>2</sub>O de 4,70 a 5,30%, e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> de 0,08 a 0,15%. Semelhantemente aos dois tipos de charnockitos granulíticos (CH-1 e CH-2) estes também apresentam baixos teores de Cr (7 e 14 ppm), Ni (10 ppm), Co (2 ppm), Cu (18 ppm) e intermediários a altos, de Rb (85 e 100 ppm), Zr (250 e 300 ppm) Sr (530 e 650 ppm) e Ba (1680 e 1710) (Tabela 4.2).

Os resultados analíticos dessas amostras (CH-1, CH-2, CH-11) quando plotadas no diagrama Q-A-P normativo de Streckeisen (1975), eles situam-se, em sua maioria, no campo dos granitos/charnockitos (Figura 4.1), confirmando os resultados obtidos com as composições modais (Figura 3.4).

A partir do diagrama (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-SiO<sub>2</sub>, pode-se verificar que todas estas rochas são sub-alcálicas (Figura 4.2). e, seus resultados químicos quando plotados no diagrama triangular FeO-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-MgO, de Irvine & Baragar (1971), eles situam-se no campo cálcio-alcálico (Figura 4.3). Este último fato pode também ser corroborado pela Figura 4.1 onde a maioria das amostras também se situa sobre a linha "b" referente ao "trend" de diferenciação cálcio-alcálico.

Os padrões dos elementos terras raras do litotipo CH-1 mostram um fracionamento moderado com um enriquecimento dos terras raras leves em relação aos terras raras pesados, apresentando um  $\Sigma\text{ETR}$  variando de 336,41 a 375,19 e, uma leve anomalia negativa de Eu. (Figura 4.4). Estes espectros exibem uma razão  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  baixa, com valores variando de 0,152 a 0,154 e, razão  $\text{La}/\text{Yb}_N$  moderada, com valores entre 16,54 a 26,03 de 7,96. Os valores de  $\text{Yb}_N$  situam-se entre 10,73 e 13,68 (Tabela 4.1).

**Tabela 4.1:** Análises químicas representativas dos charnockitos granulíticos (**A34jch**) (CH-1).

Amostra	JP-22	JP-15	RJ-03	PR-04	JP-14	RJ-04-A	BJ-195-A	RJ-02	PR-09
<b>SiO<sub>2</sub></b>	65,90	69,10	69,50	71,00	71,40	72,00	74,78	75,10	75,30
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,10	0,70	0,32	0,08	0,23	0,47	0,38	0,12	0,07
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13,40	13,80	15,80	12,50	14,80	13,70	12,06	13,40	13,80
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1,30	1,20	1,20	0,68	0,70	1,10	0,87	0,49	0,52
<b>FeO</b>	6,00	3,80	2,00	0,27	1,40	2,90	1,11	0,46	0,70
<b>MnO</b>	0,15	0,13			0,06		0,05		
<b>MgO</b>	1,40	0,76	1,00	0,14	0,50	1,30	0,24	0,23	0,19
<b>CaO</b>	3,30	2,40	2,90	0,44	1,80	3,50	0,86	1,20	0,92
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,90	3,10	4,50	2,30	3,40	3,70	2,54	2,80	3,20
<b>K<sub>2</sub>O</b>	3,40	4,00	2,40	6,20	4,40	0,90	5,06	5,60	4,90
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,33	0,19	0,17	0,05	0,05	0,05	0,10	0,05	0,05
<b>Total</b>	99,18	99,18	99,79	93,66	98,74	99,62	98,05	99,45	99,65
<b>H<sub>2</sub>O</b>	0,17	0,26	0,27	0,14	0,30	0,28		0,35	0,15
<b>7</b>	0,28	0,29	0,05	0,11	0,56	0,05		0,11	0,05
<b>Cr</b>	63	43	28	4	29	47	40	14	10
<b>Ni</b>	20	12	25	15	10	37	20	19	15
<b>Co</b>	14	10	8	2	10	9	20	2	3
<b>V</b>	64	31	42	9	25	62	100	13	10
<b>Cu</b>	19	11	4	36	16	3	10	2	10
<b>K</b>	28224	33205	19923	51468	36526	7471	42005	46487	40676
<b>Rb</b>	80	139	74	260	110	42	151	180	150
<b>Ba</b>	1191	1005	720	130	1504	280	798	740	280
<b>Sr</b>	231	226	580	51	634	240	63	190	190
<b>Ta</b>	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	-	5,00	5,00
<b>Nb</b>	21,00	24,00	13,00	8,00	8,00	5,00	10,00	5,00	5,00
<b>Hf</b>	8,00	8,00	12,00	8,00	8,00			8,00	8,00
<b>Zr</b>	348	357	400	91	200	76	71	130	99
<b>Ti</b>	6595	4197	2878	480	1379	2818	2278	719	420
<b>Y</b>	44	51	16	23	5	6	16	9	13
<b>Th</b>	12,00	27,00		10,00	31,00	5,00		15,00	8,00
<b>La</b>	92,14	74,52							
<b>Ce</b>	183,70	163,20							
<b>Nd</b>	65,03	60,47							
<b>Sm</b>	11,29	11,56							
<b>Eu</b>	1,93	2,00							
<b>Gd</b>	7,39	7,61							
<b>Dy</b>	6,61	7,97							
<b>Ho</b>	1,27	1,57							
<b>Er</b>	3,19	4,13							
<b>Yb</b>	2,36	3,01							
<b>Lu</b>	0,28	0,37							
<b><math>\Sigma\text{ETR}</math></b>	375,19	336,41							
<b>Yb<sub>N</sub></b>	10,73	13,68							
<b>La/Yb<sub>N</sub></b>	26,03	16,51							
<b>Eu/Eu*</b>	0,152	0,154							

$$\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}/(\text{Sm} + \text{Gd}/2)$$



O padrão dos elementos terras raras do litotipo CH-2 também foi normalizado segundo o condrito de Nakamura (1977). Ele mostra um padrão de fracionamento moderado com o  $\Sigma\text{ETR}$  igual a 192,20, apresentando um enriquecimento dos terras raras leves em relação aos terras raras pesados, semelhante ao CH-1, mas sem anomalia de Eu (Figura 4.4). Este espectro apresenta uma razão  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  igual a 0,61 e razão  $\text{La}/\text{Yb}_N$  moderada, com valor de 22,33, e valor de  $\text{Yb}_N$  de 5,91 (Tabela 4.2).

**Tabela 4.2:** Análises químicas representativas dos charnockitos granulíticos (**A34jch**) (CH-2 e CH-11).

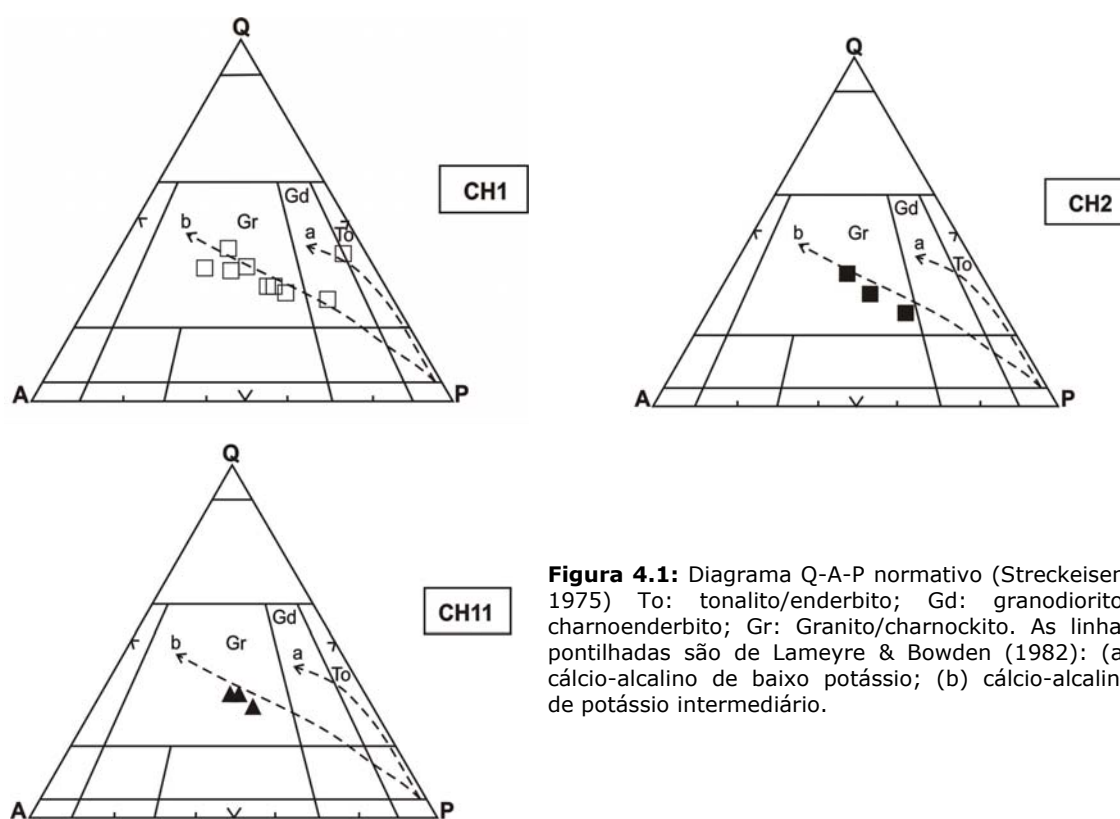
Amostra	CH-2			CH-11	
	233-B	BJ-194-A	PR-25	PR-06	PR-07
SiO <sub>2</sub>	64,81	68,00	73,10	71,30	73,20
TiO <sub>2</sub>	1,17	0,96	0,48	0,40	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,50	12,78	12,90	14,40	14,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,67	1,76	1,60	2,80	0,58
FeO	4,76	3,51	1,50	0,28	0,83
MnO	0,10	0,09			
MgO	1,88	0,63	0,31	0,44	0,39
CaO	3,89	2,84	1,80	1,90	1,80
Na <sub>2</sub> O	3,22	2,72	2,30	2,80	2,60
K <sub>2</sub> O	3,31	4,33	5,20	4,70	5,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,36	0,25	0,14	0,15	0,08
<b>Total</b>	<b>98,67</b>	<b>97,87</b>	<b>99,33</b>	<b>99,17</b>	<b>99,26</b>
H <sub>2</sub> O	0,54		0,21	0,20	0,07
CO <sub>2</sub>			0,20	0,21	0,33
Cr		20	9	14	7
Ni	6	20	20	10	10
Co		20	3	2	2
V		100	22	39	8
Cu	7	10	10	18	18
K	27477	35945	43167	39016	43997
Rb	71	147	130	85	100
Ba	1183	2241	970	1710	1680
Sr	306	185	280	530	650
Ta			5,00	5,00	5,00
Nb		10,0	13,00	5,00	5,00
Hf			12,00	8,00	8,00
Zr	345	348	400	250	300
Ti	7014	5755	2878	2398	480
Y		43	48	12	8
Th		10,00	12,00	24,00	5,00
La			43,55		
Ce			87,76		
Nd			39,65		
Sm			6,83		
Eu			2,00		
Gd			4,87		
Dy			3,93		
Ho					
Er			2,10		
Yb			1,30		
Lu			0,21		
$\Sigma\text{ETR}$			192,20		
Yb <sub>N</sub>			5,91		
La/Yb <sub>N</sub>			22,33		
Eu/Eu*			0,61		

$$\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}/(\text{Sm} + \text{Gd}/2)$$

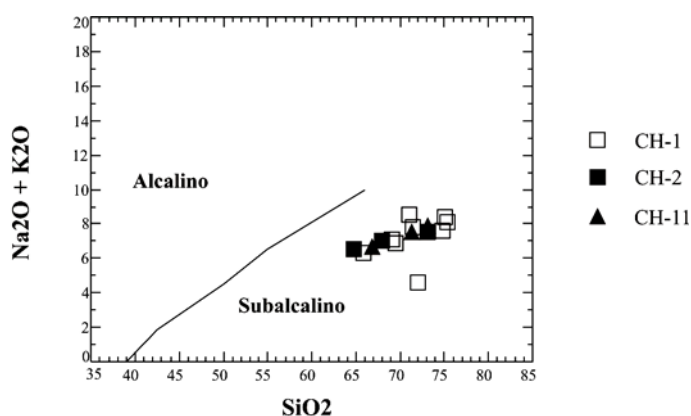
## 4.4 Complexo Ibicuí-Ipiaú – Unidades Arqueanas

### 4.4.1 Anfibolitos – A34anft

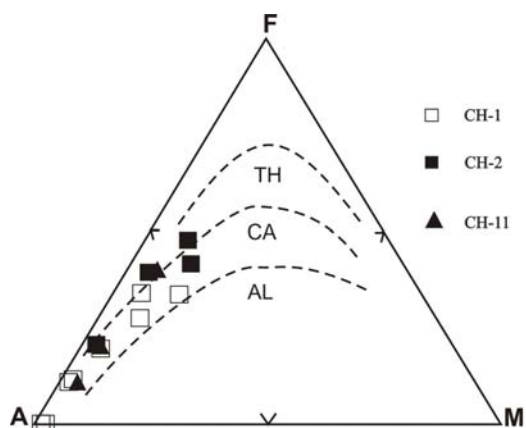
Os anfibolitos tiveram sete amostras analisadas quimicamente para os elementos maiores e traços e uma para os elementos terras raras (Tabela 4.3). Estas amostras apresentaram teores de SiO<sub>2</sub> variando de 46,50 a 55,30%, de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> situados entre 8,10 a 15,30%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 2,50 e 10,20%, FeO entre 5,60 e 9,40%, CaO entre 7,30 e 10,60%, MgO variando de 3,90 a 10,10%, Na<sub>2</sub>O entre 1,40 e 3,70% e K<sub>2</sub>O oscilando entre 0,28 e 2,00%. O TiO<sub>2</sub> encontra-se situado entre 0,51 a 2,60%, e o P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> entre 0,05 e 0,24%. Os elementos traços apresentam baixos teores de Co (20 a 81 ppm) e Rb (11 a 73 ppm), e intermediários a altos de Cr (110 a 1010 ppm), Ni (78 a 969 ppm) Sr (81 a 250 ppm), Ba (52 a 1948) e Zr (43 a 190) (Tabela 4.3).



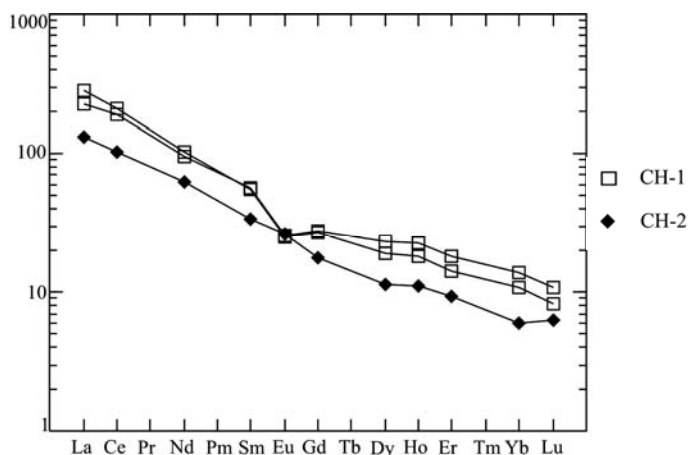
**Figura 4.1:** Diagrama Q-A-P normativo (Streckeisen, 1975) To: tonalito/enderbite; Gd: granodiorito/charnoenderbite; Gr: Granito/charnockito. As linhas pontilhadas são de Lameyre & Bowden (1982): (a) cálcio-alcálico de baixo potássio; (b) cálcio-alcálico de potássio intermediário.



**Figura 4.2:** Diagrama SiO<sub>2</sub>-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) de Irvine & Baragar (1971) para os charnockitos granulíticos (A34jch) mostrando seu caráter sub-alcálico.



**Figura 4.3:** Diagrama triangular A-F-M para os charnockitos granulíticos (**A34jch**) mostrando seu caráter cálcio-alcalino. TH: Toleítico; CA: Cálcio-alcalino; AL: Alcalino. Os campos são de Kuno (1968).



**Figura 4.4:** Padrões dos ETR normalizados por Nakamura (1977) para os charnockitos granulíticos (**A34jch**) (CH-1, CH-2). Não foi analisado os elementos terras raras de amostras representativas dos charnockitos granulíticos CH-11.

**Tabela 4.3:** Análises químicas representativas dos anfíbolitos (**A34afnt**).

Amostra	PR-13	RJ-5-C1	RJ-9-A	PR-11-X2	PR-20	PR-42-X1	RJ-08-B
<b>SiO<sub>2</sub></b>	46,50	49,50	49,50	49,80	50,60	54,80	55,30
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,15	2,60	0,63	1,80	0,51	0,82	1,20
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13,80	8,10	13,50	12,90	14,80	15,30	14,40
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	9,40	4,60	4,60	10,20	3,90	3,20	2,50
<b>FeO</b>	8,50	9,40	6,90	9,10	7,80	5,60	7,70
<b>MnO</b>				0,30		0,16	
<b>MgO</b>	4,00	9,70	10,10	3,90	9,00	6,40	5,60
<b>CaO</b>	11,70	12,40	9,00	7,30	10,60	7,50	7,50
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,20	1,40	2,00	2,80	1,60	3,70	2,00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,98	0,69	0,80	0,79	0,28	0,70	2,00
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,19	0,24	0,06	0,15	0,05	0,08	0,20
<b>Total</b>	98,42	98,63	97,09	99,04	99,14	98,26	98,40
<b>H<sub>2</sub>O</b>	0,63	0,77	2,53	0,75	0,44	1,21	1,45
<b>CO<sub>2</sub></b>	0,05	0,05	0,05	0,09	0,06	0,16	0,05
<b>Cr</b>	110	1010	570	940	370	272	160
<b>Ni</b>	78	160	170	969	190	104	98
<b>Co</b>	20	38	38	81	30	35	32
<b>V</b>	270	300	210	376	250	165	220
<b>Cu</b>	283	222	28		96		39
<b>K</b>	8135	5728	6641	6558	2324	5811	16603
<b>Rb</b>	19	19	47	13	11	20	73
<b>Ba</b>	720	530	120	1948	52	235	180
<b>Sr</b>	210	250	160	83	81	177	190
<b>Ta</b>	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
<b>Nb</b>	6,0	26,00	5,00	6,00	5,00	5,00	8,0
<b>Hf</b>	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	5,00	8,00
<b>Zr</b>	99	190	57	101	43	127	110
<b>Ti</b>	6894	15587	3777	10791	3057	4916	7194
<b>Y</b>	28	29	16	35	19	19	27
<b>Th</b>	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00

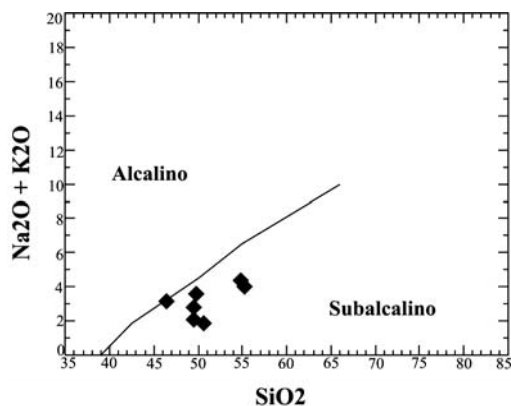
continua...

...continuação

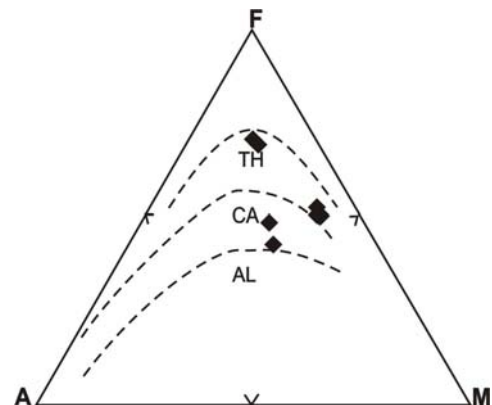
<b>La</b>						19,11	
<b>Ce</b>						36,79	
<b>Nd</b>						18,52	
<b>Sm</b>						3,58	
<b>Eu</b>						0,92	
<b>Gd</b>						3,19	
<b>Dy</b>						3,60	
<b>Ho</b>						0,74	
<b>Er</b>						2,07	
<b>Yb</b>						1,60	
<b>Lu</b>						0,20	
<b>FeOt</b>	16,96	13,54	11,04	18,28	11,31	8,48	9,95
<b>ΣETR</b>						90,32	
<b>YbN</b>						7,27	
<b>La/YbN</b>						7,96	
<b>Eu/Eu*</b>						1,03	

$$\text{Eu/Eu*} = \text{EuN}/(\text{Sm}+\text{GdN}/2) \quad \text{FeOt} = \text{FeO}+(\text{Fe}_2\text{O}_3*0.8998)$$

A Figura 4.5 mostra que todas estas rochas anfibolíticas do Complexo Ibicuí-Ipiaú, são subalcalinas. Por outro lado no diagrama triangular FeOt-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-MgO, de Kuno (1968) (1971), (Figura 4.6 ) cinco amostras situam-se no campo toleítico e duas no campo cálcio- alcalino. Quanto às últimas, suas localizações no campo cálcio-alcalino se deve ao fato dessas duas amostras apresentarem maiores valores no somatório entre Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O e, menores de FeOt (Tabela 4.3). Isto mostra que na área de Ipiaú tem-se não se tem somente anfibolitos de filiação toleítica, mas também cálcio-alcalina.

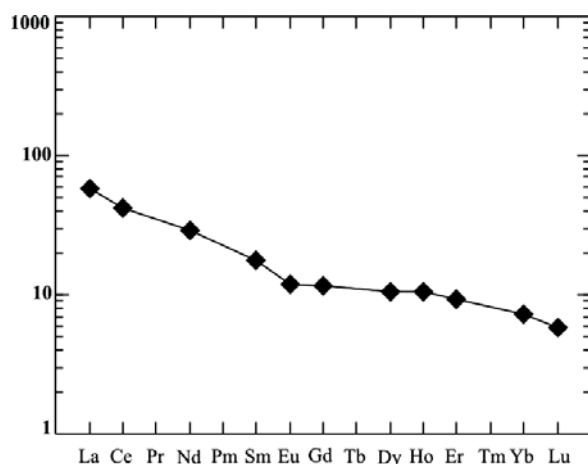


**Figura 4.5:** Diagrama SiO<sub>2</sub> - (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) de Irvine & Baragar (1971) para os anfibolitos (A34anft) mostrando seu caráter subalcalino.



**Figura 4.6:** Diagrama triangular A-F-M para os anfibolitos (A34anft) mostrando seu caráter toleítico e cálcio-alcalino. TH: toleítico; CA: Cálcio-alcalino; AL: Alcalino. Os campos são de Kuno (1968).

Para os elementos terras raras apenas uma amostra foi analisada, seus resultados normalizados segundo os dados de condrito de Nakamura (1977), mostram um fracionamento intermediário, com um leve enriquecimento dos terras raras leves em relação aos terras raras pesados, e uma fraca anomalia negativa de Eu (Figura 4.7). Este espectro apresenta ΣETR igual a 90,32, razão Eu/Eu\* baixa, com valor de 1,03. A razão La/Yb<sub>N</sub> também é baixa igual a 7,96.



**Figura 4.7:** Padrão dos ETR normalizados por Nakamura (1977) para os anfibolitos (**A34anft**).

#### 4.4.2 Ortognaisses de Acaraci – A4gnac

Os ortognaisses de Acaraci tiveram 3 amostras analisadas entretanto, somente para os elementos maiores e traços. Elas apresentam teores de SiO<sub>2</sub> variando de 70,20 a 77,05%, de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> situados entre 12,00 a 14,80%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 0,89 e 5,20%, FeO entre 0,69 e 1,80%, CaO entre 0,03 e 2,60%, MgO variando de 0,08 a 0,80%, Na<sub>2</sub>O entre 1,89 e 3,50% e K<sub>2</sub>O oscilando entre 2,30 e 4,88%. O TiO<sub>2</sub> encontra-se situado entre 0,35 a 0,49%, e o P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> entre 0,03 e 0,10%. Os elementos traços apresentam baixos teores de Cr (12 e 16 ppm), Ni (10 ppm) Co (2 e 5 ppm), V (8 e 51 ppm) intermediários de Rb (29 a 100 ppm) e Zr (180 a 210 ppm) e, altos de Ba (229 a 1520 ppm) (Tabela 4.4).

Estas amostras quando plotadas no diagrama Q-A-P normativo de Streckeisen (1975) todas situam-se entre os campos do granito e granodiorito (Figura 4.8). caracterizando assim a composição destes ortognaisses como granodiorítica a granítica, fato que também foi mostrado na petrografia.

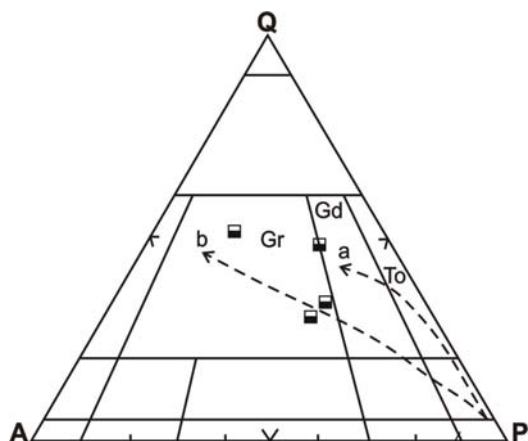
A partir do diagrama (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-SiO<sub>2</sub>, de Irvine & Baragar (1971) pode-se verificar que estes ortognaisses são sub-alcálicos (Figura 4.9). Também os resultados das análises químicas destas rochas quando plotados no diagrama triangular FeOt-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-MgO, de Kuno (1968), todas se situam no campo cálcio-alcálico, excetuando-se apenas a PR-18 que situa-se no campo toleítico (Figura 4.10). Isto se deve provavelmente ao fato desta amostra apresentar, anormalmente, maior valor de FeOt que as outras (Tabela 4.4).

O padrão dos elementos terras raras analisado para os ortognaisses de Acaraci, normalizados segundo os dados de condrito de Nakamura (1977), mostram um forte fracionamento com enriquecimento dos terras raras leves e, empobrecimento nos terras raras pesados, apresentando anomalia positiva de Eu (Figura 4.11). Este espectro apresenta ΣETR igual a 57,56 com razão Eu/Eu\* baixa, igual a 0,53 e razão La/Yb<sub>N</sub> moderada igual a 15,11. O valor de Yb<sub>N</sub> é igual a 4,09 (Tabela 4.4).

