



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
ÁREA DE PETROLOGIA APLICADA À PESQUISA MINERAL

TESE DE DOUTORADO

**CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DOS MACIÇOS GABRO-
ANORTOSÍTICOS DO SUL DA BAHIA, BRASIL: MECANISMOS
DE DEFORMAÇÃO E ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL
CRISTALOGRÁFICA DO PLAGIOCLÁSIO**

CRISTINA MARIA BURGOS DE CARVALHO

Salvador

Julho/2005

CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DOS MACIÇOS GABRO-ANORTOSÍTICOS DO SUL DA BAHIA, BRASIL: MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO E ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL CRISTALOGRÁFICA DO PLAGIOCLÁSIO

por

Cristina Maria Burgos de CARVALHO

Geóloga (Universidade Federal da Bahia), 1994

Mestre em Geociências (Universidade Federal da Bahia), 1999

TESE DE DOUTORADO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

DOUTOR EM CIÊNCIAS

GEOLOGIA

à

Câmara de Ensino de Pesquisa e Pós-Graduação da Universidade Federal da Bahia

COMISSÃO EXAMINADORA:

Dr. Manoel Jerônimo Moreira Cruz - Orientador/UFBA

Dr. Benoît Ildefonse/*Université de Montpellier II*

Dr^a. Andréa Tommasi/*Université de Montpellier II*

Dr. Marcos Egydio da Silva/IGEO-USP

Dr. Johildo Salomão Figueiredo Barbosa/IGEO-UFBA

Dr. Carlson de Matos Maia Leite/PETROBRÁS

Data da aprovação: __/__/__

Grau conferido em: __/__/__

DEDICATÓRIA

A meus pais Adroaldo (*in memoriam*) e Júlia
Ao meu marido Waldo, pelo seu amor, companheirismo e paciência durante a realização desta tese.
Aos meus filhos, Viviane e Gabriel, razões principais da minha existência, por terem me dado a oportunidade
de lhes dar a vida e aos quais dedico muito do meu amor e carinho.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar aqui os meus agradecimentos a todas as pessoas e instituições que direta ou indiretamente contribuíram para esta pesquisa.

Ao Prof. Dr. Manoel Jerônimo Moreira Cruz por ter aceitado me orientar durante esta pesquisa de doutorado e por acreditar no meu trabalho.

Ao Prof. Dr. Benoît Ildefonse, da *Université de Montpellier II*, por ter me recebido nesta instituição como co-orientador durante o período de Doutorado-Sanduiche na França, pela contribuição nas discussões acadêmicas dos dados obtidos neste período e também pelo apoio e atenção que foram dispensados a mim e aos meus familiares.

À Prof. Dr^a Andréa Tommasi, da *Université de Montpellier II*, pelos ensinamentos, profissionalismo, paciência e boa vontade na minha iniciação com o EBSD. Andréa, expresso aqui, de coração, a minha gratidão pela sua contribuição efetiva nesta pesquisa, através das discussões acadêmicas que tivemos aí na França, das dúvidas esclarecidas através de *e-mails* e pelo envio de artigos que me ajudaram a compreender melhor os mecanismos de deformação do plagioclásio.

Ao Prof. Dr. Renaud Caby, da *Université de Montpellier II*, por sua grande ajuda na análise microestrutural, pelo seu entusiasmo na observação das lâminas, pela obtenção dos dados isotópicos Ar/Ar, pelo acompanhamento das análises na microsonda eletrônica e pelas discussões científicas que tivemos aí na França e através de *e-mail*. Caby, agradeço também pelas “puxadas de orelha”, via *e-mail*, que tanto me incentivaram a seguir em frente. O meu carinho e a minha gratidão a este “*vieil retraité*”.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq, pela concessão da bolsa de estudos na Universidade Federal da Bahia (Processo 146001/99-0) e pela bolsa de Doutorado-Sanduiche na *Université de Montpellier II*, na França (Processo 201032/01-5).

Ao *Institut de Recherche pour le Développement* - IRD, especialmente ao Prof. Dr. Pierre Sabaté, pelo financiamento das minhas análises na França.

À Companhia Baiana de Pesquisa Mineral - CBPM, na pessoa de seu diretor, Prof. Dr. Moacyr de Moura Marinho, pelo apoio financeiro e logístico das duas campanhas de campo e pelo envio das minhas amostras para a França.

Aos Profs. Drs. David Mainprice e Adolph Nicolas por terem me acolhido no *Laboratoire de Tectonophysique* da *Université de Montpellier II*, durante o período do Doutorado-Sanduiche na França..

Ao coordenador do curso de Pós-Graduação em Geologia, Prof. Dr. Johildo Salomão Figueiredo Barbosa pelo apoio, discussões e sugestões no decorrer deste trabalho.

A Gilzélío Reis Nascimento (Gil), meu querido “dindo”, pelo carinho, amizade e incentivo ao longo destes anos.

À Ivana, grande amiga e incentivadora, pelas discussões, ensinamentos e ajuda na plotagem dos dados de química mineral e confecções das tabelas, correções e sugestões dos capítulos, e pelas “barras” seguradas nos muitos momentos de tensão. A você minha irmãzona de coração, sagitariana de mesmo dia de nascimento (calma! tenho alguns anos na sua frente), meu carinho e minha gratidão.

À Claudinha, pela amizade, convivência e incentivo.

Ao CPGG, principalmente ao Prof. Dr. Hedyson K. Sato, pela impressão dos volumes finais desta tese.

Aos Profs. Drs. Johildo Salomão Figueiredo Barbosa, João Batista Guimarães Teixeira, Maria da Glória da Silva, Ângela Beatriz Menezes Leal, Carlson de Matos Maia Leite, Telésforo Martinez Marques, Luís Rogério Bastos Leal e Luís César Corrêa Gomes pelas discussões sobre as idéias e resultados obtidos durante esta tese. Um agradecimento especial a João Batista pela confecção do *Abstract*.

Aos professores pesquisadores e funcionários do *Laboratoire de Tectonophysique* da *Université de Montpellier II*: Prof. Dr. Alain Vauchez por sua ajuda na identificação e interpretação das microestruturas e pelos ensinamentos e discussões sobre os mecanismos de deformação do plagioclásio; Prof^a. Dr^a. Françoise Boudier pelos ensinamentos na platina universal; Dr. Claude Merlet pela utilização da microsonda eletrônica; Christophe Nevado por suas famosas lâminas delgadas cuidadosamente polidas, fundamentais para o estudo do EBSD, ao microscópio eletrônico de varredura; Pierre Azais pela manutenção dos equipamentos; Bernadete Marie e Marguerite pela presteza e apoio nos serviços de secretaria.

A Jérôme Bascou pelas inúmeras discussões e disponibilização de artigos sobre o EBSD. A Benoît Gilbert e Ingrid pela simpatia e convivência no laboratório.

À Tereza Cristina, do setor de laminação de rochas da CBPM, pela presteza e simpatia com que sempre me atendeu e pela parte burocrática da saída das amostras do país.

Aos demais colegas do Instituto de Geociências da UFBA, Adriana, Andréa, Ioná, Eron, Geraldo, Violeta, Najara, Marília, Gisele, pelas discussões e pelos momentos agradáveis que desfrutamos durante o nosso convívio.

A Nilton, Niltinho e Maria pela presteza no atendimento às solicitações dos serviços de secretaria no decorrer deste trabalho. A Lene, Meire e D. Maria pela convivência agradável e momentos de descontração. A Joaquim pela constante ajuda com as impressoras e pela impressão das pranchas e figuras desta tese. A Jô, Helenita, Neves, Josefa, D. Aládia e Gil pelo atendimento na biblioteca

À Ana Ildefonse, grande amiga brasileira que encontrei na França, pela convivência e amizade.

A Etienne de Vautibault *et sa grand famille* por ter tornado nossa estada na França muito agradável através do seu convívio, carinho e presteza.

Ao meu marido Waldo, grande amigo e companheiro, e aos meus queridos filhos, Viviane e Gabriel, pelo carinho, apoio e paciência que tiveram durante estes longos anos que, mesmo trabalhando em casa, estava muito distante deles. Obrigada meus amores.

Nos domínios dos terrenos granulíticos da porção centro-sul do Estado da Bahia, Nordeste do Brasil, entre os blocos Itabuna-Salvador-Curaçá e Jequié, ocorre uma série de corpos máfico-ultramáficos e gabro-anortosíticos, cada um deles com dimensões inferiores a 100 km². De norte para sul são conhecidos os seguintes maciços: Rio Piau, Samaritana/Carapussê, Mirabela, Palestina, Fazenda Provisão e Potiraguá. Destes, os maciços de Rio Piau, Samaritana/Carapussê e Potiraguá são de natureza essencialmente gabro-anortosítica. As rochas anortosíticas destes maciços foram os objetos de estudo da presente pesquisa porque elas são ideais para se estudar os mecanismos de deformação e orientação preferencial cristalográfica do plagioclásio.

O estudo das microestruturas do plagioclásio no Maciço de Rio Piau evidenciou que ele foi afetado por uma deformação na transição dúctil-rúptil. A presença de microfraturas, extinção ondulante, afinamento das geminações mecânicas, geminação em cunha, bandas de deformação, *kink bands*, pequenos encurvamentos dos planos de geminação do plagioclásio, e a ausência de estruturas tais como *augen* e matriz ou manto-núcleo são feições sugestivas de deformação no limite rúptil-dúctil.

As análises das microestruturas do plagioclásio e dos piroxênios do Maciço da Samaritana/Carapussê colocaram em evidência a atuação da deformação magmática seguida de uma importante deformação dúctil. A deformação magmática é observada pelo alinhamento da maioria dos porfiroclastos de plagioclásio. A deformação dúctil é evidenciada pelas microestruturas de deformação plástica intracristalina, tais como extinção ondulante, geminação mecânica em cunha, bandas de deformação, encurvamento do plano da geminação, formação de subgrãos e de pequenos grãos recristalizados, que são abundantes tanto nos porfiroclastos de plagioclásio quanto nos grãos da matriz. A deformação dúctil dos piroxênios é atestada pela presença porfiroclastos com geminação encurvada e pela matriz recristalizada.

Para o Maciço de Potiraguá, os estudos microestruturais mostraram que este foi submetido a uma deformação essencialmente magmática. A presença de microfraturas nos grãos de plagioclásio, deslocamento das geminações magmáticas e de minerais de alteração atestam que este maciço foi afetado por uma deformação rúptil posterior à sua cristalização e com a presença de fluidos, embora não tenha sido possível precisar quando ocorreu este tipo de deformação.

Por meio da utilização da técnica EBSD (*electron backscatter diffraction*) foram obtidas informações sobre as orientações preferenciais cristalográficas que o plagioclásio desenvolve no estado magmático e no campo dúctil da deformação. A combinação dos estudos microestruturais e das orientações preferenciais

cristalográficas para o plagioclásio permitiram analisar e discutir os mecanismos de deformação e orientação desta fase mineral nos maciços gabro-anortosíticos do Sul da Bahia.

Análises isotópicas Sm/Nd em rocha total forneceram idades T_{DM} que variaram de 4000 a 3300 Ma para os maciços de Rio Piau e Samaritana/Carapussê e idades T_{DM} de 1300 Ma para o Maciço de Potiraguá. Os valores positivos de ϵ_{Nd} na idade T_{DM} para todos os maciços sugerem que os magmas que geraram estas rochas tiveram uma derivação mantélica e não estavam contaminados por material crustal na sua extração.

Análises isotópicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em anfibólios de composição pargasítica do Maciço do Rio Piau forneceram uma idade de resfriamento de 2023 ± 4 Ma. A mesma metodologia aplicada em biotitas titaníferas do Maciço da Samaritana/Carapussê forneceu uma idade de resfriamento de 1957 ± 4 Ma.

Small (less than 100 km²) mafic-ultramafic and gabbro-anorthositic bodies occur in the central-south portion of the granulitic domains of the Bahia state, NE Brazil, between the Itabuna-Salvador-Curaçá Block and the Jequié Block. From north to the south, have been recognized the Rio Piau, Samaritana/Carapussê, Mirabela, Palestina, Provisão Farm and Potiraguá massifs. From these, the Rio Piau, Samaritana/Carapussê and Potiraguá massifs are an essentially gabbroic-anorthositic composition. The anorthositic rocks from these massifs have been investigated in the present study because they are ideal to the study of the plagioclase deformation mechanisms and lattice preferred orientation.

Microstructural studies had evidenced that the Rio Piau Massif was affected by a brittle-ruptile deformation. The presence of microcracking, undulatory extinction, tapered deformation twins, deformation bands, kink bands, small scale bending of the twinning planes of the plagioclase, and the absence of structures such as augen and matrix or mantle-nucleus, are suggestive features of brittle-ruptile deformation transition.

The magmatic deformation is observed by the alignment of the majority of the plagioclase porphyroclasts. The ductile deformation is evidenced by the microstructures of intracrystalline plastic deformation, such as wave undulatory, tapered deformation twins, deformation bands, bending of the twinning planes, subgrains and small recrystallized grains, that are abundant in such a way in the plagioclase porphyroclasts how much in the grains of the matrix. The ductile deformation of the piroxenes is certified by the presence of the porphyroclasts with bending twinning planes and by the recrystallized matrix.

For the Potiraguá Massif, the microstructural studies had shown that this was submitted to an essentially magmatic deformation. The presence of microcracking in the plagioclase grains, displacement of the magmatic twins and minerals of alteration certifies that this massif was affected by a tardif ruptile deformation to its crystallization and with the fluid presence, even so has not been possible to need when this type of deformation occurred.

Through the use of technique EBSD (electron backscatter diffraction) information on the plagioclase lattice preferred orientation develops, mainly in the ductile field of the deformation, had been achieved. The combination of structural studies with that of the preferred orientation of plagioclase lattice had allowed to analyze and to discuss the deformation and orientation mechanisms of this mineral phase in the gabbro-anorthositic massifs of the South of the Bahia.

Whole-rock, isotopic Sm/Nd analyses yielded a range of T_{DM} ages from 4000 to 3300 Ma for the Rio Piau and Samaritana/Carapussê massifs, and a T_{DM} age of 1300 Ma for the Potiraguá Massif. The ϵ_{Nd} positive values in the T_{DM} age for all these bodies suggest that the mantle derived magmas were not contaminated by crustal material.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotopic analyses in pargasitic amphibole from the Rio Piau Massif yielded cooling ages of 2023 ± 4 Ma. The same method applied in Ti-bearing biotites from the Samaritana/Carapussê Massif yielded cooling ages of 1957 ± 4 Ma.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
RESUMO	iv
ABSTRACT	vi
SUMÁRIO	viii
LISTA DE FIGURAS	xii
LISTA DE TABELAS	xvii
LISTA DE PRANCHAS	xix
CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	1
I.1 - Considerações gerais sobre anortositos	1
I.2 - Justificativas e Objetivos	3
I.3 - Metodologia	6
I.3.1 - Levantamento bibliográfico	6
I.3.2 - Aquisição de bases cartográficas e fotografias aéreas	6
I.3.3 - Visitas de campo	7
I.4 - Estruturação da tese	7
CAPÍTULO II - GEOLOGIA REGIONAL E LOCAL	9
II.1 - Localização geográfica e acesso à área	9
II.2 - Aspectos gerais da geologia regional	11
II.2.1 - Bloco Jequié	15
II.2.2 - Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá	15
II.2.3 - Banda de Ipiaú	17
II.2.4 - Faixa de Dobramentos Araçuaí	20
II.2.5 - Província Alcalina do Sul da Bahia	22
II.3 - Aspectos gerais da geologia local	22
II.3.1 - Maciço do Rio Piau	23
II.3.2 - Maciço de Samaritana/Carapussê	24
II.3.3 - Maciço de Potiraguá	27

CAPÍTULO III – PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E QUÍMICA MINERAL	30
III.1 - Síntese dos conhecimentos dos maciços gabro-anortosíticos do Sul da Bahia	30
III.1.1 - Maciço do Rio Piau	30
III.1.2 - Maciço de Samaritana/Carapussê	31
III.1.3 - Maciço de Potiraguá	34
III.2 - Análises petrográficas e de química mineral	37
III.2.1 - Metodologia	37
III.2.2 - Maciço do Rio Piau	39
III.2.2.1 - Plagioclásio	41
III.2.2.2 - Piroxênios	48
III.2.2.3 - Anfibólio	51
III.2.2.4 - Geotermometria	53
III.2.3 - Maciço de Samaritana/Carapussê	54
III.2.3.1 - Plagioclásio	56
III.2.3.2 - Piroxênios	59
III.2.3.3 - Anfibólio	62
III.2.3.4 - Biotita	63
III.2.4 - Maciço de Potiraguá	64
CAPÍTULO IV - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm/Nd E Ar/Ar	72
IV.1 - Introdução	72
IV.2 - O método Sm/Nd	73
IV.3 - O método Ar/Ar	75
IV.4 - Dados isotópicos e geocronológicos anteriores	77
IV.5 - Dados isotópicos obtidos pelo método Sm/Nd	79
IV.5.1 - Seleção das amostras e metodologia	79
IV.5.2 - Resultados obtidos	80
IV.6 - Dados isotópicos obtidos pelo método Ar/Ar	81
IV.6.1 - Seleção de amostras e metodologia	81
IV.6.2 - Resultados obtidos	83
CAPÍTULO V - DEFORMAÇÃO	87
V.1 - Introdução	87
V.2 - Os diferentes comportamentos reológicos	89
V.2.1 - Esforço (<i>stress</i>) e deformação (<i>strain</i>)	89
V.2.2 - Reologia da litosfera continental	90
V.3 - Mecanismos de deformação na escala cristalina	94

V.3.1 - Fluxo cataclástico (<i>Cataclastic flow</i>)	95
V.3.2 - Dissolução por pressão (<i>Pressure solution</i>)	96
V.3.3 - Deformação intracristalina	96
V.3.3.1 - Defeitos cristalinos	97
V.3.3.1.1. Defeitos pontuais	97
V.3.3.1.2 - Defeitos lineares	98
V.3.3.1.2.1 - Discordância de borda ou em cunha (<i>Edge dislocation</i>)	99
V.3.3.1.2.2 - Discordância em hélice ou em parafuso ou em espiral (<i>Screw dislocation</i>)	100
V.3.3.1.2.3 - Discordância mista (<i>Edge and screw dislocation</i>)	101
V.3.3.2 - Deslizamento de discordâncias (<i>Dislocation glide</i>)	102
V.3.3.3 - Fluxo de discordância (<i>Dislocation creep</i>)	104
V.3.3.4 - Geminação mecânica	106
V.3.4 - Restauração ou recuperação (<i>Recovery</i>)	107
V.3.5 - Recristalização	108
V.3.5.1 - Recristalização por migração das bordas dos grãos (<i>GBM - grain boundary migration recrystallisation</i>)	109
V.3.5.2 - Recristalização por rotação de subgrãos (<i>SR - subgrain rotation recrystallisation</i>)	110
V.3.5.3 - Evidências da recristalização dinâmica	110
V.3.5.4 - Competição de processos durante a deformação	112
V.3.6 - Fluxo de difusão no estado sólido (<i>Solid-state diffusion creep</i>)	112
V.4 - Mecanismos de deformação do plagioclásio	113
V.5 - Microestruturas e mecanismos de deformação do plagioclásio dos maciços gabro-anortosíticos do Sul da Bahia	118
V.5.1 - Metodologia	118
V.5.2 - Maciço de Samaritana/Carapussê	118
V.5.2.1 - Microestruturas dos porfiroclastos de plagioclásio	120
V.5.2.2 - Microestruturas da matriz de plagioclásio	135
V.5.2.3 - Microestruturas dos demais minerais da matriz	142
V.5.2.4 - Mecanismos de deformação do Maciço de Samaritana/Carapussê	145
CAPÍTULO VI - O MÉTODO EBSD (<i>electron backscatter diffraction</i>)	152
VI.1 - Orientações preferenciais cristalográficas: da platina universal ao microscópio eletrônico de varredura	152
VI.1.1 - Microscopia eletrônica de varredura - fundamentos	153
VI.2 - Histórico e generalidades	154
VI.3 - Princípios da técnica EBSD	155
VI.4 - A aparelhagem: funções e configurações	157

VI.5 - Medidas das orientações preferenciais cristalográficas - OPCs	163
VI.6 - Resultados obtidos	165
VI.6.1 - Maciço de Samaritana/Carapussê	165
CAPÍTULO VII - DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	179
VII.1 - Maciço do Rio Piau	179
VII.2 - Maciço de Samaritana/Carapussê	184
VII.3 - Maciço de Potiraguá	189
VII.4 - Recomendações e Sugestões	190
REFERÊNCIAS	191
GLOSSÁRIO	209

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
II.1	Mapa de localização e acesso às áreas de estudo	10
II.2	Detalhe do mapa de localização e acesso dos maciços gabro-anortosíticos de Rio Piau e Samaritana/Carapussê	11
II.3	O Cráton do São Francisco e suas principais províncias tectônicas (Cordani <i>et al.</i> 2000, modificado)	12
II.4	Posições postuladas dos blocos arqueanos no início da colisão Paleoproterozóica (Barbosa & Sabaté 2004)	13
II.5	Disposição dos blocos arqueanos após a colisão Paleoproterozóica que formou o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa & Sabaté 2004)	13
II.6	Imagem de satélite da região centro-sul do Estado da Bahia mostrando a localização dos maciços de Rio Piau, Samaritana/Carapussê, Mirabela, Palestina e Potiraguá	16
II.7	Mapa geológico de parte da região Sul da Bahia com a localização dos maciços gabro-anortosíticos de Rio Piau e Samaritana/Carapussê (modificado de Barbosa <i>et al.</i> 2001)	18
II.8	Detalhe do mapa geológico de parte da região Sul da Bahia com a localização dos maciços gabro-anortosíticos de Rio Piau e Samaritana/Carapussê (modificado de Barbosa <i>et al.</i> 2001)	19
II.9	Localização das faixas Araçuaí (A) e Ribeira (R) em relação ao Cráton do São Francisco (SF) (modificado de Pedrosa Soares & Wiedemann 2000, <i>apud</i> Bordini 2003)	20
II.10	Limite entre o Cráton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuaí (modificado de Teixeira <i>et al.</i> 1997), com a localização do Maciço de Potiraguá	21
II.11	Mapa esquemático do Maciço do Rio Piau (Cruz 1989)	23
II.12	Mapa esquemático do Maciço de Samaritana/Carapussê (Cruz <i>et al.</i> 2000c)	25
II.13	Mapa geológico simplificado da área do Maciço de Potiraguá (Bordini 2003)	28
III.1	(A) diagrama de classificação das rochas máficas (Streckeisen 1976); (B) classificação modal das rochas anortosíticas de Potiraguá; (C) classificação normativa das rochas anortosíticas de Potiraguá (Bordini 2003)	35
III.2	Diagrama de classificação das rochas máficas do Maciço do Rio Piau (Streckeisen 1976). A nomenclatura das rochas na legenda refere-se à classificação modal das rochas anortosíticas, segundo Cruz (1989)	40
III.3	Mapa esquemático do Maciço do Rio Piau com a localização das amostras utilizadas para as análises petrográficas, isotópicas e de química mineral (modificado de Cruz 1989)	40

Figura	Página
III.4	Classificação do plagioclásio das rochas anortosíticas do Maciço do Rio Piau segundo o diagrama OrAbAn (Deer <i>et al.</i> 1963) 41
III.5	Classificação dos piroxênios do Maciço do Rio Piau segundo o diagrama WoEnFs (Morimoto <i>et al.</i> 1988) 51
III.6	Classificação dos anfibólios do Maciço do Rio Piau segundo o diagrama de Leake <i>et al.</i> (1997) 53
III.7	Diagrama de classificação das rochas máficas do Maciço de Samaritana/Carapussê, segundo Streckeisen (1976) 55
III.8	Mapa esquemático do Maciço de Samaritana/Carapussê (Cruz <i>et al.</i> 2000c) com a localização das amostras utilizadas para os diversos objetivos desta pesquisa 55
III.9	Classificação do plagioclásio do Maciço de Samaritana/Carapussê segundo o diagrama OrAbAn (Deer <i>et al.</i> 1963) 56
III.10	Classificação do piroxênio do Maciço de Samaritana/Carapussê, segundo o diagrama WoEnFs (Morimoto <i>et al.</i> 1988) 59
III.11	Classificação do anfibólio do Maciço de Samaritana/Carapussê, segundo Leake <i>et al.</i> (1997) 63
IV.1	Diagrama Ar/Ar com um platô em 2023 ± 4 Ma para o anfibólio da amostra CM29 do Maciço do Rio Piau 84
IV.2	Diagrama Ar/Ar com um platô em 1957 ± 4 Ma para a biotita da amostra CM09 do Maciço de Samaritana/Carapussê 86
V.1	Curvas de esforço-deformação..... 90
V.2	Bloco diagrama mostrando uma estrutura idealizada da crosta continental, juntamente com pressão litostática (26 MPa/km), temperatura (25°C/km), grau metamórfico e mecanismos de deformação dominantes (Carter & Tsenn 1987) 91
V.3	Exemplo de dissolução por pressão (Passchier & Trouw 1996) 96
V.4	Tipos de defeitos pontuais em cristais 98
V.5	O vetor de Burgers em um cristal perfeito (a) e em um cristal com discordância de borda (b). Em (a) o circuito se fecha. Em (b) o circuito não se fecha. O vetor necessário para fechar o circuito é o vetor de Burgers, b , que caracteriza a discordância. Neste caso, b é perpendicular à discordância 99
V.6	Discordância de borda ou em cunha. Este tipo de discordância corresponde à borda (<i>edge</i>) do plano extra. a é a distância entre os planos do cristal 100
V.7	Discordância em hélice 100
V.8	Discordância mista 101

Figura	Página
V.9	Deformação de um cristal por uma discordância de borda (Passchier & Trouw 1996).. 102
V.10	Esforço de cisalhamento de um cristal submetido a esforços de tração: (a) nível macroscópico; (b) nível atômico, mostrando direções e planos compactos (sistemas de deslizamento) 103
V.11	(a) Discordância bloqueada por uma impureza em um cristal. (b) Migração de uma vacância para o plano da discordância pode causar um salto de discordância afastando-a da obstrução (c) Depois do salto, a discordância é desbloqueada e pode passar pela obstrução 104
V.12	A extinção ondulante demonstra o efeito de um grande número de discordâncias produzindo uma rede cristalina curva 105
V.13	Geminação mecânica por um cisalhamento simples de amplitude S segundo o plano K_1 e a direção η_1 (Nicolas 1989) 106
V.14	(a) Geminação de crescimento no plagioclásio. (b) Geminação mecânica no plagioclásio com uma diminuição gradual de espessura da borda para o centro e nucleada em locais das bordas do cristal onde a tensão é alta (Passchier & Trouw 1996) 106
V.15	Ilustração esquemática dos processos de restauração (Passchier & Trouw 1996) 107
V.16	Recristalização dinâmica por migração das bordas dos grãos (Passchier & Trouw 1996)..... 109
V.17	Recristalização dinâmica por rotação de subgrãos (Passchier & Trouw 1996) 110
V.18	Os dois tipos básicos do processo de fluxo de difusão no estado sólido: fluxo de Coble, no qual a difusão de vacâncias ocorre ao longo das bordas dos grãos e fluxo Nabarro-Herring, no qual a difusão de vacâncias ocorre no interior da rede cristalina.. 113
V.19	Diferenças entre as geminações de origem magmática (a) e tectônica (b) nos grãos de plagioclásio (Nicolas 1989) 114
V.20	Esquema ilustrando a facilidade da geminação mecânica do plagioclásio em função do teor de An e da temperatura de equilíbrio (após Brown & Macaudière 1986) 115
V.21	Sistemas de deslizamento do plagioclásio 117
VI.1	Formação das linhas de Kikuchi seguida da difração de elétrons sobre os planos reticulares (após Randle & Engler 2000) 157
VI.2	Visão geral do microscópio eletrônico de varredura acoplado com o sistema EBSD da Universidade de Montpellier II 160
VI.3	Detalhe do microscópio eletrônico de varredura mostrando a câmara (onde é colocada a lâmina), o canhão, os eixos do microscópio, a câmara de alta resolução e baixa luz e o corretor de sinais 160