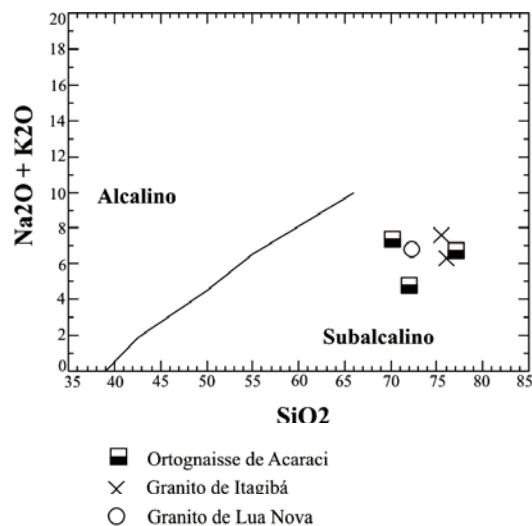
**Tabela 4.4:** Análises químicas representativas dos ortogneisse de Acaraci e granitos de Itagibá e Lua Nova.

Amostra	Ortogneisse de Acaraci				Granito de Itagibá			Granito de Lua Nova
	PR-12	PR-18	JP-12	BJ-90B	PR-10	PR-17A	PR-17B	RJ-08A
<b>SiO<sub>2</sub></b>	70,20	72,00	72,50	77,05	63,10	75,50	76,00	72,30
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,38	0,49	0,18	0,35	0,96	0,23	0,21	0,23
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14,80	12,10	14,70	12,00	15,60	12,60	13,20	14,90
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1,90	5,20	0,41	0,89	2,80	1,10	0,27	0,42
<b>FeO</b>	1,60	1,80	1,70	0,69	4,10	1,00	1,20	1,60
<b>MnO</b>			0,07	0,01				
<b>MgO</b>	0,80	0,16	0,47	0,08	0,92	0,12	0,32	0,60
<b>CaO</b>	2,50	2,60	2,30	0,03	5,40	1,50	2,10	2,30
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,50	2,50	3,70	1,89	3,40	2,30	3,10	4,20
<b>K<sub>2</sub>O</b>	3,90	2,30	3,20	4,88	2,70	5,30	3,20	2,60
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,08	0,10	0,05	0,03	0,40	0,06	0,05	0,05
<b>Total</b>	99,66	99,25	99,28	97,90	99,38	99,71	99,65	99,20
<b>H<sub>2</sub>O</b>	0,24	0,29	0,20		0,30	0,10	0,18	0,53
<b>CO<sub>2</sub></b>	0,05	0,06	0,29		0,05	0,05	0,06	0,09
<b>Cr</b>	16	12	34		14	6	6	20
<b>Ni</b>	10	10	10		15	5	15	32
<b>Co</b>	5	2	10		5	3	4	7
<b>V</b>	51	8	18		49	14	22	23
<b>Cu</b>	16	18	10		18	13	8	2
<b>K</b>	32375	19093	26564	40510	22414	43997	26564	21583
<b>Rb</b>	83	29	100	100	59	95	53	67
<b>Ba</b>	520	1520	927	229	980	900	700	570
<b>Sr</b>	260	260	416	25	200	130	440	330
<b>Ta</b>	5,00	5,00	5,00		5,00	5,00	5,00	5,00
<b>Nb</b>	8,00	5,00	5,0		18,00	5,00	5,00	5,00
<b>Hf</b>	8,00	8,00	8,00		13,00	8,00	8,00	8,00
<b>Zr</b>	180	210	160	188	580	150	200	200
<b>Ti</b>	2278	2938	1079	2098	5755	1259	1379	1379
<b>Y</b>	12	26	6		73	7	23	23
<b>La</b>			16,03					32,73
<b>Ce</b>			28,40					59,53
<b>Nd</b>			8,46					20,64
<b>Sm</b>			1,38					3,79
<b>Eu</b>			1,05					0,63
<b>Gd</b>			0,89					2,48
<b>Dy</b>			0,60					1,75
<b>Ho</b>			0,12					0,27
<b>Er</b>			0,31					0,60
<b>Yb</b>			0,26					0,42
<b>Lu</b>			0,06					0,07
<b>FeOt</b>	3,31	6,48		1,49	6,62	2,09	1,44	1,98
<b>ΣETR</b>			57,56					122,91
<b>YbN</b>			4,09					1,91
<b>La/YbN</b>			15,11					51,95
<b>Eu/Eu*</b>			0,530					0,353

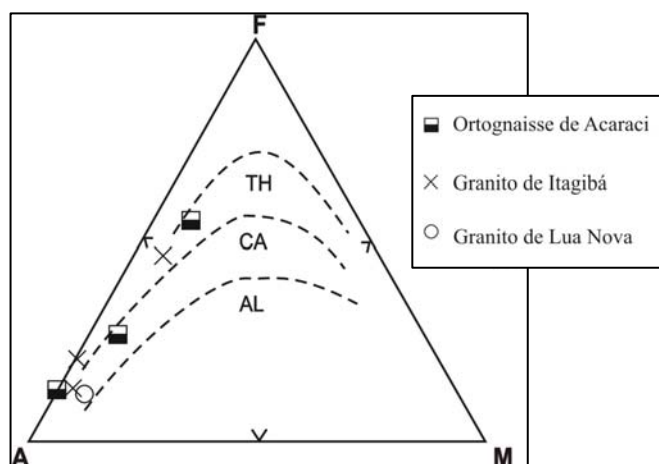
Eu/Eu\* = EuN/(Sm+GdN/2)



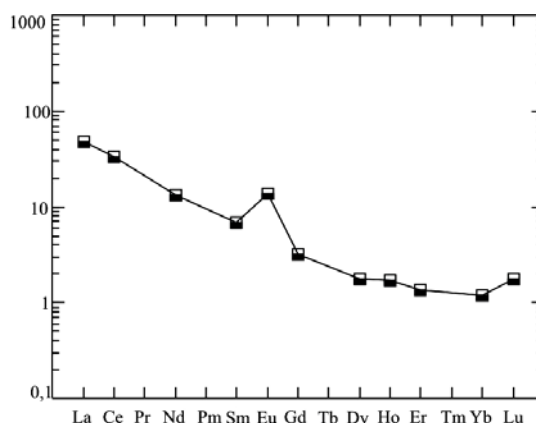
**Figura 4.8:** Diagrama Q-A-P normativo (Streckeisen, 1975) para os ortognaisses de Acaraci (**A4gnac**). To: tonalito/enderbitito; Gd: granodiorito/charnoenderbitito; Gr: Granito/charnockito. Linhas pontilhadas são de Lameyre & Bowden (1982): (a) cálcio-alcálico de baixo potássio; (b) cálcio-alcálico de potássio intermediário.



**Figura 4.9:** Diagrama  $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$  de Irvine & Baragar (1971) para os ortognaisses e granitos mostrando seu caráter subalcalino.



**Figura 4.10:** Diagrama triangular A-F-M para os ortognaisses e granitos. TH: toleítico; CA: Cálcio-alcálico; AL: Alcalino. Os campos são de Kuno (1968).

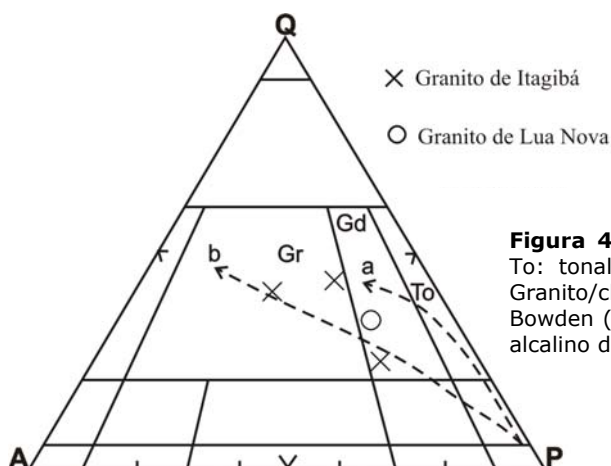


**Figura 4.11:** Padrão dos ETR normalizados por Nakamura (1977) para o ortognaisse de Acaraci.

#### 4.4.3 Granitos de Itagibá – A4grit e Lua Nova – A4grln

Três amostras do granito de Itagibá foram estudados quimicamente (PR-10, PR-17A, PR-17B) para os elementos maiores e traços. Elas apresentaram teores de  $SiO_2$  variando de 63,10 a 76,00%, de  $Al_2O_3$  situados entre 12,60 a 15,60%,  $Fe_2O_3$  entre 0,27 e 2,80%,  $FeO$  entre 1,00 e 4,10%,  $CaO$  entre 1,50 e 5,40%,  $MgO$  variando de 0,12 a 0,92%,  $Na_2O$  entre 2,30 e 3,40% e  $K_2O$  oscilando entre 2,70 e 5,30%. O  $TiO_2$  encontra-se situado entre 0,21 a 0,96%, e o  $P_2O_5$  entre 0,05 e 0,40%. Os elementos traços apresentam baixos teores de Cr (6 e 12 ppm), Ni (5 e 15 ppm) Co (3 a 5 ppm), Cu (8 a 18 ppm), V (14 a 49 ppm), além de teores intermediários de Rb (53 a 95 ppm) e altos de Zr (150 a 580 ppm) e Ba (570 a 980 ppm) (Tabela 4.4). Por sua vez o granito de Lua Nova teve somente uma amostra analisada cujos resultados químicos são mostrados na tabela 4.4.

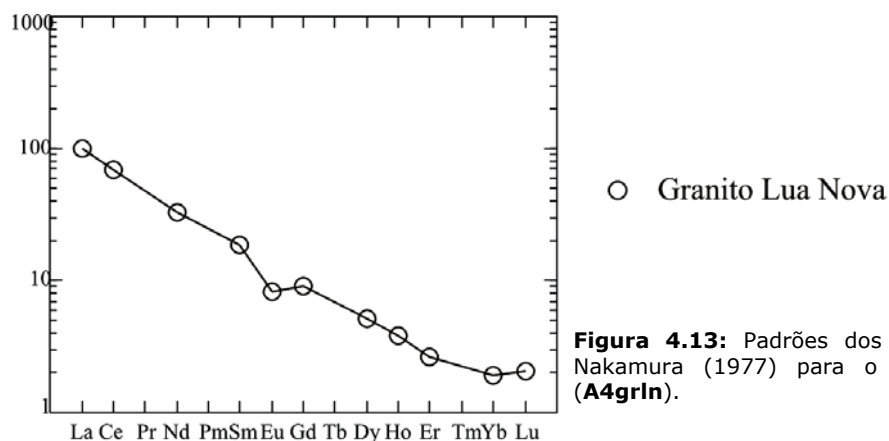
As amostras do granito de Itagibá quando plotadas no diagrama Q-A-P normativo de Streckeisen (1975) situam-se basicamente no campo dos granitos enquanto que a amostra do granito de Lua Nova localiza-se no campo dos granodioritos (PR-10) (Figura 4.12). Esta figura comparada com a figura 3.13 mostra uma compatibilidade dessas rochas entre as composições químicas e composições modais.



**Figura 4.12:** Diagrama Q-A-P normativo (Streckeisen, 1975) To: tonalito/enderbita; Gd: granodiorito/ charnoenderbita; Gr: Granito/charnockito. Linhas pontilhadas são de Lameyre & Bowden (1982): (a) cálcio-alcálico de baixo potássio; (b) cálcio-alcálico de potássio intermediário.

Analisando-se o diagrama  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ , pode-se notar que ambos os granitos são sub-alcálicos (Figura 4.9). Por sua vez, no diagrama triangular  $\text{FeOt}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{MgO}$ , de Kuno (1968), tanto o granito de Lua Nova quanto o de Itagibá se situam no campo cálcio-alcálico. Ambos os granitos são de filiação cálcio-alcálica, excetuando-se uma amostra do granito de Itagibá (PR-10) que localiza-se no campo toleítico (Figura 4.10). Isto se deve provavelmente ao fato desta amostra apresentar maior valor de FeOt em relação as outras (Tabela 4.4).

Realizou-se análises para os elementos terras raras, somente para o Granito de Lua Nova (Tabela 4.4). Seus resultados normalizados segundo os dados de condrito de Nakamura (1977), mostram um forte fracionamento, com enriquecimento dos terras raras leves em relação aos terras raras pesados, e leve anomalia negativa de Eu (Figura 4.13). Este espectro, cálcio-alcálico típico, apresenta  $\Sigma\text{ETR}$ , igual a 122,21, razão  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  baixa, com valor de 0,35, e razão  $\text{La}/\text{Yb}_N$  moderada igual a 51,95 e, valor de  $\text{Yb}_N$  igual a 1,91.



**Figura 4.13:** Padrões dos ETR normalizados por Nakamura (1977) para o granito de Lua Nova (A4grln).

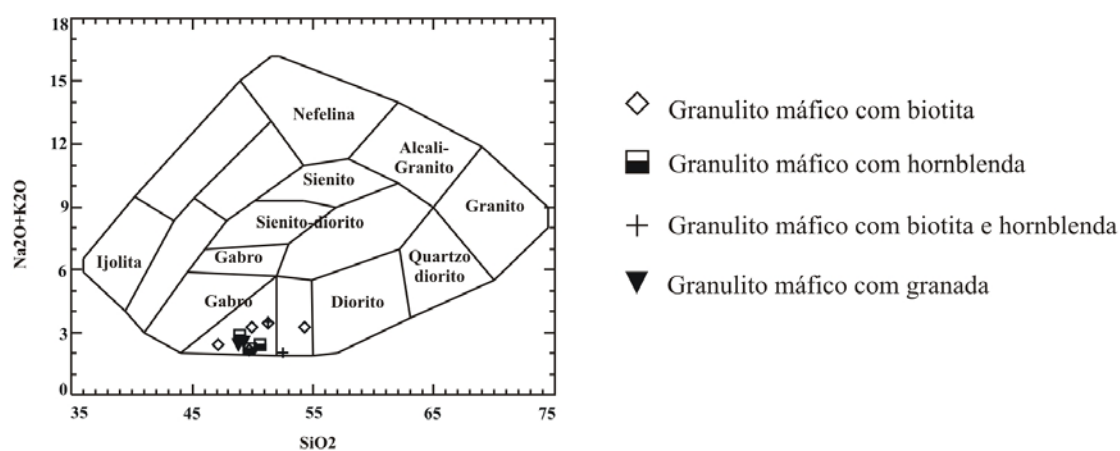


## 4.5 Complexo Ibicaraí – Unidades Arqueanas/Paleoproterozóicas

### 4.5.1 Granulitos máficos – AP\_mu\_gl

Para este grupo de rochas foram analisados quimicamente treze amostras de elementos maiores e traços e, onze para os elementos terras raras, o que permitiu separar, juntamente com a petrografia, quatro tipos distintos. Eles foram denominados de granulitos máficos com biotita, granulitos máficos com hornblenda, granulitos máficos com biotita e hornblenda e granulitos máficos com granada (Tabela 4.5).

O diagrama binário  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$  de Cox *et al.* (1979) mostra que todos os quatro tipos de granulitos máficos situam-se no campo dos gabros (Figura 4.14).



**Figura 4.14:** Diagrama  $\text{SiO}_2\text{-(Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O)}$  de Cox *et al.* (1979) para os granulitos máficos (AP\_mu\_gl).

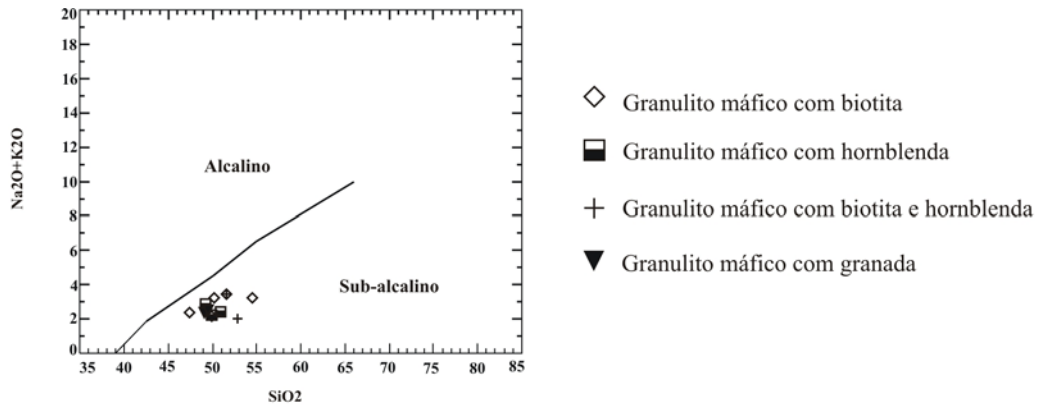
A partir do diagrama  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$ , pode-se verificar que eles são sub-alcálinos (Figura 4.15), e quando plotados no diagrama triangular  $\text{FeO}t\text{-(Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-MgO}$ , de Kuno (1968), situam-se basicamente no campo toleítico (Figura 4.16).

Estes granulitos máficos também tiveram suas análises químicas plotadas no diagrama discriminante de ambientes tectônicos ( $\text{LogTi-LogCr}$ ) de Pearce (1975) verificando-se que a maioria das amostras situam-se claramente no campo dos basaltos de assoalho oceânico (OFB) (Figura 4.17).

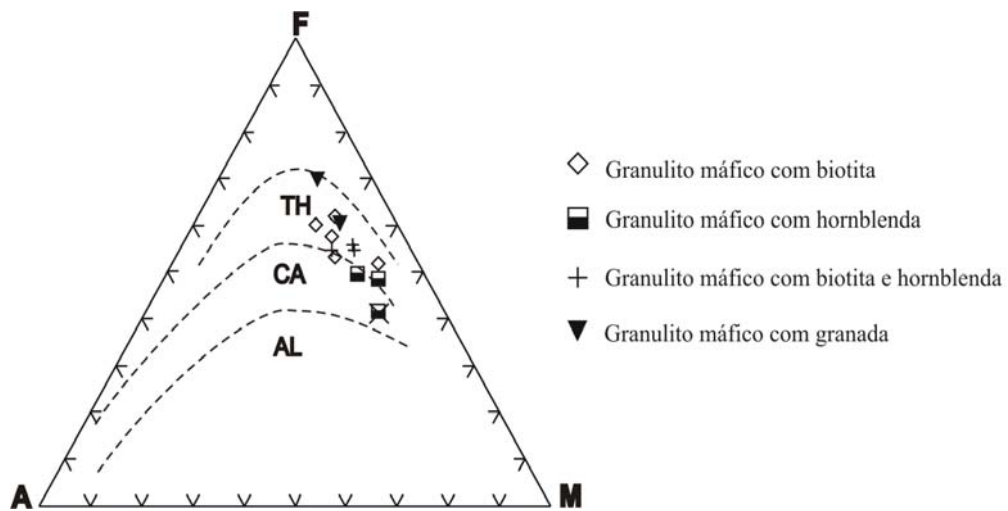
**Tabela 4.5:** Análises químicas representativas dos granulitos máficos (AP\_mu\_gl).

Amostra	Granulito máfico com biotita					Granulito máfico com hornblenda			Granulito máfico com biotita e hornblenda			Granulito máfico com Granada	
	ID-06	ID-13B	JP-42-B	PR-47	PR-65A	ID-01	ID-03A	PR-64	JP-32	JP-33-A	PR-08	PR-51	PR-68
SiO <sub>2</sub>	54,40	49,80	50,10	47,30	51,40	50,80	49,10	49,80	51,40	50,40	52,70	48,90	49,40
TiO <sub>2</sub>	1,10	1,10	1,50	1,20	1,70	0,63	0,69	0,67	1,60	0,91	1,10	1,50	2,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,80	13,80	13,80	14,70	14,20	15,30	15,80	14,80	15,30	16,20	14,70	14,20	14,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,40	6,40	6,40	4,90	4,10	3,80	3,30	3,70	1,50	1,80	4,40	3,10	2,60
FeO	6,30	8,40	7,30	9,20	9,50	6,30	6,70	7,80	11,30	9,40	6,80	10,40	13,70
MnO	0,24	0,28	0,26	0,28	0,30	0,23	0,17	0,21	0,21	0,21	-	0,20	0,25
MgO	6,60	11,10	6,60	5,80	5,30	6,90	10,10	9,70	6,70	7,00	6,10	6,30	4,60
CaO	8,10	5,90	9,80	13,00	8,90	12,80	10,40	10,20	7,80	11,00	11,20	12,10	9,70
Na <sub>2</sub> O	2,80	1,30	2,70	2,10	2,90	2,30	2,40	2,00	3,00	2,00	1,70	2,30	2,20
K <sub>2</sub> O	0,42	0,86	0,55	0,28	0,56	0,12	0,46	0,22	0,47	0,25	0,30	0,07	0,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,07	0,17	0,11	0,19	0,06	0,05	0,06	0,18	0,08	0,11	0,13	0,31
<b>Total</b>	<b>99,25</b>	<b>99,01</b>	<b>99,18</b>	<b>98,87</b>	<b>99,05</b>	<b>99,24</b>	<b>99,17</b>	<b>99,16</b>	<b>99,46</b>	<b>99,25</b>	<b>99,11</b>	<b>99,20</b>	<b>99,56</b>
H <sub>2</sub> O	0,45	0,38	0,32	0,30	0,31	0,19	0,51	0,55	0,10	0,25	0,16	0,33	0,19
CO <sub>2</sub>	0,14	0,41	0,25	0,34	0,31	0,45	0,16	0,26	0,14	0,25	0,43	0,41	0,05
Cr	171	322	220	197	76	473	587	631	233	138	260	124	66
Ni	39	91	52	68	31	95	184	239	51	52	98	81	19
Co	18	40	26	46	36	43	56	54	29	38	19	47	41
V	272	326	287	283	254	203	231	191	251	216	260	292	381
Cu	114	26	80	-	53	62	-	54	73	78	78	78	78
K	3487	7139	4566	2324	4649	996	3819	1826	3902	2075	2490	581	2490
Rb	9	22	10	9	10	6	9	8	7	10	12	9	8
Ba	179	324	124	43	238	24	87	184	53	89	98	31	147
Sr	145	109	141	138	219	98	159	305	119	170	170	172	76
Nb	11,0	8,0	12,0	5,0	5,00	9,0	5,0	5,0	17,0	5,0	5,0	5,0	5,0
Hf	8,00	8,00		8,00		8,00	8,00	8,00			8,00		
Zr	65	57	100	66	103	46	50	108	95	67	84	83	164
Ti	6595	6595	8993	7194	10192	3777	4137	4017	9592	5455	6595	8993	14988
Y	18	22	25	22	21	11	11	8	26	15	21	16	36
La	10,60	5,16	15,34	5,60		5,97	6,90	7,03	11,15	8,40		5,95	15,43
Ce	26,52	13,77	39,04	15,30		14,03	17,07	16,41	30,53	21,00		18,04	39,79
Nd	13,20	8,68	20,12	11,36		6,61	8,14	10,19	15,47	9,56		13,16	26,87
Sm	3,35	2,51	4,72	2,91		1,87	1,70	2,07	3,96	2,67		3,17	6,27
Eu	0,92	0,86	1,27	0,94		0,54	0,57	0,67	0,88	0,71		1,01	1,70
Gd	2,98	2,37	4,29	3,23		1,68	1,44	1,87	3,16	2,21		3,21	6,29
Dy	3,72	2,70	4,72	4,31		1,95	1,55	2,22	3,13	2,63		3,49	7,39
Ho	0,77	0,56	0,95	0,90		0,41	0,32	0,46	0,61	0,54		0,67	1,47
Er	2,18	1,59	2,58	2,63		1,17	0,89	1,32	1,55	1,56		1,65	3,95
Yb	1,85	1,38	2,05	2,24		0,89	0,68	1,10	1,11	1,83		1,26	3,15
Lu	0,23	0,20	0,30	0,28		0,14	0,10	0,15	0,15	0,17		0,16	0,39
ΣETR	66,32	39,58	95,38	49,42		35,26	39,36	43,34	71,70	51,28		51,77	112,31
YbN	8,41	6,27	9,32	10,18		4,05	3,09	5,00	5,05	8,32		5,73	14,32
La/YbN	3,82	2,49	4,99	1,67		4,47	6,77	4,26	6,70	3,06		3,15	3,27
Eu/Eu*	0,55	0,67	0,53	0,61		0,57	0,67	0,64	0,45	0,54		0,61	0,52

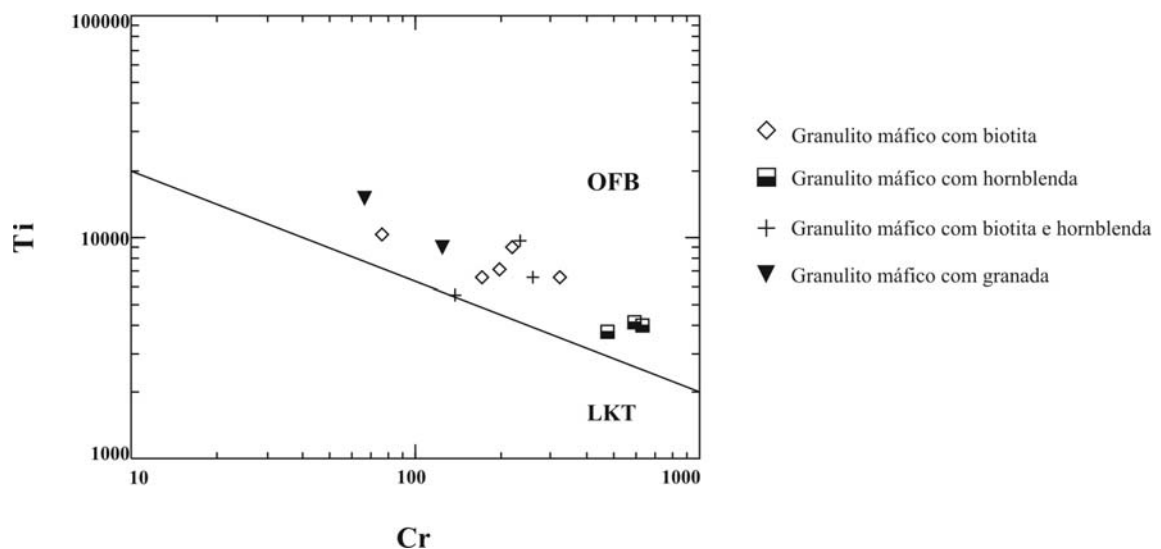
Eu/Eu\* = EuN/(Sm+GdN/2)



**Figura 4.15:** Diagrama  $\text{SiO}_2$ - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  de Irvine & Baragar (1971) para os granulitos máficos (**AP\_mu\_gl**) evidenciando seu caráter sub-alcálico.

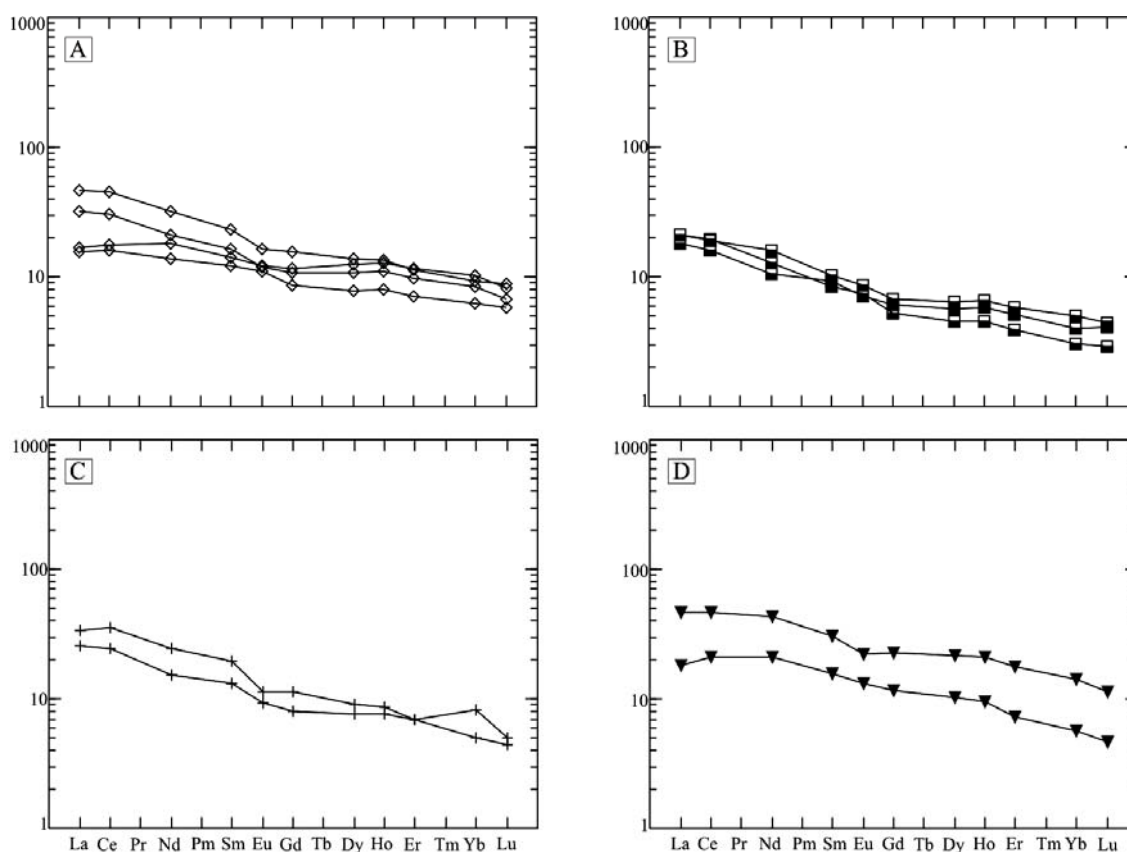


**Figura 4.16:** Diagrama triangular A-F-M de Irvine & Baragar (1971) para os granulitos máficos (**AP\_mu\_gl**) mostrando seu caráter toleítico. TH: Toleítico; CA: Cálcio-alcálico; AL: Alcálico.



**Figura 4.17:** Diagrama discriminante de ambiente tectônico ( $\log\text{Ti} - \log\text{Cr}$ ) de Pearce (1975) para os granulitos máficos (**AP\_mu\_gl**). LKT - Toleitos de Baixo Potássio; OFB - Basaltos de Assoalho Oceânico.

Os padrões dos elementos terras raras desses quatro grupos de granulitos máficos são mostrados na figura 4.18. Eles exibem, de uma maneira geral, disposição quase retilínea e sem anomalia de európio, apresentando assim, pouco fracionamento entre os elementos terras raras leves e pesados, fatos que sugerem uma filiação toleítica para todos. Entretanto, no detalhe, eles diferem um dos outros, por exemplo: (i) os granulitos máficos com biotita apresentam  $\Sigma$ ETR variando de 39,58 a 95,38, com razões  $La/Yb_N$  variando de 1,67 a 4,99 e  $Eu/Eu^*$  de 0,53 a 0,67 e  $Yb_N$  de 6,27 a 10,18 (Figura.4.18A); (ii) os granulitos máficos com hornblenda tem  $\Sigma$ ETR situados entre 35,26 a 43,34, com razões  $La/Yb_N$  variando de 4,26 a 6,77 e  $Eu/Eu^*$  de 0,57 a 0,67 e  $Yb_N$  de 3,09 a 5,05 (Figura.4.18B); (iii) os granulitos máficos com biotita e hornblenda mostram o  $\Sigma$ ETR variando de 51,28 a 71,70 suas razões  $La/Yb_N$  variando de 3,06 a 6,70 e  $Eu/Eu^*$  de 0,45 a 0,54 com  $Yb_N$  de 5,05 a 8,32(Figura.4.18C) e (iv) os granulitos máficos com granada exibem um  $\Sigma$ ETR de 51,77 a 112,31 com razões  $La/Yb_N$  entre 3,15 e 3,27 e  $Eu/Eu^*$  de 0,52 e 0,61 com  $Yb_N$  de 5,73 a 14,32 (Figura.4.18D).



**Figura 4.18:** Padrões dos ETR normalizados por Nakamura (1977) para os granulitos máficos - (AP\_mu\_gl). A - Granulitos máficos com biotita, B - Granulitos máficos com hornblenda, C - Granulitos máficos com biotita e hornblenda, D - Granulitos máficos com granada.

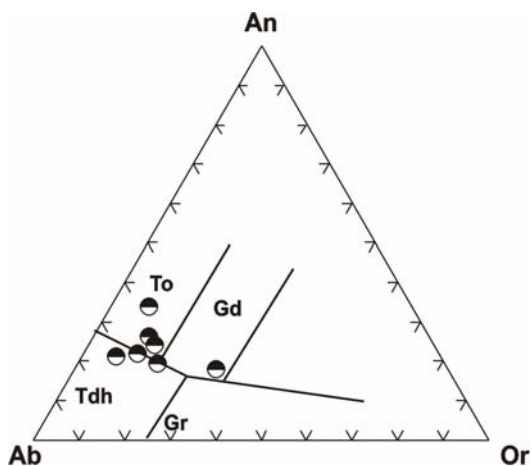
#### 4.5.2 Tonalito/Trondhjemitos Granulítico – A4itt1

Os tonalitos/trondhjemitos granulíticos são considerados rochas ácidas a intermediárias pois possuem teores de  $SiO_2$  variando de 68,30 a 72,50%. Além disso são caracterizados por teores de  $Al_2O_3$  situados entre 14,03 a 15,80%,  $Fe_2O_3$  entre 0,41 e 2,97%,  $FeO$  entre 0,89 e 2,80%,  $CaO$  entre 2,30 e 3,64%,  $MgO$  variando de 0,47 a 1,50%,  $Na_2O$  entre 3,70 e 5,56% e  $K_2O$  oscilando

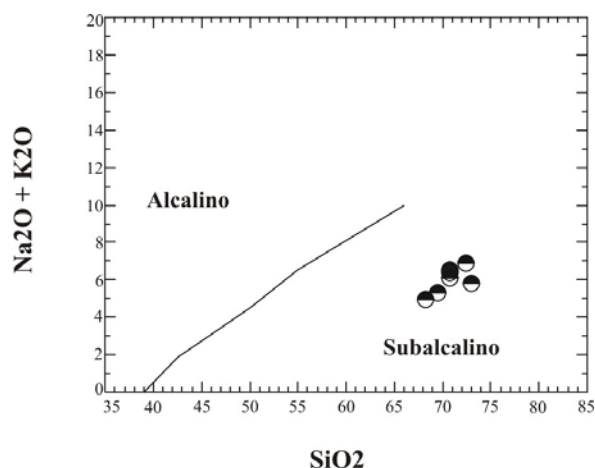
entre 0,88 e 3,20%. Também se observa valores de  $TiO_2$  situados entre 0,15 a 0,47%, de  $MnO$  entre 0,03 e 0,10%, e  $P_2O_5$  entre 0,05 e 0,55%. (Tabela 4.6).

No diagrama normativo An-Ab-Or de O'Connors (1965) pode-se constatar que as amostras se situam, em sua maioria, no campo dos tonalitos/trondhjemitos, embora uma única amostra situe-se no campo dos granodioritos (Figura 4.19).

Utilizando-se o diagrama  $SiO_2$ - $Na_2O+K_2O$  de Irvine & Baragar (1971) pode-se considerar essas rochas como sub-alcálicas (Figura 4.20).



**Figura 4.19:** Diagrama An-Ab-Or de O'Connors (1965) para os tonalitos/trondhjemitos granulítico (A4itt1). Os campos são de Barker (1979).



**Figura 4.20:** Diagrama  $SiO_2$  -  $(Na_2O + K_2O)$  de Irvine & Baragar (1971) para os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (A4itt1) mostrando seu caráter sub-alcálico.

**Tabela 4.6:** Análises químicas representativas dos tonalitos/trondhjemitos granulíticos (A4itt1).

Amostra	ID-14	BJ-81-B	ID-26-A	231-B	BJ-198-A	ID-05
$SiO_2$	68,30	69,46	70,70	70,81	70,81	73,00
$TiO_2$	0,39	0,47	0,40	0,15	0,38	0,27
$Al_2O_3$	15,80	14,50	15,20	15,31	14,03	14,40
$Fe_2O_3$	1,20	2,97	0,46	0,71	0,78	0,66
$FeO$	2,80	0,89	2,20	1,21	1,57	1,80
$MnO$	0,10	0,07	0,09	0,03	0,05	0,07
$MgO$	1,50	0,82	0,98	0,54	0,68	0,54
$CaO$	4,20	3,64	3,20	3,21	2,82	2,70
$Na_2O$	4,10	4,12	4,50	5,56	4,53	4,60
$K_2O$	0,88	1,17	1,60	0,98	1,88	1,20
$P_2O_5$	0,14	0,55	0,05	0,16	0,10	0,06
<b>Total</b>	99,41	98,66	99,38	98,67	97,63	99,30
$H_2O$	0,17		0,19			0,35
$CO_2$	0,11		0,19			0,11
<b>Cr</b>	52	25	54	25	20	23
<b>Ni</b>	11	20	15	20	20	10
<b>Co</b>	10	20	10	20	20	10
<b>V</b>	39	100	34	100	100	10
<b>Cu</b>	16	10	26	20	10	30
<b>K</b>	7305	9713	13282	8135	15606	9962

continua...

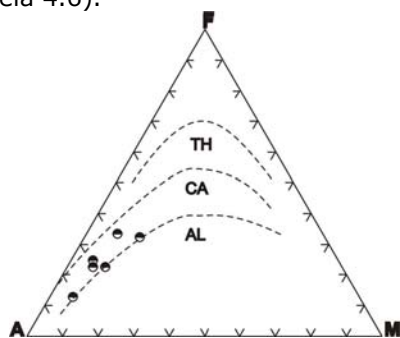
...continuação

Amostra	ID-14	BJ-81-B	ID-26-A	231-B	BJ-198-A	ID-05
Rb	8	78	21	282	152	19
Ba	523	1295	821	781	756	335
Sr	628	320	643	1142	416	566
Ta	5,00		5,00			5,00
Nb	5,0	10,0	6,0			5,0
Hf	8,00		8,00			8,00
Zr	206	122	167	212	85	354
Ti	2338	2818	2398	899	2278	1619
Y	5	41	4			3
Th	5,00		10,00			5,00
U	15,00		10,00			14,00
La	16,82		30,43			10,15
Ce	33,88		52,30			20,94
Nd	12,12		12,70			5,93
Sm	1,84		1,53			0,87
Eu	0,85		0,90			0,36
Gd	1,23		0,73			0,52
Dy	0,87		0,37			0,28
Ho	0,17		0,07			0,05
Er	0,41		0,15			0,12
Yb	0,36		0,14			0,11
Lu	0,07		0,02			0,02
$\Sigma$ ETR	68,62	99,34				39,35
YbN	1,64	0,64				0,50
La/YbN	31,15	114,91				61,52
Eu/Eu*	0,98	1,32				0,89

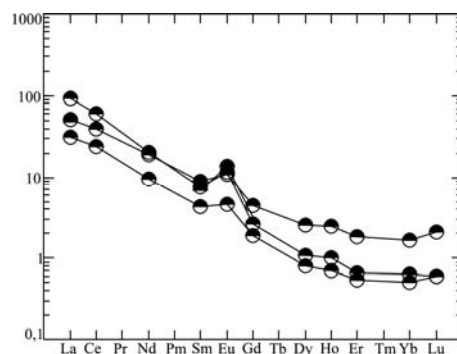
$$Eu/Eu^* = EuN/(Sm+GdN/2)$$

Por sua vez, seus resultados analíticos quando plotados no diagrama triangular FeOt-Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-MgO exibem uma filiação cálcio-alcálica (Figura 4.21).

Os padrões dos elementos terras raras dessas litologias, normalizados segundo os dados de condrito de Nakamura (1977), mostram um forte fracionamento. Exibem enriquecimento dos terras raras leves e empobrecimento nos terras raras pesados, apresentando anomalia positiva de Eu. (Figura 4.22). Estes espectros, do tipo cálcio-alcálico, apresentam  $\Sigma$ ETR variando entre 39,35 a 99,34 com razões Eu/Eu\* baixas, distribuindo-se entre 0,53 a 1,32. Suas razões La/Yb<sub>N</sub> são moderadas a altas, variando de 15,11 a 114,91. Os valores de Yb<sub>N</sub> situam entre 0,50 a 4,09 (Tabela 4.6).



**Figura 4.21:** Diagrama triangular A-F-M para os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (**A4itt1**) mostrando seu caráter cálcio-alcálico. TH: toleítico; CA: Cálcio-alcálico; AL: Alcalino. Os campos são de Kuno (1968).



**Figura 4.22:** Padrões dos ETR normalizados por Nakamura (1977) para os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (**A4itt1**).

### 4.5.3 Charnockito Granulítico – A4ich

Estes charnockitos granulíticos (A4ich) ocorrem sob a forma de dois corpos elipsóides, arredoados por tonalitos/trondhjemitos granulíticos (A4itt1) e também sob a forma de faixa de pequena espessura e grande extensão, arredoados por rochas supracrustais.(A34am). A primeira ocorrência situada na parte sudeste da área foi denominada aqui de CH-16, as outras duas ocorrências localizadas a lestes e próximo à cidade de Ipiaú, foram denominados de CH-17 e o último, situado a sudeste da folha, foi chamado de CH-18 sob a forma de um corpo plutônico interdigitado tectonicamente com os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (APitt2).

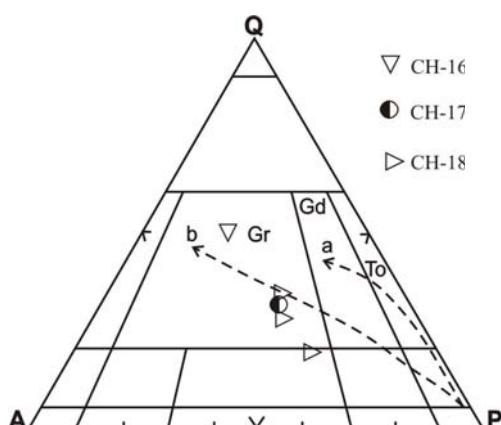
Para o charnockito granulítico CH-16 apenas uma amostra foi analisada quimicamente (Tabela 4.7). Ela exibe teores de SiO<sub>2</sub> de 77,80%, de TiO<sub>2</sub> de 0,12%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 11,10%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 0,57%, FeO de 1,10%, MgO de 0,44%, CaO de 1,30% Na<sub>2</sub>O de 1,50%, K<sub>2</sub>O de 4,90%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> de 0,05% e de MnO de 0,09%. Os elementos traços apresentam baixos teores de Cr (23 ppm), Ni (18 ppm), e Co (12 ppm), embora sejam intermediários a altos em relação ao Rb (65 ppm), Sr (366 ppm) e Ba (5197) (Tabela 4.7).

O charnockito granulítico CH-17 também teve apenas uma amostra analisada quimicamente para os elementos maiores e traços. Ele possui teores de SiO<sub>2</sub> de 71,11%, TiO<sub>2</sub> de 0,15%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 14,54%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 1,17%, FeO de 0,99%, MgO de 0,49%, CaO de 2,01% Na<sub>2</sub>O de 3,43%, K<sub>2</sub>O de 4,53%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> de 0,21% e o MnO de 0,02%. Os elementos traços apresentam-se com valores baixos com relação ao Cr (20 ppm) e Cu (20 ppm), e valores intermediários a altos com relação ao Sr (63 ppm), Rb (150 ppm) e Ba (798) (Tabela 4.7).

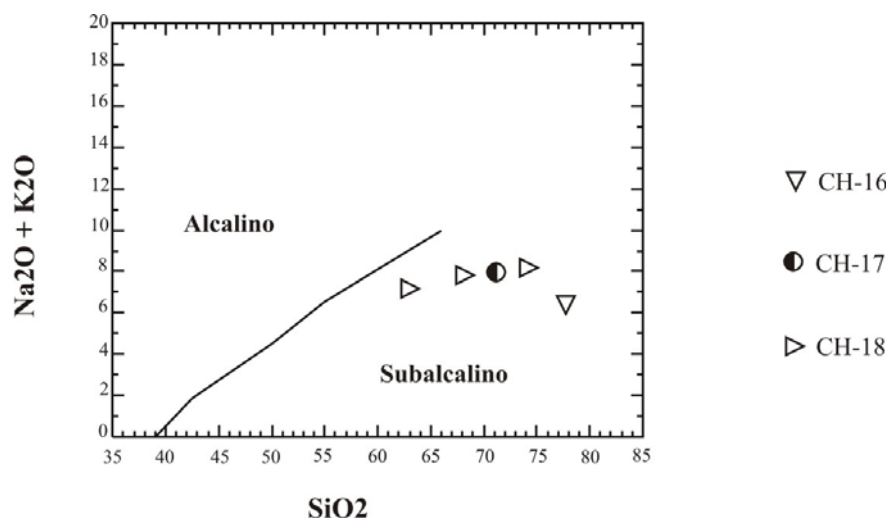
O charnockito granulítico CH-18 teve três amostras analisadas quimicamente para os elementos maiores e traços e, somente duas para os elementos terras raras. Elas apresentam teores de SiO<sub>2</sub> variando de 63,10 a 74,19%, de TiO<sub>2</sub> situados entre 0,10 a 0,93%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 13,64 e 15,70%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> variando de 0,40 a 1,50%, FeO entre 0,92 a 4,50%, MgO de 0,09 a 2,60%, CaO entre 1,35 a 3,30%, Na<sub>2</sub>O variando de 3,30 a 3,94%, K<sub>2</sub>O entre 3,70 e 4,50%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> entre 0,14 a 0,36% e o MnO de 0,03 a 0,12%.

Por sua vez os elementos traços apresentam baixos teores de Cr (32 a 43 ppm), Ni (11 e 15 ppm), Cu (21 a 32 ppm) e V (36 e 59 ppm), e teores intermediários a altos de Rb (72 a 167 ppm), Zr (133 a 314), Sr (357 a 475 ppm), e Ba (1091 a 1890) (Tabela 4.7).

As amostras desses três tipos de charnockitos granulíticos quando plotados no diagrama Q-A-P normativo de Streckeisen (1975), conforme o nome indica, situaram-se no campo dos granitos/charnockitos (Figura 4.23), o que é corroborado na figura 3.23 utilizando-se suas composições modais. Eles são sub-alcalinos (Figura 4.24) e exibem provável filiação cálcio-alcalina (Figura 4.25).



**Figura 4.23:** Diagrama Q-A-P normativo (Streckeisen, 1975) To: tonalito/enderbitos; Gd: granodiorito/ charnoenderbitos; Gr: Granito/ charnockito. Linhas pontilhadas são de Lameyre & Bowden (1982): (a) cálcio-alcalino de baixo potássio; (b) cálcio-alcalino de potássio intermediário.



**Figura 4.24:** Diagrama SiO<sub>2</sub>-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) de Irvine & Baragar (1971) para os charnockitos granulíticos (**A4ich**) (CH-16, CH-17, CH-18) mostrando seus caracteres sub-alcalinos.

**Tabela 4.7:** Análises químicas representativas dos charnockitos granulíticos (**A4ich**).

Amostra	CH-16	CH-17	CH-18		
	PR-46-X1	232C	ID-19	ID-17	18A
SiO <sub>2</sub>	77,80	71,11	63,10	68,20	74,19
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,15	0,93	0,48	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,10	14,54	15,70	14,70	13,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,57	1,17	1,50	1,70	0,40
FeO	1,10	0,99	4,50	2,20	0,92
MnO	0,09	0,02	0,12	0,10	0,03
MgO	0,44	0,49	2,60	1,50	0,09
CaO	1,30	2,01	3,30	2,30	1,35
Na <sub>2</sub> O	1,50	3,43	3,50	3,30	3,94
K <sub>2</sub> O	4,90	4,53	3,70	4,50	4,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,21	0,32	0,14	0,36
<b>Total</b>	<b>98,97</b>	<b>98,65</b>	<b>99,27</b>	<b>99,12</b>	<b>99,28</b>
H <sub>2</sub> O	0,33		0,11	0,24	
CO <sub>2</sub>	0,13		0,28	0,31	
Cr	23		43	42	
Ni	18		11	15	
Co	12		10	10	
V	17		59	36	
Cu		20	32	21	27
K	40676	37605	30715	37356	35364
Rb	65	150	72	95	167
Ba	5197	798	1890	1091	1336
Sr	366	63	402	475	357
Ta	5,00		6,00	5,00	
Nb	5,00		15,00	9,00	
Hf	8,00		8,00	8,00	
Zr	185	122	314	251	133
Ti	719	2818	5575	2878	600

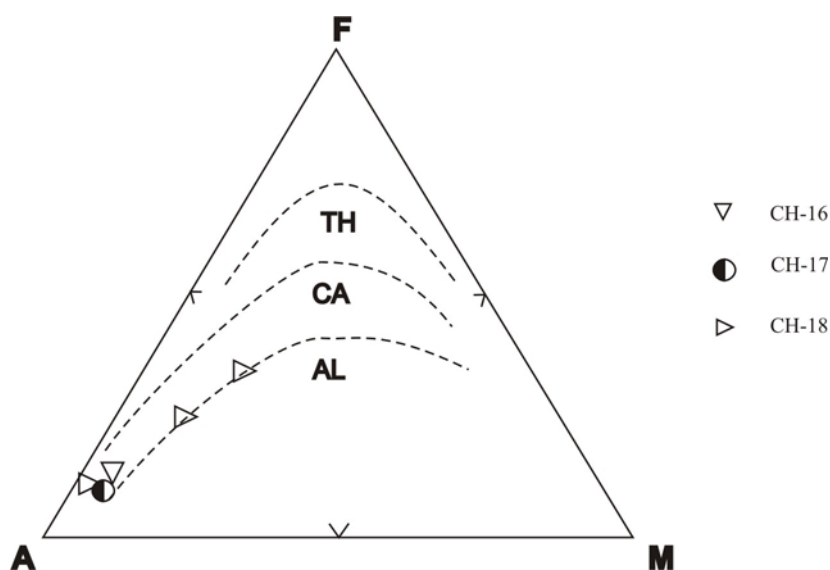
continua...



...continuação

Amostra	CH-16	CH-17	CH-18		
	PR-46-X1	232C	ID-19	ID-17	18A
Y	3	41	11	12	
Th	5,00		5,00	27,00	
La	9,69		49,62	64,86	
Ce	11,97		89,71	143,30	
Nd	2,75		31,77	40,12	
Sm	0,34		4,71	5,10	
Eu	0,80		1,32	0,90	
Gd	0,22		2,93	2,22	
Dy	0,22		1,80	1,13	
Ho	0,04		0,32	0,17	
Er	0,10		0,68	0,35	
Yb	0,12		0,39	0,20	
Lu	0,02		0,06	0,03	
$\Sigma$ ETR	26,27		183,31	258,38	
YbN	0,55		1,77	0,91	
La/YbN	53,83		84,82	216,20	
Eu/Eu*	2,101		0,253	0,176	

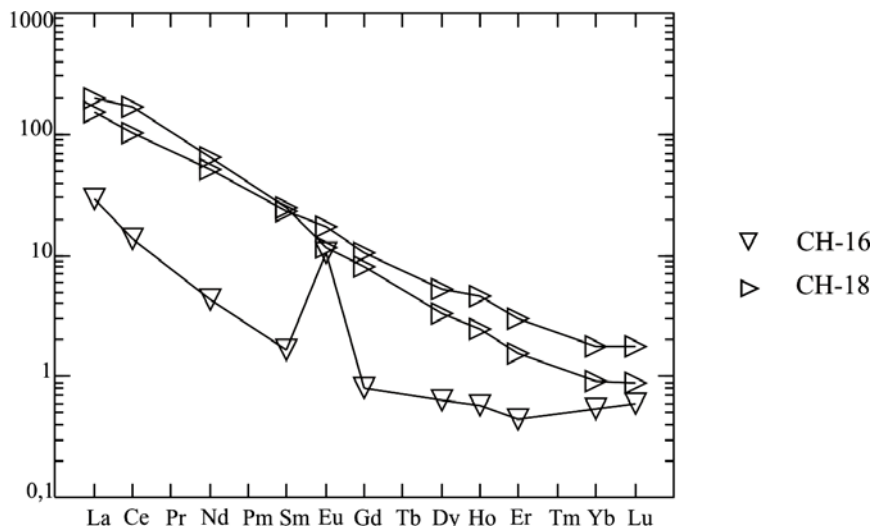
$$\text{Eu/Eu}^* = \text{EuN}/(\text{Sm}+\text{GdN}/2)$$



**Figura 4.25:** Diagrama triangular A-F-M para os charnockitos granulíticos (**A4ich**) mostrando seus caracteres cálcio-alcálicos. TH: Tolítico; CA: Cálcio-alcálico; AL: Alcalino. Os campos são de Kuno (1968).

Vale destacar, com relação a litogeoquímica, o que efetivamente diferencia estes três tipos de granulitos são os elementos terras raras. Por exemplo, utilizando-se duas amostras do CH-16 e uma do CH-18 (Figura 4.26), nota-se que o último apresenta uma forma ligeiramente curva com uma proeminente anomalia positiva de Eu, além de exibir  $\Sigma$ ETR e razões moderadas de Eu/Eu\* (2,10). A relação La/Yb<sub>N</sub> e igual a 53,83 e, Yb<sub>N</sub> igual a 0,55 (Tabela 4.7). Por sua vez, os espectros de terras raras do primeiro mostram um forte fracionamento com enriquecimento dos elementos leves e empobrecimento dos pesados, além da ausência de anomalias, quer negativa, quer positiva de Eu (Figura 4.26). Estes dois últimos espectros apresentam um  $\Sigma$ ETR variando de 183,31 a

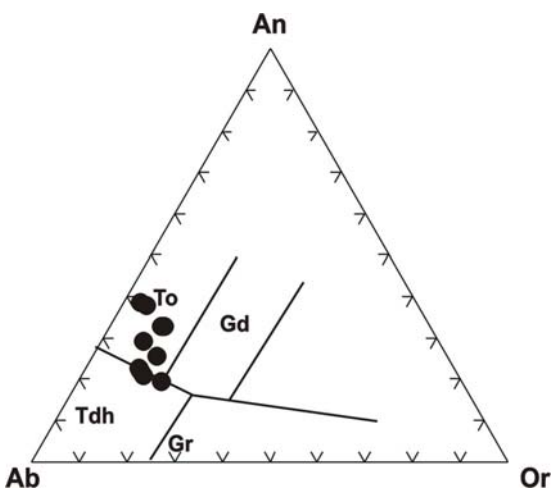
258,38 e razões  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  baixas, distribuindo-se entre 0,18 e 0,25. As razões  $\text{La}/\text{Yb}_N$  são moderadas a altas, variando de 84,82 a 216,20 enquanto os valores de  $\text{Yb}_N$  situam-se entre 0,91 e 1,77 (Tabela 4.7).