Figura	Página
VI.4	Detalhe do sistema EBSD acoplado ao microscópio eletrônico de varredura mostrando os microcomputadores e a platina motorizada 161
VI.5	Esquema interno do funcionamento do sistema EBSD 161
VI.6	Orientação ideal de uma amostra para estudos de EBSD 163
VI.7	Representação da formação de imagem EBSP em uma tela de fósforo. A amostra está inclinada a 70° (Ben Ismail 1999) 164
VI.8	(a) Padrão EBSD digital do plagioclásio. (b) Padrão EBSD de (a) indexado utilizando as linhas encontradas pela transformação de Hough pelo programa CHANNEL+ 164
VI.9	Figuras pólos da matriz de plagioclásio das amostras CM08, CM09 e CM22 do Maciço de Samaritana/Carapussê. Iguais projeções de área, hemisfério inferior, dados não polares. N=número de medidas 166
VI.10	Figuras pólos dos porfiroclastos de plagioclásio das amostras CM08, CM09 e CM22 do Maciço de Samaritana/Carapussê. Iguais projeções de área, hemisfério inferior, dados não polares. N=número de medidas 167
VI.11	Figuras pólos, nas formas de contornos (A) e de pontos (B), de grãos de plagioclásio da amostra CM19 do Maciço de Samaritana/Carapussê. Varredura feita em linhas com espaçamento de 3 mm entre elas. Iguais projeções de área, hemisfério inferior, dados não polares, 507 medidas 169
VI.12	Imagens da matriz de plagioclásio efetuadas no MEV (Lâmina CM19 - Maciço de Samaritana/Carapussê) 170
VI.13	Figuras pólos, nas formas de contornos (A) e de pontos (B), de grãos de plagioclásio da amostra CM19 do Maciço de Samaritana/Carapussê. Pontos feitos somente na matriz de plagioclásio com o auxílio de imagens. Iguais projeções de área, hemisfério inferior, dados não polares, 150 medidas 171
VI.14	Figuras pólos, nas formas de contornos (A) e de pontos (B), de grãos de plagioclásio da amostra CM19 do Maciço de Samaritana/Carapussê. Pontos feitos somente nos porfiroclastos de plagioclásio com o auxílio de imagens. Iguais projeções de área, hemisfério inferior, dados não polares, 30 medidas 172
VI.15a	Imagens da matriz de plagioclásio que está ao redor de um porfiroclasto de plagioclásio efetuadas no MEV (Lâmina CM19 - Maciço de Samaritana/Carapussê) .. 173
VI.15b	Imagens da matriz de plagioclásio que está ao redor de um porfiroclasto de plagioclásio efetuadas no MEV (Lâmina CM19 - Maciço de Samaritana/Carapussê) (cont.) 174
VI.16	Figuras pólos, nas formas de contornos (A) e de pontos (B), de grãos de plagioclásio da amostra CM19 do Maciço de Samaritana/Carapussê. Pontos feitos nos grãos de plagioclásio da matriz que estão ao redor de um porfiroclasto de plagioclásio com o auxílio de imagens. Iguais projeções de área, hemisfério inferior, dados não polares, 150 medidas 175

Figura	Página
VI.17	Imagens da matriz de plagioclásio que adentra um porfiroclasto de plagioclásio efetuadas no MEV (Lâmina CM19 - Maciço de Samaritana/Carapussê) 176
VI.18	Figuras pólos, nas formas de contornos (A) e de pontos (B), de grãos de plagioclásio da amostra CM19 do Maciço de Samaritana/Carapussê. Pontos feitos nos grãos de plagioclásio da matriz que adentram um porfiroclasto de plagioclásio com o auxílio de imagens. Iguais projeções de área, hemisfério inferior, dados não polares, 109 medidas 177

LISTA DE TABELAS

Tabela	Página
III.1a	Análises químicas do plagioclásio do Maciço do Rio Piau 46
III.1b	Análises químicas do plagioclásio do Maciço do Rio Piau (cont.) 47
III.2	Análises químicas dos piroxênios do Maciço do Rio Piau 48
III.3	Análises químicas do anfibólio do Maciço do Rio Piau 52
III.4	Dados de geotermometria obtidos pelo método de Holland & Blundy (1994), com o par Hb-Pl (hornblenda-plagioclásio), para pressões estimadas entre 5 e 10 kbar 54
III.5a	Análises químicas do plagioclásio do Maciço de Samaritana/ Carapussê 57
III.5b	Análises químicas do plagioclásio do Maciço de Samaritana/ Carapussê (cont.) 58
III.6	Análises químicas do clinopiroxênio do Maciço de Samaritana/ Carapussê 60
III.7	Análises químicas do ortopiroxênio do Maciço de Samaritana/ Carapussê 61
III.8	Análise química do anfibólio do Maciço de Samaritana/ Carapussê 62
III.9	Análises químicas da biotita do Maciço de Samaritana/Carapussê 64
IV.1	Razões isotópicas, idades modelos T_{DM} e valores de <i>epsilon</i> Nd atual e no tempo de cristalização, das rochas anortosíticas e diques de Potiraguá (Bordini <i>et al.</i> 2001b) 78
IV.2	Idades modelos T_{DM} e valores de <i>epsilon</i> Nd T_{DM} , no tempo de cristalização e atual, das rochas alcalinas em contato com as rochas anortosíticas de Potiraguá (Corrêa Gomes 2000). Os dados dos sienitos foram obtidos em Bordini (2003) 78
IV.3	Coordenadas em UTM e referencial geográfico das amostras das rochas anortosíticas dos maciços de Rio Piau, Samaritana/Carapussê e Potiraguá analisadas pelo método Sm/Nd em rocha total 79
IV.4	Dados Sm/Nd em rocha total das rochas anortosíticas dos maciços de Rio Piau, Samaritana/Carapussê e Potiraguá 80
IV.5	Idades modelos T_{DM} (Ma) e dados de $\epsilon_{Nd(TDM)}$ para os maciços de Rio Piau, Samaritana/Carapussê e Potiraguá 80
IV.6	Dados de <i>epsilon</i> Nd (ϵ_{Nd}) em diversos períodos de tempo para os Maciços de Rio Piau, Samaritana/Carapussê e Potiraguá: $\epsilon_{Nd(0)}$ = hoje; $\epsilon_{Nd(TDM)}$ = na extração do magma do manto; $\epsilon_{Nd(T1)}$ = a 2,6 Ga; $\epsilon_{Nd(T2)}$ = a 2,0 Ga; e $\epsilon_{Nd(T3)}$ = a 1900,0 Ma para Rio Piau e Samaritana/Carapussê e a 730,0 Ma para Potiraguá 81
IV.7	Dados analíticos Ar/Ar do anfibólio da amostra CM29 do Maciço do Rio Piau 83

Tabela		Página
IV.8	Dados analíticos Ar/Ar da biotita da amostra CM08 do Maciço de Samaritana/ Carapussê	85

LISTA DE PRANCHAS

Prancha		Página
III.1a	Aspecto geral de uma rocha anortosítica mostrando a existência de níveis mais ricos em determinados minerais (destacados em vermelho). A parte inferior direita da lâmina é dominada por anfibólio, a intermediária por piroxênios (observar a presença de um grande cristal no canto inferior esquerdo da lâmina), e a superior por plagioclásio. A presença de cristais de anfibólio e piroxênio alinhados confere a rocha uma foliação incipiente. Lâmina CM29 (Maciço do Rio Piau) em luz plana	42
III.1b	Aspecto geral da mineralogia de uma rocha anortosítica. Nesta amostra, os grãos de plagioclásio apresentam-se, preferencialmente, com formas equidimensionais, euédricos, com contatos retos a quase retos e com geminação primária segundo a lei albíta. Estes grãos apresentam-se límpidos, sem indícios de deformação ou de alteração de baixa temperatura. Mesma lâmina delgada de (a) com nicóis cruzados	42
III.1c	Visão geral da mineralogia de uma rocha anortosítica. Os grãos de plagioclásio apresentam-se, preferencialmente, subédricos, equidimensionais, e de contatos irregulares, e subordinadamente, como cristais euédricos, de contatos retos e com geminação primária segundo a lei albíta. Alguns grãos apresentam indícios de uma deformação plástica incipiente, tais como extinção ondulante, <i>kinks</i> e presença de geminação mecânica em cunha nas bordas. Observar a presença de uma fratura aberta na metade superior da lâmina, que não desloca os minerais. Os grãos de plagioclásio apresentam alterações de baixa temperatura. Lâmina CM25 com nicóis cruzados	42
III.1d	Aspecto geral de uma rocha anortosítica mostrando a forma de apresentação dos minerais. Na borda direita da lâmina observa-se a presença de grãos de anfibólio euédricos e límpidos. Os grãos de plagioclásio apresentam-se, preferencialmente, subédricos, equidimensionais, de contatos retos e sem alterações de baixa temperatura. Lâmina CM28 com nicóis cruzados	42
III.2a	Grão de plagioclásio com geminação albíta magmática, apresentando contatos retos e com pontos tríplices a 120°, indicando cristalização em altas temperaturas. O grão de plagioclásio sem geminação está microfraturado e possui pequena inclusão de anfibólio euédrico. Lâmina CM29-64/40	44
III.2b	Grãos de plagioclásio com limites retos e junções tríplices a 120° indicando cristalização em altas temperaturas. O grão cinza e sem geminação, localizado na porção inferior direita da lâmina, apresenta geminação em cunha que se estende da borda em direção ao centro do grão. Lâmina CM28-86/8	44
III.2c	Grãos de plagioclásio com inclusões de anfibólio euédricos. Lâmina CM04-70/28	44
III.2d	Grão de plagioclásio com geminação primária segundo a lei Carlsbad, com inclusão de anfibólio euédrico, e apresentando <i>kink</i> no plano da geminação. Lâmina CM28-75/20	44
III.2e	Grão de plagioclásio com extinção ondulante. Lâmina CM25-70/30	44
III.2f	Grãos de plagioclásio apresentando alterações de baixas temperaturas. Lâmina CM25-72/38	44

Prancha	Página
III.3a	Grãos de piroxênio recristalizados ao redor de um cristal de plagioclásio. Alguns grãos de piroxênio estão se desestabilizando para anfibólio e minerais opacos. Lâmina CM25-70/30 em luz plana 49
III.3b	Grão de piroxênio apresentando exsolução. O grão de plagioclásio em contato com este piroxênio está alterado para minerais de baixa temperaturas. Lâmina CM25-78/35 com nicóis cruzados 49
III.3c	Grãos de anfibólio euédrico, de coloração castanha, e associados com piroxênios. Lâmina CM29-68/7 em luz plana 49
III.3d	Anfibólio formado às custas da desestabilização do piroxênio. Lâmina CM29-87/9 em luz plana 49
III.3e	Cristal de anfibólio euédrico em contato com piroxênio e minerais opacos, sem apresentar alterações. Lâmina CM25-74/11 em luz plana 49
III.3f	Mesma fotomicrografia anterior com nicóis cruzados 49
III.4a	Aspecto geral de uma rocha anortosítica mostrando grandes cristais tabulares de plagioclásio e com geminação magmática. A mineralogia máfica encontra-se alterada e apresenta-se dispersa entre os cristais de plagioclásio. Lâmina PO-04 66
III.4b	Visão geral de uma rocha anortosítica com grandes cristais tabulares de plagioclásio. Esta rocha sofreu deformação rúptil. Os cristais de plagioclásio são atravessados por fraturas que deslocam porções dos cristais. A rocha está bastante alterada para minerais de baixa temperatura. Lâmina PO-08 66
III.4c	Visão geral de uma rocha anortosítica mostrando cristais de plagioclásio com formas tabulares e equidimensionais. As geminações do plagioclásio são magmáticas. A rocha está atravessada por fraturas preenchidas por minerais de baixa temperatura. Lâmina PO-02 66
III.4d	Aspecto geral de uma rocha anortosítica com predominância de cristais equidimensionais. As geminações são magmáticas. Esta rocha não apresenta deformação rúptil e as alterações de baixa temperatura estão restritas à mineralogia máfica que encontra-se entre os cristais de plagioclásio. Lâmina PO-25 66
III.5a	Cristal de plagioclásio com forma tabular e apresentando geminação magmática segundo a lei albita. Esta rocha sofreu deformação rúptil, conforme indicado pela presença de fraturas que deslocam as geminações do plagioclásio. As fraturas estão preenchidas por minerais de baixa temperatura. Lâmina PO-08-72/18 68
III.5b	Grãos de plagioclásio com geminação primária segundo a lei albita. A deformação rúptil sofrida por esta rocha é atestada pela presença de fraturas que deslocam a geminação. Minerais de alteração preenchem as fraturas. Lâmina PO-08-78/34 68
III.5c	Outro cristal de plagioclásio apresentando deformação essencialmente rúptil. Lâmina PO-08-79/20 68

Prancha	Página
III.5d	Cristais de plagioclásio equidimensionais mostrando contatos retos a quase retos. Estão geminados segundo a lei albita e apresentam-se repletos de inclusões de minerais de alteração. Lâmina PO-22-68/8 68
III.5e	Cristais de plagioclásio com formas equidimensionais, apresentando contatos retos a quase retos e com junções tríplexes a 120°, provavelmente indicando as elevadas temperaturas de formação deste mineral. Observar a ausência de deformação de baixa temperatura nestes cristais. Lâmina PO-25-74/8 68
III.5f	Cristais de plagioclásio com formas equidimensionais e de contatos retos a quase retos. Não foram observadas alterações de baixa temperatura nos grãos de plagioclásio equidimensionais desta amostra. Lâmina PO-25-78/18 68
III.6a	Aspecto geral da alteração da olivina. Lâmina PO-02-74/28 em luz plana 70
III.6b	Grão de olivina associado a outros minerais máficos e à apatita. Lâmina PO-04-66/25 em luz plana 70
III.6c	Associação dos minerais máficos e apatita. Lâmina PO-04-79/31 em luz plana 70
III.6d	Formação de anfibólio às custas da desestabilização do piroxênio. Lâmina PO-22-81/24 em luz plana 70
III.6e	Cristal de olivina alterado. Lâmina PO-25-76/27 com nicóis cruzados 70
III.6f	Alteração de mineral máfico. Lâmina PO-20-80/18 em luz plana 70
V.1a	Visão geral dos agregados de minerais máficos (piroxênios, anfibólios, biotita e minerais opacos) definindo a foliação da rocha (a 45° da borda curta inferior da lâmina). Lâmina CM19 em luz plana 121
V.1b	Aspecto geral das feições de deformação dos porfiroclastos de plagioclásio (extinção ondulante, geminação mecânica, fraturamento, recristalização ao longo dos limites de grãos e fraturas) e da matriz, bem como a distribuição dos agregados de minerais máficos. Mesma lâmina delgada de (a) com nicóis cruzados 121
V.1c	Aspecto geral dos agregados de minerais máficos (piroxênios, anfibólios, biotita e minerais opacos) definindo a foliação da rocha (a 45° da borda curta inferior da lâmina). Lâmina CM20 em luz plana 121
V.1d	Visão geral das feições de deformação dos porfiroclastos de plagioclásio (extinção ondulante, geminação mecânica, fraturamento, recristalização ao longo dos limites de grãos e fraturas) e da matriz, bem como a distribuição dos agregados de minerais máficos. Mesma lâmina delgada de (c) com nicóis cruzados 121
V.2a	Aspecto geral dos agregados de minerais máficos (piroxênios, anfibólios, biotita e minerais opacos) definindo a foliação da rocha (a 45° da borda curta inferior da lâmina). Lâmina CM08 em luz plana 123

Prancha	Página
V.2b	Visão geral dos porfiroclastos de plagioclásio mostrando feições de deformação (extinção ondulante, geminação mecânica, fraturamento e recristalização ao longo dos limites de grãos e fraturas) e da matriz. Os minerais máficos estão distribuídos em bandas paralelas à foliação. Mesma lâmina delgada de (a) com nicóis cruzados 123
V.2c	Visão geral da foliação da rocha (a 120° da borda curta inferior da lâmina) definida pelos agregados de minerais máficos (piroxênios, anfibólios, biotita e minerais opacos). Lâmina CM09 em luz plana 123
V.2d	Aspecto geral das feições de deformação dos porfiroclastos de plagioclásio (extinção ondulante, geminação mecânica, fraturamento, e recristalização ao longo dos limites de grãos e fraturas), da matriz e da distribuição dos agregados de minerais máficos. Mesma lâmina delgada de (c) com nicóis cruzados 123
V.3a	Aspecto geral das rochas anortosíticas do Maciço de Samaritana/Carapussê destacando as duas formas de apresentação do plagioclásio. Como porfiroclastos, apresentando aspectos ígneos (geminação magmática segundo a lei Carlsbad, conforme cristal na parte central da lâmina, e zoneamento no cristal da parte superior da lâmina) e de deformação (extinção ondulante, geminação em cunha, encurvamento de geminação e de rede cristalina), e como matriz recristalizada dinamicamente. Lâmina SAM148-B1 125
V.3b	Visão geral dos porfiroclastos de plagioclásio com geminação Carlsbad, zoneamento ígneo (cristal na parte superior direita), plano de composição da geminação Carlsbad encurvado e matriz recristalizada no plano de composição da geminação (no cristal com geminação Carlsbad no centro da lâmina). Lâmina SAM9893-2B1 125
V.3c	Aspecto geral de um porfiroclasto de plagioclásio com mais de 30 mm, mostrando uma associação de deformação plástica intracristalina e microfraturamento. Este cristal apresenta geminação mecânica em cunha das bordas para o centro segundo as leis albita e periclina. A parte superior do porfiroclasto está parcialmente consumida por neoblastos formados por recristalização, que se desenvolve, preferencialmente, ao longo dos limites de grãos, geminações e microfraturas. Lâmina CR01 125
V.3d	Visão geral dos porfiroclastos de plagioclásio apresentando seus aspectos de deformação dúctil. Lâmina CM22 125
V.4a	Porfiroclasto de plagioclásio alongado com relações de forma de mais de 8:1. Lâmina CM08-83/10 128
V.4b	Porfiroclasto de plagioclásio inteiramente geminado segundo as leis albita (aproximadamente na direção N330° em relação à borda longa da lâmina) e periclina (aproximadamente na direção N60° em relação à borda longa da lâmina). Lâmina CM09-73/25 128
V.4c	Porfiroclasto de plagioclásio mostrando apenas geminações curtas, em pequenas quantidades restritas às bordas dos grãos e se estendendo em direção ao centro do cristal. Lâmina CM20-63/29 128
V.4d	Porfiroclasto de plagioclásio mostrando geminação mecânica estreita e contínua. Lâmina CM 09-82/34 128

Prancha	Página
V.4e	Porfiroclasto de plagioclásio geminado segundo a lei albíta apresentando uma fratura deslocando as geminações, <i>kink</i> na parte inferior do cristal e geminação mecânica na forma de cunha iniciando nos dois lados da fratura. Lâmina CM22-82/5 128
V.4f	Porfiroclasto de plagioclásio com deformação dúctil evidenciada pela curvatura acentuada do plano de composição da geminação. Lâmina CM19-69/4 128
V.5a	Porfiroclasto de plagioclásio apresentando extinção ondulante. Lâmina CM20-63/29.. 131
V.5b	Porfiroclasto de plagioclásio apresentando bandas de deformação. Lâmina CM08-81/16 131
V.5c	Desenvolvimento de subgrãos na borda de um porfiroclasto de plagioclásio mostrando que o processo de recristalização por rotação de subgrãos esteve ativo nestas rochas. O grão claro que se encontra na parte superior esquerda da lâmina parece ser um único grão. Lâmina CM20-61/31 131
V.5d	Com um pequeno giro da platina do microscópio, o grão claro da parte superior esquerda da fotomicrografia (c) evidencia o desenvolvimento dos subgrãos 131
V.5e	Desenvolvimento de subgrãos com formas irregulares no interior de um porfiroclasto de plagioclásio. Lâmina CM20-84/5 131
V.5f	Subgrãos com formas poligonizadas apresentando junções tríplexes a 120°. Lâmina CM22-67/6 131
V.6a	Desenvolvimento de subgrãos em grãos sem geminação. Lâmina CM22-87/8 133
V.6b	A um pequeno giro da platina do microscópio, o grão que está circundado de branco na fotomicrografia (a) e que parecia ser um único grão, evidencia o desenvolvimento de subgrãos. Mesma lâmina de (a) 133
V.6c	Evidência de outro processo de recristalização que esteve ativo nessas rochas. Este processo, denominado de <i>bulging</i> , possibilitou a migração dos limites dos grãos e a formação e desenvolvimento de novos grãos nos limites dos porfiroclastos. Lâmina CM09-80/28 133
V.6d	Com um pequeno giro da platina do microscópio, a continuidade óptica entre o porfiroclasto e o grão que está se formando pelo processo de recristalização por <i>bulging</i> fica mais evidente. Mesma lâmina de (c) 133
V.6e	Zonas de moderada distorção da rede cristalina em um porfiroclasto de plagioclásio invadidas por zonas de recristalização. A formação de grãos recristalizados nas margens e ao longo de destas zonas de distorção da rede cristalina, na maioria das vezes, consome parcialmente o porfiroclasto. Lâmina CM09-91/8 133
V.6f	Zonas de alta deformação de rede cristalina em um porfiroclasto de plagioclásio. Trilhas de grãos recristalizados adentram o porfiroclasto ao longo destas zonas deixando-o quase que completamente consumido pela matriz recristalizada dinamicamente. Lâmina CM19-69/10 133
V.7a	Microestrutura sugestiva de nucleação. Lâmina CM22-89/9 136

Prancha	Página
V.7b	Detalhe da fotomicrografia (a). Mesma lâmina de (a) 136
V.7c	Grão de plagioclásio alongado (ao centro) formado, provavelmente, de um grão anteriormente maior que foi consumido pelo processo de recristalização dinâmica. Lâmina CM08-93/21 136
V.7d	Limites de grãos irregulares entre o porfiroclasto de plagioclásio e as outras fases minerais. Lâmina CM08-81/8 136
V.7e	Limites de grãos irregulares entre o porfiroclasto de plagioclásio e as outras fases minerais. Lâmina CM22-65/30 136
V.7f	Limites retos a quase retos entre o porfiroclasto de plagioclásio e os grãos da matriz. Os limites retos são observados quando novos grãos em contato com o porfiroclasto estão poligonizados ou em vias de poligonização. Lâmina CM20-75/17 136
V.8a	Visão geral da matriz das rochas anortosíticas analisadas. Ela é constituída, principalmente, de plagioclásio e, subordinadamente, de piroxênios, biotita e óxidos de Fe-Ti-V. Lâmina CM09-64/32 138
V.8b	Grãos de plagioclásio da matriz límpidos, sem indícios de deformação e/ou geminação ou com muito pouco destes aspectos deformacionais. Lâmina CM08-87/12 138
V.8c	Grãos de plagioclásio da matriz com geminação primária segundo a lei albita. Lâmina CM09-90/30 138
V.8d	Grãos de plagioclásio da matriz apresentando texturas em mosaico com junções tríplexes a 120°. Lâmina CM09-85/30 138
V.8e	Grãos de plagioclásio da matriz com limites de grãos irregulares, formas ligeiramente alongadas e apresentando aspectos deformacionais tais como geminação em cunha e encurvamento de geminação. Lâmina CM08-81/5 138
V.8f	Grãos de plagioclásio da matriz apresentando tanto limites curvos, irregulares e ligeiramente suturados quanto retos e com junções tríplexes a 120°. Lâmina CM22-85/11 138
V.9a	Grãos recristalizados de plagioclásio apresentando uma orientação preferencial de forma incipiente nas proximidades do porfiroclasto (nicóis cruzados). Lâmina CM19-67/23 140
V.9b	Visão geral da matriz das rochas anortosíticas mostrando alguns aspectos deformacionais (extinção ondulante e geminação em cunha) dos grãos de plagioclásio (nicóis cruzados). Lâmina CM09-76/18 140
V.9c	Grãos de piroxênios poligonais observados ao longo das margens de um porfiroclasto de piroxênio (em luz plana). Lâmina CM19-64/21 140
V.9d	Mesma fotomicrografia de (c) com nicóis cruzados. Lâmina CM19-64/21 140

Prancha	Página
V.9e	Porfiroclasto de piroxênio rodeado de grãos de piroxênios recristalizados (em luz plana). Lâmina CM20-77/8 140
V.9f	Grão reliquiar de piroxênio com ex-solução. Observa-se também que grãos recristalizados de piroxênio adentram este grão (nicóis cruzados). Lâmina CM19-64/21 140
V.10a	Aspecto geral dos agregados de minerais máficos (em luz plana). Lâmina CM19-7/23 143
V.10b	Porfiroclasto de piroxênio apresentando geminação encurvada (nicóis cruzados). Lâmina CM09-76/18 143
V.10c	Grão de piroxênio apresentando ex-solução (nicóis cruzados). Lâmina CM19-64/21 .. 143
V.10d	Biotita em forma de palhetas (em luz plana). Lâmina CM19-64/21 143
V.10e	Biotita sem forma definida e com forte pleocroísmo (nicóis cruzados). Lâmina CM20-77/8 143
V.10f	Óxido de Fe-Ti intersticial (nicóis cruzados). Lâmina CM19-64/21 143
V.11a	Presença de quartzo e feldspato alcalino na matriz da rocha anortosítica. O quartzo também se apresenta na forma de <i>ribbon</i> . Lâmina CM09-69/38 146
V.11b	Fatura aberta atravessando indistintamente porfiroclastos e matriz (em luz plana). Lâmina CM09-78/38 146
V.11c	Mesma fotomicrografia de (c) mostrando que a fatura está preenchida por um material isotrópico que carrega pedaços de minerais (nicóis cruzados). Lâmina CM09-78/38 146
V.11d	Presença de alterações de baixa temperatura, tais como sericitização dos grãos de plagioclásio, em pequenas proporções (nicóis cruzados). Lâmina CM20-63/30 146

I.1 - Considerações gerais sobre anortositos

O termo anortosito foi introduzido por Hunt (1863) e deriva da divisão cristalográfica dos feldspatos nas variedades *orthose* (monoclínico) e *anorthose* (triclínico), feita principalmente por mineralogistas europeus na metade do século 19. Anortositos são rochas dominadas pelo feldspato *anorthose*, ou plagioclásio. Embora variedades cálcicas de anortositos certamente existam, o nome da rocha nunca significou implicar na presença de anortita, um termo que tem uma etimologia similar. O plagioclásio nos anortositos pode ter qualquer composição entre An_{20} e An_{100} (Ashwal 1993). Albitos e outras rochas ricas em feldspatos sódicos não são consideradas anortositos porque elas cristalizam a partir de fluidos hidrotermais ao invés de fusões silicáticas, como enfatizado por Bowen (1917, 1928).

Segundo Streckeisen (1976), o termo anortosito se refere estritamente a rochas ígneas que consistem de 90% ou mais de plagioclásio. Muitos anortositos e rochas relacionadas estão metamorfisados e apesar do plagioclásio estar geralmente preservado, embora recristalizado, a mineralogia máfica não sobrevive tão bem quanto este. Na literatura, a nomenclatura da IUGS (*International Union of Geological Sciences*) para os anortositos é muito usada, mesmo para as variedades metamórficas nas quais os piroxênios e olivinas originais foram substituídos por anfibólios ou filossilicatos. Em uso mais comum, os termos anortosito e leucogabro parecem mais convenientes do que meta-anortosito e meta-leucogabro ou leuco-anfibolito, particularmente no campo, embora estes últimos nomes talvez sejam tecnicamente mais corretos (Ashwal 1993).

Vários autores tentaram classificar anortositos (Buddington 1939, 1975, Berrangé 1966, Romey 1968, Middlemost 1970, Moshkin & Dagelaiskaya 1972). Usando estes trabalhos como ponto de partida, Ashwal (1993) classificou os anortositos em seis tipos básicos:

- a) anortositos Arqueanos;
- b) anortositos Proterozóicos tipo maciço;
- c) anortositos em complexos estratiformes;
- d) anortositos de ambientes oceânicos;
- e) enclaves de anortositos em outras rochas ígneas;
- f) anortositos extraterrestres.

As ocorrências dos anortositos são bastante diversas. Estas rochas são encontradas em vários ambientes tectônicos e em todos os tempos da história geológica da Terra e, provavelmente, ainda estão se formando nos dias atuais. Por exemplo, os anortositos de complexos estratiformes ocorrem em ambientes extensionais intracontinentais e não são restritos a espaço e tempo. Já os anortositos proterozóicos do tipo maciço são encontrados tanto em ambientes orogênicos como anorogênicos. Anortositos também podem ser encontrados dentro de complexos ofiolíticos, no fundo oceânico, em complexos anelares subvulcânicos e como enclaves em uma grande variedade de rochas ígneas. Rochas anortosíticas são constituintes principais da crosta lunar e, possivelmente, de Mercúrio, e também ocorrem como meteoritos (Ashwal 1993).

A caracterização do ambiente tectônico onde ocorrem rochas anortosíticas tem implicações importantes na caracterização geológica de terrenos antigos. Alguns tipos de ocorrências são típicos de um determinado intervalo de tempo, enquanto outros são independentes do tempo geológico. No Arqueano ($> 2,5$ Ga), sob um regime termal alto que acarretou em taxas de acreção e subducção mais vigorosas (Windley 1986), dominaram terrenos granulítico-gnáissicos de alto grau metamórfico e terrenos graníticos e de rochas verdes de grau baixo metamórfico. Junto aos terrenos arqueanos de baixo e alto graus metamórficos ocorrem porções de anortositos cálcicos arqueanos. No Proterozóico (2,5-0,57 Ga), uma época onde a atuação de forças provavelmente geradas pela dinâmica do manto afetou as regiões cratônicas estabilizadas no final do Arqueano, desenvolveram-se os anortositos proterozóicos do tipo maciço (Green 1992). No Fanerozóico ($< 0,57$ Ga), a tectônica de placas deu origem às faixas móveis formadas pela deriva continental (Windley 1986). Estas faixas móveis atualmente são denominadas de cinturões orogênicos. Uma das feições fanerozóicas marcantes foram os complexos alcalinos relacionados aos aulacógenos e riftes continentais. Associados aos domos alcalinos anorogênicos ocorrem anortositos alcalinos associados com rochas granitóides. Em todos os períodos geológicos, onde mega-fraturas foram capazes de canalizar magmas originários do manto, se formaram complexos máfico-ultramáficos estratiformes. Estes complexos geralmente apresentam camadas anortosíticas de espessura variável e são referidos como anortositos associados às intrusões estratiformes.

Baseado na mineralogia e textura, os anortositos são referidos como rochas ígneas de natureza basáltica (Ashwal 1993). Parece consenso que o manto tem um papel importante na gênese das rochas anortosíticas, se não diretamente, pelo menos como fonte de calor (Huppert & Sparks 1988, Olson & Morse 1990, Olson 1992, Higgins & Van Breemen 1996). Entretanto, este consenso não existe quanto à composição dos magmas parentais e se as fusões foram geradas na crosta ou no manto. Dados isotópicos sugerem que as rochas anortosíticas podem ser misturas de componentes mantélicos e crustais. Isto pode indicar contaminação do magma derivado do manto por material crustal antigo ou multiplicidade de fontes (manto e crosta). As rochas anortosíticas podem derivar de uma fonte mantélica com pouca (ou nenhuma) contaminação crustal (Ashwal *et al.* 1998), de uma fonte mantélica com contaminação crustal importante

(Xue & Morse 1993, Mitchell *et al.* 1995), e de fusões parciais de material máfico crustal (Simmons & Hanson 1978, Owens *et al.* 1994).

Dentre os mecanismos responsáveis pela acumulação de minerais, a cristalização *in situ* no assoalho e paredes das câmaras magmáticas parece ser o mecanismo mais favorável para acumulação de cristais de plagioclásio nos anortositos (Higgins & Doig 1981, Turner & Campbell 1986, McBirney *et al.* 1985, Nilson *et al.* 1985).

Falhas de rejeito direcional e zonas de cisalhamento transcorrente parecem ser os melhores sítios de colocação dos maciços anortosíticos na superfície da crosta. Higgins & Van Breeman (1996) determinaram que algumas intrusões anortosíticas na província de Grenville atingiram níveis médios da crosta através de movimentos direcionais (*strike-slip*) em zonas de cisalhamento verticais resultantes da tectônica de placas. Martignole (1996) constatou que o maciço de Morin está localizado numa zona de cisalhamento transcorrente dextral relacionada à orogênese Otawana. Ashwal *et al.* (1998) mostraram que intrusões anortosíticas em Madagascar foram colocadas em zonas de cisalhamento dúctil com um componente subvertical indicando uma origem por estiramento (*stretching*) e cisalhamento plano. Esta deformação estaria relacionada com a colisão e amalgamação do *Gondwana* leste e oeste.

O ambiente geralmente proposto na gênese de anortositos envolve uma zona de rifte continental abortado (Emslie 1978, 1985, Morse 1982, Duchesne 1984) e, neste caso, eles representariam o produto de um magmatismo anorogênico. Entretanto, evidências como o posicionamento em zonas que representam bordas de placas antigas sugere o envolvimento de um episódio orogênico na formação de rochas anortosíticas (Owens *et al.* 1994, Martignole 1996, McLelland *et al.* 1996, Corrigan & Hanmer 1997, Scoates & Chamberlain 1997, Ashwal *et al.* 1998).

I.2 - Justificativas e Objetivos

Na porção centro-sul do Estado da Bahia existe uma série de corpos básicos de dimensões inferiores a 100 km², que são portadores de litologias de natureza máfica-ultramáfica e gabro-anortosítica e estão associados a anomalias magnéticas significativas. Estes corpos intrudiram o embasamento do Cráton do São Francisco na interface entre os terrenos metamórficos de alto grau do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá e do Bloco Jequié (Cruz & Sabaté 1995, Sabaté & Cruz 1998). De norte para sul são conhecidos, até o momento, os maciços de Rio Piau (Cruz 1989), Carapussê (Macêdo 2000), Samaritana (Jesus 1997), Fazenda Provisão (Sabaté & Cruz 1998), Palestina (Fróes & Soares 1998), Mirabela (Abram 1993) e Potiraguá (Bordini 2003). Dos maciços acima citados, os de Fazenda Provisão, Palestina e Mirabela possuem apenas os termos máfico-

ultramáficos e nos demais predominam os termos gabro-anortosíticos. Como Macêdo (2000) concluiu que o Maciço de Carapussê é uma porção deslocada por falha do Maciço da Samaritana, doravante este maciço será denominado de Maciço de Samaritana/Carapussê. A presente pesquisa se concentrou nas rochas anortosíticas dos maciços de Rio Piau, Samaritana/Carapussê e Potiraguá porque estas rochas, devido ao elevado conteúdo de plagioclásio, são ideais para o estudo os mecanismos de deformação e orientação preferencial cristalográfica deste mineral.

O atual nível de conhecimentos dos maciços de Rio Piau, Samaritana/Carapussê e Potiraguá, que são conhecidos como os maciços gabro-anortosíticos do Sul da Bahia, envolve mapeamento e geologia destas intrusões, descrições petrográficas de seus litotipos, dados quantitativos baseados na geoquímica de rocha total e dos elementos terras raras, de química mineral, e em escassos trabalhos isotópicos e geocronológicos. Em termos regionais, vale ressaltar o trabalho de Barbosa (1986) que estudou o metamorfismo das rochas granulíticas encaixantes destes corpos.

Apesar dos maciços gabro-anortosíticos do Sul da Bahia já terem sido estudados quantitativamente em outras áreas do conhecimento geológico, o aspecto da deformação ainda não tinha sido abordado. A investigação microestrutural dos processos de deformação é uma ferramenta importante em análises estruturais. A observação detalhada de produtos deformados natural e experimentalmente, associada a mapeamento de campo e a modelamento teórico dos processos de deformação, tem levado ao reconhecimento de microestruturas características de diferentes mecanismos de deformação que atuam durante os eventos tectônicos (Schmid 1982, Borradaile *et al.* 1983, Zwart *et al.* 1987). Além disso, eles são utilizados para identificar os mecanismos individuais que operam em minerais específicos e nos diferentes tipos de rochas. Esses mecanismos variam em função das condições de pressão e temperatura e também do ambiente químico (oxidação ou hidratação) nos quais ocorre a deformação. As microestruturas e texturas também dependem do nível de esforço. Sua análise é fundamental para a interpretação da dinâmica e movimentos em zonas de falhas e para o estudo das interações entre deformação e metamorfismo.

Os feldspatos são os minerais mais abundantes na crosta terrestre, com uma moda estimada de 51% (Ronov & Yaroshevsky 1969). O plagioclásio é o mineral volumetricamente mais importante das camadas profundas da crosta terrestre. Em uma primeira aproximação, o comportamento mecânico da crosta média a inferior é controlado pela reologia deste mineral e suas interações mecânicas (Tullis 1979). Apesar da abundância do plagioclásio na crosta terrestre, seus mecanismos de deformação e orientação em uma variedade de condições ainda são pouco conhecidos quando comparados a de outros minerais, a exemplo do quartzo, olivinas, piroxênios e calcita. Esta falta de dados é devida, principalmente, a sua grande variação química (de $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ para $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), que é acompanhada por uma mudança contínua nos seus parâmetros de rede cristalina, e por sua simetria triclinica. Até cerca de 20 anos atrás, o seu comportamento dúctil era pouco

compreendido. O aprimoramento das técnicas de difração de elétrons ocorrido nos últimos 20 anos permitiu um avanço considerável no estudo da deformação dúctil.

Dentre as técnicas de difração de elétrons, a conhecida pela sigla EBSD (*electron backscatter diffraction*) é muito importante para obter informações cristalográficas em resolução de *submicron*, possibilitando assim extrair informações relacionadas à estrutura do cristal e fornecendo as relações entre cristalografia, morfologia, química e propriedades físicas da amostra a ser investigada. As principais aplicações desta técnica são medidas de orientação e desorientação (*misorientation*) de grãos, identificação de fases, avaliação de deformação e tamanho verdadeiro dos grãos. A operacionalização da técnica EBSD é feita em um microscópio eletrônico de varredura (MEV) acoplado a um sistema EBSD. Esta técnica tem a vantagem de ser rápida e precisa, e de permitir a medida de orientações cristalográficas de minerais de baixa simetria como o plagioclásio. Apesar do número de trabalhos que tratam deste assunto ter crescido na última década, ainda pouco se conhece sobre as orientações preferenciais cristalográficas (OPCs) que o plagioclásio desenvolve durante a deformação e a recristalização.

Por outro lado, a carência de dados geocronológicos e isotópicos ainda deixa a idade de cristalização dos maciços gabro-anortosíticos do Sul da Bahia no campo da especulação. A principal dificuldade na datação destes corpos deve-se à falta de minerais que forneçam dados confiáveis, tais como zircão e monazita. Nesta pesquisa, serão utilizados os métodos Sm/Nd e Ar/Ar na tentativa de se obter resultados que tenham significado geológico.

Os objetivos desta pesquisa são:

- a) apresentar os aspectos microestruturais observados em cada maciço estudado;
- b) avaliar e discutir os diferentes mecanismos de deformação do plagioclásio que atuaram nestes maciços, através das observações microestruturais efetuadas ao microscópio óptico e dos dados de química mineral;
- c) avaliar e discutir os mecanismos de orientação do plagioclásio, através da análise das orientações preferenciais cristalográficas (OPCs) obtidas pela técnica EBSD;
- d) apresentar e discutir os dados isotópicos e geocronológicos obtidos pelos métodos Sm/Nd e Ar/Ar.

Através do estudo dos mecanismos de deformação e orientação cristalográfica dos cristais de plagioclásio dos maciços de Rio Piau, Samaritana/Carapussê e Potiraguá espera-se, ao final desta pesquisa, agregar mais uma contribuição para um melhor entendimento da deformação crustal neste segmento do Cráton do São Francisco.

I.3 - Metodologia

Para alcançar êxito em relação aos objetivos principais da presente pesquisa, foram realizados os seguintes procedimentos nas áreas onde os maciços estão inseridos:

I.3.1 - Levantamento bibliográfico

Esta etapa consistiu de um levantamento bibliográfico dos trabalhos realizados, até então, nos maciços gabro-anortosíticos do Sul da Bahia. Foi feita uma compilação dos dados existentes sobre estes maciços nos aspectos geológico, petrográfico, geoquímico, mineraloquímico, isotópico e geocronológico.

I.3.2 - Aquisição de bases cartográficas e fotografias aéreas

Para um reconhecimento da área na qual estão inseridos os maciços em estudo visando as campanhas de campo a serem empreendidas, foram utilizados:

Mapas topográficos: folhas de Amargosa (SD.24-V-D-II), Valença (SD.24-V-D-III), Jaguaquara (SD.24-V-D-V) e Ituberá (SD.24-V-D-VI) para os maciços de Rio Piau e Samaritana/Carapussê, e folhas de Potiraguá (SD.24-Y-D-V) e Itaju do Colônia (SD.24-Y-D-II) para o Maciço de Potiraguá, todas na escala 1:100.000 e elaboradas em 1977 pelo convênio SUDENE/Governo do Estado da Bahia - Secretaria de Saneamento e Desenvolvimento Urbano.

Mapas geológicos: mapas esquemáticos dos maciços de Rio Piau, Samaritana/Carapussê e Potiraguá, elaborados, respectivamente, por Cruz (1989), Jesus (1997)/Macêdo (2000) e Bordini (2003).

Mapa político: mapa de divisão político-administrativa do Estado da Bahia, escala 1:1.500.000, elaborado pelo CEI, ano 1994.

Fotografias aéreas: de números 3016 a 3020, escala 1:60.000, para o Maciço de Rio Piau, e as de números 789 a 791, escala 1:100.000, para o Maciço de Samaritana/Carapussê. Todas as fotografias utilizadas fazem parte do acervo da CBPM e foram executadas em 1974 pelo projeto 0-281 - Região Rio Paraguaçu.

I.3.3 - Visitas de campo

As duas campanhas de campo realizadas visaram uma amostragem orientada das rochas anortosíticas e o reconhecimento geológico geral da estruturação e das litologias dos maciços e de suas encaixantes. A primeira campanha de campo foi executada no período de 18 a 21 de outubro de 2000 e abrangeu todos os maciços. A segunda, no período de 30 de abril a 2 de maio de 2002, contemplou os maciços de Rio Piau e Samaritana/Carapussê.

Nestes sete dias de trabalhos de campo foram descritos 28 afloramentos e foram coletadas 36 amostras, sendo 17 do Maciço do Rio Piau, 10 de Samaritana/Carapussê, 6 de Potiraguá e 3 da encaixante de Samaritana/Carapussê. Os pontos nos afloramentos foram marcados utilizando o GPS (*global position system*). Foram feitas cerca de 48 fotografias das feições observadas nos afloramentos visitados.

I.4 - Estruturação da Tese

A presente tese está estruturada em 7 capítulos. No primeiro capítulo, depois de feitas algumas considerações gerais sobre os anortositos, foram enfocadas as justificativas para a execução desta pesquisa, os objetivos a serem alcançados e a metodologia aplicada. Quanto ao tópico da metodologia referente aos estudos de laboratório, optou-se por inseri-lo em cada capítulo.

O capítulo II constará da localização da área de estudo, seguida de uma abordagem sobre a geologia regional envolvendo os compartimentos geológicos do Cráton do São Francisco, e finalizando com alguns aspectos da geologia local.

O capítulo III será destinado, inicialmente, a uma síntese dos conhecimentos petrográficos, geoquímicos e de química mineral dos maciços gabro-anortosíticos do Sul da Bahia. Em seguida, serão feitas algumas abordagens sobre aspectos petrográficos e mineraloquímicos obtidos no decorrer desta pesquisa.

O capítulo IV trará uma síntese dos dados isotópicos e geocronológicos existentes dos maciços gabro-anortosíticos do Sul da Bahia, como também uma avaliação e interpretação dos dados isotópicos Sm/Nd e Ar/Ar obtidos no decorrer deste trabalho.

O capítulo V terá na deformação o seu enfoque principal. Inicialmente, será feita uma descrição dos diversos mecanismos e processos de deformação atuantes na crosta, seguido de uma descrição detalhada dos

mecanismos de deformação do plagioclásio. Posteriormente, serão abordados os aspectos microestruturais evidenciados através de estudos efetuados ao microscópio óptico.

No capítulo VI, serão apresentados as bases teóricas da técnica EBSD (*electron backscatter diffraction*) e os dados das orientações preferenciais cristalográficas (OPCs) do plagioclásio e dos piroxênios obtidos com a sua utilização.

Finalizando, o capítulo VII será destinado às discussões e conclusões obtidas no decorrer desta pesquisa e às sugestões e recomendações para a continuidade dos estudos nestes maciços.

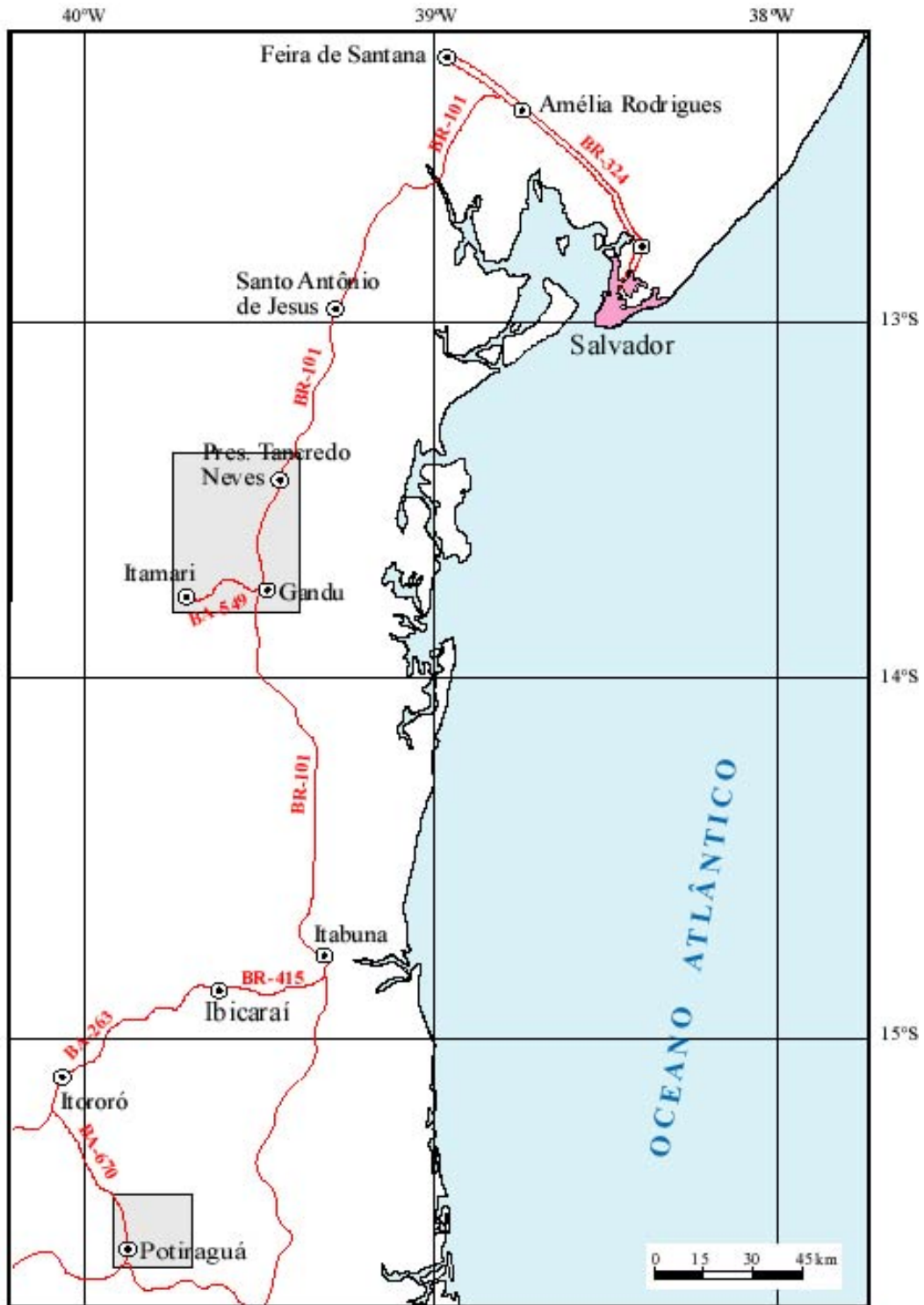
II.1 - Localização geográfica e acesso à área

Os maciços gabro-anortosíticos de Rio Piau, Samaritana/Carapussê e Potiraguá localizam-se na região Nordeste do Brasil, porção centro-sul do Estado da Bahia. A área na qual estão inseridos está delimitada entre os paralelos 13°S e 16°S e os meridianos 39°W e 40°W. Estas coordenadas geográficas correspondem, respectivamente, às coordenadas de latitudes 8563N a 8231N e longitudes 500E a 392E, em UTM (Universal Transversa de Mercator) (Fig. II.1).

O Maciço do Rio Piau encontra-se a 268 km a sul de Salvador, capital do Estado da Bahia, aproximadamente a 18 km a sudoeste do município de Presidente Tancredo Neves, região centro-sul deste Estado, entre as coordenadas de latitudes 8490N e 8488N e longitudes 428E e 434E, em UTM. Partindo de Salvador, são percorridos 93 km na BR-324 até o entroncamento com a BR-101, nas proximidades de Feira de Santana, e 161 km na BR-101 até Presidente Tancredo Neves. A partir daí, são percorridos 14 km até este maciço, cujo acesso é feito através de estradas e caminhos não pavimentados e de difícil acesso (Fig. II.2).

O Maciço de Samaritana/Carapussê encontra-se a 320 km a sul de Salvador, aproximadamente a 9 km a nordeste do município de Itamari, região centro-sul do Estado da Bahia, entre as coordenadas de latitudes 8480N e 8488N e longitudes 428E e 434E, em UTM. O acesso principal, a partir de Salvador, é feito por 93 km pela BR-324 até o entroncamento com a BR-101, nas proximidades de Feira de Santana, e por 199 km na BR-101 até Gandu. A partir daí, o acesso é feito através de estradas e caminhos não pavimentados de difícil acesso, sendo 24 km na BA-549 até Itamari e mais 4 km por caminhos que dão acesso às fazendas da região (Fig. II.2).

O Maciço de Potiraguá encontra-se a 600 km a sul de Salvador, aproximadamente a 6 km a leste do município de Potiraguá, sul do Estado da Bahia. Partindo de Salvador, são percorridos 93 km na BR-324 até o entroncamento com a BR-101, nas proximidades de Feira de Santana, 347 km na BR-101 até Itabuna, 30 km na BR-415 até Ibicaraí, 72 km na BA-263 até Itororó e 59 km pela BA-670 até Potiraguá. A partir deste município, o acesso é feito por estradas e caminhos não pavimentados que são acesso às fazendas da região (Fig. II.1).



LEGENDA


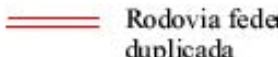


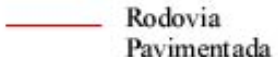
- | | | |
|---|---|---|
|  Metr pole |  Rodovia federal duplicada |   reas de estudo |
|  Cidade |  Rodovia Pavimentada | |

Figura II.1 - Mapa de localiza o e acesso  s  reas de estudo.

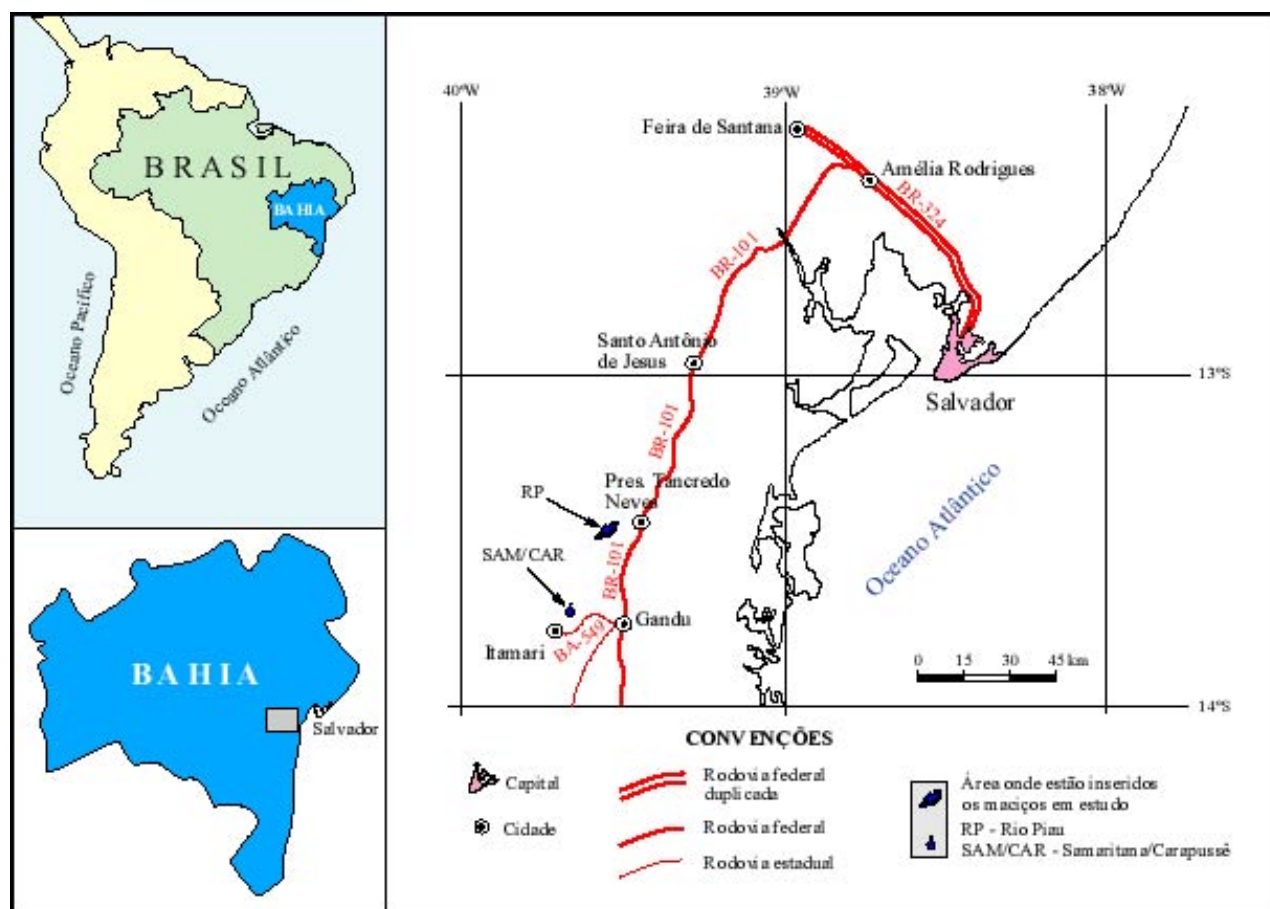


Figura II.2 - Detalhe do mapa de localização e acesso dos maciços gabro-anortosíticos de Rio Piau e Samaritana/Carapussê.

II.2 - Aspectos gerais da geologia regional

O Cráton do São Francisco (Almeida 1977) é um dos mais significativos remanescentes da crosta continental arqueana na América do Sul. Ele constitui a mais bem exposta e estudada unidade tectônica do embasamento da plataforma sul-americana e abrange, principalmente, os estados da Bahia e Minas Gerais (Barbosa *et al.* 2003a). Este cráton está delimitado por faixas de dobramentos marginais estruturadas durante a orogênese Brasiliana, denominadas de: Sergipana, Riacho do Pontal, Rio Preto, Brasília, Alto Rio Grande e Araçuaí (Teixeira *et al.* 2000) (Fig. II.3).

No Estado da Bahia, o embasamento arqueano e paleoproterozóico do Cráton do São Francisco ocupa cerca de 50% da área total deste estado e é constituído por seqüências supracrustais metamorfisadas na fácies xisto-verde a anfibolito alto, complexos gnáissico-migmatíticos de médio grau metamórfico, e terrenos de alto grau metamórfico (Barbosa & Dominguez 1996). Em termos estruturais, encontra-se uma estrutura

convergente maior denominada de lineamento Contendas-Jacobina (Sabaté 1991) (Fig. II.3). Este lineamento estabelece a junção entre dois domínios distintos: um a oeste correspondendo ao Bloco Gavião e outro a leste que inclui os Blocos Jequié e Serrinha, além do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (Sabaté 1996).

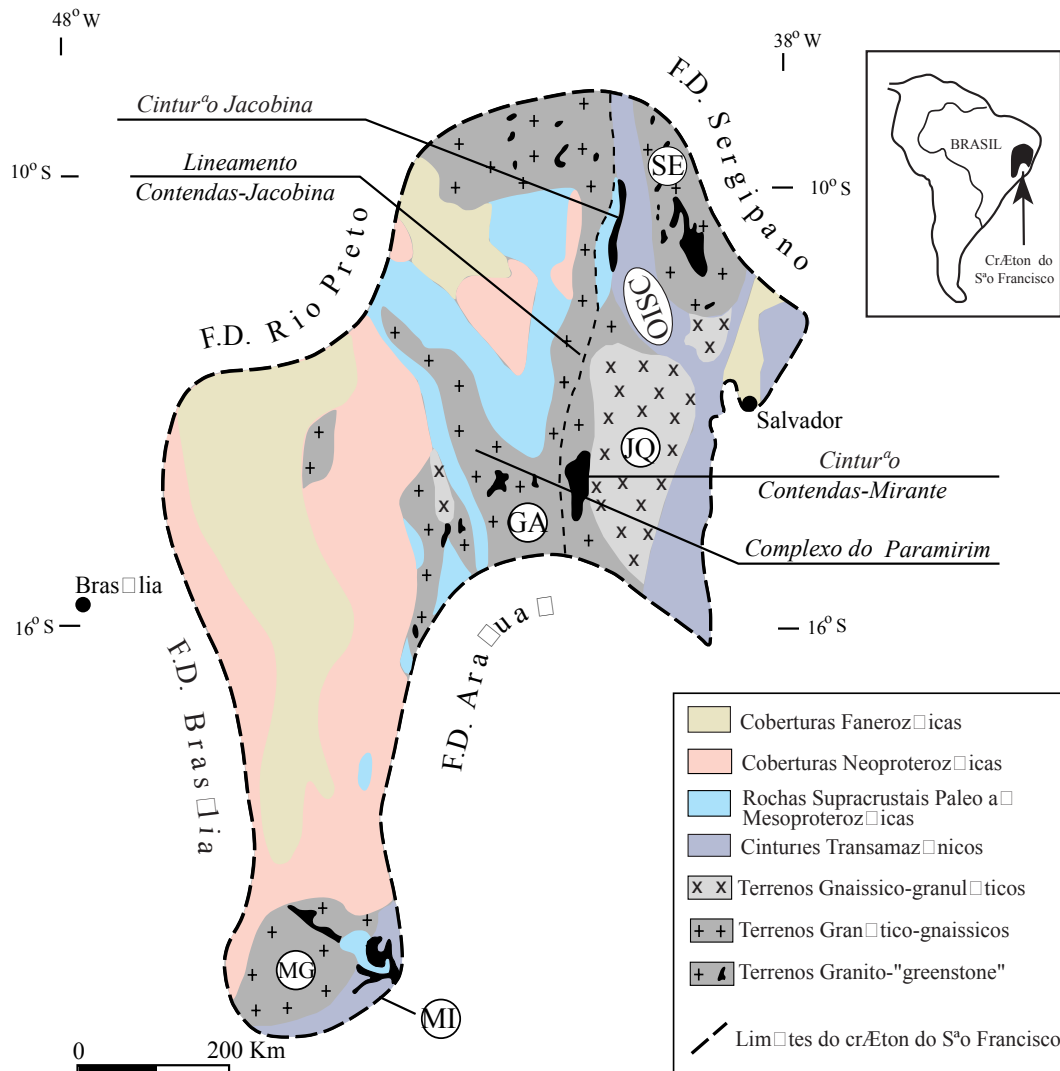


Figura II.3 - O Cráton do São Francisco e suas principais províncias tectônicas (Cordani *et al.* 2000, modificado). GA - Bloco do Gavião e terrenos relacionados; MG - Complexo Metamórfico de Minas Gerais; MI - Cinturão Mineiro; OISC - Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá; JQ - Bloco de Jequié; SE - Bloco de Serrinha; F.D. - faixas de dobramentos.