**Figura 4.26:** Padrões dos ETR normalizados por Nakamura (1977) para os charnockitos granulíticos (A4ich).

#### 4.5.4 Tonalito/Trondhjemito Granulítico – APitt2

Os tonalitos/trondhjemitos granulíticos arqueano/paleoproterozóico são rochas ácidas que possuem teores de  $\text{SiO}_2$  variando de 62,70 a 70,20%. São caracterizados por valores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  situados entre 14,40 a 16,20%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  entre 0,56 e 2,80%,  $\text{FeO}$  entre 1,50 e 3,90%,  $\text{CaO}$  entre 2,10 e 5,40%,  $\text{MgO}$  variando de 0,76 a 3,20%,  $\text{Na}_2\text{O}$  entre 2,90 e 4,90% e  $\text{K}_2\text{O}$  oscilando entre 0,37 e 5,80%. Também se observa valores de  $\text{TiO}_2$  situados entre 0,26 a 0,72%, de  $\text{MnO}$  entre 0,07 e 0,17%, e

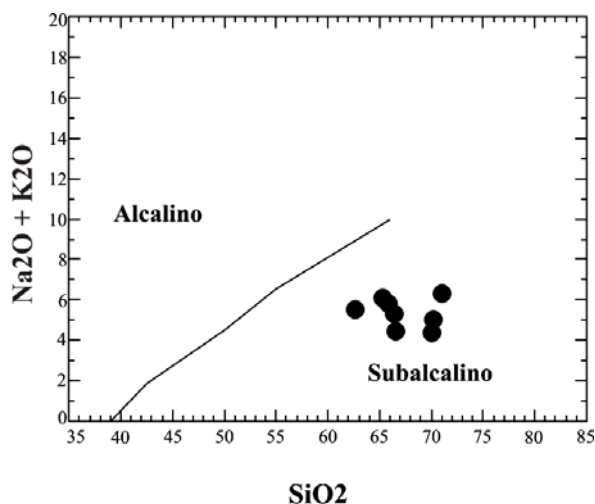


**Figura 4.27:** Diagrama An-Ab-Or de O'Connors (1965) para os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (APitt2). Os campos são de Barker (1979).

$\text{P}_2\text{O}_5$  entre 0,05 e 0,23% (Tabela 4.8). Por meio do diagrama normativo An-Ab-Or de O'Connors (1965) pode-se constatar que as amostras se situam no campo dos tonalitos/trondhjemitos (Figura 4.27). Observado a figura 3.26 do capítulo anterior que foi elaborada, considerando-se a moda dessas litologias, se chegou também à conclusão que eles são efetivamente rochas tonalíticas deformadas e reequilibradas na fácies granulito.

A partir do diagrama  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  de Irvine & Baragar (1971) pode-se verificar que estes tonalitos/trondhjemitos granulíticos se localizam claramente no campo sub-alcalino (Figura 4.28) e,

quando plotadas no diagrama triangular  $\text{FeOt}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{MgO}$ , exibem uma filiação cálcio-alcalina, embora uma delas se localize no domínio alcalino (Figura 4.29).



**Figura 4.28:** Diagrama  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  de Irvine & Baragar (1971) para os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (APitt2) mostrando seu caráter subalcalino.

**Tabela 4.8:** Análises químicas representativas dos tonalitos/trondhjemitos granulíticos (APitt2).

Amostra	PR-66	JP-42-C	JP-27-B	JP-28	ID-32	ID-07	JP-29-A	ID-09
<b>SiO<sub>2</sub></b>	62,70	65,30	65,90	66,40	66,50	70,10	70,20	71,10
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,72	0,63	0,45	0,49	0,54	0,27	0,43	0,28
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	16,20	15,80	15,40	16,10	15,10	16,40	14,70	14,70
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,80	1,80	1,00	1,90	2,40	1,40	1,10	0,82
<b>FeO</b>	3,10	3,70	3,90	2,80	2,90	1,50	3,10	2,40
<b>MnO</b>	0,17	0,11	0,10	0,10	0,11	0,07	0,09	0,09
<b>MgO</b>	3,00	2,60	3,20	1,80	1,70	0,79	1,20	0,92
<b>CaO</b>	5,00	3,10	3,30	4,30	5,40	4,50	3,40	2,70
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4,30	4,90	4,30	4,10	3,90	4,00	4,10	4,90
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,20	1,20	1,50	1,20	0,57	0,37	0,91	1,40
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,21	0,15	0,14	0,16	0,11	0,05	0,09	0,08
<b>Total</b>	99,40	99,29	99,19	99,35	99,23	99,45	99,32	99,39
<b>H<sub>2</sub>O</b>	0,32	0,17	0,32	0,12	0,24	0,22	0,14	0,10
<b>CO<sub>2</sub></b>	0,13	0,22	0,29	0,25	0,31	0,19	0,35	0,22
<b>Cr</b>	91	56	96	52	83	38	43	61
<b>Ni</b>	50	42	25	16	17	10	10	13
<b>Co</b>	23	14	10	10	13	10	10	10
<b>V</b>	78	54	73	58	65	20	38	30
<b>Cu</b>	-	87	36	9	55	26	16	69
<b>K</b>	9962	9962	12452	9962	4732	3071	7554	11622
<b>Rb</b>	27	15	35	17	7	5	8	22
<b>Ba</b>	585	750	445	493	367	298	431	546
<b>Sr</b>	656	291	342	540	270	714	259	608
<b>Ta</b>	5,00	5,00	8,00	5,00	5,00	8,00	9,00	5,00
<b>Nb</b>	5,0	9,0	9,00	9,0	13,0	5,0	13,0	6,0
<b>Hf</b>	8,00	10,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
<b>Zr</b>	127	440	144	183	210	228	250	199
<b>Ti</b>	4316	3777	2698	2938	3237	1619	2578	1679
<b>Y</b>	5	23	20	11	15	3	3	7
<b>Th</b>	5,00	15,00	5,00	5,00	14,00	7,00	39,00	9,00
<b>U</b>	-	14,00	10,00	12,00	10,00	14,00	11,00	10,00
<b>La</b>	17,24	51,89	20,40	54,41	37,41	56,22	85,04	29,44
<b>Ce</b>	38,24	108,90	47,93	98,20	74,04	103,60	146,20	56,66
<b>Nd</b>	20,32	40,97	21,42	29,30	24,72	26,15	38,55	17,88

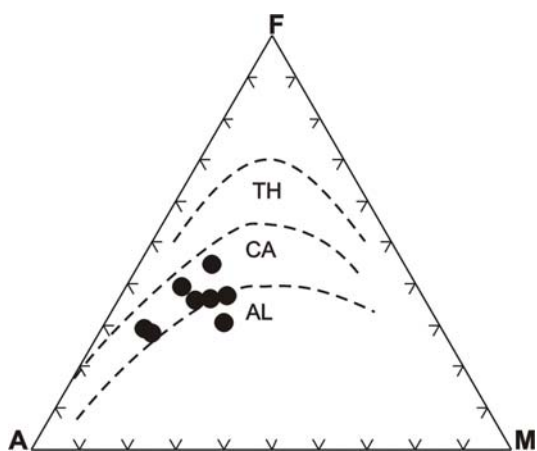
continua...

...continuação

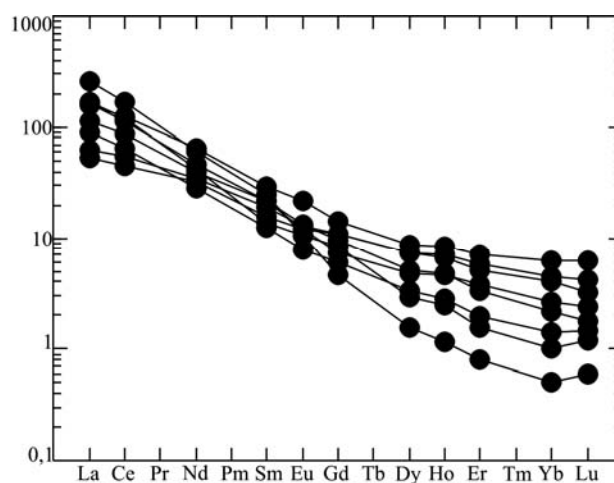
Amostra	PR-66	JP-42-C	JP-27-B	JP-28	ID-32	ID-07	JP-29-A	ID-09
<b>Sm</b>	3,17	5,94	3,86	4,38	4,48	2,76	5,01	2,50
<b>Eu</b>	0,94	1,70	1,00	1,03	0,94	0,82	0,81	0,61
<b>Gd</b>	2,04	3,92	3,04	2,61	3,02	1,26	2,31	1,68
<b>Dy</b>	1,63	2,92	2,51	1,77	2,49	0,54	0,99	1,13
<b>Ho</b>	0,32	0,58	0,47	0,33	0,50	0,08	0,17	0,20
<b>Er</b>	0,84	1,58	1,14	0,75	1,31	0,18	0,35	0,44
<b>Yb</b>	0,58	1,38	0,90	0,48	0,98	0,11	0,22	0,31
<b>Lu</b>	0,08	0,21	0,11	0,06	0,14	0,02	0,04	0,05
<b>ΣETR</b>	85,40	219,99	102,78	193,32	150,03	191,74	279,69	110,9
<b>YbN</b>	2,64	6,27	4,09	2,18	4,45	0,50	1,00	1,41
<b>La/YbN</b>	19,82	25,07	15,11	75,57	25,45	340,73	257,70	63,31
<b>Eu/Eu*</b>	0,63	0,61	0,53	0,51	0,44	0,67	0,36	0,52

$$\text{Eu/Eu}^* = \text{EuN}/(\text{Sm}+\text{GdN}/2)$$

Os espectros dos elementos terras raras dessa litologia, normalizados segundo os dados do condrito de Nakamura (1977), mostram um forte fracionamento, com enriquecimento dos terras raras leves e empobrecimento nos terras raras pesados, além da ausência de anomalias, nem negativa, nem positiva de Eu (Figura 4.30). Estes espectros apresentam um ΣETR variando de 85,40 a 279,69 e razões Eu/Eu\* baixas, distribuindo-se entre 0,36 a 0,67. As razões La/Yb<sub>N</sub> são moderadas a altas, variando de 15,11 a 340,73 e com valores de Yb<sub>N</sub> situando-se entre 0,50 a 6,27 (Tabela 4.8).



**Figura 4.29:** Diagrama triangular A-F-M para os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (APitt2) mostrando seu caráter cálcio-alcalino. TH:



**Figura 4.30:** Padrões dos ETR normalizados pelos dados de condrito de Nakamura (1977) para os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (APitt2). CA: Cálcio-alcalino; AL: Alcalino. Os campos são de Kuno (1968).

#### 4.5.5 Rochas máficas e ultramáficas de Mirabela e Palestina – PP23µm

A litogeoquímica dessas rochas mostra que os olivina cumulatitos (dunitos) apresentam teores de SiO<sub>2</sub> variando de 43,42 a 46,28%. São caracterizados por teores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> situados entre 3,23 a 6,61%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 3,18 e 6,20%, FeO entre 7,00 e 10,65%, CaO entre 2,91 e 5,09%, MgO variando de 27,46 a 35,60%, Na<sub>2</sub>O entre 0,37 e 0,98% e K<sub>2</sub>O oscilando entre 0,14 e 0,23%. Também se observa valores de TiO<sub>2</sub> situados entre 0,21 a 0,45% e de MnO entre 0,19 e 0,20%. Por sua vez os elementos traços apresentam altos teores de Cr (4520 a 5000 ppm), Ni (1650 e

2440 ppm) além de intermediários a baixos de Co (100 a 176 ppm), Sr (34 a 90 ppm), Cu (43 e 77 ppm), Rb (6 a 9 ppm) e Zr (13 a 31), (Tabela 4.9).

O ol-opx cumulato (peridotito) representado apenas pela amostra SL-95 apresenta SiO<sub>2</sub> de 47,64%, TiO<sub>2</sub> de 0,34%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 5,10%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 3,09%, FeO de 9,26%, CaO de 3,19%, MgO de 29,69%, MnO de 0,19%, Na<sub>2</sub>O de 0,60% e K<sub>2</sub>O de 0,14%. Os elementos traços apresentam altos teores de Cr (5000 ppm) e Ni (1730 ppm) e, intermediários a baixos de Co (114 ppm), Cu (55 ppm), Rb (10 ppm) e Zr (25), (Tabela 4.9).

Os opx cumulatos (ortopiroxenitos) mostram teores de SiO<sub>2</sub> variando de 53,55 a 55,01%, TiO<sub>2</sub> situados entre 0,13 a 0,22%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> situados entre 2,64 a 4,75%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 1,38 e 2,91%, FeO entre 7,69 e 9,55%, CaO entre 2,43 e 4,25%, MgO variando de 25,71 a 30,29%, Na<sub>2</sub>O entre 0,03 e 0,64% e K<sub>2</sub>O entre 0,03 e 0,09% e MnO entre 0,15 e 0,21%. Os teores de Cr (3690 a 5130 ppm) são altos. O Ni varia de alto a intermediário (110 a 4950 ppm). Por sua vez são intermediários a baixos os valores dos elementos V (110 a 220 ppm), Cu (15 a 542 ppm), Co (72 a 98 ppm), Sr (20 a 42 ppm) e Rb (5 a 8 ppm) (Tabela 4.9).

Os cpx-opx cumulatos (websteritos) têm teores de SiO<sub>2</sub> que variam de 52,45 a 54,76%, valores de TiO<sub>2</sub> situados entre 0,14 a 0,22%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> situados entre 3,64 a 6,26%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 1,02 e 1,21%, FeO entre 5,75 e 6,86%, CaO entre 10,81 e 14,17%, MnO entre 0,14 e 0,16%, MgO variando de 18,86 a 20,65%, Na<sub>2</sub>O entre 0,36 e 1,61% e K<sub>2</sub>O entre 0,05 e 0,07%. Os teores de Cr (2260 a 3690 ppm) e Ni (470 a 1020 ppm) são altos. O V (166 a 280 ppm) e o Cu (74 a 354 ppm) são intermediários, enquanto que os elementos Co (65 a 92 ppm), Sc (60 a 104 ppm), Sr (26 a 66 ppm) e Rb (7 a 10 ppm) são relativamente baixos (Tabela 4.10).

Os cpx-opx cumulatos (melanogabros) apresentam teores de SiO<sub>2</sub> variando de 52,12 a 53,12%, TiO<sub>2</sub> situados entre 0,25 a 0,32%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> situados entre 5,35 a 10,93%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 1,05 e 1,34%, FeO entre 5,92 e 7,57%, CaO entre 12,35 e 16,66%, MgO variando de 14,37 a 16,87%, Na<sub>2</sub>O entre 0,56 e 1,32%, K<sub>2</sub>O entre 0,04 e 0,12% e MnO entre 0,14 e 0,16%. Os teores de Cr (3690 a 5130 ppm) são altos. O Ni varia de intermediário a alto (470 a 1960 ppm). Os valores doselementos V (220 a 325 ppm), Cu (18 a 678ppm), Co (58 a 96 ppm), Sr (44 a 140 ppm), Rb (6 a 7 ppm) são intermediários a baixos (Tabela 4.10).

Os gabronoritos mostram teores de SiO<sub>2</sub> variando de 52,22 a 53,02%, TiO<sub>2</sub> situados entre 0,12 a 0,35%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> situados entre 14,72 a 17,26%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 0,66 e 1,29%, FeO entre 3,76 e 7,28%, MnO entre 0,10 e 0,15%, CaO entre 10,99 e 13,19%, MgO variando de 9,13 a 10,97%, Na<sub>2</sub>O entre 2,01 e 2,42% e K<sub>2</sub>O entre 0,12 e 0,16%. Os teores de Cr (270 a 960 ppm) são altos, enquanto que o Ni (134 a 250 ppm), V (220 a 325 ppm) e o Sr (200 a 250 ppm) são intermediários. Por sua vez o Cu (49 a 80 ppm), Co (38 a 78 ppm) e Rb (6 a 13ppm) são baixos (Tabela 4.11).

Os gabronoritos finos tem teores de SiO<sub>2</sub> que variam de 48,36 a 55,94%, TiO<sub>2</sub> situados entre 0,83 a 2,02%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> situados entre 13,26 a 15,93%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 3,85 e 9,30%, FeO entre 4,90 e 11,56%, CaO entre 5,44 e 6,23%, MnO entre 0,14 e 0,21%, MgO variando de 5,44 a 6,23%, Na<sub>2</sub>O entre 9,48 e 10,48% e K<sub>2</sub>O entre 2,01 e 2,92%. Os teores de Cr (63 a 140 ppm), Ni (58 a 230 ppm) V (250 a 415 ppm) Cu (77 a 154 ppm) e Sr (89 a 180 ppm) são intermediários a altos. Os elementos Co (44 a 68 ppm), Sc (62 a 88 ppm), e Rb (8 a 11 ppm) são relativamente baixos (Tabela 4.11).

**Tabela 4.9:** Análises químicas representativas dos dunitos, peridotito e ortopiroxenitos de Mirabela (PP23µm).

Amostra	Dunitos			Peridotito	Ortopiroxenitos							
	SL-094	SL-096	SL-097	SL-95	SL-101	SL-131	SL-132	SL-136	SL-138	SL-147	SL-155	SL-170
SiO <sub>2</sub>	43,61	46,28	43,42	47,64	54,13	54,98	53,90	54,68	55,01	53,55	54,85	54,58
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,45	0,29	0,34	0,18	0,17	0,22	0,13	0,16	0,15	0,14	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,23	6,61	4,22	5,10	3,15	3,25	4,75	2,85	2,84	4,35	2,64	3,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,20	3,18	3,55	3,09	1,66	1,38	1,69	1,36	1,48	2,91	1,52	1,55
FeO	7,00	9,54	10,65	9,26	9,41	7,85	9,55	7,69	8,37	8,73	8,62	8,79
MnO	0,19	0,19	0,20	0,19	0,21	0,19	0,19	0,20	0,20	0,17	0,20	0,15
MgO	35,60	27,46	33,75	29,69	28,03	29,21	24,88	30,29	28,72	25,71	29,40	28,06
CaO	2,91	5,09	3,19	3,19	2,84	2,64	4,25	2,13	2,84	3,95	2,43	2,87
Na <sub>2</sub> O	0,37	0,98	0,60	0,60	0,34	0,03	0,49	0,64	0,34	0,43	0,16	0,34
K <sub>2</sub> O	0,14	0,23	0,14	0,14	0,04	0,03	0,09	0,03	0,04	0,04	0,03	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>												
<b>Total</b>	99,46	100,01	100,01	99,24	99,99	99,73	100,01	100,00	100,00	99,99	99,99	100,00
<b>Mg#</b>	83,45	79,78	81,29	81,46	82,08	85,13	80,02	85,83	84,06	80,15	83,99	83,08
<b>Cr</b>	5000	4520	5000	5000	4650	5000	3760	5000	5000	3690	5000	5130
<b>Ni</b>	2440	1650	2360	1730	1260	1180	1890	1170	1100	860	110	4950
<b>Co</b>	128	100	176	114	92	80	92	88	72	94	94	98
<b>Sc</b>	29	32	31	33	20	34	39	34	30	46	36	31
<b>V</b>	138	144	158	142	158	138	166	112	110	220	124	150
<b>Cu</b>	77	52	43	55	228	25	407	15	55	475	175	542
<b>K</b>	1162	1909	1162	1162	332	249	747	249	332	332	249	581
<b>Rb</b>	6	9	7	10	5	6	8	7	8	6	7	8
<b>Sr</b>	34	90	51		26	25	38	26	20	42	20	31
<b>Ta</b>												
<b>Nb</b>												
<b>Hf</b>												
<b>Zr</b>	13	31	14	25								11
<b>Ti</b>	1259	2698	1739	2038	1079	1019	1319	779	959	899	839	1259
<b>La</b>	3,10		5,05			1,10	1,95				0,83	
<b>Ce</b>	8,01		10,82			4,91	6,70				4,22	
<b>Nd</b>	3,40		4,70			1,68	2,86				1,26	
<b>Sm</b>	0,61		1,07			0,38	0,88				0,38	
<b>Eu</b>	0,15		0,22			0,10	0,23				0,10	
<b>Gd</b>	0,54		0,82			0,49	0,75				0,34	
<b>Dy</b>	0,53		0,63			0,44	0,65				0,32	
<b>Ho</b>	0,11		0,12			0,10	0,15				0,08	
<b>Er</b>	0,29		0,29			0,33	0,43				0,23	
<b>Yb</b>	0,24		0,27			0,33	0,49				0,25	
<b>Lu</b>	0,04		0,05			0,07	0,08				0,05	
<b>ΣETR</b>	17,02		24,04			10,09	15,17				8,06	
<b>YbN</b>	1,09		1,23			1,51	2,21				1,14	
<b>La/YbN</b>	8,61		12,47			2,20	2,68				2,21	
<b>Eu/Eu*</b>	0,196		0,173			0,214	0,210				0,209	

Eu/Eu\* = EuN/(Sm+GdN/2)

**Tabela 4.10:** Análises químicas representativas dos websteritos e melanogabros de Mirabela (PP23 $\mu$ m).

Amostra	Websterito				Melanogabro		
	SL-141	SL-142	SL-149	SL-167	SL-093	SL-137	SL-161
SiO <sub>2</sub>	54,76	53,44	52,45	53,17	52,12	52,83	53,12
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,15	0,22	0,22	0,32	0,25	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,26	3,64	5,14	5,05	9,01	10,93	5,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,02	1,11	1,21	1,21	1,34	1,11	1,05
FeO	5,75	6,28	6,86	6,86	7,57	6,28	5,92
MnO	0,16	0,14	0,15	0,15	0,17	0,14	0,16
MgO	20,41	20,65	18,86	19,37	14,37	14,68	16,87
CaO	10,81	14,17	13,42	13,42	13,76	12,35	16,66
Na <sub>2</sub> O	0,64	0,36	1,61	0,48	1,21	1,32	0,56
K <sub>2</sub> O	0,05	0,06	0,07	0,06	0,12	0,11	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>							
<b>Total</b>	100,00	100,00	99,99	99,99	99,99	100,00	100,00
<b>Mg#</b>	84,51	83,49	80,87	81,28	74,48	78,23	81,41
Cr	2260	3690	2330	2330	1980	3150	2810
Ni	860	1020	470	470	1960	470	550
Co	65	73	68	92	96	58	61
Sc	60	73	88	104	68	55	102
V	166	230	280	280	230	220	325
Cu	74	354	289	262	678	18	135
Ru							
K	415	498	581	498	996	913	332
Rb	7	10	6	6	7	6	7
Sr	66	26	47	50	100	140	44
Ta							
Nb							
Hf							
Zr					18		17
Ti	839	899	1319	1319	1918	1499	1619
Y				31	16	10	10
La				1,82			
Ce				9,31			
Nd				3,46			
Sm				1,15			
Eu				0,32			
Gd				1,14			
Dy				1,13			
Ho				0,23			
Er				0,69			
Yb				0,59			
Lu				0,10			
$\Sigma$ ETR				19,94			
YbN				2,68			
La/YbN				2,06			
Eu/Eu*				0,212			

$$\text{Eu/Eu}^* = \text{EuN}/(\text{Sm}+\text{GdN}/2)$$

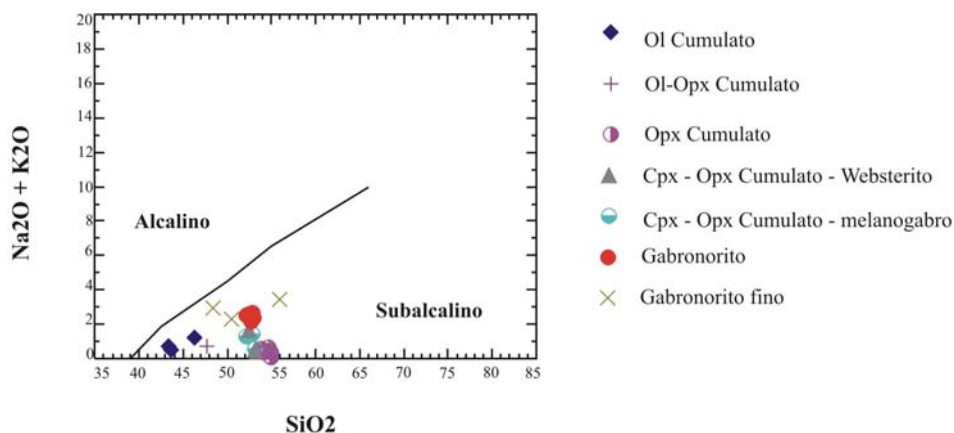
**Tabela 4.11:** Análises químicas representativas dos gabronoritos e gabronoritos finos de Mirabela (PP23µm).