Uma síntese da evolução geológica e geotectônica das rochas do embasamento deste cráton, baseada em estudos geológicos, geocronológicos e isotópicos recentes, foi apresentada por Barbosa & Sabaté (2002, 2004). Segundo estes autores, foram distinguidos quatro importantes segmentos crustais, que são os blocos

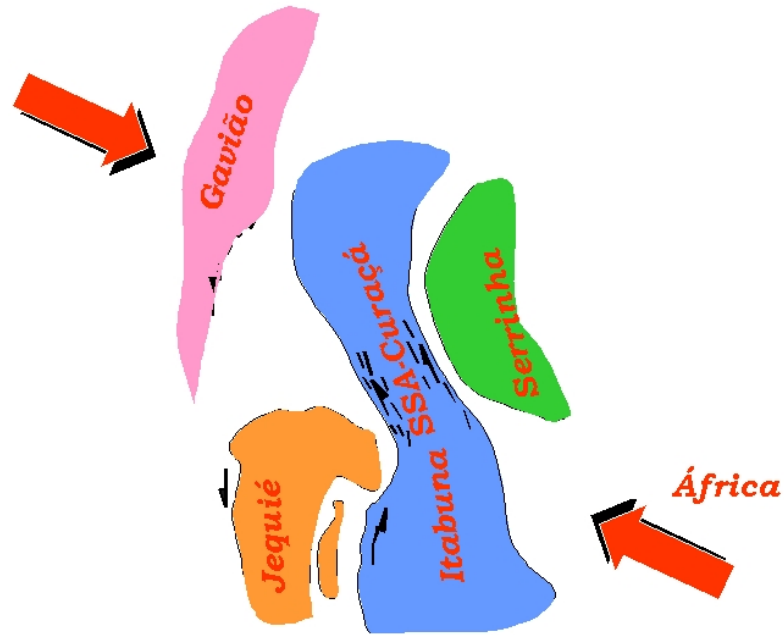


Figura II.4 - Posições postuladas dos blocos arqueanos no início da colisão Paleoproterozóica (Barbosa & Sabaté 2004).

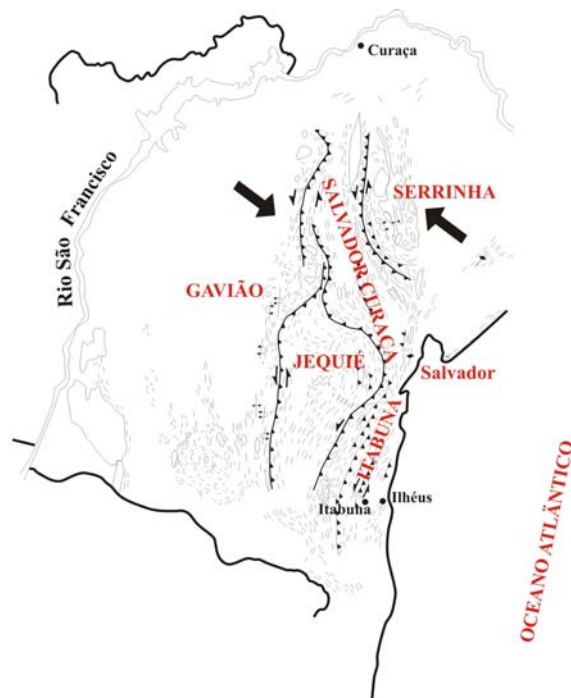


Figura II.5 - Disposição dos blocos arqueanos após a colisão paleoproterozóica que formou o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. Os dados estruturais de campo mostram uma cinemática global inicialmente reversa que evoluiu para sinistral. As setas indicam o campo de esforço regional (Barbosa & Sabaté 2004).

Gavião, Jequié, Itabuna-Salvador-Curaçá e Serrinha (Fig. II.4). Durante a orogenia Paleoproterozóica (2,3-2,0 Ga), houve a colisão destes quatro segmentos crustais que resultou na formação de uma importante cadeia de montanhas denominada de Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa & Sabaté 2003). Esta colisão ocorreu com o movimento destes quatro blocos no sentido NW-SE (Figs. II.4 e II.5), identificado pela presença de falhas de empurrão e zonas transcorrentes tardias. A aproximação do Bloco Serrinha em direção ao Bloco Gavião promoveu um importante encurtamento crustal ao longo de um eixo, o qual continuou em direção à parte oeste do Gabão, na África (Ledru *et al.* 1993).

Nas etapas iniciais desta colisão, em torno de 2,4 Ga (Ledru *et al.* 1993), rampas frontais com tectônica tangencial resultaram na sobreposição tectônica do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá no Bloco Jequié, e de ambos sobre o Bloco Gavião. O metamorfismo de alto grau Paleoproterozóico, considerado como originário do espessamento crustal relacionado a esta superposição tectônica de blocos, alcançou a fácies granulito na parte central do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e as fácies anfibolito e xisto-verde nas bordas (Barbosa & Sabaté 2003). Na fase de levantamento, rampas tectônicas associadas a *thrusts* modificaram a zonation metamórfica original em função da colocação de megablocos de rochas granulíticas sobre rochas das fácies anfibolito e xisto verde (Barbosa 1997), fazendo com que terrenos de mais alto grau metamórfico ficassem posicionados sobre aqueles de mais baixo grau. Esta configuração estrutural é observada no SSE-SSW do Cráton do São Francisco no Estado da Bahia, onde a sobreposição tectônica do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá no Bloco Jequié transformou as rochas deste último da fácies anfibolito para a granulito. Intrusões charnockíticas e graníticas tardias penetraram os quatro segmentos crustais e deformações tardias formaram zonas de cisalhamento retrógradas nos blocos arqueanos.

Uma particularidade da interface entre os terrenos metamórficos de alto grau do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá e do Bloco Jequié é a presença de uma série de corpos básicos portadores de litologias de natureza máfica-ultramáfica e gabro-anortosítica, de dimensões inferiores a 100 km², associados a anomalias magnéticas significativas. De norte para sul, são conhecidos os seguintes maciços: Rio Piau (Cruz 1989), Samaritana/Carapussê (Jesus 1997/Macêdo 2000), Fazenda Provisão (Sabaté & Cruz 1998), Palestina (Frões & Soares 1998), Mirabela (Abram 1993) e Potiraguá (Bordini 2003).

O contexto geológico de colocação dos maciços de Rio Piau e Samaritana/Carapussê pode ser subdividido em três grandes domínios, que são o Bloco Jequié, a porção sul do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá e a Banda de Ipiáú (Figs. II.7 e II.8). Quanto ao maciço de Potiraguá, situado mais a sul dos anteriores, este contexto envolve a porção sul do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá, a Faixa de Dobramentos Araçuaí e as rochas alcalinas da Província Alcalina do Sul da Bahia (Fig. II.10). Os domínios acima citados serão abordados à luz dos conhecimentos mais recentes.

II.2.1 - Bloco Jequié

O Bloco Jequié está em contato tectônico com o Bloco Gavião e compreende rochas que estavam na fácies anfíbolito antes da colisão Paleoproterozóica e que foram intensamente deformadas durante o processo orogênico (Barbosa & Sabaté 2004). Estas rochas são migmatitos heterogêneos com inclusões de supracrustais, com idade de 2900 ± 24 Ma obtida em uma isócrona Rb-Sr em rocha total (Wilson 1987, Marinho *et al.* 1994), e intrusões graníticas e granodioríticas mais jovens, formadas por múltiplas intrusões cálcio-alcalinas, com idades de aproximadamente 2,8-2,6 Ga obtidas pelo método U-Pb em zircão (Wilson 1987, Alibert & Barbosa 1992). Neste bloco ocorrem mineralizações de Fe-Ti-V hospedadas em pequenos corpos máfico-ultramáficos que penetraram zonas de cisalhamento profundas de *trend* NNE-SSW (Cruz & Sabaté 1995, Cruz *et al.* 1999), dentre eles o Maciço do Rio Piau, um dos objetos deste estudo. O caráter toleítico das rochas destes corpos sugere que eles são geoquimicamente distintos das outras rochas plutônicas (Barbosa 1986, Barbosa & Fontelles 1989).

Embora o Maciço do Rio Piau tenha sido considerado por Cruz (1989) como intrusivo nas rochas do Bloco Jequié, imagens de satélite (www.relevobr.cnpm.embrapa.br) associadas às coordenadas UTM mostraram que ele situa-se na interface entre este bloco e o Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (Fig. II.6).

II.2.2 - Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá

O Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá é constituído, principalmente, por rochas metamorfasadas na fácies granulito sob condições de 5-7 kbar e 850°C (Barbosa 1990). Ele representa um vasto prisma de crescimento crustal inserido entre o lineamento colisional Contendas-Jacobina (Sabaté 1991) e os blocos Gavião (a oeste), Jequié (a sul) e Serrinha (a leste), e que foi soerguido durante a orogenia Paleoproterozóica a c.a. 2.0 Ga.

A sua porção norte é constituída por rochas da suíte tonalítica-trondhjemítica-granodiorítica com imbricações de rochas supracrustais (Complexo Ipirá), contendo mobilizados anatéticos e granitóides. Na borda ocidental, todo este conjunto está limitado pela Suíte São José do Jacuípe (Melo 1991, Loureiro 1991), que é uma suíte de rochas máficas-ultramáficas reequilibradas na fácies anfíbolito alto/granulito (Melo *et al.* 1995). Idades de 2,7 Ga obtidas através do método U-Pb (SHRIMP) na parte central de zircões (Silva *et al.* 1997) têm sido relacionadas a processos de subducção com geração de protólitos tonalíticos-trondhjemíticos em ambientes de arcos de ilhas (Barbosa 1997, Barbosa & Sabaté 2002).

A porção sul do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá corresponde ao Bloco de Itabuna, de Pedreira *et al.* (1975), ou *Mobile Belt* da Costa Atlântica, de Costa & Mascarenhas (1982), ou ainda Domínio da Costa Atlântica, de

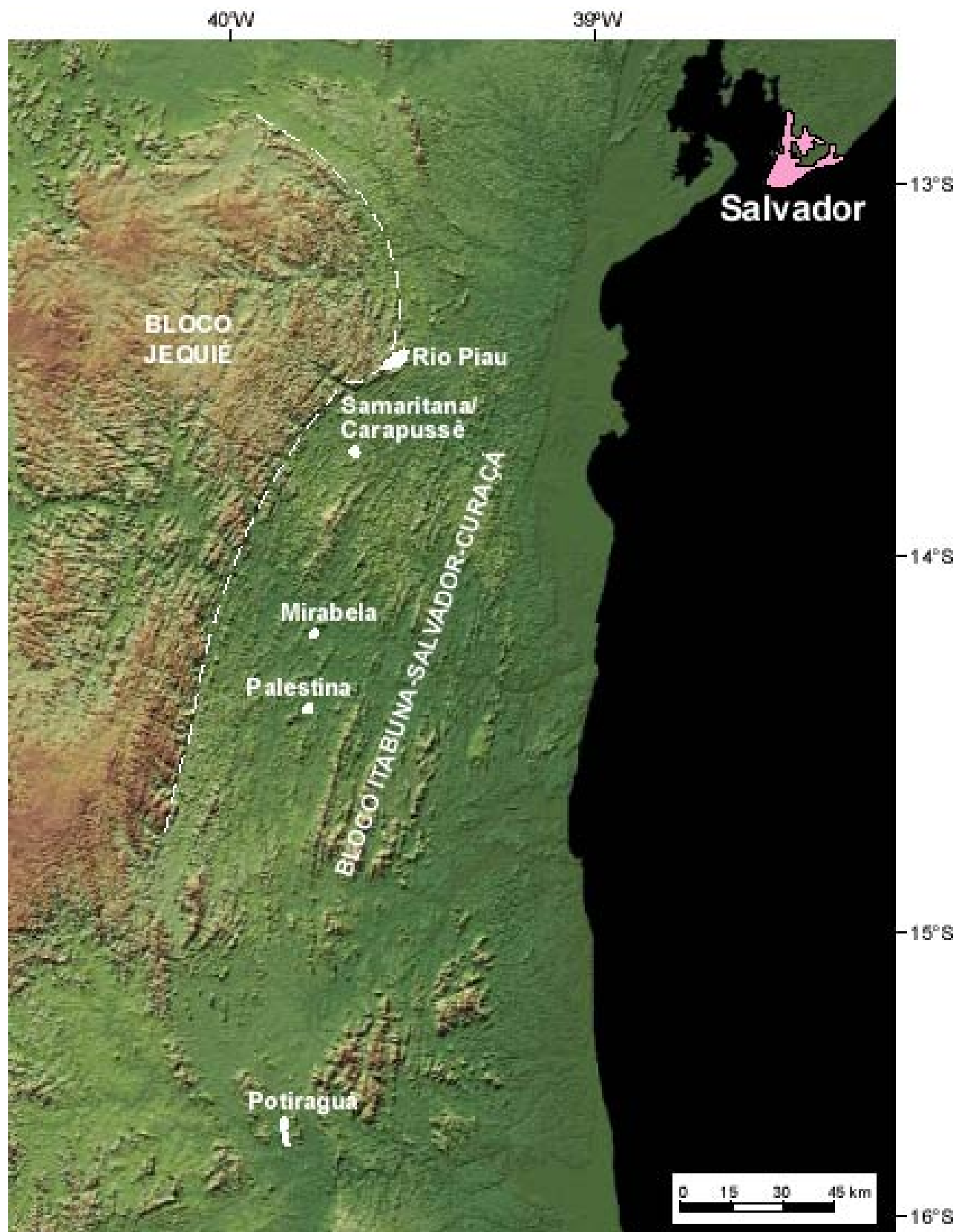


Figura II.6 - Imagem de satélite da região centro-sul do Estado da Bahia mostrando a localização dos maciços de Rio Piau, Samaritana/Carapussê, Mirabela, Palestina e Potiraguá.

Barbosa (1986). Ela faz parte do orógeno de mesmo nome que foi formado durante o Paleoproterozóico, em um intervalo de tempo de cerca de 200 a 300 milhões de anos, quando o Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá foi imprensado por outros blocos de idade Arqueana (Blocos Gavião, Jequié e Serrinha) levando à formação de importante cadeia de montanhas. Atualmente, este Orógeno está completamente arrasado na sua parte central exibindo as rochas metamórficas de alto grau das suas raízes (Barbosa *et al.* 2003b). Nesta porção sul, predomina rochas granulíticas orientadas aproximadamente segundo a direção N10°E. Estas rochas encontram-se fortemente deformadas e recristalizadas na fácies granulito, o que torna difícil definir se os seus protólitos foram plutônicos ou vulcânicos (Barbosa & Dominguez 1996). Estes protólitos magmáticos têm idades T_{DM} situadas entre 2,5-2,3 e 2,8-2,6 Ga (Alibert & Barbosa 1992, Sato 1998). O metamorfismo granulítico, datado por Ledru *et al.* (1994) pelo método de evaporação Pb-Pb em zircões, obteve idades em torno de 2,07 Ga, as quais foram corroboradas por Silva *et al.* (2002). Intercalados tectonicamente nos granulitos desta parte sul do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá, são encontrados kinzigitos, quartzitos, formações ferríferas (Barbosa 1991, Silva 1991, Seixas 1994), formações manganíferas (Toniatti & Barbosa 1973, Valareli *et al.* 1992) e níveis de baritina (Sá & Barbosa 1990). Pequenos corpos de rochas máficas-ultramáficas ocorrem paralelos às estruturas regionais e associados a anomalias magnéticas significativas, na faixa que vai de Nova Canaã a Aratuípe, passando pelas cidades de Ipiaú e Gandu (Abram 1993). Esta parte sul é interpretada como um arco vulcânico moderno ou associações magmáticas de margem continental ativa (Figueiredo 1989, Barbosa 1990) e os ambientes que prevaleceram durante a sua construção foram arcos de ilhas, bacias *back-arc* e zonas de subducção (Barbosa 1997, Barbosa & Sabaté 2000, 2002).

II.2.3 - Banda de Ipiaú

A Banda de Ipiaú é uma faixa alongada de direção NNE-SSW, com cerca de 150 km de extensão e 10 km de largura média, que se encontra encravada entre os terrenos do Bloco Jequié, a oeste, e os do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá, a leste (Barbosa 1986). É formada por orto e paragneisses, onde predominam intercalações de anfibolitos e material quartzo-feldspático, embora quartzitos, kinzigitos e formações ferríferas também ocorram esporadicamente. Estas rochas são semelhantes aos granulitos heterogêneos do Bloco Jequié, com a diferença que estes aqui estão metamorfisados na fácies anfibolito (Barbosa 1990). Os granitos, que também ocorrem neste domínio, estão restritos somente ao domínio de Ipiaú e jamais foram submetidos à fácies granulito, o que indica que faziam parte de uma porção superior da crosta que ficou encravada entre os blocos de granulitos mais profundos dos Blocos Itabuna-Salvador-Curaçá e Jequié (Barbosa *et al.* 2003b).

Embora Macêdo (2000) tenha considerado o Maciço de Carapussê como posicionado na interface entre o Bloco Jequié e o Cinturão da Costa Atlântica, imagens de satélite (www.relevobr.cnpm.embrapa.br) associadas às coordenadas UTM mostraram que o Maciço de Samaritana/Carapussê situa-se na Banda de Ipiaú (Fig. II.6).

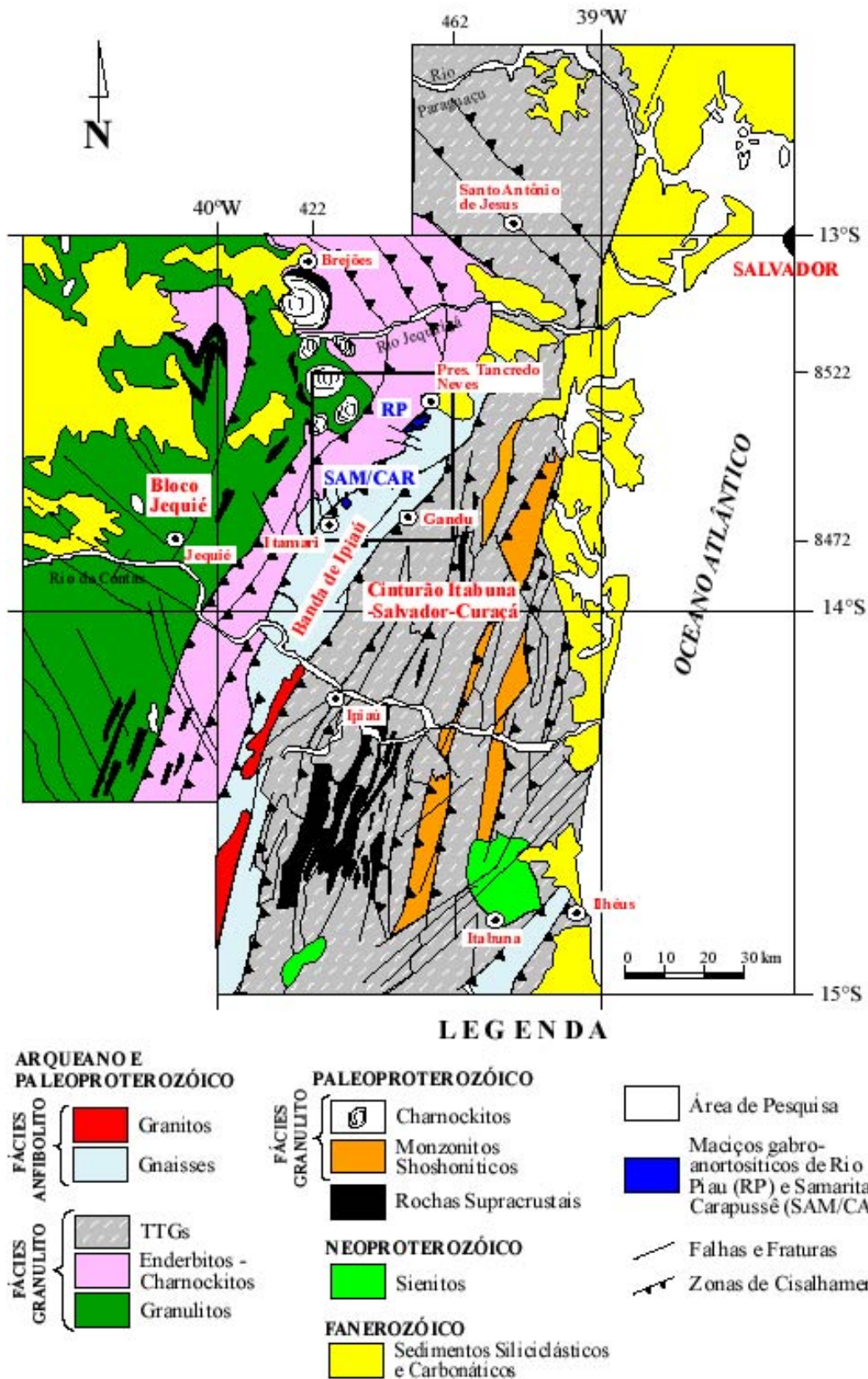
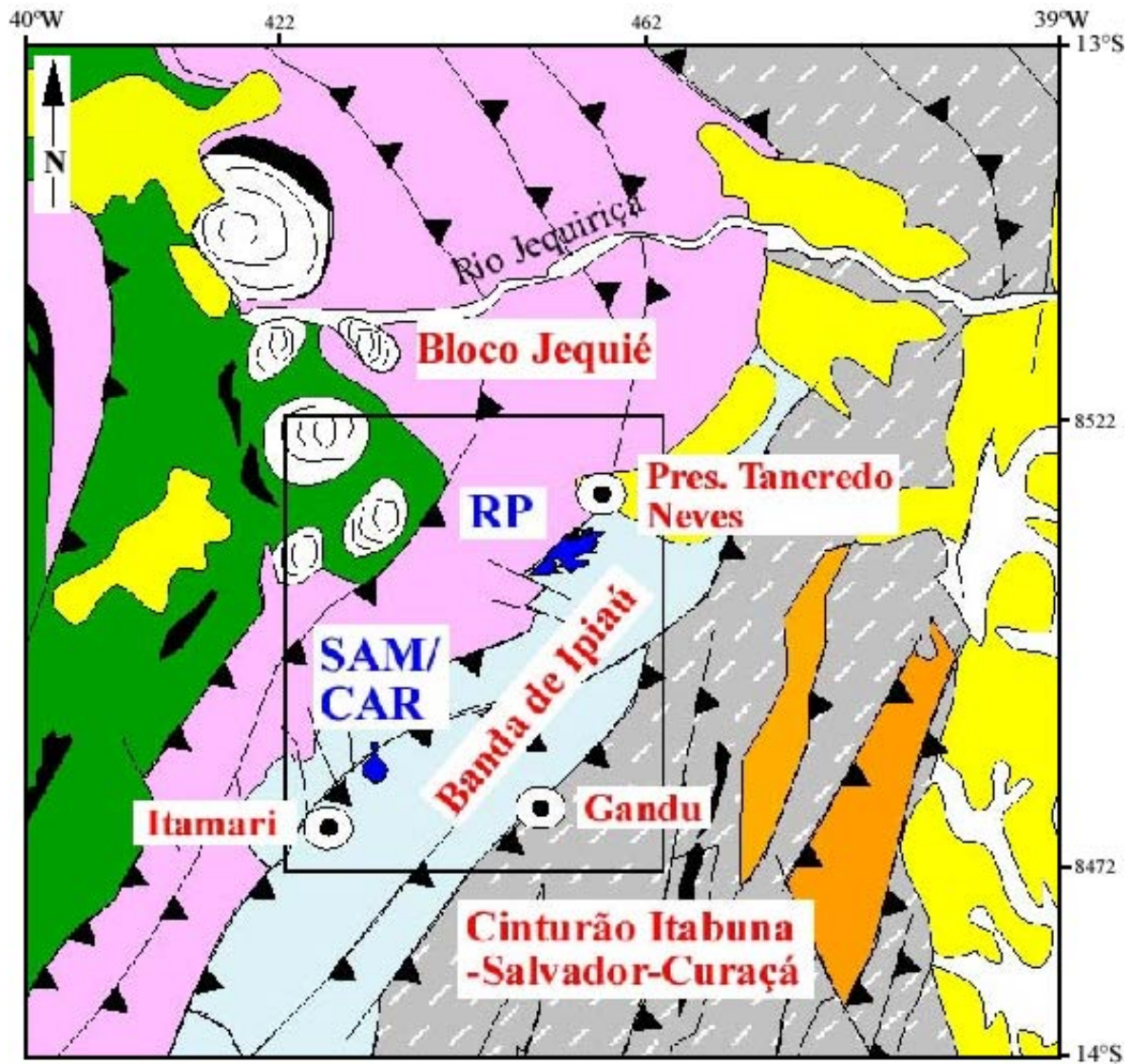


Figura II.7 - Mapa geológico de parte da região Sul da Bahia com a localização dos maciços gabbro-anortosíticos de Rio Piau e Samaritana/Carapussê (modificado de Barbosa *et al.* 2001).



LEGENDA

ARQUEANO E PALEOPROTEROZÓICO		PALEOPROTEROZÓICO		<ul style="list-style-type: none"> □ Área de Pesquisa ■ Maciços gabro-anortosíticos de Rio Piau (RP) e Samaritana/Carapussê (SAM/CAR) — Falhas e Fraturas — Zonas de Cisalhamento
<ul style="list-style-type: none"> FÁCIES ANFIBOLITO <ul style="list-style-type: none"> ■ Granitos ■ Gnaisses FÁCIES GRANULITO <ul style="list-style-type: none"> ■ TTGs ■ Enderbitos - Charnockitos ■ Granulitos 	<ul style="list-style-type: none"> FÁCIES GRANULITO <ul style="list-style-type: none"> ■ Charnockitos ■ Monzonitos Shoshoníticos ■ Rochas Supracrustais 	NEOPROTEROZÓICO		
		<ul style="list-style-type: none"> ■ Sienitos 		
		FANEROZÓICO		
		<ul style="list-style-type: none"> ■ Sedimentos Siliciclásticos e Carbonáticos 		

Figura II.8 - Detalhe do mapa geológico de parte da região Sul da Bahia com a localização dos maciços gabro-anortosíticos de Rio Piau e Samaritana/Carapussê (modificado de Barbosa *et al.* 2001).

II.2.4 - Faixa de Dobramentos Araçuaí

Esta faixa móvel (Fig. II.9) foi desenvolvida durante a orogenia Brasiliana e estende-se da borda leste do Cráton do São Francisco até o Oceano Atlântico, conectando-se a sul com a Faixa Ribeira (Pedrosa Soares & Wiedemann 2000). Os seus limites com o Cráton do São Francisco são os seguintes: na parte ocidental através de falhas de empurrão com vergência para oeste; na parte norte (região de Vitória da Conquista) suas relações com o cráton não são claras; e na parte leste com a zona transcorrente de Itapebi-Potiraguá. A Faixa Araçuaí é correlacionada com a Faixa Oeste do Congo, da qual se separou pela abertura do Atlântico Sul (Brito Neves & Cordani 1991, Pedrosa Soares *et al.* 1992).

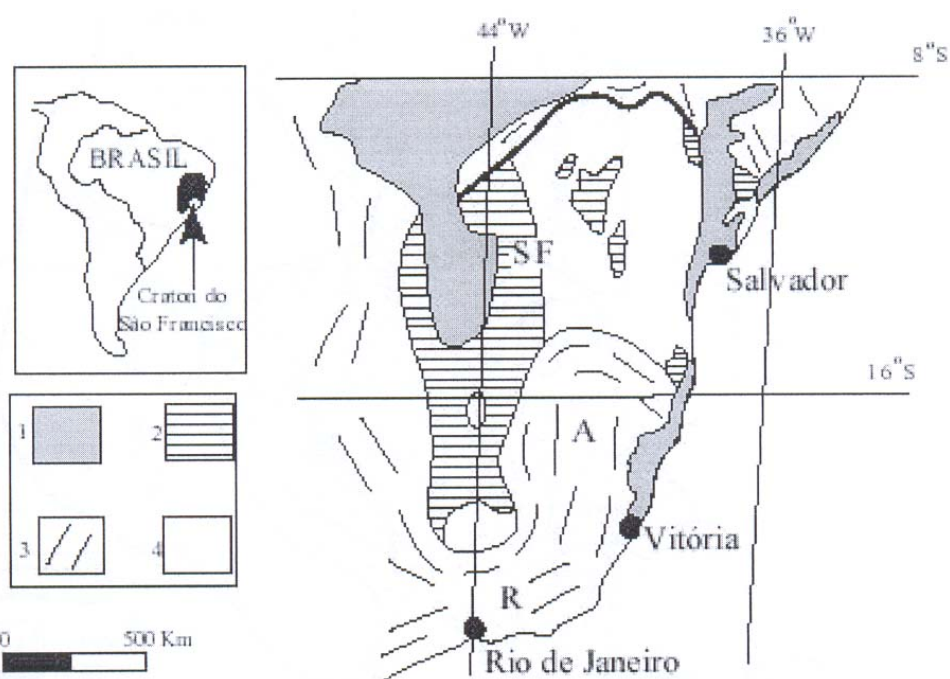
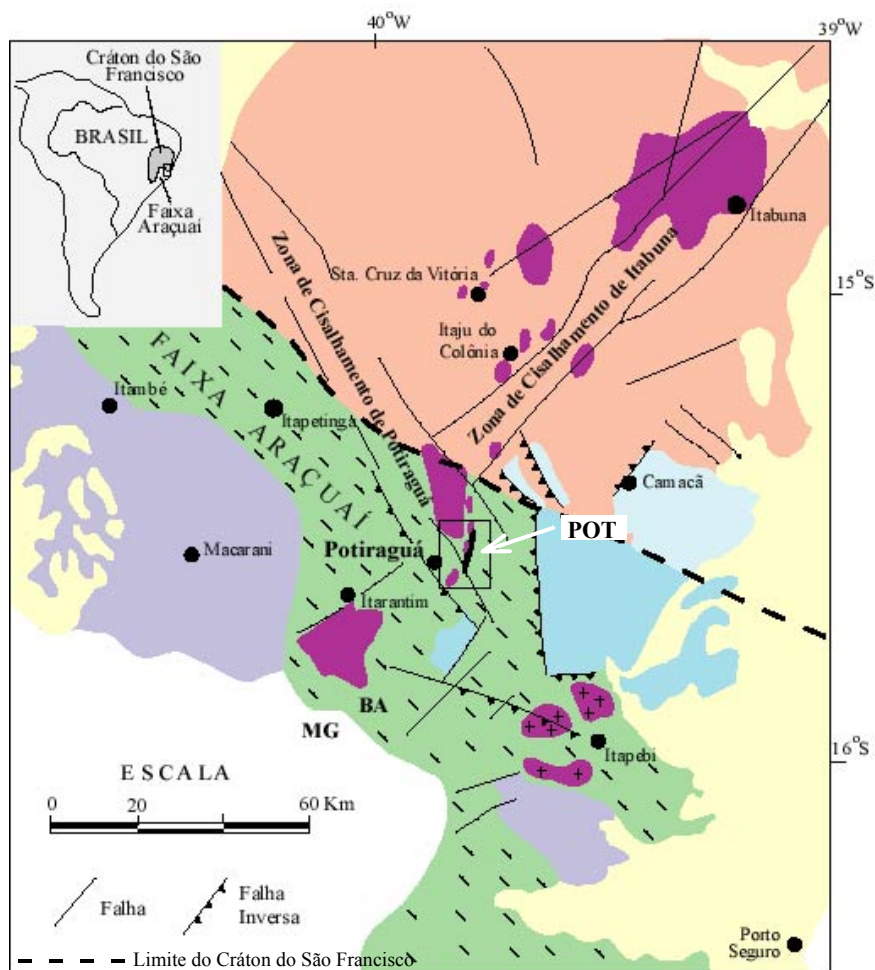


Figura II.9 - Localização das faixas Araçuaí (A) e Ribeira (R) em relação ao Cráton do São Francisco (SF) (modificado de Pedrosa Soares & Wiedemann 2000, *apud* Bordini 2003). 1 - coberturas Fanerozóicas; 2 - coberturas Neoproterozóicas; 3 - *trend* estrutural do cinturão Neoproterozóico; 4 - embasamento cratônico incluindo rochas tardi-Paleoproterozóicas e Neoproterozóicas.

Quanto ao embasamento da Faixa de Dobramentos Araçuaí (Fig. II.10), a parte norte compreende TTGs Arqueanos, remanescentes de *greenstone belts*, seqüências supracrustais Paleoproterozóicas e suítes de granitóides. Estas unidades foram deformadas pela orogênese Paleoproterozóica e posteriormente retrabalhadas pela Brasiliana. A parte nordeste apresenta granulitos do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, metamorfisados e tectonizados durante a orogênese Paleoproterozóica. As unidades do embasamento Paleoproterozóico a Mesoproterozóico correspondem ao Supergrupo Espinhaço, que foi depositado em bacias que foram sucessivamente preenchidas por unidades sedimentares e vulcanossedimentares.



Legenda

Cráton do São Francisco	Faixa Araçuaí
Embasamento Transamazônico área cratônica no Brasileiro	Cobertura Cenozóica
Grupo Rio Pardo	Grupo Macaúbas Supergrupo São Francisco
Domínio Cratônico a Pericratônico	Província Alcalina (sienito/granito)
Domínio da Faixa Dobrada	Anortosito Potiraguá (POT)
	Embasamento remobilizado pelo ciclo Brasileiro

Figura II.10 - Limite entre o Cráton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuaí (modificado de Teixeira *et al.* 1997), com a localização do Maciço de Potiraguá.

Segundo Pedrosa Soares & Wiedemann (2000), que propuseram um modelo evolutivo para a Faixa Araçuaí, o Paleocontinente Atlântida foi formado no Paleoproterozóico, através da colagem paleoproterozóica de crátons antigos, os quais se estabilizaram como uma plataforma estável em torno de 2,0-1,9 Ga. Uma tafrogênese, no final do Paleoproterozóico, originou a Bacia do Espinhaço onde sedimentos se depositaram numa bacia do tipo *rift-sag*, entre 1,77 e 1,25 Ga. Em torno de 950 Ma, uma pluma mantélica por debaixo da plataforma gerou enxames de diques máficos, rochas vulcânicas e induziu ao magmatismo félsico anorogênico e a processos de rifteamento. Este rifte Neoproterozóico passou por um ciclo de Wilson

completo, e por volta de 800 Ma, evoluiu para uma bacia oceânica. Durante o estágio orogênico, iniciado em torno de 625-595 Ma e relacionado a uma subducção, se desenvolveu um arco magmático cálcio-alcalino pré-colisional, na margem continental ativa do Paleocontinente Congo, e uma margem continental passiva no Paleocontinente São Francisco. Durante o estágio colisional, entre 595-560 Ma, cunhas da litosfera oceânica Neoproterozóica foram empurradas sobre a seqüência de margem passiva, causando espessamento crustal e geração de granitóides. Após o término do estágio colisional, a partir de 535 Ma, ocorreu o colapso do orógeno, geração de granitóides e magmas básicos, além de zonas de cisalhamento locais.

II.2.5 - Província Alcalina do Sul da Bahia

As rochas alcalinas da região sul do Estado da Bahia, reunidas sob a denominação de Província Alcalina do Sul da Bahia (Silva Filho *et al.* 1974), compreendem vários plutões expostos dentro ou próximos à zona de cisalhamento de Itabuna, de direção NE-SW, e da zona de cisalhamento de Potiraguá, de direção NW-SE. No interior destas duas zonas de cisalhamento, o magmatismo alcalino deu origem a rochas sieníticas, sieníticas foidais e quarzo-sieníticas, além de diques de composição variando de quartzo-traquitos, traquitos a fonólitos e basanitos, álcali-basaltos, hawaiitos até mugearitos (Corrêa Gomes 2000). As idades encontradas para estas rochas, entre 673 a 629 Ma obtidas através do método Rb-Sr em rocha total (Cordani *et al.* 1974), permitiram correlacionar este magmatismo alcalino à orogenia Brasileira.

Devido ao alinhamento NE-SW apresentado por estas intrusões, Mascarenhas (1979) atribuiu um controle estrutural na colocação destes corpos. Posteriormente, vários estudos têm ratificado este controle tectônico (Corrêa Gomes 2000), e outros têm proposto que o magmatismo que originou estes corpos alcalinos expressa um estágio tectônico distensivo, anterior ao sistema colisional brasileiro, materializado pela Faixa de Dobramentos Araçuaí (Teixeira *et al.* 1997). Estudos recentes, principalmente litogeoquímicos e geocronológicos, vêm sendo efetuados nestas rochas alcalinas, visando esclarecer as expressões magmáticas desta província (Peixoto *et al.* 2003a, b, Rosa *et al.* 2003, 2004).

II.3 - Aspectos gerais da geologia local

A seguir, serão apresentados os aspectos gerais da geologia local dos maciços gabro-anortosíticos do Sul da Bahia. Vale ressaltar que os dados aqui apresentados, incluindo mapas e interpretações, são uma síntese dos trabalhos de Cruz (1989), Jesus (1997)/Macêdo (2000) e Bordini (2003), que estudaram os maciços de Rio Piau, Samaritana/Carapussê e Potiraguá, respectivamente, e que foram aqui reproduzidos, o mais fielmente possível. Como o Maciço de Samaritana/Carapussê foi estudado como se fossem dois maciços diferentes, os

aspectos da geologia local serão apresentados individualmente, segundo os estudos de cada um dos dois autores acima citados.

II.3.1 - Maciço do Rio Piau

O Maciço do Rio Piau é um complexo estratificado com cerca de 80 km² de área aflorante, forma elíptica irregular, aproximadamente 13 km de comprimento e 6,5 km de largura, e direção NE-SW (Fig. II.11). Ele é intrusivo nos terrenos charnockíticos arqueanos do Domínio Mutuípe (atualmente denominado de Bloco Jequié) e é formado por dois conjuntos de rochas. O conjunto principal é constituído por rochas anortosíticas e gabronoríticas. O conjunto secundário (Fazenda Santa Bárbara), formado essencialmente por rochas gabronoríticas, é intrusivo em rochas da série enderbo-charnockítica. Este maciço é constituído por sete litotipos que são: anortositos, gabronoritos de granulação grossa, leucogabronoritos, gabronoritos de granulação fina, gabros a olivina, gabronoritos a olivina e magnetita, e rochas ricas em Fe-Ti (Cruz 1989).

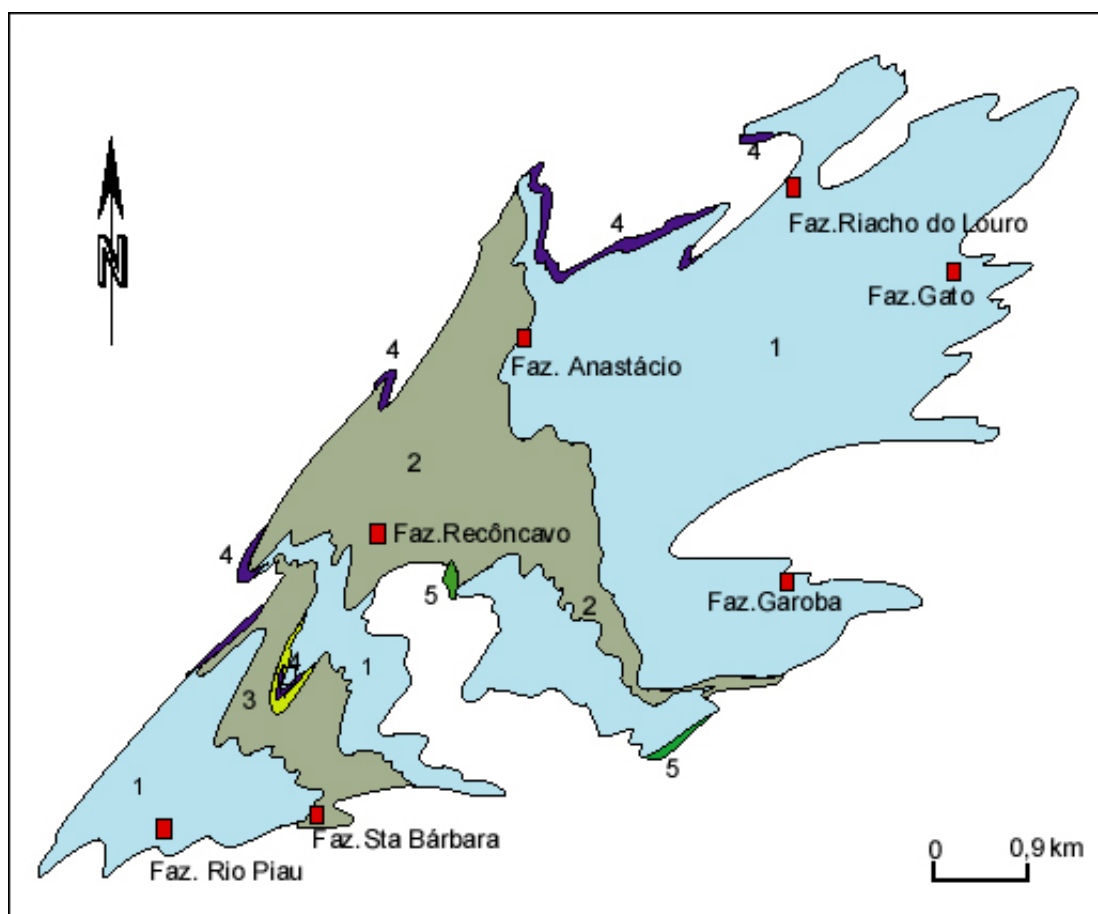


Figura II.11 - Mapa esquemático do Maciço do Rio Piau. (1) anortosito; (2) gabronorito; (3) troctolito; (4) rochas ricas em óxidos de Fe-Ti-V; (5) gabronorito (margem resfriada) (Cruz 1989).

Todas as rochas deste maciço e suas encaixantes sofreram os efeitos da orogênese Paleoproterozóica e encontram-se reequilibradas no metamorfismo da fácies granulito a anfibolito. Apresentam uma foliação regional S_R , de atitude aproximada $N60^\circ E/90^\circ$, que corresponde à fase tectônica P_R , que é uma fase de dobramento regional. Esta foliação provoca a gnaissificação das rochas e os minerais máficos tendem a se orientar nesta superfície. Alguns afloramentos mostram estruturas anteriores a esta foliação regional (S_R), que correspondem a dois eventos tectônicos anteriores (S_{R-1} e S_{R-2}). Por outro lado, a atitude desta foliação regional não é constante em todo o maciço, porque esta superfície foi deformada por três fases tectônicas posteriores, que são as fases P_{R+1} , P_{R+2} e P_{R+3} (Cruz 1989). As fases anteriores a P_R são mais comumente observadas nos charnockitos encaixantes que nos anortositos. As fases posteriores a P_R foram estudadas principalmente na parte norte do maciço, nas cercanias da Fazenda Riacho do Louro (Cruz 1989).

A forma geral do Maciço do Rio Piau é paralela aos planos axiais das dobras P_R , e assinala-se a presença de grandes anticlinais e sinclinais por todo o maciço. Para explicar a forma deste maciço, Cruz (1989) levantou duas hipóteses. A primeira é a de que se trata de uma grande dobra deitada de fase precoce. A segunda é a de que se trata de uma disposição original devido à própria colocação deste complexo gabro-anortosítico.

II.3.2 - Maciço de Samaritana/Carapussê

O Maciço da Samaritana (Fig. II.12) possui uma forma ovalada, cerca de 11 km² de área aflorante, tendo aproximadamente 3,5 km no seu eixo maior, e orientação aproximada N-S, com ligeira tendência a NE/SW regional. Os contatos deste corpo ígneo diferenciado com as rochas encaixantes de alto grau metamórfico se fazem por falhas, sendo uma de direção NW/SE no seu limite NE, e outra de direção NE/SW no seu limite NW, e através de contatos bruscos, curvos e dobrados no seu limite sul, evidenciando o seu caráter intrusivo. Ocasionalmente, diques de constituição anortosítica cortam as encaixantes granulíticas, reforçando assim a idade posterior da intrusão. Estes limites são nítidos em fotografias aéreas, devido às rochas deste maciço encontrarem-se em cotas mais baixas do que as rochas encaixantes da suíte charnockítica. Em alguns locais, como na Fazenda Carapussê, aparecem corpos menores que podem ser satélites desta intrusão principal (Jesus 1997).

Com base em mapeamento geológico e fotointerpretação, Jesus (1997) definiu 3 grandes domínios para este corpo, que são: I - rochas que formam o Maciço da Samaritana; II - granito fino de borda; e III - rochas granulíticas encaixantes próximas. As rochas do domínio I foram classificadas em: anortosito, mesogabro, gabronorito, clinopiroxenito, ortopiroxenito, rochas ricas em Fe-Ti-V e gabronorito fino de borda. Os anortositos dominam a porção centro-oeste deste maciço. Com relação à sua topografia interna, eles são encontrados nas partes mais baixas da intrusão, proporcionando um contraste marcante com as rochas encaixantes.

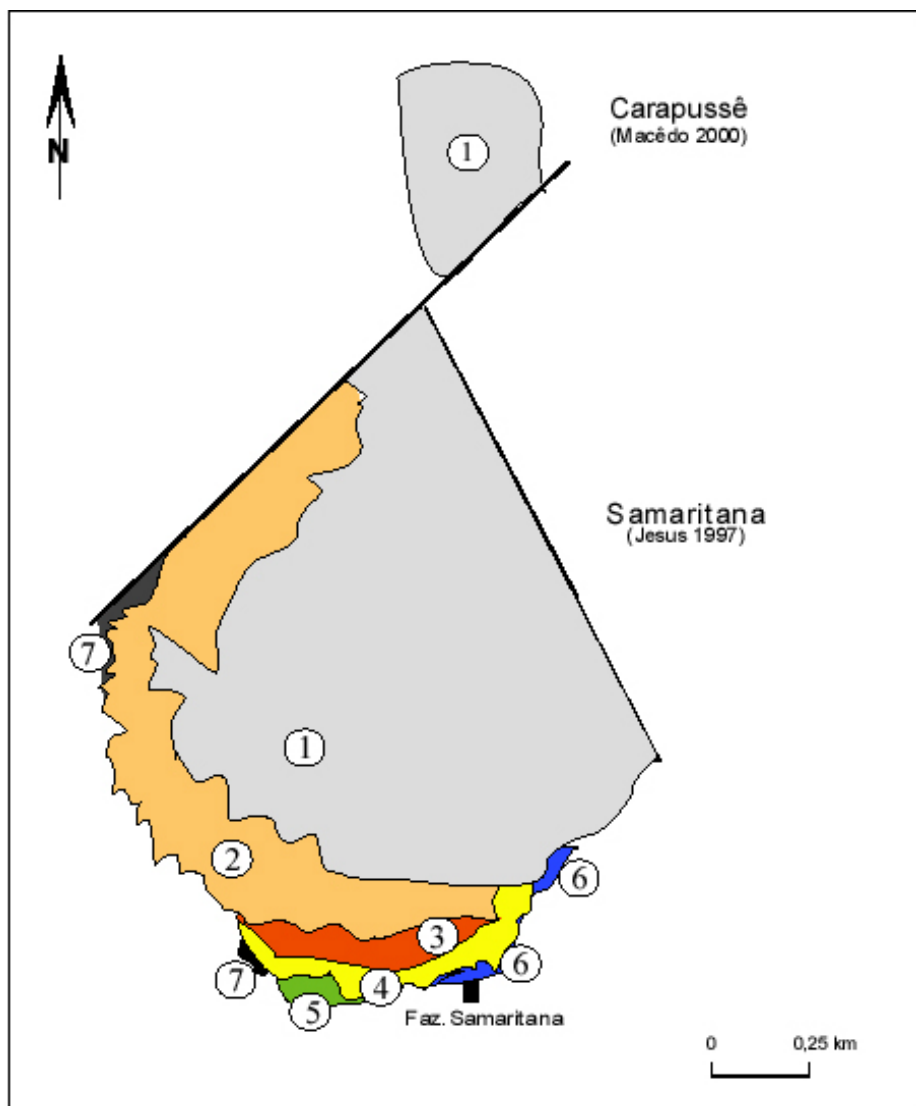


Figura II.12 - Mapa esquemático do Maciço de Samaritana/Carapussê (Cruz *et al.* 2000). (1) gabronorito; (2) anortosito; (3) mesogabro; (4) clinopiroxenito; (5) gabronorito rico em óxidos de Fe; (6) rochas ricas em Fe-Ti-V; (7) gabro fino.

Quanto aos aspectos estruturais, as rochas encaixantes e as que constituem o Maciço da Samaritana sofreram tectônica dúctil e rúptil. Nas encaixantes, a tectônica dúctil é evidenciada por dobramentos e redobramentos destas rochas. As dobras são caracterizadas pelo alinhamento dos minerais planares que, freqüentemente segregados, desenvolvem forte orientação e foliação gnáissica. A sobreposição de dobramentos desenvolve estruturas em lâpis, com fortes lineações causadas pelos minerais prismáticos. As feições de transposição são sempre marcadas pela forte foliação verticalizada (Jesus 1997).

As seguintes fases de dobramento foram observadas nas rochas encaixantes (Jesus 1997):

- a) a primeira fase foi marcada por pequenas dobras de eixos S80°E/10° que, ocasionalmente, sobressaem na superfície dos afloramentos. Os minerais máficos contornam esses dobramentos. Não foram

observados deslocamentos que poderiam estar presentes nas zonas de charneira de dobras, caracterizando que elas foram formadas em regime de grande plasticidade dos materiais, portanto, sob pressões e temperaturas elevadas;

- b) a segunda fase de dobramento (N70°W/55°NE) é caracterizada por foliações e alternâncias milimétricas que formaram a foliação geral das rochas. Grandes dobras isoclinais apertadas estão presentes onde as charneiras são marcadas por extensivas orientações dos planos de transposição. Ocasionalmente são observadas fácies miloníticas associadas às zonas de transposição, o que demonstra que estas zonas se desenvolveram em regime semi-plástico a rígido;
- c) a terceira fase foi marcada pelas inversões de baixo ângulo, que bascularam os eixos de dobras maiores, ora para norte, ora para sul.

As principais feições da tectônica rúptil das rochas encaixantes próximas ao Maciço da Samaritana são as grandes falhas de caráter regional. São bem marcadas as falhas de direção N20° a N30°E, as quais são deslocadas pelo sistema de falhamento de direção principal N50° a N60°W. Uma série de fraturas e juntas ocorrem associadas aos quebramentos principais, a 30° deste quebramento. Os três principais grupos de juntas relacionados a esta feição são as fraturas com direções N40°E, N20° a N30°W e E-W. Veios de quartzo branco ocorrem preenchendo as zonas de falhas e são representados por cristas na topografia. (Jesus 1997).

Nas rochas que formam o maciço da Samaritana, vale a pena ressaltar alguns fatos importantes quanto à tectônica dúctil (Jesus 1997):

- a) nas partes mais centrais da intrusão, as rochas tendem a não apresentar orientações, mantendo-se isotrópicas, e muito restritamente são observadas zonas de fluxo magmático;
- b) na fase anortosítica já diferenciada, os megacristais foram transportados e rotacionados devido a esforços verticais que possivelmente ocorreram durante o posicionamento do corpo.

O Maciço de Carapussê é um corpo intrusivo, de forma elíptica, com cerca de 3 km² de área aflorante, tendo aproximadamente 2,2 km no seu eixo maior. Este maciço está orientado aproximadamente N-S e encontra-se posicionado em terrenos granulíticos, na interface entre o Bloco Jequié e o Cinturão da Costa Atlântica (Fig. II.12). Ele é constituído, quase que na sua totalidade, por anortositos com pequenas variações de granulometria, textura e estrutura (Macêdo 2000). Os contatos com as rochas encaixantes, apesar de bem marcados em observação regional, não são nítidos localmente devido à falta de afloramentos. O limite leste é marcado por uma falha de caráter regional que controla a geologia e o modelado local. Os limites oeste e norte são marcados por contatos bruscos, curvos e dobrados entre as rochas anortosíticas e os granulitos. Os contatos a sul são intrusivos e com formas curvas e localmente lobadas. As rochas anortosíticas são cortadas por diques centimétricos de composição granítica (Macêdo 2000).

A distribuição faciológica dos anortositos se faz de norte para sul, sendo que as rochas do sul do corpo estão nitidamente menos afetadas por fenômenos tectônicos quebradiços. Nas proximidades do contato leste, é importante assinalar a presença de uma rocha anortosítica completamente gnaissificada, fortemente afetada por cataclase. As rochas posicionadas no centro do maciço apresentam granulometria mais grossa e tendem a ser menos orientadas do que as da fácies de borda. As dobras de fluxo e os corpos *boudinados* representam um comportamento dúctil. A matriz fina parcialmente quebradiça e a recristalização dos megacristais de plagioclásio são marcos de um comportamento frágil (Macêdo 2000).

De uma forma mais ampla, as estruturas das rochas juntamente com a reorientação mineralógica resultaram da tectônica termo-compressional que atingiu toda a região e traduziram os efeitos termo-compressivos regionais que atingiram as encaixantes granulíticas concomitantemente com a colocação da intrusão anortosítica. Os diques sacaroidais graníticos que cortam a massa anortosítica marcam uma tectônica pós-metamórfica sofrida pelo corpo (Macêdo 2000).

II.3.3 - Maciço de Potiraguá

O Maciço de Potiraguá (Fig. II.13) forma um corpo estreito e alongado segundo a direção N-S, com cerca de 20 km² de área aflorante, e é composto por uma suíte de rochas anortosíticas. A região na qual ele está inserido exibe rochas metamórficas do Arqueano/Paleoproterozóico (granulitos e gnaisses), e rochas metassedimentares (xistos e metacarbonatos) e ígneas alcalinas (sienitos e feldspatóide sienitos) do Neoproterozóico. Os seus contatos com as rochas encaixantes são os seguintes: nas partes leste, norte e nordeste, com os granulitos do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá; na sua porção noroeste, com os nefelina/sodalita sienitos da Serra das Araras, compreendendo o conjunto sienítico de Potiraguá; a oeste, com gnaisses sieníticos e quartzo sieníticos da unidade B de Souto (1972); e a sudoeste e a sul, apesar de não serem bem definidos, possivelmente são com sienitos subsaturados, nas proximidades da Serra da Gruta; e a sudeste, com os metacarbonatos do Grupo Rio Pardo (Bordini 2003).

Este maciço distingue-se dos demais corpos do lineamento por sua situação geológica peculiar em relação às suas encaixantes. A sua colocação é controlada, a oeste, por um sistema de falhas submeridianas que separa terrenos gnáissicos na fácies anfíbolito, e a leste pelos terrenos de alto grau metamórfico (Bordini *et al.* 1999, 2002), tendo registrado um evento deformacional suplementar. Ele também se encontra geometricamente relacionado com um dos maciços peralcalinos intrudidos no ciclo Brasileiro (Bordini 2003).

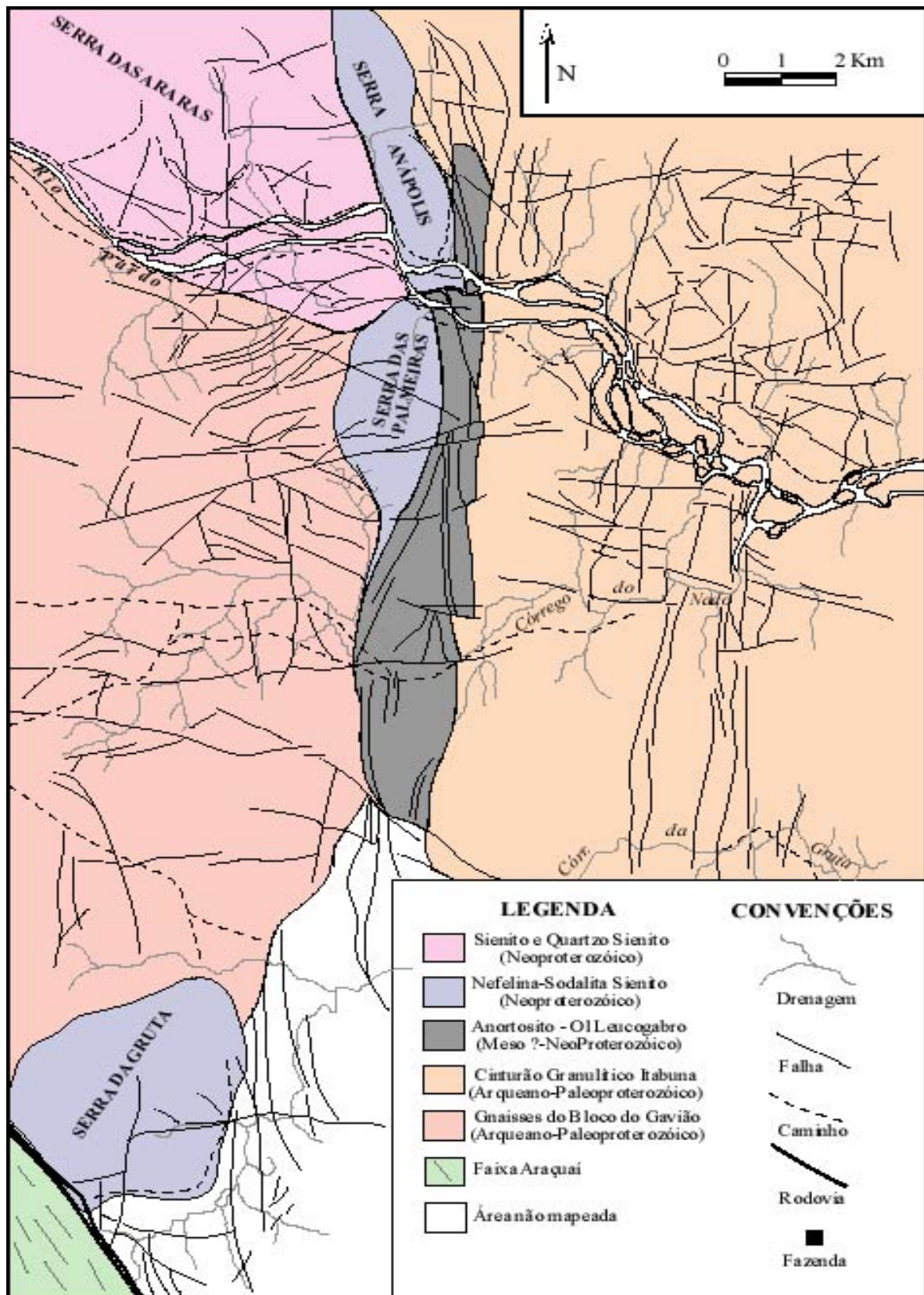


Figura II.13 - Mapa geológico simplificado da área do Maciço de Potiraguá (Bordini 2003).