Amostra	Gabronoritos							Gabronoritos Finos		
	SL-86	SL-87	SL-88	SL-103	SL-153	SL-163	SL-169	SL-091	SL-099	SL-90
SiO <sub>2</sub>	52,39	52,90	52,82	53,02	52,22	52,75	52,84	55,94	48,36	50,52
TiO <sub>2</sub>	0,24	0,21	0,20	0,13	0,22	0,12	0,35	0,83	2,02	1,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,86	17,26	16,04	16,70	14,72	16,71	14,79	15,93	14,51	13,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00	0,89	0,96	0,84	1,29	0,66	1,12	4,30	3,85	9,30
FeO	5,63	5,03	5,45	4,71	7,28	3,76	6,33	4,90	11,56	6,30
MnO	0,12	0,10	0,11	0,11	0,15	0,10	0,14	0,14	0,21	0,21
MgO	10,44	9,13	10,12	10,97	10,58	10,57	9,56	5,44	6,05	6,23
CaO	11,74	11,84	11,73	11,17	10,99	13,19	12,18	5,44	6,05	6,23
Na <sub>2</sub> O	2,31	2,41	2,41	2,21	2,42	2,01	2,31	9,48	10,48	10,44
K <sub>2</sub> O	0,27	0,22	0,16	0,16	0,13	0,12	0,37	2,92	2,62	2,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>										
<b>Total</b>	100,00	99,99	115,84	100,02	100,00	99,99	99,99	100,42	100,00	99,94
<b>Mg#</b>	74,02	73,62	74,07	78,15	69,07	81,22	69,89	52,50	41,78	43,08
<b>Cr</b>	480	410	270	620	260	960	680	68	63	140
<b>Ni</b>	240	230	250	310	310	390	250	230	58	68
<b>Co</b>	48	44	52	44	78	38	48	44	55	68
<b>Sc</b>	39	36	43	35	66	42	48	62	68	88
<b>V</b>	168	144	160	134	250	186	196	250	415	390
<b>Cu</b>	52	49	55	62	80	62	68	154	77	114
<b>Ru</b>							6,0			
<b>K</b>	2241	1826	132821	1328	1079	996	3071	4483	2822	2158
<b>Rb</b>	7	7	6	10	6	7	13	11	8	8
<b>Sr</b>	210	250	230	210	240	230	200	180	89	110
<b>Ta</b>										
<b>Nb</b>										
<b>Hf</b>										
<b>Zr</b>	13	14	14				26	61	98	73
<b>Ti</b>	1439	1259	1199	779	1319	719	2098	4976	12110	8453
<b>Y</b>	11	11	23	16	39	13	20	39	62	54
<b>La</b>	3,10		2,45					8,40	4,53	
<b>Ce</b>	8,51		7,77					12,09	13,52	
<b>Nd</b>	3,89		3,44					7,06	10,51	
<b>Sm</b>	0,66		0,76					1,04	3,00	
<b>Eu</b>	0,26		0,31					0,35	0,88	
<b>Gd</b>	0,71		0,71					1,07	3,37	
<b>Dy</b>	0,76		0,87					1,04	4,27	
<b>Ho</b>	0,15		0,18					0,23	0,98	
<b>Er</b>	0,41		0,51					0,61	2,92	
<b>Yb</b>	0,39		0,44					0,63	2,80	
<b>Lu</b>	0,07		0,06					0,07	0,34	
<b>ΣETR</b>	18,91		17,44					32,59	47,12	
<b>YbN</b>	1,77		2,00					2,06	12,73	
<b>La/YbN</b>	5,30		3,71					8,89	1,08	
<b>Eu/Eu*</b>	0,290		0,319					0,253	0,212	

Eu/Eu\* = EuN/(Sm+GdN/2)

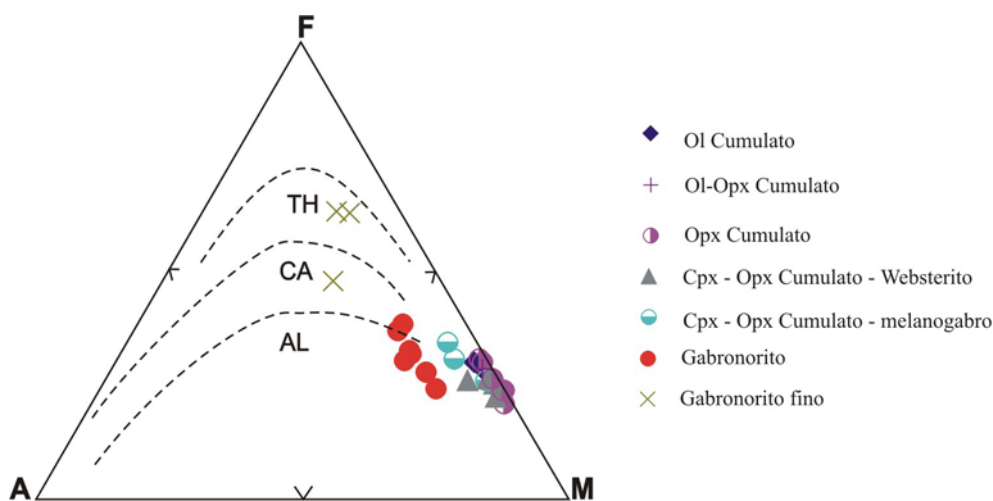


Utilizando-se o diagrama  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  de Irvine & Baragar (1971) pode-se verificar que todas estas rochas máfico - ultramáficas se localizam no campo subalcalino (Figura 4.31).



**Figura 4.31:** Diagrama  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  de Irvine & Baragar (1971) para as rochas máfico-ultramáficas (PP23 $\mu\text{m}$ ) mostrando seu caráter subalcalino.

No diagrama triangular  $\text{FeO}t-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{MgO}$ , também de Irvine & Baragar (1971), as rochas máfica-ultramáficas encontram-se em sua maioria próximo ao vértice M ( $\text{MgO}$ ) (Figura 4.32). Exceção apenas dos gabronoritos que estão localizados entre os campos cálcio-alcalino e alcalino e dos gabronoritos finos que situam-se entre os campos toleítico e cálcio-alcalino.

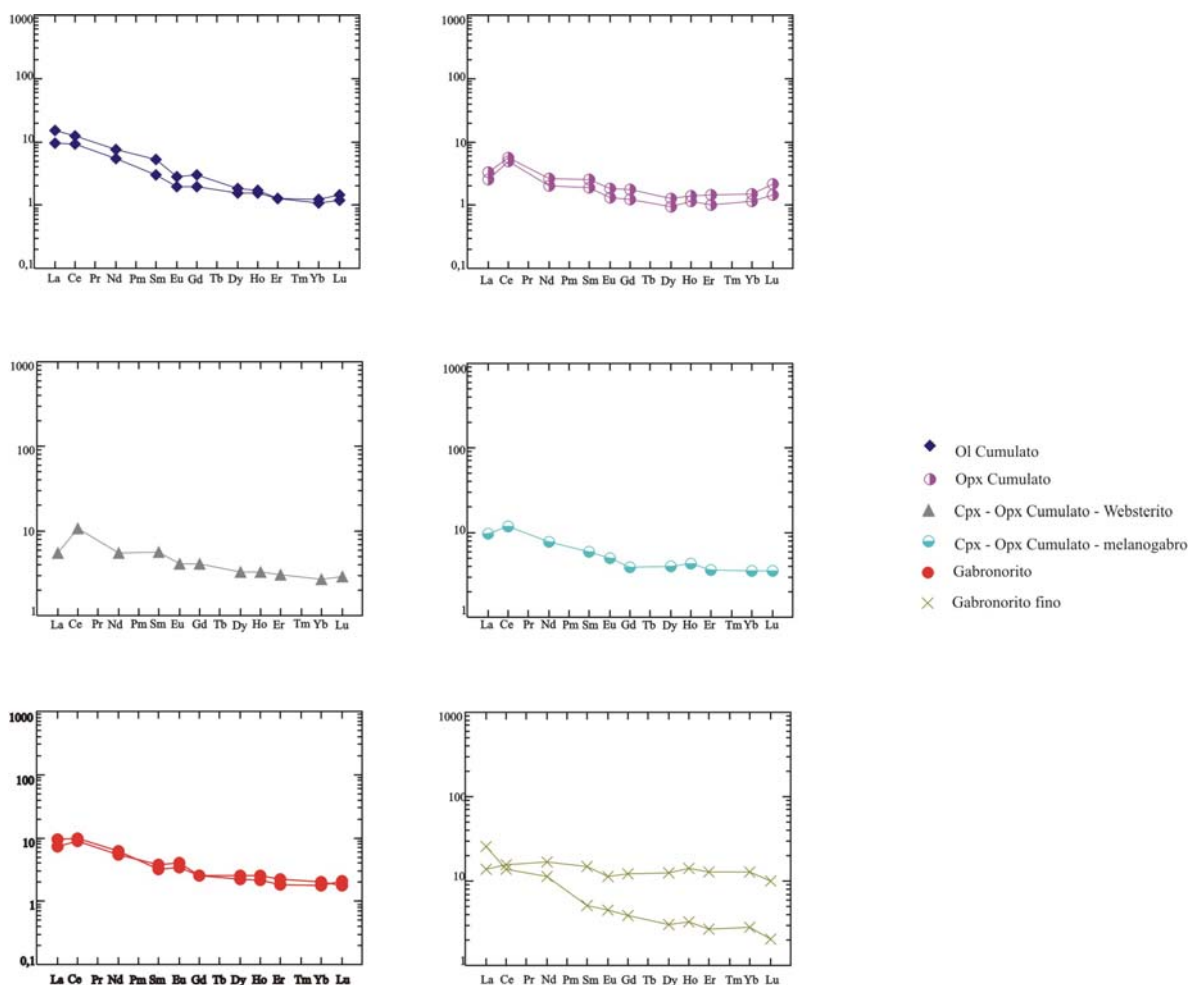


**Figura 4.32:** Diagrama triangular de Irvine & Baragar (1971) para as rochas máfico-ultramáficas (PP23 $\mu\text{m}$ ). TH: toleítico; CA: Cálcio-alcalino; AL: Alcalino.

Os padrões dos elementos terras raras das rochas máficas-ultramáficas foram normalizados segundo os condritos de Nakamura (1977), e plotados em gráficos próprios (Figura.4.31). Eles exibem de uma maneira geral, disposição quase retilínea com uma anomalia de európio pouco significativa, apresentando assim, pouco fracionamento entre os elementos terras raras leves e pesados. Estes dados configuram um carácter toleítico para todos eles (Figura 4.33). Entretanto no detalhe pode-se verificar que os espectros dos dunitos apresentam um  $\Sigma\text{ETR}$  variando de 17,02 a 24,04 e razões  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ , baixas distribuindo-se entre 0,173 a 0,196. As razões  $\text{La}/\text{Yb}_N$  são moderadas variando de 8,61 a 12,47 e exibindo valores de  $\text{Yb}_N$  entre 1,09 a 1,23 (Tabela 4.9).

Os padrões dos ortopiroxenitos apresentam um  $\Sigma$ ETR variando de 8,06 a 15,17 razões Eu/Eu\* também baixas, distribuindo-se entre 0,209 a 0,214. As razões La/Yb<sub>N</sub> são igualmente baixas variando de 2,20 a 2,68 e exibindo valores de Yb<sub>N</sub> entre 1,14 a 2,21 (Tabela 4.9). Os websteritos apresentam um  $\Sigma$ ETR de 19,94 com razões Eu/Eu\* igual a 0,212 e de La/Yb<sub>N</sub> igual 2,06, com valor de Yb<sub>N</sub> de 2,68 (Tabela 4.10). Os espectros dos gabronoritos mostram um  $\Sigma$ ETR variando de 17,44 a 18,91 com razões Eu/Eu\* situadas entre 0,290 a 0,319. As razões La/Yb<sub>N</sub> são moderadas variando de 3,71 a 5,30 e exibindo valores de Yb<sub>N</sub> entre 1,77 a 2,00 (Tabela 4.11).

Os padrões dos gabronoritos finos apresentam um  $\Sigma$ ETR variando de 32,59 a 47,12 com razões Eu/Eu\* variando de 0,212 a 0,253. Suas razões La/Yb<sub>N</sub> são baixas a moderadas variando de 1,08 a 8,89 mostram valores de Yb<sub>N</sub> situados entre 2,06 a 12,73 (Tabela 4.11).



**Figura 4.33:** Padrões dos ETR normalizados pelos dados de condrito de Nakamura (1977) para as rochas máficas-ultramáficas (PP23 $\mu$ m).

## **5. GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA**

---

A Folha de Ipiaú está inserida na porção sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, cuja edificação deu-se no Paleoproterozóico, a partir da colisão de três blocos arqueanos, quais sejam, Gavião, Jequié e Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa & Sabaté 2002). As colisões entre eles levaram à geração de dobras deitadas tipo "nappe" que evoluíram para dobras isoclinais fechadas com planos axiais próximos da vertical. Na continuação da fase de levantamento do orógeno predominaram falhas de transpurrão. Tais falhas foram responsáveis pela extrusão de lascas tectônicas granulitizadas e justaposição destas ao lado ou sobre rochas de fácies anfíbolito. Neste contexto, destaca-se a Banda de Ipiaú, a qual encontra-se totalmente inserida na área mapeada e cujo registro metamórfico reflete condições da fácies anfíbolito.

A observação das fotos aéreas, imagens de Radar e Landsat dos terrenos granulíticos da região de Ipiaú revelaram a existência de grandes alinhamentos, refletindo o elevado grau de estruturação tectônica de seus litotipos. Esses alinhamentos mostram-se em geral anastomosados e quase sempre acompanhados por grande densidade de fotolineações, sugerindo a presença de zonas de cisalhamento (Barbosa, 1998). Em fotos aéreas verifica-se também, em áreas restritas, charneiras de dobras apertadas, rompidas em zonas de maior transposição (Arcanjo et al. 1998). O acidente geológico que mais se destaca nos sensores remotos é uma ampla zona de cisalhamento com direção NNE, que é predominante na parte central da área e situada no lado leste da Banda de Ipiaú. A geometria sigmoidal da foliação sugere uma movimentação sinistral para esta zona. Inseridos nela encontram-se os corpos de rochas máficas/ultramáficas portadores de sulfetos de níquel e cobre de valor econômico denominados de Mirabela e Palestina. Estes corpos se mostram nos produtos de sensores remotos com ausência de elementos estruturais (Barbosa, 1998). Além da grande densidade de fotolineações na área estudada verificam-se grandes falhamentos longitudinais. O traçado linear desses falhamentos longitudinais, aliado aos fortes mergulhos verificados nos mesmos, são sugestivos de falhas transcorrentes tendo sido possível identificar no campo o sentido sinistral dos seus movimentos.

A investigação estrutural permitiu a individualização de duas famílias de estruturas compressionais e uma distensional, associadas a 3 fases distintas de deformação.

### **5.1 Estruturas Compressionais**

#### **5.1.1 Fase Fn-1**

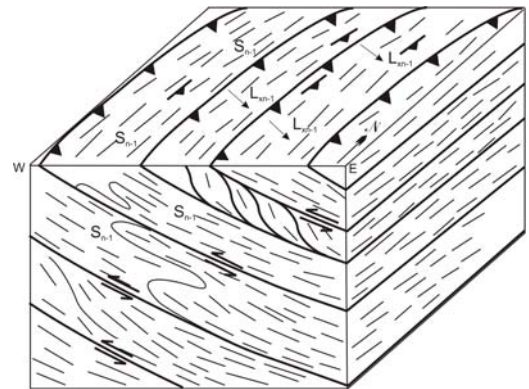
Compreende um conjunto de zonas de cisalhamento frontais, de baixo ângulo, com duplex associados (Figura 5.1), que orienta-se, preferencialmente, segundo N-S e que foram geradas em regime tectônico tangencial. Indicadores cinemáticos em todas as escalas, tais como estruturas S/C e assimetria de foliação, sugerem movimentos de leste para oeste (Figura 5.2). Associado a

essas estruturas, observa-se um proeminente bandamento composicional que encontra-se paralelizado com a foliação milonítica  $S_{n-1}$  e uma lineação de estiramento mineral ( $L_{X_{n-1}}$ ), marcada pelo quartzo e aglomerados de plagioclásio, que posicionam-se em 207/81 (Figura 5.3a). A lineação de estiramento mineral,  $L_{X_{n-1}}$ , desenvolvida sobre a foliação milonítica, posiciona-se em 14 para 109, respectivamente (Figura 5.3b). Essa família de estruturas corresponde ao registro mais antigo desta fase de deformação a qual foi quase que totalmente obliterada pelas fases seguintes, embora ela possa ainda ser encontrada em poucos afloramentos da porção sudoeste da área estudada.

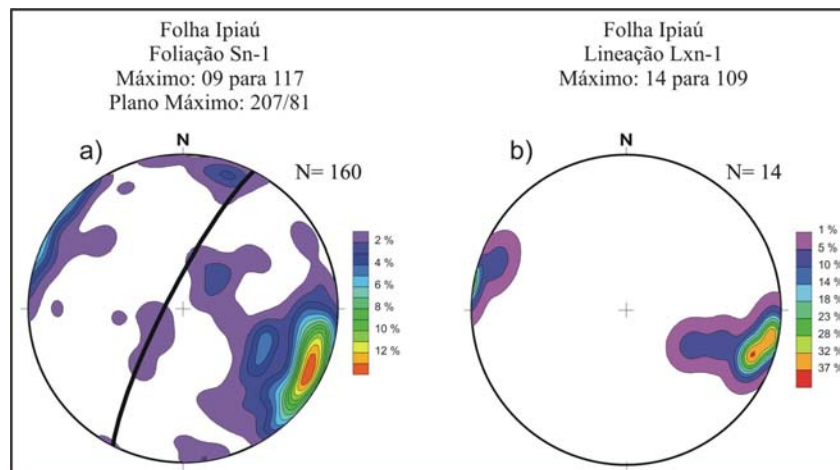
Os processos deformacionais sin-metamórficos relacionados com a formação da foliação/bandamento das rochas são predominantemente dúcteis, do tipo cristal-plástico, afetando todos os minerais, sobretudo os grãos de quartzo e feldspatos. Neste contexto, extinções ondulantes nestes últimos, formações de subgrãos e novos grãos desses minerais, sugerem a presença de mecanismos de cristalização por rotação de subgrãos.



**Figura 5.1:** Duplex desenvolvidos na fase  $F_{n-1}$  dobrados pela fase  $F_n$ .



**Figura 5.2:** Modelo esquemático das estruturas  $F_{n-1}$ .

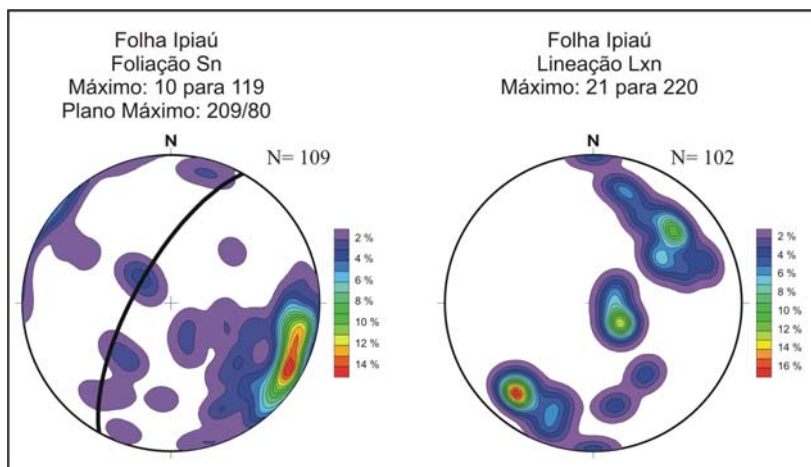


**Figura 5.3:** Diagramas estereográficos sinópticos dos pólos da foliação  $S_{n-1}$  e da lineação de estiramento mineral  $L_{X_{n-1}}$ . Em a) está apresentado o diagrama de contorno dos pólos da foliação  $S_{n-1}$  e o seu plano máximo. Em b) está apresentada a distribuição da lineação de estiramento mineral  $L_{X_{n-1}}$ . Hemisfério inferior.

### 5.1.2 Fase $F_n$

Esta fase corresponde a uma grande variedade de componentes nucleados sob campo transpressional e que constitui conjunto dominante ao longo de toda a área. Nessa família estão incluídos um bandamento composicional, zonas de cisalhamento sinistral-reversas, uma foliação

milonítica  $S_n$  e dobras que variam de simétricas a assimétricas, desenvolvidas sobre  $S_{n-1}$ , com orientação preferencial segundo NNE-SSW. As zonas de cisalhamento apresentam orientação preferencial NNW/SSE e foram responsáveis pela formação de bandamento composicional paralelo à foliação milonítica  $S_n$  com orientação 209/80 NW (Figura 5.4a). Sobre a foliação principal desenvolve-se uma lineação de estiramento mineral,  $L_{xn}$ , de baixa obliquidade, que está marcada pelo quartzo e aglomerados de ortopiroxênio e quartzo, cuja posição modal é 21 para 220 (Figura 5.4b). Na maioria da área mapeada, o caimento da lineação de estiramento mineral  $L_{xn}$  é para SW (Figura 5.4b), entretanto, no setor nordeste o caimento



**Figura 5.4:** Diagramas estereográficos sinópticos dos pólos das estruturas da fase  $F_n$ . Em a está apresentado o diagrama de contorno dos pólos da foliação  $S_n$  e o plano máximo correspondente. Em b é apresentado o diagrama de contorno da lineação de estiramento mineral  $L_{xn}$ . Hemisfério inferior.

é para NE. No primeiro caso, a obliquidade é de  $12^\circ$  abertos para SW e o movimento nas zonas de cisalhamento é sinistral-reverso. No segundo caso, em que  $L_{xn}$  mergulha para NE, a obliquidade é de  $22^\circ$ , abertos para NE, sendo o movimento nas zonas do tipo dextral-normal. Tais assimetrias são compatíveis com o campo de encurtamento de ESE para WNW. No plano XZ, os indicadores cinemáticos predominantes são as foliações S/C e dobras assimétricas, desenvolvidas sobre a foliação  $S_n$  (Figuras 5.5 e 5.6).

Na micro escala o bandamento composicional paralelo à foliação é marcado pela presença de *ribbons* policristalinos de quartzo que alternam-se com níveis ricos em feldspatos, clinopiroxênio e ortopiroxênio.

Na escala regional, a trajetória da foliação  $S_n$  delinea um padrão assimétrico e compatível com rejeito direcional sinistral. Internamente ao bandamento composicional, podem ser encontradas dobras intrafoliais e feições de boudinagem envolvendo  $S_{n-1}$  e o bandamento composicional a ela associado. Tais feições desenvolvem-se, preferencialmente, sobre níveis quartzosos e níveis anfibolíticos (Figuras 5.7). O eixo maior dos *boudins* anfibolíticos dessa figura posiciona-se paralelamente com a lineação de estiramento mineral. Na matriz, os processos de boudinagem são acomodados pelo desenvolvimento de dobras simétricas que perdem amplitude à medida que se distancia das regiões de maior estiramento.

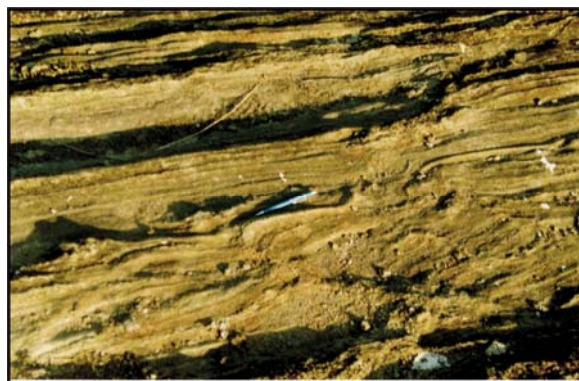
As zonas de cisalhamento  $F_n$  foram responsáveis pela transposição das estruturas da fase  $F_{n-1}$  fazendo com que na grande maioria dos afloramentos, a foliação  $S_n$  esteja paralelizada a  $S_{n-1}$ . Dobras isoclinais intrafoliais são encontradas internamente à foliação  $S_n$  (Figuras 5.8).

Regionalmente, as superfícies de transposição intercalam-se com domínios onde ocorrem dobras que envolvem a foliação  $S_{n-1}$  e o bandamento composicional associado (Figura 5.9). Neste caso,

as dobras são simétricas e variam desde fechadas a isoclinal (Figura 5.10). Tais dobras apresentam charneira com posição variando desde 80 para 198 até 19 para 220 (Figura 5.11). Neste último caso, encontra-se paralelizada com a lineação de estiramento mineral  $L_{xn}$ .



**Figura 5.5:** Dobras assimétricas sin-Fn desenvolvida nos ortognaisses da Banda de Ipiáú.



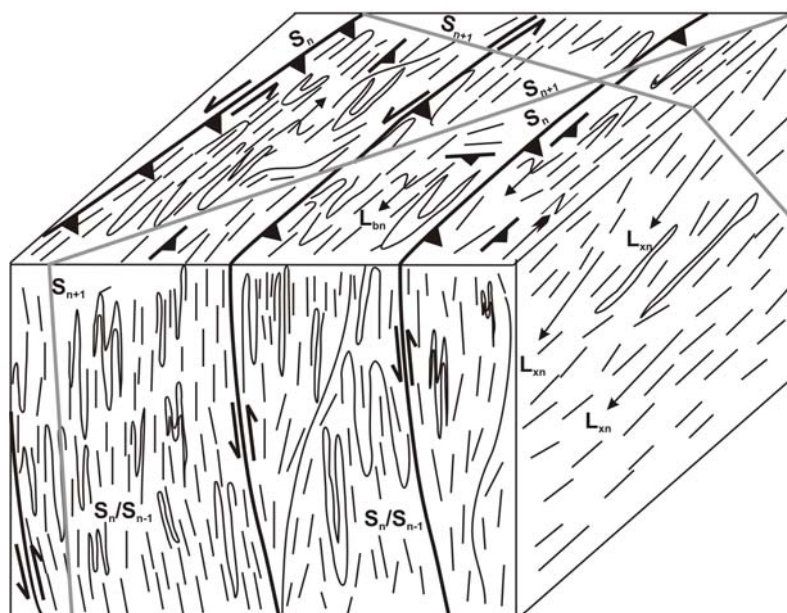
**Figura 5.6:** Dobras assimétricas sin-Fn desenvolvidas nos ortognaisses da Banda de Ipiáú.



**Figura 5.7:** "Boudins" sin-Fn envolvendo níveis anfibolíticos encaixados nos ortognaisses de Itagibá.



**Figura 5.8:** Dobra isoclinal intrafolial nos ortognaisses de Itagibá desenvolvida sobre a superfície  $S_{n-1}$ .

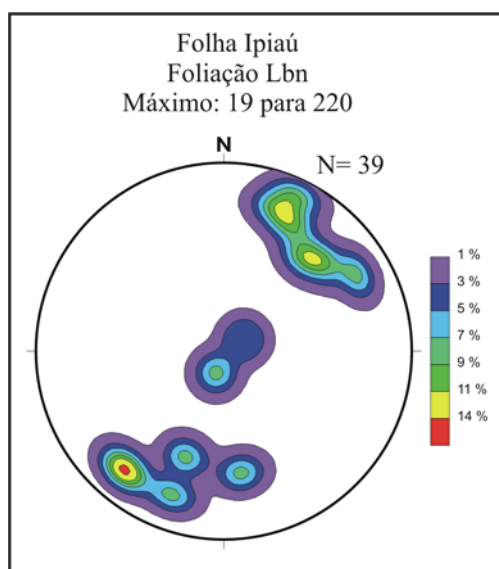


**Figura 5.9:** Modelo esquemático da distribuição das estruturas da fase Fn.

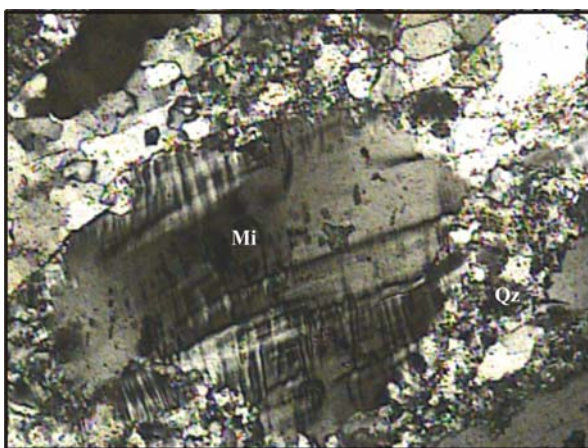
Como na fase Fn-1, a paragênese mineral associada com a fase Fn progressiva de fácies anfibolito é marcada por quartzo, plagioclásio, microclina, biotita, hornblenda e clinopiroxênio. A de fácies granulito é marcada por quartzo, plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio e granada. Os processos deformacionais no estado sólido e sin-Fn são dúcteis e associados com deslizamentos de discordâncias. Tais processos são responsáveis pelo desenvolvimento de extinção ondulante em feldspatos e quartzo (Figura 5.12). Mecanismos de recristalização sin-tectônica promovem a formação de novos grãos recristalizados através de processos de rotação de subgrãos (Figura 5.13). Os novos grãos mostram bordas retas formando junções tríplices com ângulo de 120°. Eles não apresentam extinção ondulante, indicando mecanismos de recristalização estática, pós-tectônica. A presença dessas microestruturas sugere deformações com temperaturas acima de 550° C, de acordo com Gapais (1989), Simpson (1985), Stünitz & Fitz Gerald (1993), Fitz Gerald & Stünitz (1993).