As rochas anortosíticas de Potiraguá encontram-se no interior da zona de cisalhamento de Potiraguá de direção N40°W. O limite sul desta zona de cisalhamento é feito com a falha de Potiraguá, que marca o limite do Cráton do São Francisco com a Faixa de Dobramentos Araçuaí, e prolonga-se para o interior do Cráton até a borda leste da província do Paramirim. As rochas anortosíticas ocorrem com frequência nas cotas mais baixas da área, em contraste marcante com a topografia alta das intrusões alcalinas (Bordini 2003).

A contemporaneidade entre anortositos e sienitos é sugerida pela observação de uma estreita zona de rochas transicionais entre eles. Além disso, a presença de porções de anortositos (~1,0 m) com formas irregulares imersos numa massa mais leucocrática de monzosienitos, segregações de sienito pegmatóide, sienitos finos e com fenocristais gigantes de feldspato alcalino (até 10 cm), reforçam a hipótese os dois grupos foram colocados quase ao mesmo tempo.

O Maciço de Potiraguá tem sua gênese associada a um período que seguiu a tectônica extensional do aulacógeno do Paramirim (1700 Ma), da bacia do Rio Pardo (1000 Ma) e da fase rifte da Faixa de Dobramentos Araçuaí (950 Ma). Esta intrusão anortosítica precedeu a orogenia de subducção (650-600 Ma) e colisão (570 Ma) da Faixa de Dobramentos Araçuaí. Neste período que antecede a orogenia Brasileira, um evento magmático foi responsável pela geração de rochas sieníticas, rochas anortosíticas e diques de diabásio (Bordini 2003).

Petrografia, geoquímica e química mineral

III.1 - Síntese dos conhecimentos dos maciços gabro-anortosídeos do Sul da Bahia

A seguir, será apresentada uma síntese dos conhecimentos petrográficos, geoquímicos e de química mineral existentes, até então, dos maciços que constituem os objetos deste trabalho. Os dados aqui apresentados foram sintetizados dos trabalhos acadêmicos de Cruz (1989), Macêdo (2000), Jesus (1997) e Bordini (2003), que estudaram, respectivamente, os maciços de Rio Piau, Carapussê, Samaritana e Potiraguá.

III.1.1 - Maciço do Rio Piau

O Maciço do Rio Piau é constituído por anortositos, gabronoritos, leucogabronoritos, gabros a olivina, gabronoritos a olivina e magnetita, e rochas ricas em Fe-Ti (Fig. II.11). À exceção dos gabronoritos de granulação fina e das rochas ricas em Fe-Ti, todas as demais rochas são inequigranulares e de granulação média a grossa. As texturas mais frequentes nas rochas anortosíticas são as granoblásticas e cataclásticas, com grãos de plagioclásio quebrados, recristalizados e em mosaicos. Às vezes, encontram-se texturas primárias do tipo adcumulato e, mais raramente, texturas ofíticas. Ocasionalmente, os grãos de plagioclásio apresentam geminação encurvada. Quanto às rochas ricas em Fe-Ti, elas possuem granulação média a grossa e são homogêneas. Microscopicamente, apresentam texturas granoblásticas e em mosaico (Cruz 1989).

As rochas anortosíticas do Maciço do Rio Piau são formadas de plagioclásio, clinopiroxênio (cpx), ortopiroxênio (opx), anfibólio, olivina, magnetita, ilmenita e apatita. De uma forma geral, o plagioclásio destas rochas apresenta-se como grandes cristais automórficos, de aspecto magmático, e frequentemente geminados segundo as leis albíta, periclina e Carlsbad. Ao seu redor, ocorrem pequenos cristais de plagioclásio xenomórficos, geminados e com textura em mosaico, que são manifestações de uma recristalização metamórfica. Quanto aos piroxênios, o clinopiroxênio é mais abundante que o ortopiroxênio, e apresenta-se de três formas diferentes: (i) como cristais xenomórficos a hipidiomórficos, ricos em inclusões e sem ex-soluções, sugerindo que são magmáticos; (ii) como cristais xenomórficos, poligonais e em mosaico, sugerindo que foram recristalizados no metamorfismo; e (iii) como exsoluções. O anfibólio ocorre de duas formas: (i) como pequenos cristais automórficos inclusos nos grãos de plagioclásio, sugerindo que são magmáticos, e (ii) como cristais xenomórficos, produtos de alteração do clinopiroxênio, tratando-se de anfibólitos metamórficos. A biotita tem a forma de palhetas e encontra-se sempre associada aos anfibólitos

xenomórficos. Os minerais acessórios são quartzo, apatita e zircão. A existência de texturas granoblásticas, em mosaico e poligonais associadas à relíquias plutônicas, sugere que estas rochas tiveram uma origem plutônica e que, em seguida, foram metamorfasadas. Suas paragêneses são compatíveis com aquelas da fácies granulito (Cruz 1989).

Os dados químicos mostraram valores suficientemente altos e constantes de SiO_2 , mas conteúdos variáveis de Al_2O_3 (entre 25% nos anortositos e 11% nos gabronoritos). O índice mg# ($\text{MgO}/\text{MgO}+\text{FeO}$) permaneceu próximo para todas as associações cpx + opx + ol, traduzindo o equilíbrio das mesmas. Ele variou de 0,05 no anortosito à faialita até 0,44 no gabronorito. Os espectros dos elementos de terras raras (ETR) apresentaram-se pouco fracionados, e tanto nos anortositos como nos termos gabróicos foi marcante a anomalia positiva do Eu. Estes dois aspectos podem ser atribuídos a forte acumulação do plagioclásio (Cruz 1989).

Nas diferentes fácies, a composição química do plagioclásio varia de forma contínua no intervalo de An_{50} a An_{80} . Não foram constatadas variações importantes de composição química entre os dois tipos de plagioclásio, o que significa que eles foram reequilibrados no metamorfismo. Os dois piroxênios apresentam um amplo leque de composição química sendo que a do clinopiroxênio varia do pólo hedenbergita ($\text{En}_{23}\text{Fs}_{42}\text{Wo}_{37}$) ao pólo salita ($\text{En}_{38}\text{Fs}_{15}\text{Wo}_{46}$) e a do ortopiroxênio varia entre o pólo hiperstênio ($\text{En}_{36}\text{Fs}_{66}\text{Wo}_1$) e eulita ($\text{En}_{54}\text{Fs}_{45}\text{Wo}_1$). A olivina (ol), cuja proporção modal não ultrapassa 5%, apresenta composição ferrífera (Fo_{31} a Fo_{13}). Embora estes minerais possam ser magmáticos, o estudo mineralógico mostrou que eles foram reequilibrados em condições *subsolidus*, durante o metamorfismo regional. A geotermometria pelo método de Wood & Banno (1973) e de Wells (1977) estimou temperaturas entre 830 e 870°C e a geobarometria pelo método de Bohlen & Boettcher (1981), pressões entre 9 e 10 kbar, as quais são incompatíveis com os dados regionais disponíveis (Cruz 1989).

Apesar da abundância de cumulos de plagioclásio (anortositos), de cumulos mistos (gabronoritos) e à magnetita (gabro a olivina, gabronorito a olivina e formações ferríferas), duas linhas magmáticas podem ser distinguidas com base nos terras raras e nos elementos Ti, P, Nb, Y e Ga. Cada uma destas linhas evoluiu por diferenciação e acumulação, desde os termos máficos ($\text{MgO} \sim 9$ a 10%) até os termos intermediários ($\text{MgO} \sim 1$ a 2%). Estes *trends* de diferenciação são toleíticos, com um enriquecimento em Fe e Ti superior até mesmo àquele de Skaergaard (o FeO alcança 24% e o TiO_2 alcança 2,5%) (Cruz 1989).

III.1.2 - Maciço de SamaritanaCarapssê

O Maciço da Samaritana foi estudado por Jesus (1997) e é formado pelos seguintes litotipos: anortosito, mesogabro, gabronorito, clinopiroxenito, ortopiroxenito, rochas ricas em Fe-Ti-V e gabronorito fino de borda (Fig. II.12). Macroscopicamente, os anortositos apresentam granulação grossa a muito grossa. Os

grãos de plagioclásio geralmente são euédricos, fraturados e, freqüentemente, encontram-se rotacionados. Ao microscópio petrográfico, estes se apresentam como megacristais euédricos, geminados, freqüentemente com geminação encurvada por efeito tectônico, e também como um mosaico poligonal e equigranular. Nos espaços entre os cristais de plagioclásio, ocorrem piroxênios formando agregados irregulares (Jesus 1997).

O mesogabro, de ocorrência restrita, ocorre transicionalmente entre os anortositos, e às vezes, em contato com os gabronoritos. Macroscopicamente, são rochas de tonalidade cinza claro, equigranulares, de granulação média, e constituídas principalmente por feldspatos e subordinadamente por piroxênios. Microscopicamente, apresenta uma textura poligonal.

O gabronorito forma a parte central deste maciço. Macroscopicamente, são rochas de coloração cinza escuro, granulação média, tipicamente gabróica, constituídas por plagioclásio e piroxênios. Microscopicamente, os grãos de plagioclásio formam um mosaico equigranular com os piroxênios. Os grãos de ortopiroxênio ocasionalmente desenvolvem coroas de reação e freqüentemente estão exsolvidos como lamelas em grãos de clinopiroxênio.

Os clinopiroxenitos são transicionais aos gabronoritos e ocorrem como blocos de pequenas dimensões no interior da suíte gabro-anortosítica. Macroscopicamente, são rochas de coloração cinza esverdeada, de textura fina, constituídas por plagioclásio, piroxênio, anfibólio e mica. Microscopicamente, apresentam-se como um mosaico de clinopiroxênio e plagioclásio.

Os ortopiroxenitos ocorrem como uma faixa aproximadamente contínua marcando o limite sul da intrusão. Macroscopicamente, são rochas de coloração cinza escuro e granulação fina a média. Ao microscópio petrográfico, apresentam-se como um mosaico de ortopiroxênio e clinopiroxênio.

As rochas ricas em Fe-Ti-V são as portadoras das mineralizações potencialmente econômicas do Maciço da Samaritana e são transicionais às rochas gabro-férricas. Macroscopicamente, são rochas de cor cinza metálico na superfície fresca e com zonas características de óxidos ferruginosos nas superfícies alteradas.

O gabronorito fino de borda ocorre no limite sul da intrusão. Pela sua localização (transicionais às rochas de granulações mais grossas) e pelo seu posicionamento (em contato com a encaixante), estas rochas caracterizam as bordas resfriadas do Maciço da Samaritana. Macroscopicamente, são rochas de cor cinza escuro, textura fanerítica fina, maciças ou fracamente orientadas. Ao microscópio petrográfico são inequigranulares e constituídas por plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio. O plagioclásio apresenta-se freqüentemente com geminação encurvada. O clinopiroxênio encontra-se exsolvido em ortopiroxênio. Os contatos entre os minerais mostram bordas irregulares e ligeiramente curvas (Jesus 1997).

O estudo petrográfico das rochas do Maciço da Samaritana revelou que elas são gradacionais entre si e passam de um litotipo ao outro por modificações quantitativas nas proporções minerais, traduzindo os processos magmáticos de diferenciação e acumulação. As diversas fácies deste maciço constituem, na verdade, um único corpo gabro-anortosítico diferenciado (Jesus 1997).

O estudo de química mineral foi efetuado no plagioclásio, piroxênios e óxidos de Fe-Ti. Os grãos de plagioclásio foram classificados como labradorita. O ortopiroxênio posicionou-se no limite entre enstatita e ferrossilita. O clinopiroxênio foi classificado como salita e augita. Os dados mineraloquímicos permitiram calcular geotermômetros e geobarômetros, os quais forneceram temperaturas de 800°C, através do método de Wells (1977), e pressões em torno de 7 kbar, através do método de Wood & Banno (1973).

O estudo geoquímico deste maciço permitiu classificá-lo como pertencente à série toleítica. Os elementos terras raras mostraram que as diversas fácies evoluíram pelo fracionamento de uma única série comagmática e cogenética. A sua evolução magmática enquadra-se no modelo de cristalização fracionada (Jesus 1997).

O Maciço de Carapussê, estudado por Macêdo (2000), é um corpo intrusivo, constituído quase que na sua totalidade por anortositos, com pequenas variações de granulometria, textura e estrutura (Fig. II.12). Macroscopicamente, estas rochas são de coloração cinza, granulação grossa a muito grossa, ora maciças, por vezes orientadas. Microscopicamente, apresentam dois grupos de texturas distintos. O primeiro grupo congrega as texturas reliquias que foram resultantes dos processos magmáticos primários que deram origem ao corpo. O segundo grupo resultou dos processos metamórficos e deformacionais que afetaram a intrusão (Macêdo 2000).

A análise modal revelou que as rochas deste maciço são constituídas de plagioclásio (>90%), piroxênios (5-8%), óxidos de Fe-Ti (5%), anfibólio (4%), biotita (2%) e olivina (traços). Quartzo, apatita e zircão apresentam-se como acessórios. O plagioclásio apresenta-se como megacristais com tamanhos de 1 a 5 cm, frequentemente envolvidos por grãos poligonizados e recristalizados, e também como cristais de pequenas dimensões, com tamanho médio entre 0,3 a 0,7 mm, que envolvem os megacristais, constituindo os domínios recristalizados. Os dois tipos de piroxênios estão presentes nos espaços intergranulares dos grãos de plagioclásio e possuem tamanho médio de 0,5 a 1 mm. Geralmente estão recristalizados e apresentam-se coroados por anfibólio, biotita e óxidos de Fe-Ti, ou com ex-soluções. O anfibólio apresenta-se como cristais esverdeados, tamanho médio de 5 mm, e sempre associado aos piroxênios, biotita e óxidos de Fe-Ti. A biotita, de coloração marrom, forma agregados associados aos demais minerais máficos. Os óxidos de Fe-Ti estão presentes nos espaços intergranulares dos grãos de plagioclásio e associados aos minerais máficos, como produtos de alteração secundária. A olivina, pouco freqüente, se apresenta associada aos demais minerais máficos (Macêdo 2000).

As composições químicas mostraram que os minerais foram completamente reequilibrados durante o metamorfismo, embora guardem aspectos reliquiais plutônicos. O plagioclásio apresenta teores médios em torno de An_{68-70} , tipo labradorita-bitownita, não existindo variações marcantes entre a composição dos megacrístais e dos indivíduos poligonizados. Os piroxênios apresentam-se em série contínua, onde o ortopiroxênio varia em torno de $En_{30-58}Fs_{30-60}Wo_{10-12}$, e a augita-ferroaugita, de $En_{35-52}Fs_{10-35}Wo_{30-38}$. Os cristais euédricos de anfibólio são predominantemente Mg-hornblenda/Fe-hornblenda e os grãos xenomórficos são pargasitas e mais raramente edenitas. A biotita é retrometamórfica e ocorre invariavelmente em formas de palhetas, associada aos anfibólios. A geotermobarometria sugeriu que o metamorfismo das rochas do Maciço de Carapussê se processou a temperaturas de $800^{\circ}C$, pelos geotermômetros de Wood & Banno (1973) e Wells (1977) e a pressões de 6-7 kb, pelos geobarômetros de Hammarstron & Zen (1986), Johnson & Rutherford (1989), Hollister *et al.* (1987) e Schmidt (1992) (In: Yavuz 1998).

Com base nas sugestões aventadas por Cruz (1989), as rochas que constituem o Maciço de Carapussê seriam provenientes de magmas parentais subalcalinos toleííticos, considerando-se que estes seriam os únicos tipos de magmas cuja composição permitiria a geração destes tipos de rochas acumulativas. Geoquimicamente, ele apresenta similaridade com os outros maciços anortosíticos do Sul da Bahia, estando perfeitamente correlacionado com o da Samaritana, de localização adjacente (Macêdo 2000).

III.1.3 - Maciço de Potiraguá

O Maciço de Potiraguá é formado por anortositos, que formam a massa principal do corpo e, subordinadamente, leucogabros, troctolitos e um conjunto de diques gabróicos (Fig. II.13). Este enxame de diques de granulação fina acompanha a estrutura estirada do corpo. As rochas anortosíticas deste maciço são de coloração cinza-escuro a preta e apresentam textura grossa, predominantemente do tipo *adcumulato*, e estas texturas magmáticas acumulativas encontram-se preservadas (Bordini 2003).

As rochas anortosíticas de Potiraguá foram classificadas com base no diagrama de classificação das rochas máficas de Streckeisen (1976) (Fig. III.1A). As composições modais (Fig. III.1B) e as normativas (Fig. III.1C) foram plotadas neste diagrama, e embora a aplicação da norma CIPW na determinação das proporções mineralógicas tenha sido muito questionada, sobretudo para rochas hidratadas, foi verificada uma boa correlação entre as determinações obtidas pelos dois métodos para este maciço (Bordini 2003).

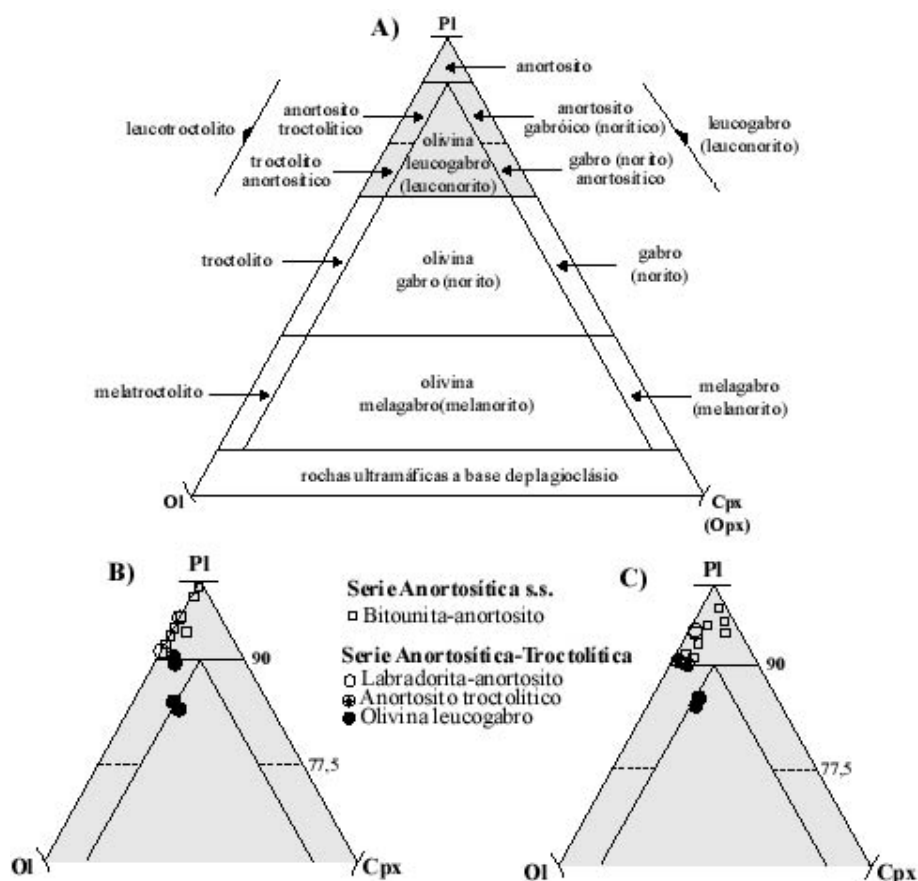


Figura III.1 - (A) diagrama de classificação das rochas máficas (Streckeisen 1976); (B) classificação modal das rochas anortosíticas de Potiraguá; (C) classificação normativa das rochas anortosíticas de Potiraguá (Bordini 2003).

Utilizando a classificação modal e/ou normativa, as rochas anortosíticas de Potiraguá foram classificadas como:

- anortositos (IC = 0-10) - constituídos essencialmente de plagioclásio;
- anortositos troctolíticos (IC=10-22,5) - constituídos de plagioclásio e olivina;
- olivina leucogabros (IC= <35) - constituídos de plagioclásio, olivina e clinopiroxênio.

Com base nas observações petrográficas e na determinação modal e/ou normativa das rochas anortosíticas de Potiraguá, foi possível caracterizar dois grupos de rochas:

- grupo anortosítico-troctolítico - constituído de rochas que variam de anortositos, anortositos troctolíticos até Ol-leucogabros, com quantidades de minerais máficos entre 5 e 25%, juntamente com 75 a 95% de plagioclásio tabular, dominando as partes centrais e oeste do maciço;
- grupo anortosítico - constituído essencialmente de anortositos e ocorre exclusivamente nas partes leste e sudeste do maciço.

A análise microscópica evidenciou dois tipos de plagioclásio, que foram denominados de plagioclásio tabular e de plagioclásio equidimensional. Os grãos tabulares são euédricos a subédricos, podem alcançar até 2,0 cm de comprimento, geralmente estão geminados segundo a lei albita, mostram orientação incipiente e ocorrem em percentuais que variam de 75 a 90%. Os grãos equidimensionais são caracterizados por uma textura adcumulática perfeita, podem alcançar até 1,0 cm de diâmetro, estão geminados segundo as leis albita e periclina, e ocorrem em percentuais iguais ou superiores a 90%. Além do plagioclásio, os minerais primários das rochas anortosíticas do Maciço de Potiraguá são olivina, clinopiroxênio (ortopiroxênio?), óxidos de Fe-Ti e apatita. Os principais minerais varietais são a olivina, cuja proporção modal freqüentemente é maior que 5%, e a ilmenita. Os anfibólios são, aparentemente, de origem secundária, juntamente com outros minerais de alteração (biotita, clorita, etc).

As análises de química mineral mostraram que os dois grupos de plagioclásio apresentam composições diferentes. O plagioclásio tabular, do grupo anortosítico-troctolítico, foi classificado como andesina (An_{48-54}), enquanto que o equidimensional, do grupo anortosítico, foi classificado como bitownita (An_{70-76}). A olivina, nos dois grupos de rochas anortosíticas, mostrou pouca variação (Fo_{73-79}). Os piroxênios ocorrem sempre em proporções menores do que a olivina, com clinopiroxênio predominando sobre o ortopiroxênio, tendo este último se formado às expensas de outros minerais máficos. O clinopiroxênio ($En_{40-43}Fs_{12-16}Wo_{41-48}$) é do tipo salita-augita e o ortopiroxênio (En_{71-77}) é rico no componente enstatita. O anfibólio ocorre, sobretudo, como borda de reação nos minerais máficos. Às vezes, ele substitui quase que inteiramente os cristais de piroxênio, restando apenas um pequeno núcleo do mineral primário. Muito provavelmente, estes anfibólios são de origem secundária ou metamórfica (Bordini *et al.* 2001a). Quase que invariavelmente eles têm uma tendência a serem enriquecidos no componente pargasita. Localmente, ocorrem texturas coroníticas, com o desenvolvimento de anfibólio às custas da olivina e dos piroxênios, que podem indicar recristalizações *subsolidus* ou condições retrometamórficas (Bordini 2003).

O geotermômetro de Lindsley & Anderson (1983) forneceu temperaturas de fechamento do clinopiroxênio entre 940 e 1160°C e do ortopiroxênio entre 800 e 900°C, que correspondem às temperaturas mínimas de equilíbrio de cada mineral. A temperatura obtida pelo ortopiroxênio indica equilíbrio em condições *subsolidus* correspondente à temperatura de formação de coroas, bordas de reação e simplectitos na interface olivina/plagioclásio. De fato, as temperaturas de equilíbrio do par clinopiroxênio-ortopiroxênio, onde ocorrem juntos nas coroas da olivina, calculadas pelo geotermômetro de Wood & Banno (1973) e de Wells (1977), foram estimadas entre 845-1000°C. As temperaturas obtidas pelo geotermômetro de Holland & Blundy (1994) para o par anfibólio-plagioclásio, em assembléias livres de quartzo e pressões de 5 a 10 kbar, ficaram entre 837 e 902°C. As temperaturas assim determinadas permitem inferir uma temperatura de cristalização das rochas do Maciço de Potiraguá entre 1040 e 950°C (formação de coroas). Reações *subsolidus* foram efetivas pelo menos entre 950 e 800°C, com a formação de ortopiroxênio e anfibólio nas bordas da olivina e substituição do clinopiroxênio pelo anfibólio (Bordini 2003).

A composição calculada para o magma parental das rochas anortosíticas de Potiraguá revela um magma de natureza alcalina, rico em Fe-Al-Ti além de P, Ba, Sr e ETR leves. A associação de anfibólio rico no componente pargasita com clinopiroxênio do tipo salita é típica das rochas da série alcalina, e constitui mais uma evidência do caráter alcalino deste magma. As características gerais de elementos maiores, traços e ETR do Maciço de Potiraguá apontaram para uma origem mantélica de uma fonte do tipo OIB (ambiente intraplaca continental) (Bordini 2003).

III.2 - Análises petrográficas e de química mineral

Segundo Streckeisen (1976), o termo anortosito refere-se estritamente às rochas ígneas que consistem 90% ou mais de plagioclásio. Neste trabalho, será considerado como **anortosito** a rocha com 90% ou mais de plagioclásio, esteja ela metamorfisada ou não, e como **rocha anortosítica** a rocha gabróica com 65 a 90% de plagioclásio. Apesar das rochas em estudo estarem metamorfisadas, optou-se por não utilizar a nomenclatura meta-anortosito ou meta-gabro, seguindo as recomendações de Ashwal (1993). A figura III.1A mostra o diagrama de classificação e nomenclatura das rochas gabróicas com base nas proporções modais de plagioclásio, olivina e piroxênios (Streckeisen 1976).

III.2.1 - Metodologia

As análises petrográficas efetuadas nesta pesquisa foram feitas com dois objetivos principais. O primeiro, foi de conhecer a mineralogia e classificar as rochas dos maciços de Rio Piau, Samaritana/Carapussê e Potiraguá. Sendo assim, os aspectos petrográficos abordados neste item correspondem a uma observação geral da mineralogia e das texturas destas rochas, sem os refinamentos de uma petrografia clássica. Mesmo assim, serão apresentadas algumas fotomicrografias das rochas e dos minerais analisados. O segundo objetivo, este sim o foco deste trabalho, foi a identificação das microestruturas presentes nas rochas anortosíticas, com ênfase para o plagioclásio, pois estas microestruturas serão utilizadas para a identificação dos mecanismos de deformação que atuaram nestes maciços. Estas microestruturas serão apresentadas, em detalhe, através das pranchas que se encontram no capítulo V, e discutidas no decorrer do referido capítulo. As descrições petrográficas detalhadas desses maciços encontram-se em Cruz (1989), Jesus (1997)/Macêdo (2000) e Bordini (2003), respectivamente.

Na presente pesquisa foram analisadas, inicialmente, 76 lâminas delgadas que já tinham sido descritas pelos autores acima citados. Destas, 10 eram do Maciço do Rio Piau, 36 de Samaritana/Carapussê e 30 de Potiraguá, que foram analisadas ao microscópio óptico do Laboratório de Metalogênese da Universidade

Federal da Bahia. Além destas, 51 amostras coletadas durante as missões de campo realizadas nesta pesquisa (19 do Maciço de Rio Piau, 23 de Samaritana/Carapussê e 9 de Potiraguá), foram laminadas e analisadas no Laboratório de Tectonofísica da Universidade de Montpellier II, Montpellier, França. Neste laboratório, estas rochas foram estudadas na lupa binocular *Wild Heerbrugg*, que permite observar a lâmina inteira no seu campo de visão, em luz plana e com nicóis cruzados, e ao microscópio óptico *Leitz DMRXP*, e foram fotografadas em uma câmera digital *Coolpix 990* da *Nikon* com *Superhigh-performance 3X*, acoplada ao microscópio óptico e à lupa. As fotomicrografias foram transferidas para um microcomputador e tratadas nos *softwares* Adobe Photoshop 6.0, Adobe Illustrator 7.0 e Corel Photo-Paint 11.

Para classificar as rochas dos maciços de Rio Piau e Samaritana/Carapussê utilizou-se, nesta pesquisa, os diagramas de Streckeisen (1976) para rochas máficas (Pl-Ol-Px e Pl-Cpx-Opx), com base nas composições normativas. Os dados utilizados para os cálculos destas composições foram obtidos das análises químicas de rocha total dos maciços acima citados, disponíveis em Cruz (1989) e Jesus (1997)/Macêdo (2000), respectivamente. As composições normativas CIPW foram calculadas pelo programa MINPET 2.02 (Richard 1994), que segue as recomendações de Irvine & Baragar (1971) para o cálculo do FeO e Fe₂O₃, e os resultados obtidos foram plotadas em diagramas ternários. A escolha da composição normativa baseou-se na utilização destas por Bordini (2003) para o Maciço de Potiraguá, a qual apresentou uma boa correlação com a composição modal (Figs. III.1B e III.1C), e também por Paixão & Oliveira (1998), para as rochas anortosíticas do Complexo Lagoa da Vaca, situado na borda oeste do Bloco Uauá. Quanto ao Maciço de Potiraguá, o diagrama de classificação apresentado por Bordini (2003) e reproduzido na figura III.1, está de acordo com as observações petrográficas das rochas deste maciço efetuadas neste trabalho.

Apesar de já existirem dados de química mineral de todos os maciços gabro-anortosíticos do Sul da Bahia, foram feitas algumas análises no escopo da presente pesquisa com finalidades mais específicas. Assim como foi ressaltado no primeiro parágrafo deste item, as mesmas justificativas ali apresentadas para as análises petrográficas são válidas também para as análises de química mineral. Estas análises não se propuseram a extrair toda a gama de informações para as quais elas são utilizadas. Neste estudo, buscou-se adquirir dados da composição química de porfiroclastos de plagioclásio e matriz, e de grãos de plagioclásio com e sem aspectos deformacionais, com o objetivo de auxiliar na interpretação das microestruturas. Além disso, foi importante conhecer as composições químicas da biotita e do anfibólio para os quais foram feitas análises isotópicas Ar/Ar. Todas as análises foram efetuadas em pontos cuidadosamente pré-selecionados para que os objetivos fossem alcançados.

Para a obtenção de dados da composição química de minerais, foram selecionadas 5 amostras, sendo 3 do Maciço do Rio Piau (CM25, CM28 e CM29) e 2 de Samaritana/Carapussê (CM09 e CM19), as quais foram analisadas, preferencialmente, para plagioclásio, piroxênio, anfibólio e biotita. Estas análises foram realizadas no Laboratório de Tectonofísica da Universidade de Montpellier II, França, utilizando-se uma

microsonda eletrônica do tipo Cameca SX 100 com 5 espectrômetros. As condições físicas de operação deste equipamento foram: 20 kV de tensão, 15 nA de intensidade de corrente e 50 μm de espessura do raio incidente. Foram analisados os elementos SiO_2 , Al_2O_3 , FeO, MgO, CaO, TiO_2 , MnO, Na_2O e K_2O , utilizando silicatos naturais como padrões. O tempo de análise para cada elemento foi de 10s.

Das 170 análises efetuadas, foram utilizadas apenas aquelas que se apresentavam dentro dos padrões de confiabilidade normalmente aceitos. Os resultados analíticos de todas as fases minerais investigadas, extraídos da microsonda em termos do percentual em peso de seus óxidos constituintes, foram lançados, inicialmente, no programa PASFORM (Bjerg *et al.* 1995) para a obtenção das fórmulas estruturais. Posteriormente, para o cálculo dos parâmetros químicos de cada mineral e plotagem dos dados em diagramas, foram utilizados os programas MINPET (Richard 1994), PYROXCAL (Yavuz 2001), NEWAMPHICAL (Yavuz 1999) e BIOTHERM (Yavuz & Özta 1997), para plagioclásio, piroxênios, anfibólio e biotita, respectivamente. Os cálculos para biotita e anfibólio foram feitos em base anidra. O número de oxigênios fixado para o cálculo das fórmulas estruturais está referido em cada tabela ao longo deste capítulo. A apresentação dos resultados das fases minerais analisadas será feita por maciço.

Para a localização das amostras utilizadas para as análises petrográficas e de química mineral, foram utilizados os mapas esquemáticos existentes dos maciços de Rio Piau e Samaritana/Carapussê, elaborados respectivamente por Cruz (1989) e Jesus (1997)/Macêdo (2000). As coordenadas UTM das amostras coletadas foram lançadas no programa MINPET, tratadas no *software* Adobe Illustrator 7.0 e superpostas aos mapas esquemáticos existentes. As distorções entre os contornos dos maciços e a localização de fazendas e pontos amostrados devem-se, provavelmente, às diferentes maneiras utilizadas para a marcação dos pontos. Na presente pesquisa foi utilizado um GPS para a obtenção destas coordenadas.

III.2.2 - Maciço do Rio Piau

As rochas anortosíticas do Maciço do Rio Piau foram plotadas no diagrama de classificação de rochas máficas de Streckeisen (1976). Como pelo diagrama Pl-Ol-Px elas situaram-se sobre o lado Pl-Px, foi utilizado o diagrama Pl-Opx-Cpx para uma classificação mais precisa. Por este diagrama, as rochas anortosíticas foram classificadas como anortositos, leucogabros, leucogabronoritos e gabronoritos (Fig. III.2). Esta classificação é normativa e foi obtida das análises químicas de rocha total efetuadas por Cruz (1989). Ela concorda, em grande parte, com a classificação modal daquele autor validando a sua utilização para o fim proposto. Vale ressaltar que a amostra menos diferenciada deste conjunto corresponde ao gabronorito fino, para a qual Cruz (1989) sugere que seja uma borda resfriada deste maciço. A localização das amostras analisadas para petrografia e química mineral neste trabalho encontra-se na figura III.3.

As análises de química mineral tiveram como objetivo a determinação da composição química do plagioclásio com aspectos deformacionais, do anfibólio, principalmente para os quais foram feitas análises isotópicas Ar/Ar, e dos piroxênios. Estes dados também permitiram a determinação da temperatura de equilíbrio do par anfibólio-plagioclásio através do geotermômetro de Holland & Blundy (1994).

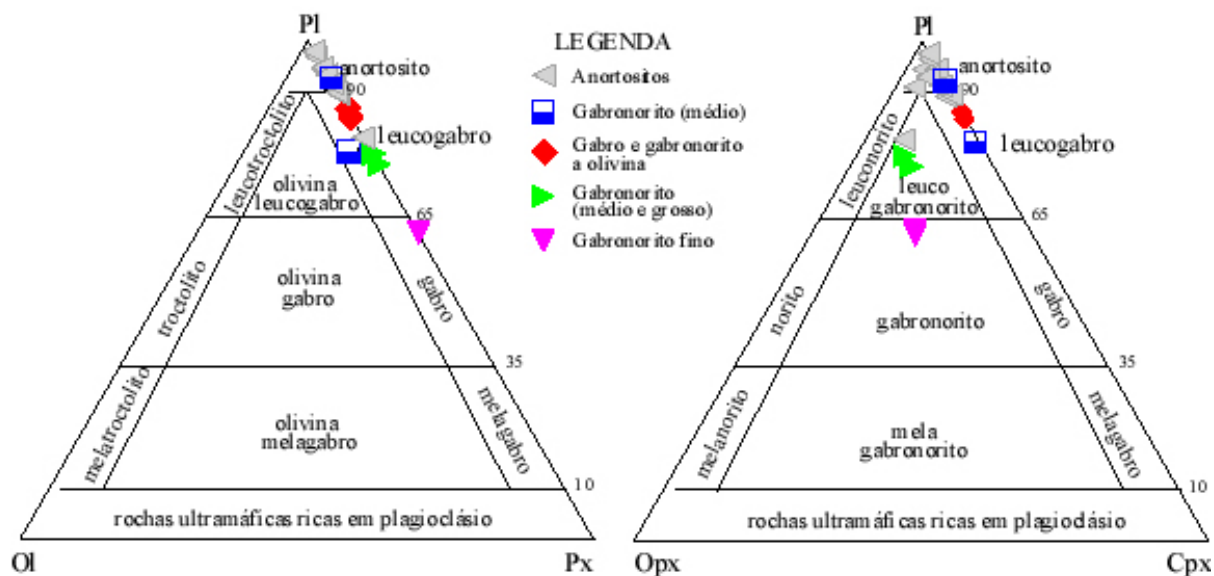


Figura III.2 - Diagrama de classificação das rochas máficas do Maciço do Rio Piau (Streckeisen 1976). A nomenclatura das rochas na legenda refere-se à classificação modal das rochas anortosíticas, segundo Cruz (1989).

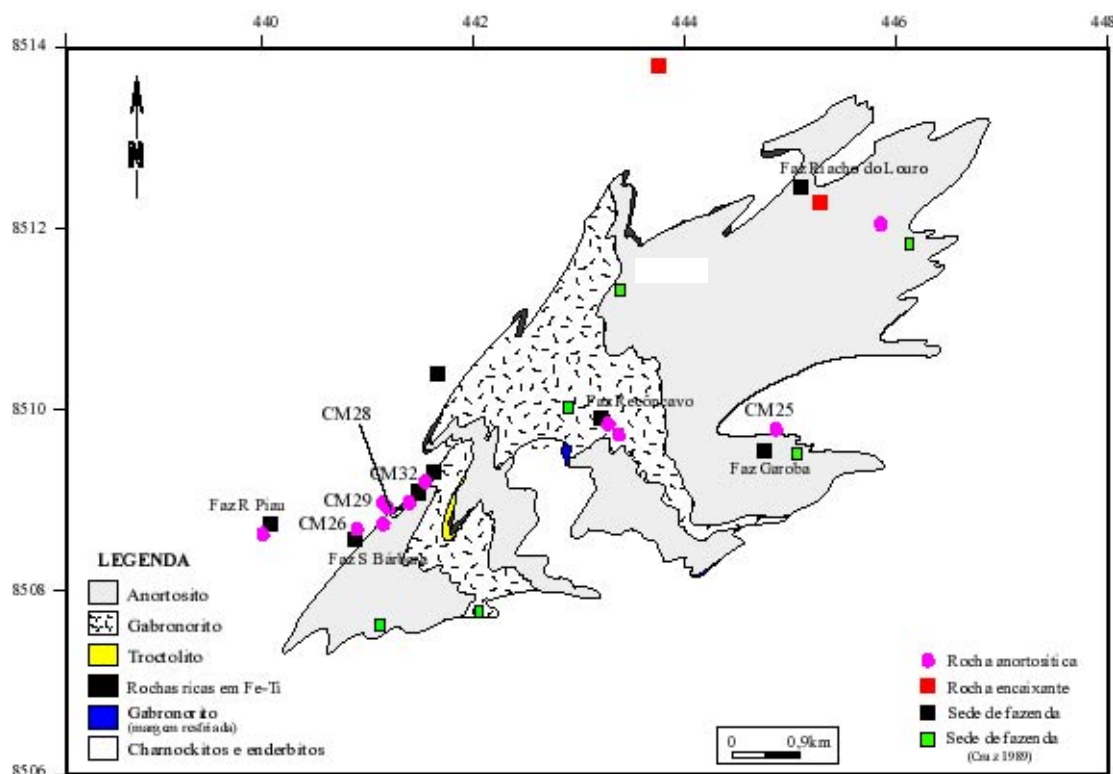


Figura III.3 - Mapa esquemático do Maciço do Rio Piau com a localização das amostras utilizadas para as análises petrográficas, isotópicas e de química mineral (modificado de Cruz 1989).

III.2.2.1 - Plagioclásio

O plagioclásio do Maciço do Rio Piau apresenta-se de diversas formas. A maior parte é constituída de cristais equidimensionais subédricos, tamanho médio de 12 mm, contatos retos a quase retos, e geminação tipicamente magmática, preferencialmente segundo a lei albita. Outra parte apresenta-se como cristais equidimensionais, tamanho médio de 4 mm, sem geminação e de contatos irregulares. Também existem pequenos cristais com tamanho médio de 0,8 mm, com características dos dois tipos de cristais descritos acima. Ocasionalmente apresentam aspectos de deformação plástica incipiente, tais como geminação mecânica em cunha nas bordas dos grãos, *kinks* e extinção ondulante. Frequentemente encontram-se microfraturados, saussuritizados e com feições de ex-solução nas bordas, com a formação de albita, pequenos cristais de quartzo intersticial devido à liberação da sílica pela alteração dos minerais, e de K-feldspato. As pranchas III.1 e III.2 mostram alguns aspectos texturais das rochas anortosíticas do Maciço do Rio Piau, bem como formas de apresentação do plagioclásio acima citadas.

Os dados da composição química dos grãos de plagioclásio das amostras CM25, CM28 e CM29 encontram-se nas tabelas III.1a e III.1b. O plagioclásio da amostra CM25, de composição $An_{56-58}Ab_{41-43}Or_{0,9-1,3}$, apresentou teores de CaO que variaram de 11,3 a 11,7% e de Na_2O entre 4,5 e 4,8%. Na amostra CM28, de composição $An_{61-76}Ab_{23-39}Or_{0,4-1,1}$, os teores de CaO variaram de 12,2 a 15,4% e os de Na_2O de 2,6 a 4,3%. Para a CM29, a composição determinada foi $An_{63-70}Ab_{30-37}Or_{0,6-0,8}$, com teores de CaO entre 3,3 e 4,4% e de Na_2O entre 12,4 e 14,2%. Estes dados foram plotados no diagrama triangular OrAbAn e os grãos de plagioclásio situaram-se nos campos da labradorita (CM25,28 e 29) e da bitownita (CM28 e 29) (Fig. III.4).

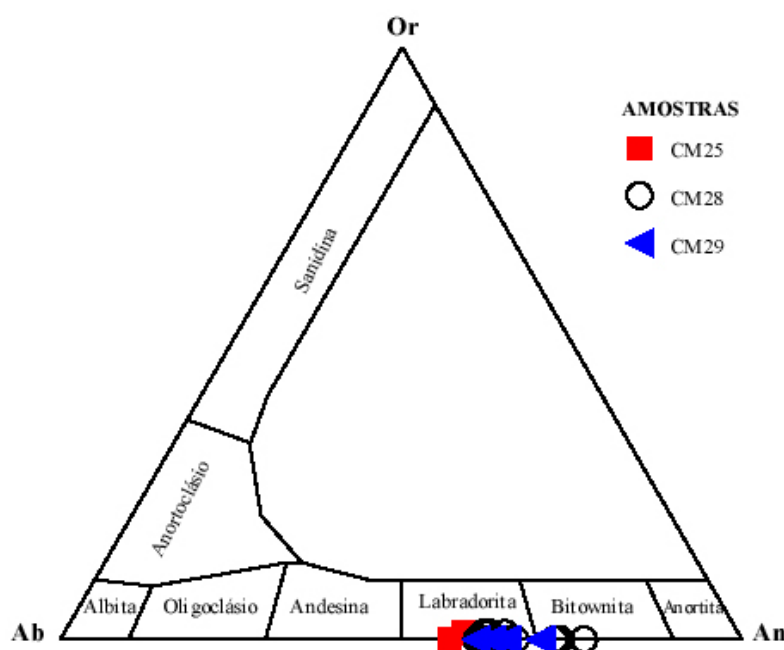
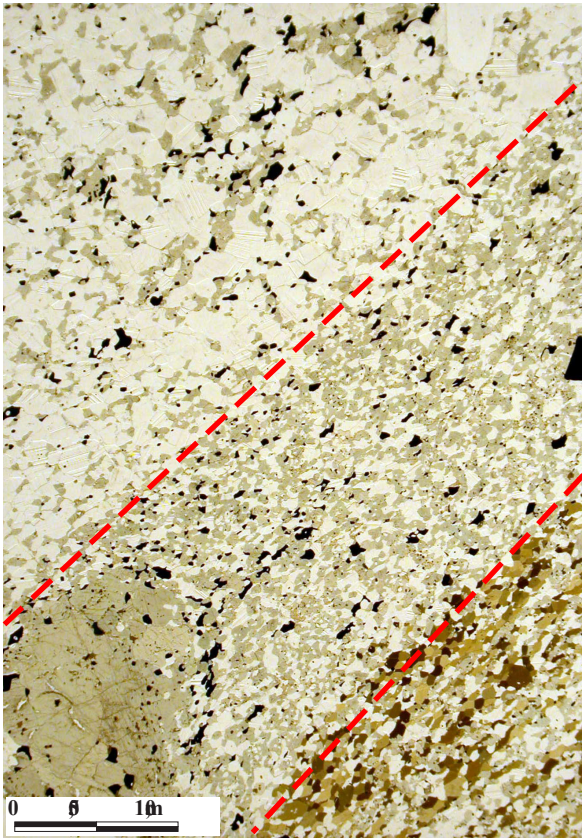


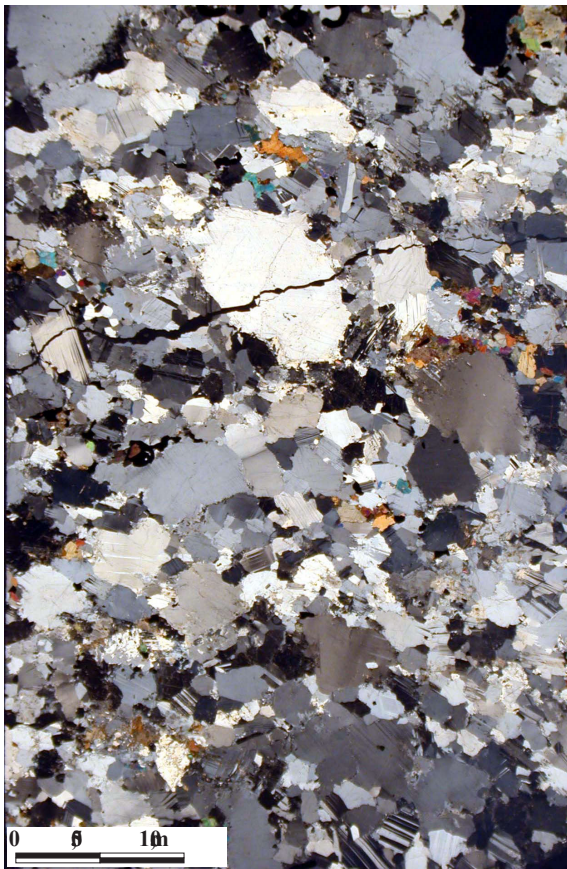
Figura III.4 - Classificação do plagioclásio das rochas anortosíticas do Maciço de Rio Piau segundo o diagrama OrAbAn (Deer *et al.* 1963).



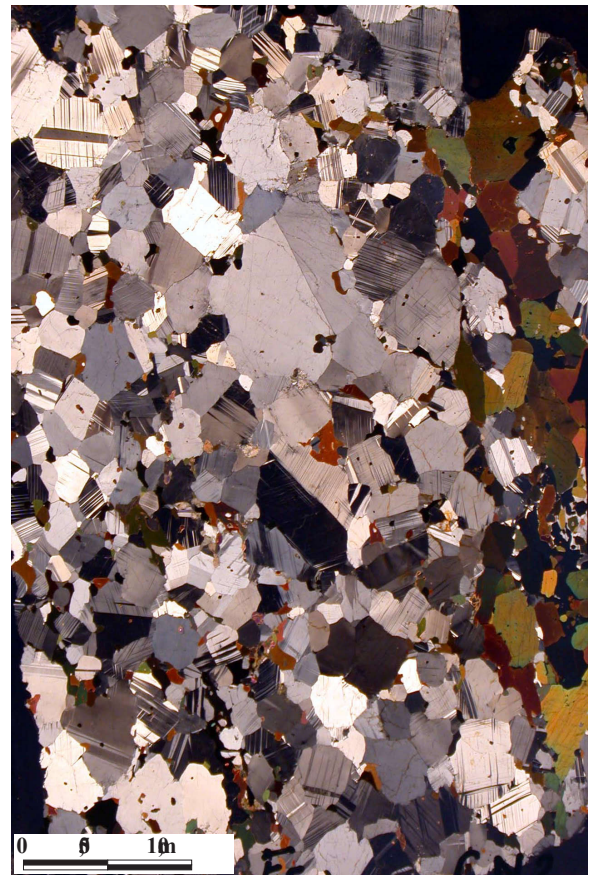
(a)



(b)



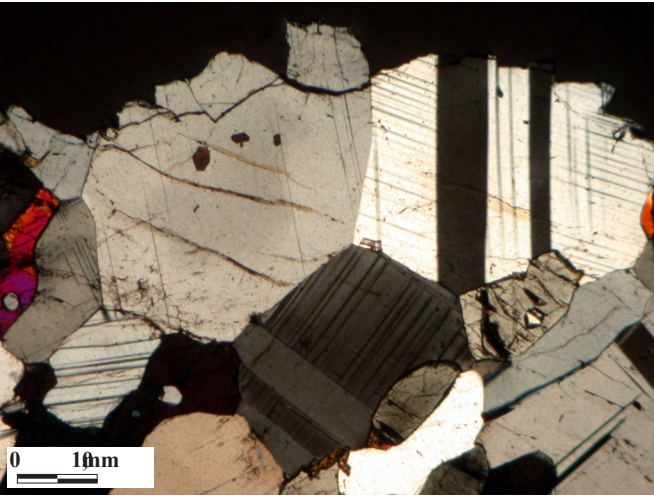
(c)



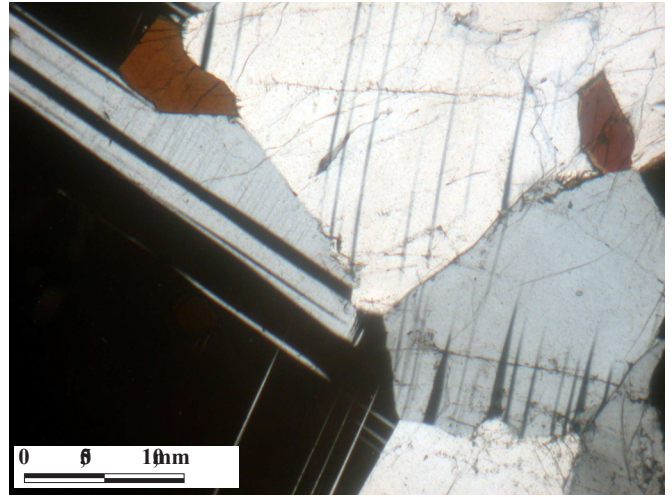
(d)

Pranb III.1 - Fotomicrografas dos asptos gerais das rohs anortosfias do Maço do B Piau.

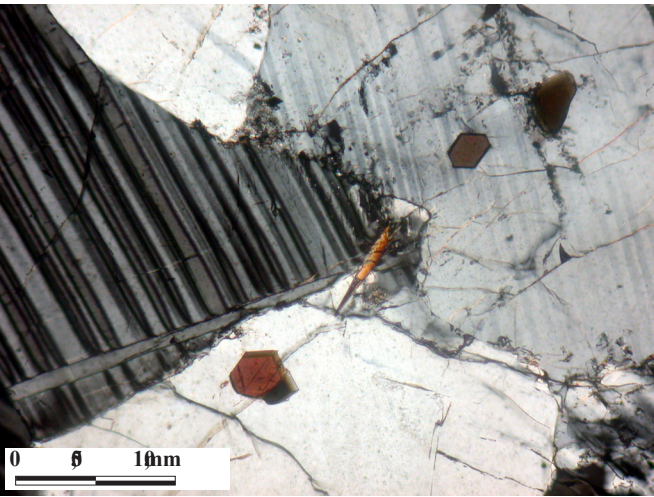
- (a) Aspecto geral de uma rocha anortosítica mostrando a existência de níveis mais ricos em determinados minerais (destacados em vermelho). A parte inferior direita da lâmina é dominada por anfibólio, a intermediária por piroxênios (observar a presença de um grande cristal no canto inferior esquerdo da lâmina), e a superior por plagioclásio. A presença de cristais de anfibólio e piroxênio alinhados confere a rocha uma foliação incipiente. Lâmina CM29 em luz plana.
- (b) Aspecto geral da mineralogia de uma rocha anortosítica. Nesta amostra, os grãos de plagioclásio apresentam-se, preferencialmente, com formas equidimensionais, euédricos, com contatos retos a quase retos e com geminação primária segundo a lei albita. Estes grãos apresentam-se límpidos, sem indícios de deformação ou de alteração de baixa temperatura. Mesma lâmina delgada de (a) com nicóis cruzados.
- (c) Visão geral da mineralogia de uma rocha anortosítica. Os grãos de plagioclásio apresentam-se, preferencialmente, subédricos, equidimensionais, e de contatos irregulares, e subordinadamente, como cristais euédricos, de contatos retos e com geminação primária segundo a lei albita. Alguns grãos apresentam indícios de uma deformação plástica incipiente, tais como extinção ondulante, *kinks* e presença de geminação mecânica em cunha nas bordas. Observar a presença de uma fratura aberta na metade superior da lâmina, que não desloca os minerais. Os grãos de plagioclásio apresentam alterações de baixa temperatura. Lâmina CM25 com nicóis cruzados.
- (d) Aspecto geral de uma rocha anortosítica mostrando a forma de apresentação dos minerais. Na borda direita da lâmina observa-se a presença de grãos de anfibólio euédricos e límpidos. Os grãos de plagioclásio apresentam-se, preferencialmente, subédricos, equidimensionais, de contatos retos e sem alterações de baixa temperatura. Lâmina CM28 com nicóis cruzados.



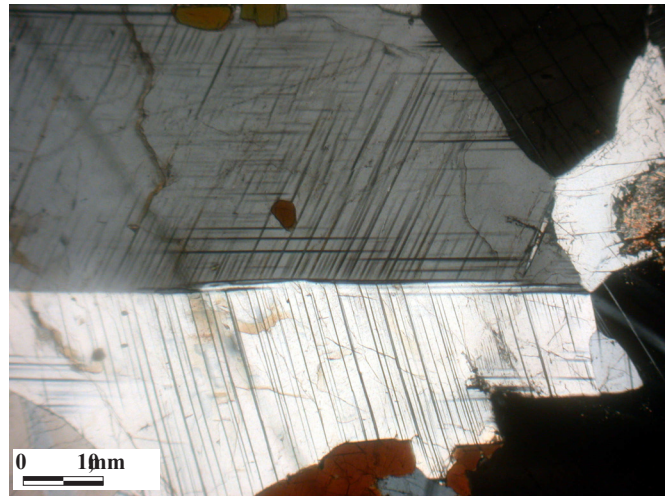
(a)



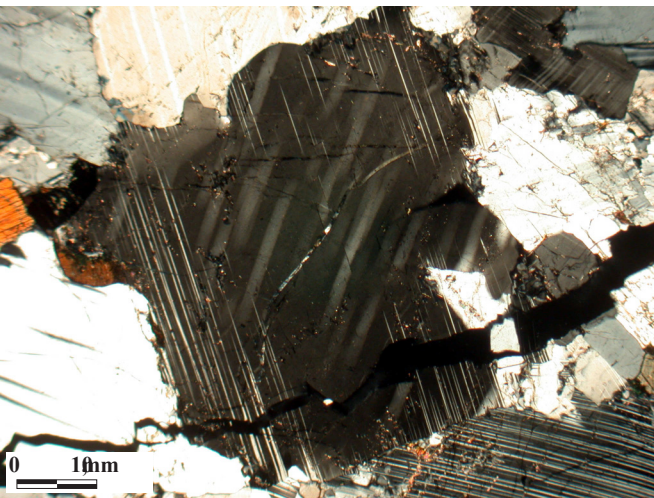
(b)



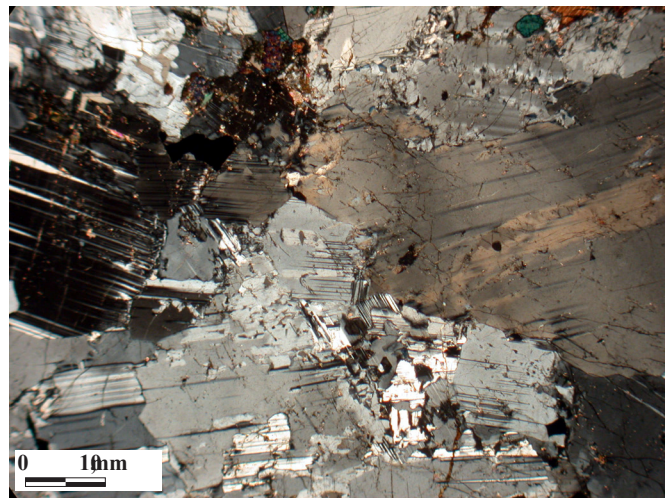
(c)



(d)



(e)



(f)

Prancha III.2 - Fotomicrografias da mineralogia das rochas anortosílicas do Maço do Rio Piau (diópsidos)

- (a) Grão de plagioclásio com geminação albita magmática, apresentando contatos retos e com pontos tríplexes a 120° , indicando cristalização em altas temperaturas. O grão de plagioclásio sem geminação está microfraturado e possui pequena inclusão de anfibólio euédrico. Lâmina CM29-64/40.
- (b) Grãos de plagioclásio com limites retos e junções tríplexes a 120° indicando cristalização em altas temperaturas. O grão cinza e sem geminação, localizado na porção inferior direita da lâmina, apresenta geminação em cunha que se estende da borda em direção ao centro do grão. Lâmina CM28-86/8.
- (c) Grãos de plagioclásio com inclusões de anfibólio euédricos. Lâmina CM04-70/28.
- (d) Grão de plagioclásio com geminação primária segundo a lei Carlsbad, com inclusão de anfibólio euédrico, e apresentando *kink* no plano da geminação. Lâmina CM28-75/20.
- (e) Grão de plagioclásio com extinção ondulante. Lâmina CM25-70/30.
- (f) Grãos de plagioclásio apresentando alterações de baixas temperaturas. Lâmina CM25-72/38.