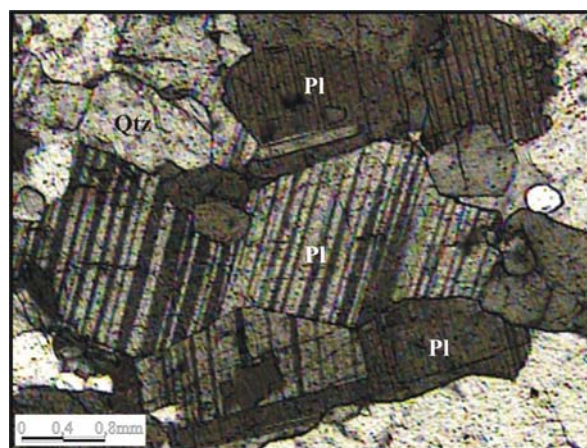
**Figura 5.10:** Dobras sin-Fn com charneira paralelizada com a lineação de estiramento mineral Lxn.



**Figura 5.11:** Diagrama de contorno sinóptico das charneiras de dobras da fase Fn. Hemisfério inferior.



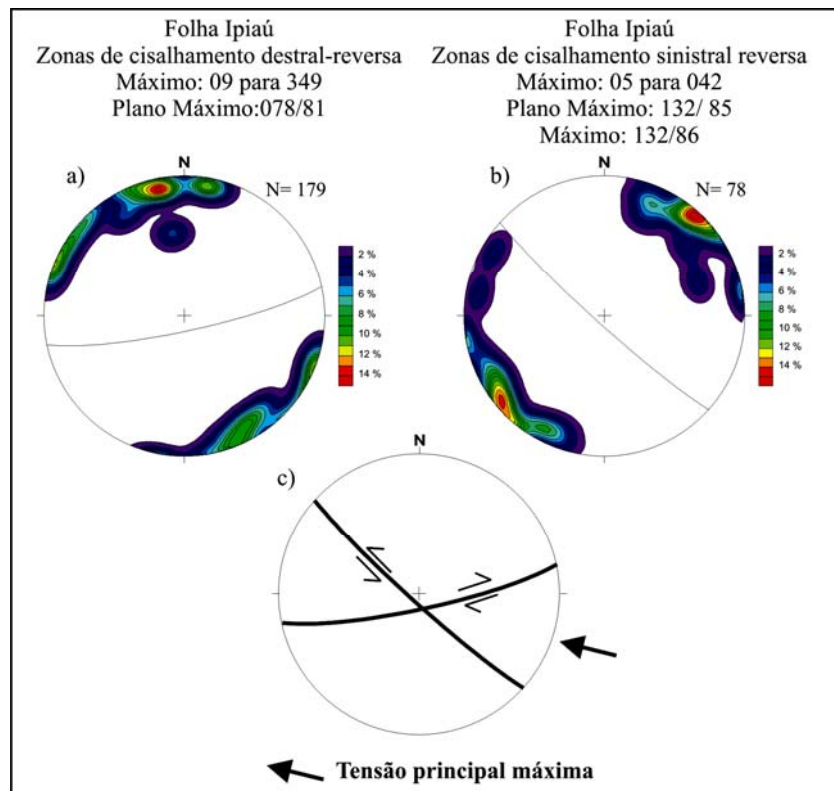
**Figura 5.12:** Extinção ondulante desenvolvida em microclina de rochas da fácies anfibolito da Banda Ipiáú.



**Figura 5.13:** Novos grãos de plagioclásio gerados por recristalização sintectônica. As bordas retas e as junções tríplices refletem crescimento estático pós-tectônico.

### 5.1.3 Fase $F_{n+1}$

Na região cartografada um conjunto de fraturas, falhas e zonas de cisalhamento  $F_{n+1}$  podem ser encontradas (Figura 5.9). Tais zonas ocorrem em estado dúctil-rúptil, preferencialmente, cortando a foliação/bandamento das fases mais antigas ( $F_{n-1}$  e  $F_n$ ), mas também podem ocorrer paralelas a tais estruturas. Em imagens de satélite elas são responsáveis por alinhamentos estruturais com orientação variando entre E-W e NW-SE. Nelas, a assimetria observada varia entre reversa dextral, dextral, sinistral e sinistral reversa, sendo compatíveis com o campo de encurtamento, segundo ESE-WNW (Figura 5.14). Associada à fase  $F_{n+1}$  são formados novos corredores de transposição associada com paragênese retrógrada de fácies anfíbolito (Figura 5.9). Esta paragênese mineral é marcada por biotita e hornblenda. Os processos deformacionais observados na escala de grão variam desde o deslizamento de discordância em quartzo, com produção de extinção ondulante, até a formação de microfraturas e *microkinkbands* em plagioclásios (Figuras 5.15 e 5.16). Nos porfiroclastos, a geminação albita ocorre freqüentemente de forma, descontínua, com terminações pontiagudas típicas de deformação no estado sólido (Paschier & Trow 1996).



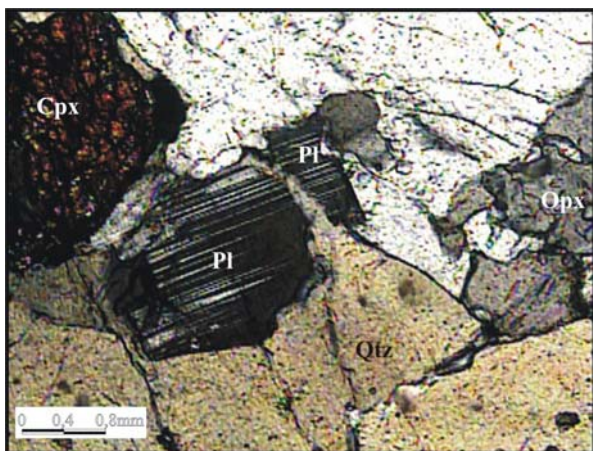
**Figura 5.14:** Diagramas estereográficos sinópticos dos pólos das fraturas e zonas de cisalhamento desenvolvidas durante  $S_{n+1}$ . Hemisfério inferior.

## 5.2 Domínios Estruturais

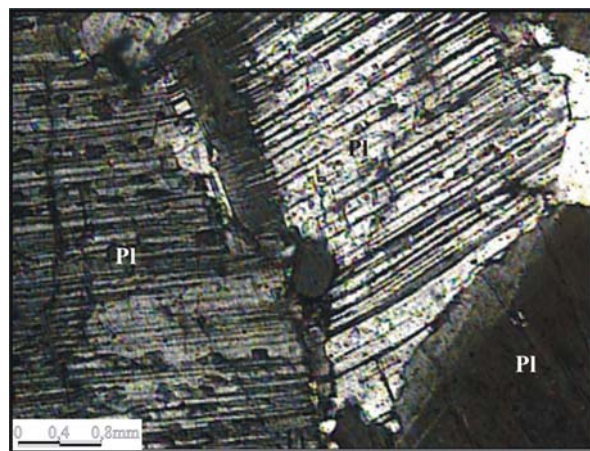
A distribuição das estruturas relacionadas com as fases de deformação  $F_{n-1}$ ,  $F_n$  e  $F_{n+1}$  levaram à individualização de dois domínios distintos (Figura 5.17). O domínio I corresponde à maior área mapeada, onde predominam as estruturas das fases  $F_{n-1}$  e  $F_n$ . As foliações  $S_{n-1}$  e  $S_n$  ocorrem paralelizadas nas zonas de cisalhamento da fase  $F_n$  e com orientação preferencial segundo NE/SW. Os movimentos são, predominantemente, sinistrais reversos. Por sua vez o domínio II, distribui-se



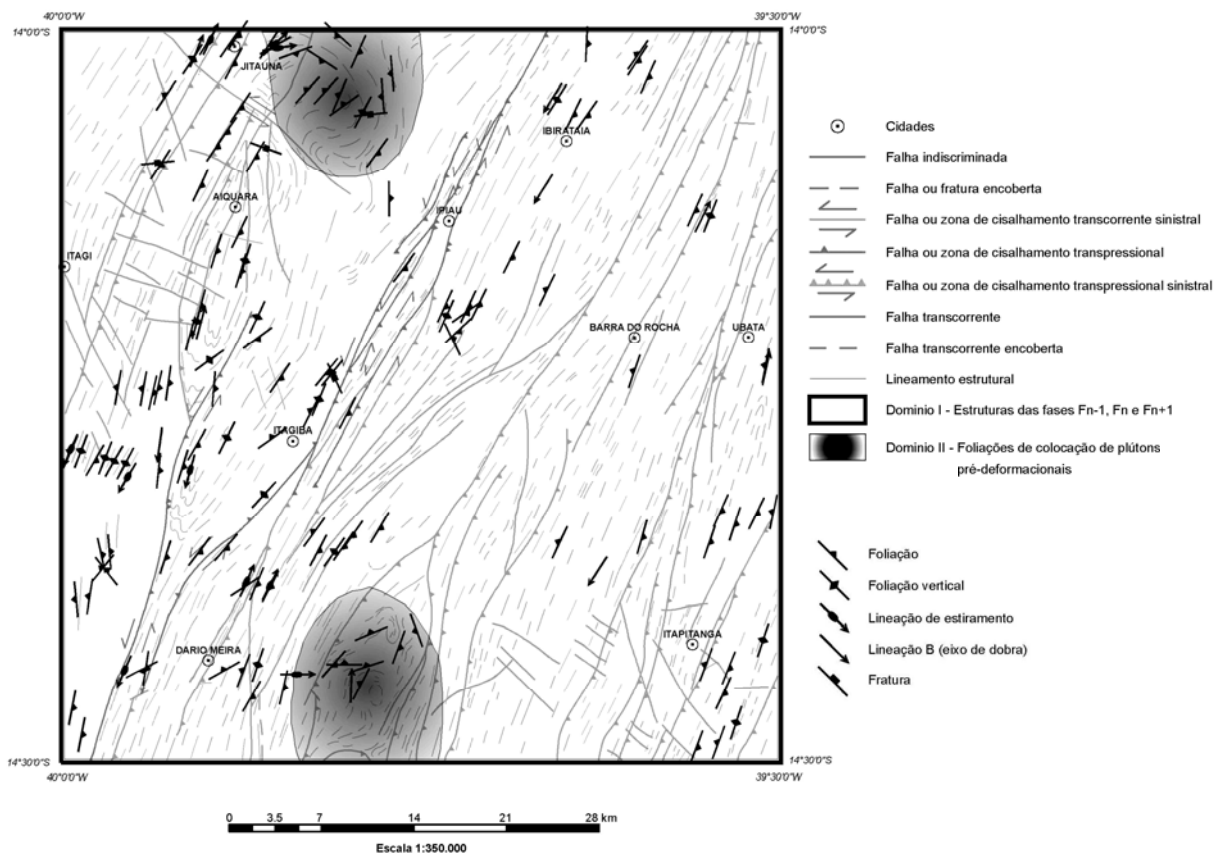
de forma localizada no extremo norte da folha, a oeste de Jitaúna, e no extremo sul, a leste da cidade de Dário Meira. Neste domínio, as foliações  $S_{n-1}$  e  $S_n$  apresentam-se com distribuição circular.



**Figura 5.15:** Microfratura  $\text{sin-}F_{n+1}$  desenvolvida em cristal de plagioclásio. Notar a geminação deformada. Pl - plagioclásio, Qtz - Quartzo, Opx - ortopiroxênio, Cpx - clinopiroxênio.



**Figura 5.16:** *Microkink* desenvolvida em plagioclásio de rochas de fácies granulito. Notar a geminação deformada. Pl - plagioclásio.



**Figura 5.17:** Mapa de domínios estruturais identificados na Folha de Ipiáú.

## **6. METAMORFISMO**

---

### **6.1 Introdução**

Neste projeto não foi possível a realização de análises químicas minerais através da Microsonda Eletrônica, ação que permitiria não só caracterizar com precisão as diferentes fases minerais que compõem as rochas estudadas, mas também estimar as condições de pressão (P) e temperatura (T), que reinaram durante o metamorfismo. Entretanto no estudo petrográfico realizado nas lâminas delgadas das rochas em questão foi possível identificar algumas paragêneses minerais que auxiliaram na caracterização do metamorfismo.

O estudo das relações texturais adquirido com a petrografia realizado na Folha de Ipiaú permitiu apenas identificar o grau metamórfico a que as diversas rochas foram submetidas. Também outro ponto que ajudou na caracterização do metamorfismo, foi a análise e coleta de dados dos trabalhos anteriores, sobretudo aqueles realizados por Barbosa (1986, 1989), Barbosa & Fonteiiles (1986), Fornari (1992), Figueiredo & Barbosa (1993) e Pinho (2000).

### **6.2 Paragêneses Minerais**

As rochas do Bloco de Jequié situadas na parte ocidental da folha são melhores representadas pelos charnockitos granulíticos (A34jch) onde foram encontradas três tipos de paragêneses. A primeira, reliquiar, aponta para uma origem plutônica sendo formada por quartzo, plagioclásio antipertítico e minerais opacos. A segunda é progressiva, e foi formada durante o metamorfismo granulítico, sendo constituída de quartzo, plagioclásio, mesopertita, ortopiroxênio e clinopiroxênio (Figura 3.3B). A terceira é aquela produto do retrometamorfismo de fácies granulito para a fácies anfibolito sendo representada basicamente pela biotita e hornblenda. (Tabela 6.1).

Na parte central da folha onde se situa a Banda de Ipiaú são encontrados os ortognaisses de Acaraci (A4gnac) e Dário Meira (A4gndm), os anfibolitos (A4anft), além dos granitos de Itagibá (A4grit) e Lua Nova (A4grln). Todas estas rochas apresentam, de forma clara ou não, fases reliquiares de origem plutônica e outra metamórfica de fácies anfibolito alto. Entretanto em diversas paragêneses dessas rochas verificam-se fases minerais retrógradadas para a fácies anfibolito de grau mais baixo (Tabela 6.1). Assim, nos ortognaisses de Acaraci e Dário Meira a paragênese reliquiar, é constituída de quartzo, plagioclásio antipertítico, microclina e opacos. Vale registrar que em algumas amostras verificou-se vestígios de ortopiroxênio indicando que parte da Banda de Ipiaú situa-se na zona de transição anfibolito-granulito. Por sua vez a paragênese da fácies anfibolito progressiva apresenta quartzo, plagioclásio, microclina, biotita e hornblenda (Figura 3.11). Quanto aos anfibolitos que ocorrem como bandas encaixadas nos ortognaisses eles possuem basicamente paragênese metamórfica da fácies anfibolito formada de hornblenda, plagioclásio,

clinopiroxênio, quartzo, e opacos (Figura 3.6) (Tabela 6.1). O ortopiroxênio aparece muito raramente, indicando também que parte da Banda de Ipiáú, pode ter alcançado a isógrada de fácies granulito.

A paragênese reliquiar dos granitos de Itagibá e Lua Nova é muito semelhante a dos ortognaisses, excetuando-se apenas a mesopertita que não é encontrada nestas rochas. Entretanto ocorre antipertitas no plagioclásio desses granitos. A paragênese metamórfica da fácies anfibolito que reequilibrou essas rochas é composta de quartzo, hornblenda e plagioclásio enquanto que a biotita representa a fase regressiva deste metamorfismo.

Na parte leste da Folha são encontrados granulitos máficos (AP\_mu\_gl), charnockitos granulíticos (A4ich) e, na sua maioria, tonalitos/trondhjemitos granulíticos (A4itt1 e APitt2) (Tabela 6.1). Os granulitos máficos (AP\_mu\_gl) foram todos reequilibrados na fácies granulito possuindo uma paragênese metamórfica constituída de plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, quartzo e opacos. A granada raramente esta presente (Figura 3.16B). Biotita e hornblenda são em geral retrógradadas.

**Tabela 6.1:** Paragêneses metamórficas estabelecidas para as rochas da região de Ipiáú utilizando-se dados petrográficos.

Unidades Geotectônicas	Litologias	Minerais Reliquiarios Plutônicos	Minerais da Fácies Granulito	Minerais da Fácies Anfibolito	Minerais Retrógradados da Fácies Anfibolito
<b>Complexo de Jequié</b>	Charnockitos Granulíticos (A34jch)	quartzo, plagioclásio antipertítico e opacos	quartzo, plagioclásio mesopertita, ortopiroxênio, e clinopiroxênio		biotita e hornblenda
<b>Complexo Ibicuí-Ipiáú</b>	Ortognaisses de Acaraci (A4gnac) e Dário Meira (A4gndm)	quartzo, plagioclásio antipertítico, microclina e opacos		quartzo, plagioclásio, microclina, biotita e hornblenda	
	Anfibolitos (A4anft)			hornblenda, plagioclásio, clinopiroxênio, quartzo e opacos	biotita
	Granitos de Itagibá (A4grit) e Lua Nova (A4grln)	quartzo, plagioclásio antipertítico, microclina e hornblenda,		quartzo, hornblenda e plagioclásio	biotita
<b>Complexo Ibicarai</b>	Granulitos Máficos (AP_mu_gl)		plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, quartzo e granada		biotita e hornblenda
	Tonalitos/Trondhjemitos Granulíticos (A4itt1)	quartzo, plagioclásio antipertítico, mesopertita e opacos	quartzo, plagioclásio ortopiroxênio, e clinopiroxênio		biotita e hornblenda
	Charnockitos Granulíticos (A4ich)	quartzo, plagioclásio antipertítico e opacos	quartzo, plagioclásio ortopiroxênio, clinopiroxênio e granada		biotita e hornblenda
	Tonalitos/Trondhjemitos Granulíticos (APitt2)	quartzo, plagioclásio e opacos	quartzo, plagioclásio ortopiroxênio, e clinopiroxênio		biotita e hornblenda

Nos tonalitos/trondhjemitos granulíticos (A4itt1) os minerais reliquias preservados são o quartzo, o plagioclásio, com ou sem antipertitas, mesopertita e opacos. A paragênese metamórfica granulítica é constituída por quartzo, plagioclásio, orto e clinopiroxênio, tendo a biotita e a hornblenda como representantes do metamorfismo retrógrado de fácies anfíbolito.

Os charnockitos granulíticos (A4ich) apresentam como paragênese reliquiar o quartzo, o plagioclásio antipertítico, e os minerais opacos. A paragênese metamórfica da fácies granulito progressiva é formada de quartzo, plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio e raras granadas. A hornblenda esverdeada e a biotita de coloração marron clara em geral posicionadas, em torno dos cristais de minerais ferromagnesianos (Figura 3.21A) são indicativas do retrometamorfismo da fácies granulito para a fácies anfíbolito. Com relação aos tonalitos/trondhjemitos granulíticos (A4itt1) pode-se considerar como relíquias plutônicas, os cristais menores de quartzo e plagioclásio e os opacos. O metamorfismo granulítico progressivo reequilibrou essas rochas formando ortopiroxênios e clinopiroxênios e cristais menores de plagioclásio. As biotitas e hornblendas são secundárias retrógradadas (Tabela 6.1).

Utilizando os geotermômetros e geobarômetros de Harley & Green (1982) e Harley (1984a) seguindo a metodologia de Pattison & Bégin (1994), foram realizados trabalhos de termobarometria por Pinho (2005), utilizando os granulitos máficos portadores de granada encontrados nas folhas contíguas de Ubaitaba e Itabuna. Estes granulitos máficos, semelhantes em mineralogia e química aos da folha de Ipiaú, mostraram valores de temperaturas e pressão para o pico da granulitização situados entre  $926$  a  $980 \pm 40^\circ\text{C}$  e valores de pressão entre  $6,9$  a  $8,6 \pm 2,0\text{kbar}$ .

Estes dados indicam que os granulitos da parte sul do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá atingiram condições metamórficas de ultra alta temperaturas o que contradiz os resultados encontrados por Barbosa & Fonteilles (1989) e Barbosa (1997). Segundo esses autores, nessa parte sul do referido Bloco, as estimativas geotermométricas, baseadas nos pares Opx-Cpx e utilizando os métodos de Wells (1977), Wood & Banno (1973) e Ellis & Green (1979), indicaram temperaturas máximas da fácies granulito situadas entre  $830$  e  $850^\circ\text{C}$ , com a fase regressiva iniciando-se em  $800^\circ\text{C}$  e decrescendo em direção à temperaturas de  $740$  a  $650^\circ\text{C}$ , estas últimas da fácies anfíbolito regressiva. Com relação aos dados geobarométricos, Barbosa & Fonteilles (1991), usando associações Gt-Opx e Gt-Opx-Plag e os métodos de Ellis (1980), Newton & Perkins (1982) e Harley (1984a), encontraram uma faixa relativamente estreita, para as pressões metamórficas, situadas entre  $6$  e  $7\text{kbar}$ , o que permitiu classificar o evento granulítico como de pressão intermediária. Esses dados foram corroborados por Barbosa (1997) que estimou pressões em torno de  $7\text{kbar}$ .

As pressões e a trajetória de P-T-t, do tipo horária, encontrada por Barbosa & Fonteilles (1989), são aproximadamente semelhantes aquelas definidas no trabalho de Pinho (2005). Entretanto como assinalado antes, as estimativas de temperatura ( $926$  a  $980^\circ\text{C}$ ) foram maiores que aquelas obtidas pelos autores supracitados. Essas diferenças podem ser explicadas pelos geotermômetros utilizados por Barbosa & Fonteilles (1991) e Barbosa (1997) que são mais antigos e se baseiam na intertroca de Fe-Mg. Esses geotermômetros podem fornecer temperaturas de  $100$  a  $150^\circ\text{C}$  abaixo da condição do pico metamórfico (Hensen, 1987), refletindo assim temperaturas mais baixas, e indicativas do fechamento dos processos difusivos iônicos, nos pares de Opx - Cpx selecionados, e não as temperaturas do pico.

## 7. GEOCROLOGIA

### 7.1 Introdução e Dados Anteriores

Na geologia os isótopos radiogênicos são usados não só para a determinação das idades das rochas e minerais (geocronologia), mas também para o estudo petrogenético, visando identificar os processos geológicos e fontes de geração das rochas (geoquímica isotópica). Na folha de Ipiaú utilizou-se os dados disponíveis e confiáveis da geocronologia, segundo os métodos U-Pb, Pb-Pb e Sm-Nd, tanto em rocha total como em minerais e o método K-Ar.

#### 7.1.1 Método Rb-Sr

Com relação a este método na folha de Ipiaú foram recuperadas dezoito idades Rb-Sr rocha total (Mascarenhas & Garcia, 1989) (Tabela 7.1). Entre elas duas foram dos ortognaisses (A4gnac), três de veios de pegmatitos que cortam estes últimos e três em rochas consideradas por estes autores como migmatíticas e mais dez obtidas nos tonalitos/trondhjemitos granulíticos (A4itt1).

Os ortognaisses (A4gnac) apresentaram idades entre 2564 a 3510Ma, enquanto que nos veios de pegmatitos as idades conseguidas situaram-se entre 3077 e 3555Ma. Para os migmatitos as idades variaram entre 3042 e 3462Ma, e para os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (A4itt1) eles situaram-se entre 2026 a 3700Ma (Tabela 7.1). Apesar dos erros obtidos pelo método Rb-Sr apresentarem valores muitos grandes, isócronas Rb-Sr, para as partes leste e oeste de Ipiaú, mostram idades de 2705 e 2800Ma (Moutinho-da-Costa & Mascarenhas, 1982), consideradas as mais representativas da área segundo este método.

**Tabela 7.1:** Síntese das idades geocronológicas da região de Ipiaú.

Litologia	Método	Amostra	Idade
Veio de Pegmatito <sup>(3)</sup>	Rb-Sr (Rocha Total)	JM-BA-237A	3077±230 Ma
Veio de Pegmatito <sup>(3)</sup>		JM-BA-237B	3070±199 Ma
Veio de Pegmatito <sup>(3)</sup>		JM-BA-237C	3555±233 Ma
Migmatito <sup>(3)</sup>		JM-BA-237D	3044±178 Ma
Migmatito <sup>(3)</sup>		JM-BA-237F	3462±318 Ma
Migmatito <sup>(3)</sup>		JM-BA-237G	3042±329 Ma
Granulito <sup>(2)</sup>		ITC-151	3506±563Ma
Granulito <sup>(3)</sup>		JM-BA-235A	2504±148 Ma
Granulito <sup>(3)</sup>		JM-BA-235C	2500±150 Ma
Granulito <sup>(3)</sup>		JM-BA-235E	2240±302 Ma
Granulito <sup>(3)</sup>		JM-BA-239F	2026±480 Ma
Granulito <sup>(3)</sup>		JM-BA-235G	2700±176 Ma
Granulito <sup>(3)</sup>		JM-BA-236A	3700±224 Ma
Granulito <sup>(3)</sup>		JM-BA-233B	2609±255 Ma
Granulito <sup>(3)</sup>		JM-BA-232A	2466±250 Ma
Granulito <sup>(5)</sup>		ITC-110	2591±328 Ma
Gnaisse <sup>(2)</sup>		IP-18	2564±109 Ma
Gnaisse <sup>(3)</sup>		JM-BA-20A	3510±109 Ma

continua...

...continuação

Litologia	Método	Amostra	Idade
Anfibolito <sup>(4)</sup>	K-Ar	JE-70	1756±44
Anfibolito <sup>(1)</sup>		JE-50	2779±384
Gnaiss <sup>(2)</sup>		IP-18	1667±31
Ortognaisse charnockito <sup>(6)</sup>	U-PbSHRIMP	LC-60	2715±29Ma
Charnockito <sup>(6)</sup>		LC-62a	2052±16Ma
Charnockito <sup>(6)</sup>		LC-62a	2799±18Ma

<sup>1</sup> Cordani, (1973); <sup>2</sup> Brito Neves *et al* (1978); <sup>3</sup> Mascarenhas *et al* (1980);

<sup>4</sup> Cassedane *et al* (1972);

<sup>5</sup> Micahle (1978); <sup>6</sup> Silva *et al* (2002).

### 7.1.2 Método K-Ar

Na área de Ipiaú foram encontradas três datações geocronológicas realizadas pelo método K-Ar: uma no ortognaisse de Acaraci (A4gnac) e duas nos anfibolitos (A34anft) (Tabela 7.1). No ortognaisse a fase mineral datada foi a biotita enquanto que nos anfibolitos elas foram realizados no mineral anfibólio. A idade K-Ar obtida para o primeiro foi de 1667±31Ma, enquanto que para os últimos as idades K-Ar encontradas situaram-se entre 1756±44Ma e 2779±384Ma.

Esta última conseguida na amostra JE-50 foi desconsiderada neste trabalho porque apresenta o valor do erro (384Ma) muito grande tornando-a assim pouco significativa. Entretanto as idades de 1667±31Ma, (micas) e 1756±44Ma (anfíbólios) são mais confiáveis e representativas do fechamento do sistema K-Ar, durante o resfriamento dessas fases minerais quando do soerguimento das rochas, de partes mais profundas para partes mais superficiais da crosta.

### 7.1.3 Método U-Pb SHRIMP

Considerados os mais representativos e confiáveis, na tabela 7.1 constam os resultados U-Pb SHRIMP obtidos por Silva *et al* (2002) para os charnockitos granulíticos (A4ich) das amostras LC-60 e LC-62A. Na amostra LC-60 a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de 2715 ± 29Ma conseguida no centro dos zircões foi interpretada como idade de cristalização do protólito. Por sua vez, o núcleo herdado nos zircões da amostra LC-62A, exibe uma idade aparente  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de 2799 ± 18Ma que foi também considerada como referente à cristalização magmática do protólito, enquanto que a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de 2052±16Ma obtida na periferia desses mesmos zircões foi interpretada como a idade do pico do metamorfismo regional da fácies granulito que atingiu as rochas da região (Silva *et al.*, 2002).

## 7.2 Trabalho Atual

Durante esse trabalho apenas a amostra ID-05 dos tonalitos/trondhjemitos granulíticos (A4itt1) foi submetida a datação radiométrica e estudos isotópicos, através dos métodos Pb-Pb evaporação e Sm-Nd.

As análises isotópicas de Pb e Nd em rocha total foram executados no espectrômetro de massa Mat 262 Finnigan, do laboratório de Geocronologia da Universidade Rennes - França, seguindo os procedimentos descritos em Peucat *et al.* (1999). As idades modelo  $T_{DM}$  Nd foram calculadas usando valores  $\epsilon\text{Nd}$  de ± 8 para o manto depletado atual e  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,2137$ , assumindo um crescimento linear radiogênico para o manto inicial em 4,54 Ga, em concordância com o modelo de Nägler & Kramers (1998). Todas as idades foram calculadas utilizando-se os isótopos e as constantes de decaimento de Steiger & Jäger (1977).

Por outro lado a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  obtida segundo o método de evaporação em zircões do tonalitos/trondhjemitos granulíticos (A4itt1) (ID-05) mostrou um valor máximo de 2,47Ga. Este valor foi considerado baixo e impreciso devido provavelmente ao fato dos zircões estudados terem sofrido intenso ataque pelo metamorfismo granulítico, resultando na redução do valor calculado da idade. Esta mesma amostra analisada pela sistemática Sm/Nd apresentou razão  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  de 0,10436 e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de 0,510981 indicando uma idade modelo ( $T_{\text{DM}}$ ) calculada de 3,01Ga, considerada como a época de extração mantélica do prótolito. Vale colocar que estes dados são preliminares e carecem de estudos mais profundos para que seja possível obter interpretações geológicas mais significativas.

Por sua vez verificou-se que os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (APitt2) da folha de Ipiá prolonga-se para a folha contígua de Ubaitaba onde aí foram realizadas análises geocronológicas U-Pb SHRIMP e geoquímica isotópica pelo método Sm-Nd. Pinho (2005). Nesse caso os tonalitos/trondhjemitos granulíticos exibem uma idade média de  $2151 \pm 22\text{Ma}$ , obtida em zircões sendo considerada como ligada à cristalização de seus prótolitos.

Ainda na folha de Ubaitaba três amostras dos tonalitos/trondhjemitos granulíticos em foco foram analisadas pela sistemática Sm/Nd, tendo apresentado razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  situados entre 0,0794 a 0,1304 e razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de 0,510887 a 0,511600. Os valores encontrados do *epsilon* Nd, para 2,15Ga (idade do zircão) foram negativos, situando-se entre -1,40 e -2,30. As idades modelo ( $T_{\text{DM}}$ ) calculadas, variaram entre 2,52 a 2,82Ga sendo interpretadas como relativas à extração do magma que deram origem as rochas em questão.

Os valores negativos do  $\epsilon\text{Nd}$  sugerem que a rocha inicial (tonalito), na sua formação, pode ter sido contaminada por um material mais antigo (Pinho, 2005).

Neste trabalho adotamos para os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (APitt2) a idade de cristalização magmática obtida pelo método U-Pb SHRIMP de  $2151 \pm 22\text{Ma}$ , e as idades modelos  $T_{\text{DM}}$  de 2,52 a 2,82 Ga, consideradas como ligadas à extração do magma.

A partir das idades geocronológicas obtidas em zircões pelo método U-Pb SHRIMP pode-se concluir que os charnockitos granulíticos (A4ich), são arqueanos pois tem uma idade de cristalização magmática de  $2715 \pm 29\text{Ma}$  enquanto que os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (APitt2) são paleoproterozóicos pois apresentam uma idade média nos seus zircões de  $2151 \pm 22\text{Ma}$ . Quanto aos tonalitos/trondhjemitos granulíticos (A4itt1) e os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (APitt2), o primeiro apresentou idades modelo  $T_{\text{DM}}$  de 3,01 Ga e o segundo variando entre 2,52 a 2,82Ga (Pinho, 2005). Estes fatos são indicativos de que na área em foco ocorreram intrusões plutônicas de idades distintas que culminaram na cristalização dos atuais prótolitos.

A idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $2052 \pm 16\text{Ma}$ , também obtida na periferia de zircões co-magmáticos dos charnockitos granulíticos (APich) foi interpretada como a idade do pico do metamorfismo regional na fácies granulito (Silva *et al.*, 2002). Esta idade é concordante com aquelas encontradas por Ledru *et al.* (1994) cujos valores foram de  $2086 \pm 18$  e  $2075 \pm 18\text{Ma}$  também interpretadas como a idade de granulitização da região.

## **8. RECURSOS MINERAIS**

---

### **8.1 Introdução e Substâncias Mineraias Cadastradas**

Para a realização do cadastramento mineral da folha de Ipiaú, inicialmente foi feito um levantamento dos bens minerais existentes na região através dos órgãos DNPM (Departamento Nacional de Pesquisa Mineral) Serviço Geológico do Brasil - CPRM e CBPM (Companhia Baiana de Pesquisa Mineral) e depois, uma verificação de campo.

Com relação ao DNPM os processos protocolados até agosto de 2006 tiveram suas áreas plotadas no mapa-índice da figura 8.1. Nesta figura observam-se pedidos de pesquisa para doze substâncias minerais ou sejam: areia, cascalho, quartzo, caulim, manganês, granito, granulito, cobre, níquel, tremolita, ouro e água mineral.

Na CBPM as substâncias catalogadas, a partir do banco de dados digital IGBA (Informações Geológicas e de Recursos Minerais do Estado da Bahia) e na CPRM pelos dados do projeto GIS Brasil. foram resumidas em: (i) manganês no município de Itapitanga; (ii) argila/caulim no município de Ipiaú; (iii) ferro no no município de Jitaúna; (iv) granito no município de Jitaúna e (v) água mineral no município de Barra do Rocha e (vi) grafita no município de Ubatã.

### **8.2 Verificação de Campo e Panorama Mineral**

Na etapa final do projeto foi realizada uma verificação de campo para compatibilizar as ocorrências e depósitos minerais da área com as informações colhidas no DNPM, no Serviço Geológico do Brasil - CPRM e na CBPM.

As informações relativas as ocorrências de areia, cascalho, quartzo, caulim, grafita, manganês e ferro (Figura 8.1) todas estão inclusas nas faixas de rochas supracrustais granulitizadas. (A34am) (Mapa Geológico Anexo). Os quartzitos, que em geral constituem as serras mais importantes da região, quando alteradas são utilizadas como cascalho (Figura 3.14), para pisos de estradas secundárias municipais, além de areias para a construção civil. Vez por outra ocorrem nesses quartzitos, bolsões com cristais de quartzo, relativamente grandes como pedra de enfeite. A argila/caulim, cadastrado no município de Ipiaú, é produzido pela alteração das rochas kinzigíticas e granulitos alumino-magnesianos (A34am) que, como assinalado antes, são formadas por grande quantidade de minerais aluminosos (Figura 3.14). O manganês, do município de Itapitanga, constituído principalmente por pirolusita e psilomelana é extraído esporadicamente para a indústria de ferro - ligas (Rio Doce Manganês), situada nas proximidades de Salvador. Estes depósitos manganésíferos de óxidos secundários são produto da supergênese de um protominério manganésífero associado com as rochas supracrustais, formado de rodonita, piroxangita, espessartita, mesopertita, plagioclásio antipertítico, grafita, quartzo e sulfetos de manganês



(Barbosa em preparação). As ocorrências de ferro, assinaladas pela CBPM e CPRM no município de Jitaúna, referem-se às formações ferríferas bandadas que, semelhantemente ao protominério de manganês, também sofreram supergênese e formaram crostas ferríferas na superfície topográfica das serras da região. Algumas dessas ocorrências sempre de pequeno porte e situadas ao sul da folha de Ipiaú, foram antigamente exploradas como minério de ferro, o qual foi transportado para a USIBA – Usina Siderúrgica da Bahia, também situada nas vizinhanças de Salvador. Atualmente estes depósitos de ferro estão inativos.

Os trabalhos de campo na folha de Ipiaú permitiram verificar a presença de seis pedreiras mais importantes, as quais foram requeridas por terceiros ao DNPM, com a denominação de granito e granulito (Figura 8.1). Elas foram abertas quando da construção de estradas asfaltadas da região que necessitavam de brita para as suas bases. Situados nas margens dessas estradas, atualmente todas estão inativas, a não ser com algumas exceções, quando são exploradas, de forma intermitente, por moradores de cidades próximas, na fabricação de paralelepípedos, pisos e alvenárias de casas.

A primeira conhecida como “pedreira de Dona Alme-rinda” ou antiga pedreira da construtora Cunha Guedes está localizada a aproximadamente 2 Km após a saída de Ipiaú seguindo pela estrada asfaltada que leva a Ubatã (Mapa Geológico Anexo) A rocha é um charnockito granulítico (A4ich) de cor cinza e granulação grossa (Figura 8.2), na qual atualmente trabalham três pessoas com turnos de seis horas cada. A extração desta rocha é manual e sua utilização é basicamente para a construção de casas.



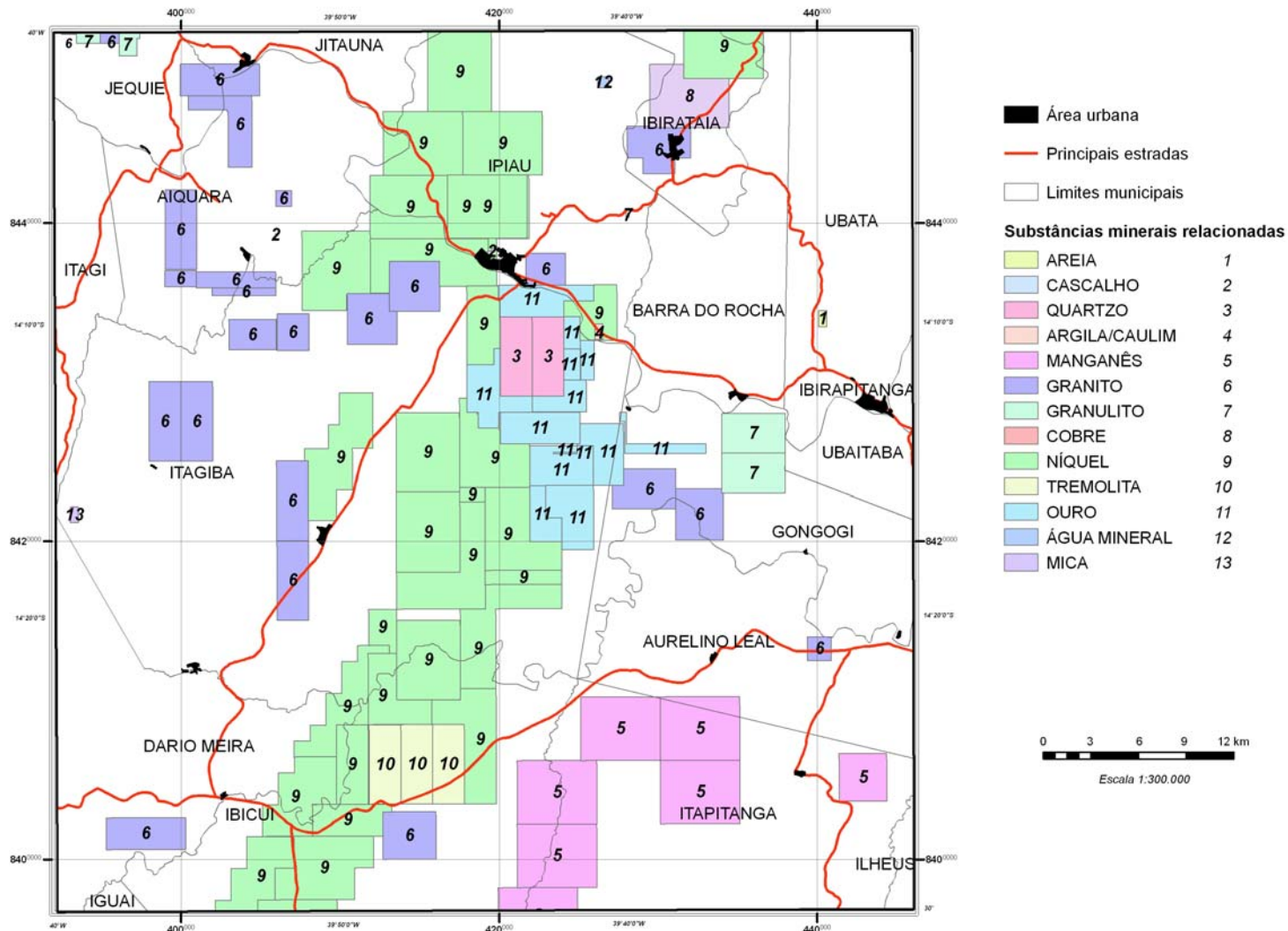
**Figura 8.2:** Charnockito granulítico da pedreira Dona Almerinda, município de Ipiaú.

A segunda pedreira localiza-se na Fazenda Maia, no lado esquerdo da estrada que liga Ipiaú a Ubatã. Ela está desativada (Figura 8.3) e situa-se também em charnockito granulítico (A4ich) de cor acinzentada e granulação média. Neste local esta rocha apresenta foliação e um bandamento incipiente, que ora se destaca em função de partes mais cinzas e outras mais esbranquiçadas. Atualmente ela não está sendo trabalhada pelos moradores.



**Figura 8.3:** Pedreira desativada localizada na Fazenda Maia, município de Ipiaú.

A terceira pedreira está localizada no antigo lixão de Ipiaú (Figura 8.4). Trata-se de um paredão com aproximadamente 50 metros de comprimento e 5 de altura formado por bandas escuras de granulação fina (anfíbolíticas) e por bandas de coloração rosa clara e granulação média (graníticas). Nesta pedreira trabalham cinco garimpeiros com turnos de seis horas por dia cada. A extração é manual, e o material retirado é utilizado na construção civil, sendo vendido a R\$ 70,00 a caçamba cheia. Desta pedreira, segundo informações dos garimpeiros, saem em média dez a quinze caçambas por quinzena.



**Figura 8.1:** Mapa índice das áreas de pedidos de pesquisa mineral, protocolizadas no DNPM (pesquisa realizada até 1 de agosto de 2006).

A quarta pedreira fica na Fazenda Água Branquinha no município de Ibirataia (Figura 8.5). Este paredão é formado por três tipos de rochas: os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (A4itt1), os granulitos máficos (AP\_mu\_gl) e os kinzigitos das rochas supracrustais (A34am). Nesta pedreira trabalham atualmente três pessoas, em turnos de seis horas cada. Como nas anteriores a extração é manual sendo utilizada para a construção de casas, embora se tenha notícias que no início do ano de 2006 a empresa Terrabras utilizou explosivos para a extração de grandes blocos de rocha para serem utilizados na construção de estradas.



**Figura 8.4:** Pedreira dentro do antigo lixão de Ipiaú.



**Figura 8.5:** Pedreira na Fazenda Água Branquinha, município de Ibirataia.

A quinta pedreira fica na saída da cidade de Ibirataia. É constituída por tonalitos/trondhjemitos granulíticos (A4itt1) de cor cinza quando fresca e esbranquiçada quando alterada, apresentando granulação média e bandamento visível (Figura 8.6). Esta pedreira tem dez anos de exploração. Atualmente trabalham duas pessoas com turnos de seis horas em média, cujo produto é, da mesma forma que as outras, extraído manualmente e utilizado na construção civil, sendo vendido por R\$ 70,00 a caçamba.

A sexta pedreira, completamente desativada, fica no município de Barra do Rocha (Mapa Geológico Anexo). Ela é formada por charnockitos granulíticos (A4ich) que exibem partes alteradas mas ainda é possível verificar sua granulação média e bandamento incipiente (Figura 8.7).

Na folha de Ipiaú, foram requeridas inúmeras áreas objetivando a pesquisa de níquel e cobre disseminados em corpos de rochas máficas e ultramáficas os quais se dispõem na direção norte-



**Figura 8.6:** Pedreira ativa na saída de Ibirataia.

nordeste (Figura 8.1). O corpo situado mais ao norte, nas proximidades da cidade de Ipiaú é denominado de Mirabela e o mais ao sul, de palestina. Nesta faixa mineralizada a Mirabela Mineração do Brasil, executa atualmente dois projetos de desenvolvimento mineral: o primeiro denominado de Mirabela saprólito e o segundo Santa Rita.



**Figura 8.7:** Pedreira desativada no município de Barra do Rocha.

O projeto Mirabela saprólito trata da cubagem do solo enriquecido em níquel, produto da alteração das rochas máficas-ultramáficas (PP23 $\mu$ m) mineralizadas e subjacentes. Até o momento foram realizados 72 furos de sondagem em uma malha de 50x50 metros totalizando 2620 metros de solos perfurados (Figura 8.8). Esses solos foram classificados segundo técnicos da empresa Mirabela Mineração do Brasil, em limonita, argila, saprólito e saprólito de "alto grau". As reservas atuais estimadas deste tipo de minério denominado de níquel laterítico, situa-se em torno de

30,790 toneladas, considerando os teores de níquel acima de 2% e as regras australianas JORC (Joint Ore Reserves Committee).



**Figura 8.8:** Testemunhos dos furos de sondagem do projeto Mirabela Saprólito.

O projeto Santa Rita executa a cubagem do corpo denominado de Mirabela, situado a cerca 6 Km a sudeste da cidade de Ipiaú (Figura 8.9). Nele foram até executados 272 furos de sondagem não somente contendo os atuais da empresa Mirabela Mineração do Brasil (190 furos) mas também aqueles anteriores executados pela CBPM (Companhia Baiana de Pesquisa Mineral) e a Caraíba Metais S.A. (82 furos). O total perfurado alcançou 42 mil metros. Estas perfurações estão confirmando a geologia de superfície visto que estão sendo encontrados em profundidade



**Figura 8.9:** Panorama geral do corpo mineralizado do Projeto Santa Rita.

leucogabros, piroxenitos, perido-titos, serpentinitos (dunitos). A mineralização é do tipo disseminada e está concentrada nas unidades piroxeníticas e peridotíticas, sendo formada, predominantemente, por sulfetos de níquel (Ni) e cobre (Cu), mas também são encontrados, em menores concentrações, os minérios de cobalto (Co), paládio (Pd) e platina (Pt). A estimativa de reserva inferida JORC (Joint Ore Reserves Committee) calculada para um teor de corte de 0.40% de Ni neste depósito é de 47 milhões de toneladas com teores de Ni igual a 0.62%, de Cu igual a 0.16%, de Co igual a 0.02%, de Pd igual a 0.054 g/t e de Pt igual 0.120 g/t.

Vale colocar que esses dois projetos entrarão em fase de produção em 2008, com as minas sendo inicialmente exploradas a céu aberto, até a profundidade de 200 metros, e posteriormente, a depender de furos adicionais de sondagem, através de galerias subterrâneas.

As áreas de pesquisa requeridas pelo DNPM para tremolita e ouro (Figura 8.1) apesar de serem investigadas durante os trabalhos de campo, não foram encontradas evidências desses bens minerais. Como estas áreas de requerimento situam-se vizinhas ou superpostas às áreas de níquel e cobre da Mirabela Mineração do Brasil provavelmente dizem respeito aos próprios corpos de rochas máficas - ultramáficas antes referidos. Com relação à tremolita, esta pode ter surgido devido à alteração hidrotermal das rochas máficas - ultramáficas. No que diz respeito ao ouro, ele pode ter sido associado também as rochas máficas - ultramáficas, embora não tenham sido encontrados seus vestígios nos seus furos de sondagem. Por outro lado, a ocorrência de ouro em rochas da fácies granulito é bastante rara no mundo, visto que este elemento, sendo bastante móvel e sensível às altas temperaturas, deve ter migrado para partes mais superficiais da crosta durante o metamorfismo de alto grau, alojando-se preferencialmente em zonas de cisalhamento e falhas presentes em ambientes da fácies xisto-verde.

## 9. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

---

O mapeamento geológico da folha de Ipiaú resultou na identificação de quatorze unidades litológicas. Algumas delas mostram aspectos de campo, petrográficos e litogeoquímicos perfeitamente distintos. Outras possuem características de campo e litogeoquímicas diferentes embora suas mineralogias sejam semelhantes ou vice-versa. Todos os litotipos da folha foram associados a blocos geotectônicos que encontram-se separados por grandes falhas de transcorrimento. Eles foram denominados de Complexo Jequié (parte ocidental), Complexo Ibicuí-Ipiaú (parte central) e o Complexo Ibicará (parte oriental). Nos blocos ocidental e central ocorrem somente rochas arqueanas enquanto que no bloco oriental, identifica-se rochas arqueanas e paleoproterozóicas.

O Complexo de Jequié é formado por duas unidades arqueanas, que encontram-se equilibradas na fácies granulito sendo, denominadas de enderbitos granulíticos (A4jed) e charnockitos granulíticos (A34jch). Os enderbitos granulíticos ocorrem de forma isolada na porção sudoeste da área possuindo constituintes de campo e mineralogia não muito parecida com os charnockitos granulíticos, que são constituídos por: quartzo (25 a 51%), plagioclásio antiperitítico (10 a 20%), mesoperitita (4 a 50%), ortopiroxênio (0,5 a 15%), plagioclásio (10 a 55%), clinopiroxênio (4 a 7%), hornblenda (3 a 7%), biotita (1 a 8%) e minerais opacos (0,5 a 4%). A apatita (0,5 a 1%) e o zircão (0,5 a 1%) aparecem como fases acessórias.

O complexo Ibicuí-Ipiaú ocorre em uma faixa formada predominantemente de ortognaisses com intercalações de anfibolitos e intrusões graníticas. Ela é constituída por seis unidades arqueanas todas de fácies anfibolito, denominadas de: ortognaisse de Acaraci (A4gnac), ortognaisse de Dário Meira (A4gndm), anfibolitos (A4anft), granito de Itajibá (A4grit), granito de Lua Nova (A4grln) e granito de Santa Maria (A4grsm). Os ortognaisses de Acaraci (A4gnac) e Dário Meira (A4gndm) ambos apresentam um bandamento mineralógico com espessuras variadas, diferenciando-se um do outro principalmente pelas suas composições modais, onde os ortognaisses de Itajibá (A4gnit) apresentam quartzo variando de 38 a 50%, plagioclásio de 32 a 46%, plagioclásio antiperitítico de 3 a 28%, microclina entre 6 e 10%, biotita de 2 a 16%, hornblenda e clinopiroxênio com 6% cada, com os minerais opacos variando entre 1,5 a 3,5%, e com suas fases acessórias exibindo apatita (1%) e zircão (0,5 a 1%). Por outro lado o ortognaisse de Dário Meira (A4gndm) mostram valores modais para o quartzo de 40 a 53%, plagioclásio de 33% a 43%, microclina entre 6 e 10%, clinopiroxênio em torno de 8%, hornblenda entre 4 e 15%, biotita de 2 a 8%, minerais opacos entre 1 a 2% e as fases acessórias apatita e zircão, quando presentes, apresentam quantidades que não ultrapassam 1%. As rochas anfibolíticas são formadas de hornblenda (40 a 60%), plagioclásio (30 a 45%), ortopiroxênio (12%), clinopiroxênio (6%), biotita (1 a 4%) quartzo (3 a 5%) e minerais opacos (1 a 7%) finalizando com apatita e zircão que se situam em torno de

1%, respectivamente. As intrusões graníticas apresentam uma mineralogia semelhante mas podem ser diferenciadas por suas características de campo e composições modais visto que o granito de Itagibá (A4grit) possui quartzo variando de 37 a 45%, plagioclásio de 20 a 29%, plagioclásio antiperitítico de 12 a 22%, microclina de 5 a 17%, clinopiroxênio com 4%, hornblenda de 8 a 16%, biotita de 2 a 10%, minerais opacos de 1,5 a 4% e as fases minerais apatita e zircão situando-se em torno de 1%. Por sua vez o granito de Santa Maria (A4grsm) mostra valores modais mais restritos, com o quartzo variando de 42 a 43%, plagioclásio antiperitítico de 6 a 8%, microclina de 5 a 6%, plagioclásio em torno de 20%, hornblenda de 12 a 15%, biotita de 8 a 9% e minerais opacos de 2 a 2,5%. Como fases acessórias aparecem a apatita (0,5%) e a mirmequita (0,5%). O granito de Lua Nova por sua vez exibe valores modais para o quartzo em torno de 40%, plagioclásio com 33%, microclina com 12%, hornblenda com 8%, biotita com 5%, minerais opacos com 2%, não apresentando as fases minerais plagioclásio antiperitítico, apatita e zircão.

O Complexo Ibicaraí, também da fácies granulito, apresenta seis unidades arqueanas/paleoproterozóicas aqui representadas pelas rochas supracrustais (A34am), granulitos máficos (AP\_mu\_gl) tonalitos/trondhjemitos granulíticos (A4itt1) e charnockitos granulíticos (Apich), tonalitos/trondhjemitos granulíticos (APitt2) e de rochas máficas/ultramáficas de Mirabela e Palestina (PP23\_m\_mu).

As rochas supracrustais (A34am) formam cristas alinhadas na direção nordeste e são compostas principalmente de kinzigitos e quartzitos. Os kinzigitos apresentam uma mineralogia variada composta de minerais aluminosos (granada e cordierita), plagioclásio, quartzo e biotita. Os quartzitos são basicamente formados de quartzo, estão bastante recristalizados e são comumente encontrados sob a forma de blocos rolados.

Os granulitos máficos (AP\_mu\_gl) que são encontrados como bandas ou enclaves, deformados junto com a encaixante, foram separados em função das suas composições modais em quatro subtipos denominados de granulitos máficos com biotita, granulitos máficos com hornblenda, granulitos máficos com biotita e hornblenda e granulitos máficos com granada. Os granulitos máficos com biotita apresentam valores modais de quartzo entre 1 a 6%, plagioclásio de 31,9 a 55%, ortopiroxênio de 8 a 13,7%, clinopiroxênio de 15 a 39%, biotita de 3,1 a 9,3% e minerais opacos entre 4,0 e 5,0%. Excepcionalmente foi encontrado neste litotipo o plagioclásio antiperitítico (0-5%). Por sua vez os granulitos máficos com hornblenda apresentam valores de quartzo entre 3 e 8%, plagioclásio de 38 a 50%, clinopiroxênio de 7 a 25%, ortopiroxênio de 0 a 16%, hornblenda de 15 a 42% e minerais opacos entre 2 e 3%. Nos granulitos máficos com hornblenda e biotita as modas encontradas para o quartzo situaram-se entre 1 a 4%, plagioclásio entre 40 a 54%, clinopiroxênio entre 14 a 16%, ortopiroxênio entre 10 a 20%, hornblenda de 2 a 22%, biotita de 3 a 6% e minerais opacos entre 3 a 4%. Nos granulitos máficos com granada o quartzo varia entre 4 e 6%, o plagioclásio está em torno de 43%, o ortopiroxênio entre 0 a 24% o clinopiroxênio entre 21 e 24%, a granada entre 3 e 13% e os minerais opacos entre 4 e 5%. Neste grupo foi também encontrada a fase mineral hornblenda (7%). Em todos os quatro subgrupos de granulitos máficos as fases minerais encontradas foram a apatita e o zircão com valores modais que não ultrapassaram 1%.

Os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (A4itt1) são formados por plagioclásio (24 a 43%), quartzo (31 a 45%), plagioclásio antiperitítico (10 a 43%), ortopiroxênio (7 a 12%), clinopiroxênio (5 a 6%), biotita (2 a 9%), hornblenda (0 a 3%), granada (3 a 6%) e minerais opacos (3 a 5%). Por sua vez os charnockitos granulíticos, (A4ich) afloram com a forma de plutões dentro dos tonalitos/trondhjemitos granulítico. Eles são constituídos de quartzo (45 a 50%), plagioclásio (15 a 38%), plagioclásio antiperitítico (5 a 25%), ortopiroxênio (5 a 10%), clinopiroxênio (0 a 4%), biotita (1 a 6%), granada (0 a 10%) e minerais opacos (2 a 3%). Nestes dois litotipos descritos acima as fases minerais apatita e zircão apresentam 1% respectivamente.

Os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (APitt2) são constituídos de: plagioclásio (34 a 54%), quartzo (20 a 45%), ortopiroxênio (4 a 15%), clinopiroxênio (6 a 15%) biotita (1 a 7%), hornblenda (0 a 10%), minerais opacos (3 a 4%), apatita (1%) e zircão (1%).

O corpo máfico/ultramáfico de Mirabela e Palestina (PP23 $\mu$ m) é uma intrusão estratificada separada em três zonas: a inferior é composta de dunitos e peridotitos, a intermediária por ortopiroxenitos, websteritos e gabronoritos e, a superior, por gabronoritos e gabronoritos finos (Abram, 1992). Na zona inferior os dunitos apresentam teores de olivina de 39 a 63%, ortopiroxênio de 7 a 22%, clinopiroxênio de 10 a 16%, plagioclásio de 4 a 13%, espinélio de cromo de 2 a 8%, anfibólio variando de traços a 4%, mica de traços a 4%, além de traços de sulfetos. Por outro lado os peridotitos mostram valores modais para a olivina de 28 a 70% ortopiroxênio de 24 a 60%, clinopiroxênio de 2 a 11%, plagioclásio de traços a 8%, espinélio de cromo de 2 a 4% anfibólio de traços a 5%, mica de traços a 3%, e sulfetos entre 6 a 8%. Na zona intermediária os ortopiroxenitos apresentam valores de ortopiroxênio variando de 78 a 95%, clinopiroxênio de 8 a 11%, plagioclásio de 2 a 10%, espinélio de cromo na forma de traços, anfibólio de 0,5 a 6% e apatita entre 0,5 a 1%. Nos websteritos o ortopiroxênio varia de 28 a 46%, clinopiroxênio de 41 a 63%, plagioclásio de 3 a 41%, espinélio de cromo de traços até 4,5%, anfibólio de 0 a 4%, mica de 0 a 5% e sulfetos ocorrendo sob a forma de traços. Para os gabronoritos o ortopiroxênio varia de 24 a 37%, clinopiroxênio de 34 a 61%, plagioclásio de 12 a 36%, anfibólio de traços até 6%, mica de 0 a 2% e sulfetos aparecendo como traços até 2,0%. Na zona superior os gabronoritos exibem valores modais com relação ao ortopiroxênios de 19 a 29,5%, clinopiroxênio de 13 a 24%, plagioclásio de 43 a 59%, anfibólio de 1 até 10%, micas de 0,5 a 3% e traços até 0,5% para o quartzo, escapolita e minerais opacos. Para os gabronoritos finos o ortopiroxênio variou de 19 a 25%, o clinopiroxênio entre 14 a 19%, o plagioclásio entre 40 a 58%, o anfibólio de traços até 19%, os minerais opacos (magnetita/ilmenita) de 3 a 14% e sob a forma de traços identifica-se a mica, o quartzo e a apatita.

O estudo litogeoquímico das principais rochas da folha de Ipiaú, realizado sobretudo com a utilização dos elementos terras raras, considerados pouco móveis ou inertes durante a granulitização foi possível identificar subtipos, e interpretar as características, dos protólitos e suas filiações magmáticas.

Nos charnockitos granulíticos (A34jch), que predominam no Complexo Jequié foram identificados três subtipos de denominados de CH-1, CH-2 e CH-11 todos eles de composição granítica a granodiorítica, oriundos de um magma cálcio-alcálico de potássio intermediário. Dentre estes três



subtipos, dois (CH-1 e CH-2) tiveram seus padrões dos elementos terras raras avaliados podendo-se constatar que somente o primeiro apresenta anomalia negativa de Eu.

A caracterização litogeoquímica realizada nas rochas do Complexo Ibicuí-Ipiaú, demonstraram que os anfibolitos (A34anft) são subalcalinos, e apresentam dois tipos de filiação magmática, uma cálcio-alcálica e outra toleítica. O espectro dos elementos terras raras dessas rochas básicas apresenta um padrão moderadamente fracionado sem anomalia significativa de Eu. Os ortognaisses de Acaraci (A4gnac) exibem uma composição granodiorítica a granítica com uma filiação predominantemente cálcio-alcálica, com um padrão dos elementos terras raras fortemente fracionado e exibindo uma anomalia positiva de Eu. Os granitos de Itagibá (A4gnit) e Lua Nova (A4gnln) mostram uma composição granítica a granodiorítica e ambos apresentam uma filiação cálcio-alcálica. O padrão dos elementos terras raras do granito de Lua Nova exibe um forte fracionamento com anomalia negativa de Eu.

No Complexo Ibicará todos os quatro tipos de granulitos máficos (AP\_mu\_gl) foram originalmente gabros/basaltos de assoalho oceânico, subalcalinos e gerados por um magma toleítico. Os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (A4itt1) tem baixos teores de  $TiO_2$  (0,15 a 0,47%) são subalcalinos, e uma filiação magmática cálcio-alcálica. Seus padrões de elementos terras raras são fortemente fracionados, exibindo anomalia de Eu positiva. Os charnockitos granulíticos (A4ich) foram separados com geoquímica, em três subgrupos, denominados de CH-16, CH-17 e CH-18. De maneira geral, eles apresentam uma composição granítica, são subalcalinos e exibem uma filiação magmática cálcio-alcálica de baixo potássio. Entre os três tipos citados dois se destacaram por apresentar padrões de elementos terras raras distintos: o primeiro tipo (CH-16) com anomalia de Eu positiva e o terceiro tipo (CH-18) sem anomalia deste elemento. Os tonalitos/trondhjemitos granulíticos (APitt2) tem altos teores de  $TiO_2$  (0,27 a 0,72%), são subalcalinos e mostram uma filiação magmática cálcio-alcálica de baixo potássio. Os espectros dos elementos terras raras são fortemente fracionados, mas sem anomalia significativa de Eu.

Por sua vez as rochas dos corpos máficos/ultramáficos de Mirabela (PP23 $\mu$ m) são subalcalinas, exibindo química, sobretudo baseada nos elementos terras raras, que permitem caracterizá-los como toleíticos.

A análise estrutural levada a efeito permitiu a identificação de famílias de estruturas, distribuídas em três fases deformacionais, as quais apresentam com o mesmo estilo nos três blocos acima descritos. A primeira, Fn-1, compressional, formam dobras deitadas associadas a zonas de cisalhamento frontais com duplex associados e que se orientam segundo N-S. Os movimentos foram tangenciais e vergentes para oeste. A fase seguinte, Fn, corresponde ao conjunto dominante, e que redobrou as dobras anteriores formando novas dobras do tipo isoclinais fechadas. Elas estão associadas a zonas de cisalhamento sinistral-reversas com foliação milonítica e com lineação de estiramento de baixo rake que mergulha, ora para nordeste, ora para sudoeste. As foliações e lineações, quando na fácies anfibolito (Complexo Ibicuí-Ipiaú), exibem quartzo, plagioclásio, microclina, hornblenda e biotita, com raros clinopiroxênios sobretudo nos anfibolitos. Quando estas feições estruturais encontram-se na fácies granulito, elas são marcadas por quartzo, plagioclásio, mesopertita e sobretudo orto e clinopiroxênio. A última fase, distensional e denominada de Fase Fn+1, levou à formação de fraturas de cisalhamento com componente

reverso. As estruturas distensionais posteriores reativaram as estruturas distensionais existentes pré-existentes.

A idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $2715 \pm 29\text{Ma}$  obtidas em zircões pelo método U-Pb SHRIMP nos charnockitos granulíticos (A4ich) do Bloco Itabuna – Salvador – Curaçá foram interpretadas como relativa à idade de cristalização magmática dessas rochas. Por outro lado a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $2052 \pm 16\text{Ma}$  obtida na periferia desses mesmos zircões, foi considerada como a idade do pico do metamorfismo regional na fácies granulito (Silva *et al.*, 2002). Por outro lado nos tonalitos/trondhjemitos granulíticos (APitt2) foi considerada a idade de cristalização magmática dos zircões de  $2151 \pm 22\text{Ma}$  de Pinho (2005). Sendo assim, pode-se considerar que na folha de Ipiaú ocorreu rochas plutônicas arqueanas e paleoproterozóicas que foram deformadas e recristalizadas na fácies granulito, em torno de  $2052\text{Ma}$ , segundo dados encontrados nas periferias de zircões das rochas tanto arqueanas como paleoproterozóicas.

Na folha de Ipiaú 13 ocorrências minerais foram registradas fruto de pesquisas realizadas junto ao DNPM (Departamento Nacional de pesquisa Mineral), Serviço Geológico do Brasil - CPRM e CBPM (Companhia Baiana de Pesquisa Mineral) com verificação "in locu". A mais importante refere-se a jazida de níquel e cobre encontrada nos corpos de rochas máficas e ultramáficas da área. Com exploração marcada para ter início em 2008, no corpo de Mirabela situado nas proximidades da cidade de Ipiaú foram cubados pela Mirabela Mineração do Brasil no projeto Mirabela saprolito cerca de 30,790 toneladas de níquel laterítico e enquanto que no projeto Santa Rita foram cubados 47 milhões de toneladas com teores de Ni igual a 0,62%, de Cu igual a 0,16%, de Co igual a 0,02%, de Pd igual a 0.054 g/t e de Pt igual 0.120 g/t desses elementos disseminados na rocha. Também pequenas ocorrências dispersas e de exploração intermitente de cascalho, areia, caulim, quartzo, manganês e ferro foram identificados e sempre associadas às rochas supracrustais granulitizadas. Pedreiras em granitos e granulitos todas praticamente desativadas, são também encontradas nas margens das estradas. Elas foram basicamente usadas para a produção de brita que serviu para a preparação da base asfáltica dessas rodovias. Algumas delas são atualmente garimpadas manualmente por moradores que colocam seus produtos para a construção de ruas e alvenarias de casas em cidades próximas. Outras ocorrências como ouro, mica tremolita e água mineral, apesar de possuírem registros no DNPM não foram encontrados pela equipe do projeto.

Como recomendação sugere-se a realização: (i) de mais análises químicas de rocha total, para que seja possível caracterizar com mais precisão os litotipos existentes na área; (ii) de análises geocronológicas e de geoquímica isotópica para uma melhor determinação das idades e também da evolução dos magmas destas unidades, (iii) de análises de química mineral as quais poderão definir melhor as fases minerais existentes em cada unidade, bem como serem úteis para o estudo geotermobarométrico, que permitirá definir as condições de temperatura e pressão do metamorfismo regional da área.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- ABRAM, M. B. **O corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Mirabela, Ipiaú-Ba**: caracterização petrográfica, geoquímica, tipológica e implicações metalogenéticas. 1993. 137 f. Dissertação (Mestrado) - Inst. de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1993.
- ALIBERT, C.; BARBOSA, J. S. F. Ages U-Pb determines a la "SHRIMP" sur des zircons du Complexe de Jequié, Cráton de São Francisco, Bahia, Brésil. In: REUNION DES SCIENCES DE LA TERRE (RST), 1992. Toulouse. 14 p.
- ALKMIM, F. F.; BRITO NEVES, B. B.; CASTRO ALVES, J. A. Arcabouço tectônico do cráton do São Francisco: uma revisão. In: Dominguez, J. M. L.; MISI, A. (Eds.). **O Cráton do São Francisco**. Salvador: SBG/SGM/CNPq, 1993. p. 45-62.
- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Rev. Bras. Geoc.** v. 7, p. 349-364. 1977.
- ARCANJO, J. B. A.; BARBOSA, J. S. F.; ALVES DA SILVA, F. C. O sensoriamento remoto como técnica auxiliar nos estudos geológicos da região de alto grau metamórfico de Ipiaú, Bahia. **Bol. do Inst. Geoc.**, USP, n. 27, p. 99-118. 1998.
- BARBOSA, J. S. F. *et al.* Litogeoquímica das rochas granulíticas da região de Ipiaú, Sul/sudeste da Bahia, Brasil. **Geochimica Brasiliensis**, v. 15, n. 1/2, p. 1-22. 2001.
- BARBOSA, J. S. F. **Constitution lithologique et metamorphique de la region granulitique du sud de Bahia-Brésil**. 1986. 401 f. Tese (Doutorado) - Académie de Paris, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 1986. (Inclui mapa anexo).
- BARBOSA, J. S. F. **Geologia e metalogênese dos terrenos metamórficos de Alto Grau do Sul/Sudeste da Bahia**: sub-Projeto - caracterização petrográfica, petroquímica e implicações metalogenéticas das rochas granulíticas da Região de Ipiaú, Sul/Sudeste da Bahia Brasil. Convênio de Cooperação Técnica - Secretaria da Indústria, Comércio e Mineração, SGM, UFBA, FAPEX, Curso de Pós-Graduação em Geologia, 1998. 50 p.
- BARBOSA, J. S. F. Química mineral utilizada na identificação das fácies metamórficas da região granulítica do Sul da Bahia, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 19, p. 350-366. 1989.
- BARBOSA, J. S. F. Síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas metamórficas arqueanas e paleoproterozóicas do embasamento do Cráton do São Francisco na Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 27, n. 3, p. 241-256. 1997.
- BARBOSA, J. S. F. The granulites of the Jequié Complex and Atlantic Coast Mobile Belt, Southern Bahia, Brazil - An expression of archaen early proterozoic plate convergence. In: VIELZEUF, D.; VIDAL, P. (Eds.). **Granulites and Crustal Evolution**. [S.l.]: Kluwer Academic, 1990, p. 195 - 221.
- BARBOSA, J. S. F.; DOMINGUEZ, J. M. L. **Texto Explicativo para o Mapa Geológico ao Milionésimo**. Salvador: SICM/SGM, Salvador, 400 p. (Edição especial).

BARBOSA, J. S. F.; FONTEILLES, M. Caracterização dos protólitos da região granulítica do Sul da Bahia - Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 18, n. 2, p. 162-169. 1989.

BARBOSA, J. S. F.; FONTEILLES, M. Examen critique des résultats fournis par certains baromètres couramment utilisés en terrains granulitiques. Exemples des granulites de Bahia (Brésil) et du Massif de l'agly (France). **Bull. Mineral**, v.109, p. 359-376. 1986.

BARBOSA, J. S. F.; FONTEILLES, M. Síntese sobre o metamorfismo da região granulítica do sul da Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 21, n. 4, p. 328-341. 1991.

BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P. Geological features and the paleoproterozoic collision of four archaean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: a synthesis. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 74, n. 2, p. 343-359. 2002.

BARKER, F. Trondhjemites: definition, environment and hypotheses of origin. In: BARKER, (Ed.). **Trondhjemites, Dacites and Related Rocks**. Amsterdam: Elsevier, 1979. p. 1-12.

BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. Idade geocronológica. In: INDA, H. A. V.; BARBOSA, J. F. **Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia**: escala 1:1.000.000. Salvador: SME/CPM, 1978. p. 49.

CASSEDANE, J. P.; DUTHOU, J. L.; LASSERE, M. Análise isotópica pelo método do chumbo de uma terceira série de galenas. **Mineração Metalurgia**, Rio de Janeiro, v. 36, n. 355, p. 12-19. 1972.

CORDANI, U. G. **Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória**. 1973. 98 f. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1973.

COX, R. G.; BELL, J. D.; PANKHURST, R. J. **The Interpretation of Igneous Rocks**. London: George Allen; Unwin, 1979. 450 p.

ELLIS, D. J.; GREEN, D. H. An experimental study on the effect of Ca upon garnet - clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. **Contrib. Mineral. Petrol.**, v. 71, p. 13-23. 1979.

ELLIS, D. J. Osumilite-Sapphrine-Quartz granulites from Enderby Land, Antarctica: P-T conditions of metamorphism, implications for Garnet-Cordierite equilibria and the evolution of the Deep Crust. **Contrib. Mineral. Petrol.**, v. 74, p. 201-210. 1980.

FIGUEIREDO, M. C. H.; BARBOSA, J. S. F. Terrenos metamórficos de Alto Grau do Cráton do São Francisco. In: DOMINGUEZ, J. M. L.; MISI, A. (Eds.). **O Cráton do São Francisco**. Salvador: SBG/SGM/CNPq, 1993. p. 63-83. Publicação Especial.

FITZGERALD, J. D.; STÜNITZ, H. Deformation of granitoids at low metamorphic grade I: reactions and grain size reduction. **Tectonophysics**, n. 221, p. 269-297. 1993.

FORNARI, A. Petrologia, geoquímica e metamorfismo das rochas enderbíticas-charnockíticas da Região de Laje e Mutuípe - BA. 1992. 116 f. Dissertação (Mestrado Geologia) - Instituto Geociências, Universidade Federal da Bahia, 1992.

FRÓES, R. J. B. Petrology, geochemistry and Cu-Ni-PGE the Fazenda Mirabela complex, Bahia. 1993. 175 f. Dissertação (Mestrado) - Toronto University, Canadá, 1993.

FRÓES, R. J. B.; SOARES, J. V. S. O corpo máfico-ultramáfico da fazenda Palestina, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998. Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1998. v. 1, 480 p.

GAPAI, D. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. **Geology**, n. 17, p. 1144-1147. 1989.

HARLEY, S. L.; GREEN, D. H. Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites. **Nature**, v. 300, p. 697-701. 1982.

HARLEY, S. L. An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. **Contrib. Mineral. Petrol.**, v. 86, p. 359-373. 1984a.

HENSEN, B. J. P-T grids for silica – undersaturated granulites in the system MAS (n+4) and FMAS (n+3) – tools for the derivation of the P-T paths of metamorphism. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 5, p. 255-271. 1987.

IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 8, p. 523-548. 1971.

KUNO, H. Differentiation of basalt magmas. In: HESS, H. H.; POLDERVAART, A. (Eds.). **The Poldervaart Treatise on rocks of Basaltic composition**. New York: Interscience, 1968. v. 2, p. 623-688.

LAMEYRE, J.; BOWDEN, P. Plutonic rock type series: of various granitoid series and related rocks. **Journal Volcanology Geotherm. Research**, v. 14, p. 169-186. 1982.

LEDRU, P. *et al.* Ages du métamorphisme granulitique dans le craton du São Francisco (Brésil): implications sur la nature de l'orogène transamazonien. **Comptes Rendus de la Academia Sciences**. Paris. Serie II, v. 318, p. 251-25. 1993.

LEDRU, P. *et al.* Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. **Precamb. Res.**, n. 69, p. 169-191. 1994.

LEITE, C. M. M. **A evolução geodinâmica da orogênese paleoproterozóica nas regiões de Capim Grosso - Jacobina e Pintadas - Mundo Novo (Bahia, Brasil)**: metamorfismo, anatexia crustal e tectônica. 2002. 412 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2002.

LOUREIRO, H. S. C. (Org.). **Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil: Mundo Novo**. Folha SC.24-Y-D-IV. Escala 1:100.000. DNPM/CPRM/SUREG-SA, 1991. 196 p.

MASCARENHAS, J. F. *et al.* **Idades geocronológicas**. Salvador: SME/CMP, 1980. Convênio SME/IG/USP/Cpgeo.

MASCARENHAS, J. F.; GARCIA, T. W. **Mapa geocronológico do Estado da Bahia, 1:1.000.000**: texto explicativo. Salvador: SGM/CPM, 1989. p. 34-38.

MELO, R. C. **Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil (PLGB)**: folha SD.24-Y-D-V, Pintadas, Estado da Bahia. Brasília: Convênio DNPM/CPRM, 1991. 192 p. (Inclui 2 mapas).

MELO, R. C.; LOUREIRO, H. S. C.; PEREIRA, L. H. M. **Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil: Serrinha**. Folha SC.24-Y-D. Escala 1:250.000. MME/CPRM/SUREG-SA, 1995. 80 p.

MICHALE, M. Idades geocronológicas. In: INDA, H. A. V.; BARBOSA, J. F. **Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia**: escala 1:1.000.000. Salvador: SME/CPM, 1978. p. 49.

MOUTINHO-DA-COSTA, L. A.; MASCARENHAS, J. F. The High-Grade Metamorphic Terrains. In: The Interval Mutuípe – Jequié: archean and lower proterozoic of east – Central Bahia. INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ARCHAEN AND EARLY PROTEROZOIC GEOLOGIC EVOLUTION AND METALLOGENESIS – ISAP/82. 1982.

NÄGLER, T. F.; KRAMERS, J. D. Nd evolution of the upper mantle during the Precambrian: models, data and the uncertainty of both. **Precambrian Research**, v. 91, p. 233-252. 1998.

NAKAMURA, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 38, p. 757-775. 1977.

NASCIMENTO, S. A. de M.; TEIXEIRA, L. R. **Mapa pedogeoquímico do Estado da Bahia**. Escala 1:1.000.000. Texto explicativo. Salvador: SME/SGM, 1986. (Inclui 1 mapa anexo).

NEWTON, R. C.; PERKINS, D. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages Gt-Plag-Opx (Cpx)-Qz. **American Mineralogist**, v. 67, p. 203-222. 1982.

O'CONNORS, J. T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. **U. S. Geological Survey Professional Papers**, v. 525, series B, p. 79-84. 1965.

PADILHA, A. V.; MELO, R. C. Evolução geológica da Folha de Pintadas: texto explicativo. In: DNPM/CPRM, **Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil**. Salvador, 1991. p. 129-157.

PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. **Microtectonics**. Germany: Springer-Verlag, 1996. 289 p.

PATTINSON, D. R. M.; BÉGIN, N. J. Zoning patterns in orthopyroxene and garnet in granulites: implications for geothermometry. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 12, p. 387-410. 1994.

PEARCE, J. A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus. **Tectonophysics**, n. 25, p. 41-67. 1975.

PEUCAT, J. J. *et al.* The Terre Adélie basement in the Antarctica Shield: geological and isotopic evidence for a major 1.7 Ga thermal events: comparison with Gawler Craton in South Australia. **Precambrian Research**, v. 94, p. 205-224. 1999.

PINHO, I. C. A. **Geologia dos metatonalitos / metatronhjemitos e granulitos básicos das regiões de Camamu-Ubaitaba-Itabuna, Bahia**. 2005. 163 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2005.

PINHO, I. C. A. **Os Tonalitos/trondhjemitos das regiões de Ipiaú-Ubaitaba-Ibicaraí-Itabuna, Bahia**. 2000. 193 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2000.

RICHARD, L. R. **Mineralogical and petrological data processing system**. (Minpet). 1995.

SATO, K. **Evolução crustal da plataforma Sul Americana com base na geoquímica isotópica Sm - Nd**. 1998. 297 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1998.

SEIXAS, S. R. M. **Estudo fotogeológico, petrográfico e petroquímico das rochas granulíticas da área de Almandina no Estado da Bahia**. 1993. 203 f. Dissertação (Mestrado Curso de Pós-Graduação de Geologia) - Universidade Federal da Bahia, Bahia, 1993.

SILVA, L. C. *et al.* Reavaliação da evolução geológica em terrenos Pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte I: limite centro-oriental do Cráton do São Francisco. **Rev. Bras. Geoc.**, v. 33, n. 4, p. 501-502. 2002.

SILVA, L. C. *et al.* U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high - grade Complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprint of the eastern Jequié cráton, NE Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANULITES AND ASSOCIATED MINERALIZATION. 1997, **Abstracts...** Salvador, 1997. p. 282-283.

SIMPSON, C. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. **Journ. Struct. Geol.**, n. 7, p. 503-511. 1985.

STEIGER, R. H.; JAGGER, E. Subcommission on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology. **Earth Planet Science Letters**, v. 36, p. 359-362. 1977.

STRECKEISEN, A. Classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. **Geotimes**, n. 18, p. 26-30. 1973.

STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. Amsterdam. **Earth Science Reviews**, v. 12, n. 1, p. 1-33. 1975.

STÜNITZ, H.; FITZGERALD, J. D. Deformation of granitoids at low metamorphic grade. II: granular flow in albite-rich mylonites. **Tectonophysics**, n. 221, p. 299-324. 1993.

TEIXEIRA, L. R. **O Complexo Caraíba e a Suíte São José do Jacuípe no Cinturão Salvador-Curaçá (Bahia, Brasil):** petrologia, geoquímica e potencial metalogenético. 1997. 243 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1997.

WELLS, P. R. A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. **Contrib. Mineral. Petrology**, v. 62, p. 129-139. 1977.

WILSON, N. Combined Sm-Nd, Pb/Pb and Rb-Sr geochronology and isotope geochemistry in polymetamorphic precambrian terrains: examples from Bahia, Brazil and Channel Island, U.K. 1987. 150 f. Dissertação (Mestrado) - Oxford University, 1987.

WOOD, B. J.; BANNO, S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. **Contr. Mineral. Petrology**, v. 42, p. 109-124. 1973.