Tabela III.1a - Análises químicas do plagioclásio do Maciço do Rio Piau.

Amostra	CM-25	CM-25	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28
Ponto	3	5	6	7	9	10	11	12	13	15	16	19	20		
Posição	borda	borda	centro	borda	borda	borda	borda	centro	centro	borda	borda	centro	borda	centro	borda
SiO ₂	53,632	53,688	52,075	51,570	52,641	52,791	52,273	51,968	51,803	52,584	52,485	52,802	52,830		
TiO ₂	0,007	0,002	0,023	0,017	0,017	0,000	0,020	0,002	0,020	0,002	0,010	0,015	0,005		
Al ₂ O ₃	29,647	29,337	30,747	31,125	30,121	30,138	30,516	30,662	30,947	30,272	30,093	30,340	30,233		
Cr ₂ O ₃	0,013	0,000	0,000	0,015	0,000	0,004	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,023	0,007		
FeO	0,198	0,152	0,126	0,134	0,100	0,107	0,199	0,196	0,163	0,252	0,194	0,124	0,172		
MnO	0,000	0,005	0,017	0,000	0,008	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,009	0,001	0,000		
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
CaO	11,308	11,609	12,942	13,236	12,468	12,236	12,413	12,945	13,029	12,636	12,296	12,440	12,538		
Na ₂ O	4,761	4,491	3,831	3,641	4,214	4,193	4,026	3,820	3,858	4,126	4,148	4,094	4,230		
K ₂ O	0,157	0,230	0,134	0,159	0,154	0,119	0,147	0,169	0,158	0,153	0,184	0,183	0,128		
Total	99,723	99,514	99,895	99,897	99,728	99,588	99,602	99,774	99,981	100,025	99,419	100,022	100,143		
Fórmula estrutural baseada em 8 oxigênios															
Si	2,428	2,436	2,363	2,342	2,390	2,397	2,376	2,362	2,351	2,383	2,390	2,389	2,389		
Ti	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000		
Al	1,582	1,569	1,644	1,666	1,612	1,613	1,635	1,643	1,655	1,617	1,615	1,618	1,611		
Cr	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000		
Fe ⁺²	0,007	0,006	0,005	0,005	0,004	0,004	0,008	0,007	0,006	0,010	0,007	0,005	0,007		
Mn	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Ca	0,548	0,564	0,629	0,644	0,606	0,595	0,604	0,630	0,633	0,613	0,600	0,603	0,608		
Na	0,418	0,395	0,337	0,321	0,371	0,369	0,355	0,337	0,339	0,363	0,366	0,359	0,371		
K	0,009	0,013	0,008	0,009	0,009	0,007	0,009	0,01	0,009	0,009	0,011	0,011	0,007		
Ab	42,87	40,64	34,60	32,96	37,63	38,00	36,67	34,49	34,56	36,85	37,46	36,90	37,63		
An	56,21	58,02	64,58	66,12	61,46	61,28	62,40	64,48	64,53	62,23	61,41	61,97	61,66		
Or	0,92	1,34	0,82	0,92	0,91	0,72	0,93	1,03	0,91	0,92	1,13	1,13	0,71		

Tabela III.1b - Análises químicas do plagioclásio do Maciço do Rio Piau (cont.).

Amostra	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-29	CM-29	CM-29	CM-29	CM-29
Ponto	21	23	24	25	26	29	33	38	47	49	51	57	57	65
Posição	centro	borda	borda	borda	centro	borda	centro	centro	borda	borda	borda	borda	borda	
SiO₂	52,710	48,594	50,100	51,914	50,260	49,565	52,201	52,958	52,785	51,078	51,963	50,652	50,652	52,442
TiO₂	0,013	0,092	0,002	0,000	0,005	0,000	0,000	0,028	0,012	0,023	0,018	0,000	0,000	0,023
Al₂O₃	30,331	32,980	32,200	30,732	32,203	32,385	30,456	30,231	30,342	31,444	30,949	31,661	31,661	30,134
Cr₂O₃	0,009	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,010	0,026	0,013	0,001	0,000	0,003	0,003	0,004
FeO	0,104	0,009	0,291	0,154	0,012	0,014	0,187	0,152	0,188	0,319	0,284	0,110	0,110	0,068
MnO	0,008	0,017	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,015	0,021	0,003	0,000	0,000	0,014
MgO	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,007	0,000	0,017	0,000	0,005	0,020	0,000	0,000	0,000
CaO	12,535	15,423	14,633	12,926	14,721	14,753	12,807	12,257	12,363	13,064	13,200	14,228	14,228	12,476
Na₂O	4,014	2,611	3,072	3,997	3,166	3,015	4,131	4,295	4,384	3,776	3,861	3,350	3,350	4,068
K₂O	0,178	0,064	0,087	0,113	0,082	0,069	0,100	0,111	0,078	0,054	0,087	0,136	0,136	0,105
Total	99,902	100,238	100,398	99,839	100,790	100,116	99,892	100,075	100,180	99,785	100,385	100,152	100,152	99,334

Fórmula estrutural baseada em 8 oxigênios

Si	2,388	2,218	2,276	2,359	2,274	2,259	2,370	2,394	2,386	2,325	2,350	2,303	2,303	2,389
Ti	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001
Al	1,619	1,774	1,724	1,645	1,717	1,739	1,630	1,611	1,617	1,687	1,650	1,696	1,696	1,618
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe⁺²	0,004	0,000	0,011	0,006	0,001	0,001	0,007	0,006	0,007	0,012	0,011	0,011	0,011	0,003
Mn	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001
Mg	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Ca	0,608	0,754	0,712	0,629	0,714	0,720	0,623	0,594	0,599	0,637	0,640	0,693	0,693	0,609
Na	0,353	0,231	0,271	0,352	0,278	0,266	0,364	0,376	0,384	0,333	0,339	0,295	0,295	0,359
K	0,010	0,004	0,005	0,007	0,005	0,004	0,006	0,006	0,004	0,003	0,005	0,008	0,008	0,006
Ab	36,35	23,36	27,43	35,63	27,88	26,87	36,66	38,52	38,91	34,22	34,45	29,62	29,62	36,86
An	62,62	76,24	72,06	63,66	71,62	72,73	62,74	60,86	60,69	65,47	65,04	69,58	69,58	62,53
Or	1,03	0,40	0,51	0,71	0,50	0,40	0,60	0,62	0,40	0,31	0,51	0,80	0,80	0,61

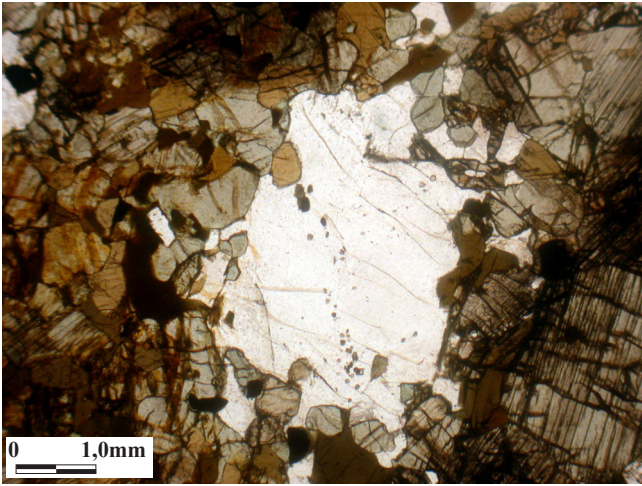
III.2.2.2 - Piroxênios

Os piroxênios do Maciço do Rio Piau ocorrem freqüentemente como cristais euédricos a subédricos, repletos de inclusões e de aspecto magmático. Ocorrem ainda como pequenos cristais recristalizados e poligonizados, e como ex-soluções. Freqüentemente estão substituídos por anfibólio, biotita e clorita. Não apresentam aspectos de deformação tais como encurvamento de clivagem (Pranchas III.3a, III.3b).

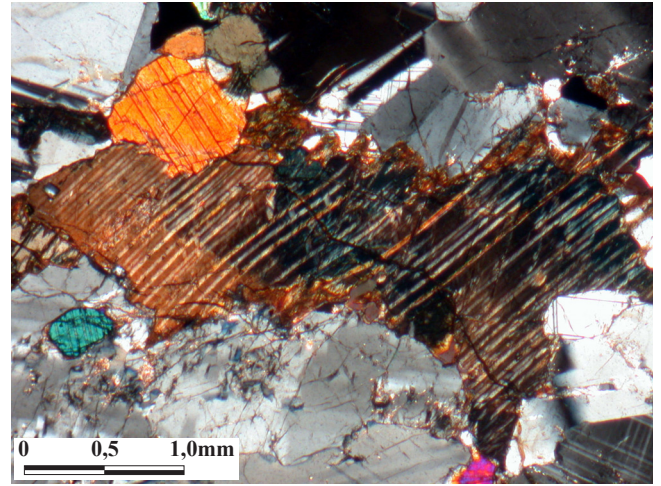
Os dados da composição química dos piroxênios deste maciço encontram-se na tabela III.2. O clinopiroxênio, de composição $En_{29}Wo_{41}Fs_{30}$, apresenta os seguintes teores: FeO - 15,44%; MgO - 10,12%; e CaO - 19,93%. Quando plotado no diagrama triangular WoEnFs, situou-se no campo da augita (Fig. III.5).

Tabela III.2 - Análises químicas dos piroxênios do Maciço do Rio Piau.

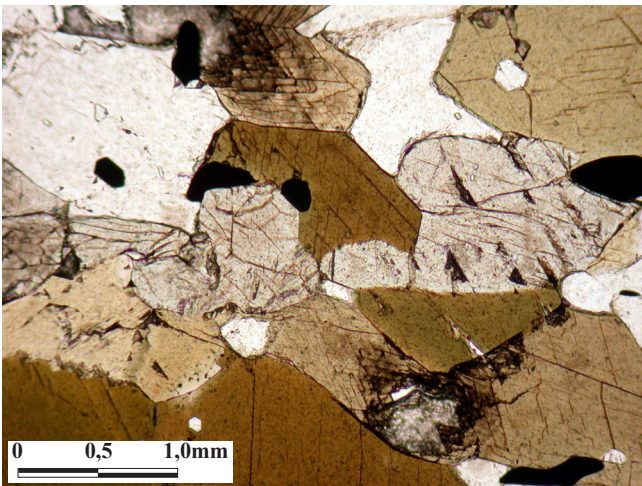
Amostra	CM29	CM29	CM29
Tipo do piroxênio	Clinopiroxênio	ortopiroxênio	ortopiroxênio
Ponto	59	58	68
Posição	Borda	borda	borda
SiO ₂	50,468	49,189	49,685
TiO ₂	0,237	0,090	0,063
Al ₂ O ₃	1,753	0,699	0,642
Cr ₂ O ₃	0,018	0,004	0,000
Fe ₂ O ₃	2,664	2,118	1,345
FeO	15,438	35,209	34,624
MnO	0,351	0,848	0,868
MgO	10,116	12,275	12,953
CaO	19,935	0,712	0,670
Na ₂ O	0,262	0,011	0,000
K ₂ O	0,001	0,002	0,010
Total	101,243	101,157	100,860
Fórmula estrutural baseada em 6 oxigênios			
Si	1,925	1,949	1,963
Ti	0,007	0,003	0,002
Al	0,079	0,033	0,030
Cr	0,001	0,000	0,000
Fe ⁺³	0,007	0,063	0,040
Fe ⁺²	0,492	1,167	1,144
Mn	0,011	0,028	0,029
Mg	0,575	0,725	0,763
Ca	0,815	0,030	0,028
Na	0,019	0,001	0,000
K	0,000	0,000	0,001
Wo	41,35	1,50	1,42
En	29,19	36,01	38,06
Fs	29,46	62,49	60,52



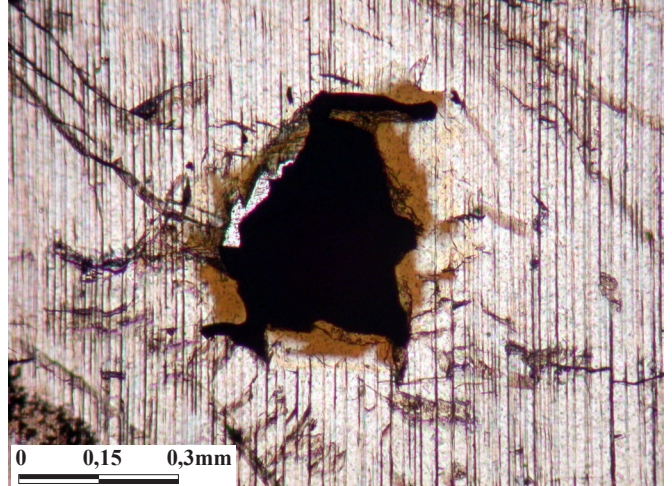
(a)



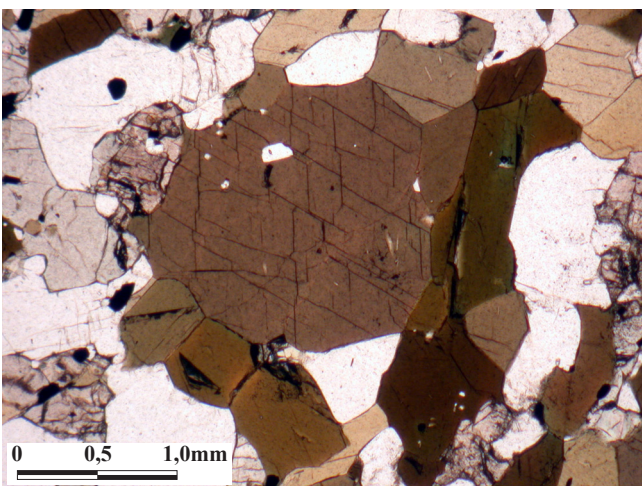
(b)



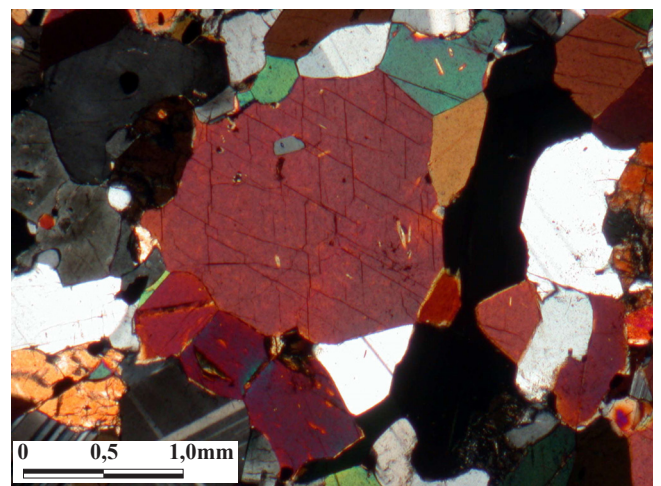
(c)



(d)



(e)



(f)

Prancha III.3 - Fotomicrografias da mineralogia das rochas anortosíticas do Maciço do Rio Piau.

- (a) Grãos de piroxênio recristalizados ao redor de um cristal de plagioclásio. Alguns grãos de piroxênio estão se desestabilizando para anfíbólio e minerais opacos. Lâmina CM25-70/30 em luz plana.
- (b) Grão de piroxênio apresentando exsolução. O grão de plagioclásio em contato com este piroxênio está alterado para minerais de baixa temperaturas. Lâmina CM25-78/35 com nicóis cruzados.
- (c) Grãos de anfíbólio euédrico, de coloração castanha, e associados com piroxênios. Lâmina CM29-68/7 em luz plana.
- (d) Anfíbólio formado às custas da desestabilização do piroxênio. Lâmina CM29-87/9 em luz plana.
- (e) Cristal de anfíbólio euédrico em contato com piroxênio e minerais opacos, sem apresentar alterações. Lâmina CM25-74/11 em luz plana.
- (f) Mesma fotomicrografia anterior com nicóis cruzados.

O ortopiroxênio, de composição $\text{En}_{36-38}\text{Wo}_{1,4-1,5}\text{Fs}_{61-62}$, apresentou os seguintes teores: MgO - 12,27 a 12,95%; FeO - 34,62 a 35,21%; e Al_2O_3 - 0,64 a 0,69. Quando plotados no diagrama triangular WoEnFs, situou-se no campo da ferrosilita (Fig. III.5).

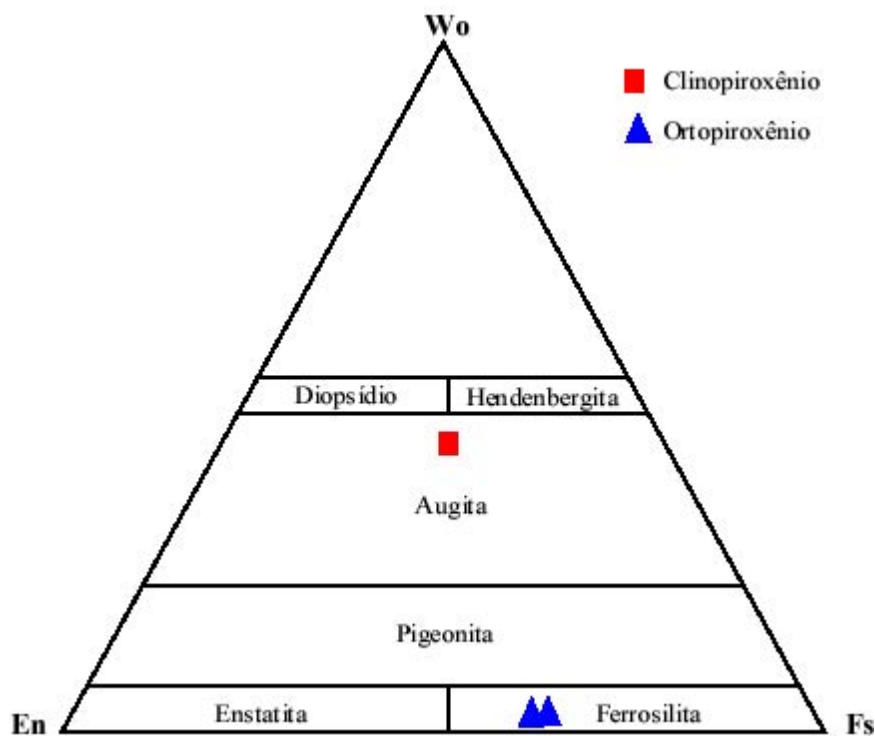


Figura III.5 - Classificação dos piroxênios do Maciço de Rio Piau segundo o diagrama WoEnFs (Morimoto *et al.* 1988).

III.2.2.3 - Anfibólio

O anfibólio do Maciço do Rio Piau ocorre nas seguintes formas: (i) como pequenos cristais euédricos, de coloração castanha, incluso nos grãos de plagioclásio, sugerindo que é magmático (Pranchas III.2a, III.2c, III.2d); (ii) como aglomerados de cristais euédricos, de coloração castanha (Pranchas III.3c, III.3e, III.3f); e (iii) como cristais metamórficos, sendo produtos de alteração do clinopiroxênio (Prancha III.3d).

As análises na microsonda eletrônica para este mineral foram feitas, preferencialmente, nas inclusões dentro dos grãos de plagioclásio e nos demais cristais euédricos destas amostras. As composições químicas do anfibólio deste maciço encontram-se na tabela III.3. O anfibólio da CM28 apresenta teores de CaO variando de 10,86 a 11,63%, MgO entre 6,58 e 9,03%, FeO de 19,66 a 22,07%, Al_2O_3 de 12,06 a 13,40% e TiO_2 entre 1,04 e 2,79%. Os dados da composição química da amostra CM29 mostraram teores de CaO de 10,33 a 11,05%, de MgO entre 10,33 e 11,05%, de FeO entre 20,29 e 20,82%, e de Al_2O_3 entre 11,59 e 11,80%. Quando plotados no diagrama de Leake *et al.* (1997) situaram-se no campo da ferropargasita (Fig. III.6).

Tabela III.3 - Análises químicas do anfíbólio do Maciço do Rio Piau.

Amostra	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28	CM-28
Ponto	1	3	4	5	8	14	27	28	30	32	34	35	36	41	46		
Posição	centro	borda	centro	borda	borda	borda	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	borda		
SiO ₂	40,41	41,80	40,57	40,74	40,65	40,86	40,23	40,86	40,44	41,06	41,53	41,69	41,60	41,87	41,53		
TiO ₂	2,36	2,16	2,79	2,71	2,79	2,67	1,99	2,28	2,52	2,40	1,14	1,12	1,04	2,17	2,74		
Al ₂ O ₃	12,29	12,60	12,12	12,40	12,06	12,34	13,24	12,84	12,20	12,07	13,23	13,24	13,40	11,36	11,59		
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,01	0,03	0,00	0,03	0,02	0,01	0,00	0,04	0,04	0,03	0,02	0,04	0,09		
FeO	22,07	21,57	21,65	20,93	21,25	20,36	21,30	20,48	21,59	20,78	19,96	19,66	19,92	20,41	20,29		
MnO	0,27	0,27	0,29	0,26	0,25	0,21	0,21	0,21	0,22	0,22	0,26	0,27	0,25	0,20	0,22		
MgO	6,97	6,58	7,25	7,43	7,36	7,43	7,34	7,47	7,43	7,88	8,85	8,94	9,03	7,82	8,08		
CaO	10,94	11,04	11,12	11,13	11,11	11,53	11,29	11,04	10,89	11,06	10,93	10,86	10,90	11,63	11,05		
Na ₂ O	1,42	1,28	1,49	1,44	1,39	1,23	1,31	1,26	1,59	1,50	1,57	1,50	1,54	1,08	1,69		
K ₂ O	1,15	1,20	1,14	1,17	1,11	1,42	1,37	1,20	0,98	0,95	0,95	0,93	0,90	1,24	0,87		
Total	97,89	98,49	98,41	98,21	97,98	98,06	98,27	97,65	97,88	97,92	98,42	98,24	98,58	97,77	98,06		

Fórmula estrutural baseada em 23 oxigênicos																
Si	6,22	6,36	6,21	6,23	6,23	6,25	6,14	6,25	6,21	6,27	6,24	6,27	6,23	6,16	6,33	
Ti	0,27	0,25	0,31	0,31	0,32	0,31	0,23	0,26	0,29	0,28	0,13	0,13	0,12	0,24	0,31	
Al	2,23	2,26	2,19	2,23	2,18	2,23	2,38	2,32	2,21	2,17	2,34	2,35	2,36	1,97	2,08	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
Fe ⁺³	0,14	0,00	0,09	0,03	0,00	0,02	0,24	0,04	0,13	0,11	0,27	0,25	0,32	0,02	0,00	
Fe ⁺²	2,70	2,75	2,68	2,65	2,64	2,59	2,48	2,58	2,65	2,54	2,23	2,22	2,17	2,61	2,58	
Mn	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	
Mg	1,60	1,49	1,65	1,69	1,68	1,69	1,67	1,70	1,70	1,79	1,98	2,00	2,01	1,72	1,83	
Ca	1,80	1,80	1,82	1,82	1,83	1,89	1,85	1,81	1,79	1,81	1,76	1,75	1,75	1,83	1,80	
Na	0,42	0,38	0,44	0,43	0,41	0,37	0,39	0,38	0,47	0,44	0,46	0,44	0,45	0,31	0,50	
K	0,23	0,23	0,22	0,23	0,22	0,28	0,27	0,23	0,19	0,18	0,18	0,18	0,17	0,23	0,17	
Al ^{IV}	1,78	1,64	1,79	1,77	1,77	1,75	1,86	1,75	1,79	1,73	1,76	1,73	1,77	1,84	1,67	
Al ^{VI}	0,45	0,63	0,40	0,46	0,41	0,47	0,52	0,57	0,42	0,44	0,58	0,61	0,59	0,13	0,41	
(Na+K)A	0,65	0,56	0,66	0,65	0,63	0,64	0,65	0,61	0,67	0,63	0,64	0,61	0,62	0,37	0,65	
(Ca+Na)B	1,80	1,85	1,82	1,82	1,83	1,89	1,85	1,81	1,79	1,81	1,76	1,75	1,75	2,00	1,82	
(Na)B	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,02	
(Ca)B	1,80	1,80	1,82	1,82	1,83	1,89	1,85	1,81	1,79	1,81	1,76	1,75	1,75	1,83	1,80	
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,37	0,35	0,38	0,39	0,39	0,40	0,40	0,40	0,39	0,41	0,47	0,47	0,48	0,41	0,42	

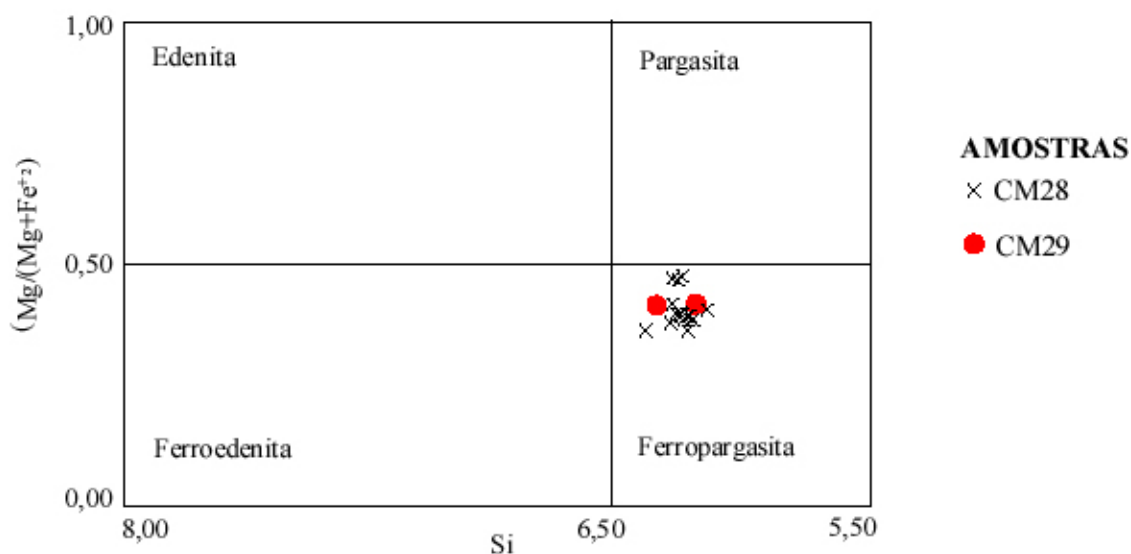
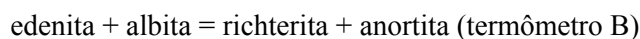
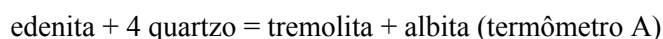


Figura III.6 - Classificação dos anfibólios do Maciço do Rio Piau segundo o diagrama de Leake *et al.* (1997).

III.2.2.4 - Geotermometria

Visando estimar as condições de temperatura de cristalização do anfibólio do Maciço do Rio Piau, utilizou-se o geotermômetro anfibólio-plagioclásio (Hb-Pl) de Holland & Blundy (1994), o qual se baseia nas seguintes reações de equilíbrio:



Segundo os autores supracitados, para rochas saturadas em sílica ambos os termômetros podem ser usados. Como as rochas em estudo estão dentro dessa categoria, optou-se apenas pelo termômetro A, visto que este apresentou melhores resultados.

A geotermometria Hb-Pl de Holland & Blundy (1994) foi realizada a partir das análises obtidas nos centros dos pares ferropargasita-labradorita e ferropargasita-bitownita, ambos na amostra CM28. No par ferropargasita-labradorita (anfibólio euédrico incluso no plagioclásio), a temperatura obtida foi de $868 \pm 40^\circ\text{C}$, enquanto que no par ferropargasita-bitownita, a temperatura encontrada foi de $874 \pm 40^\circ\text{C}$ para um intervalo de pressão entre 5 e 10 kbar (Tab. III.4).

Tabela III.4 - Dados de geotermometria obtidos pelo método Holland & Blundy (1994) com o par Hb-Pl (hornblenda-plagioclásio), para pressões estimadas entre 5 e 10 kbar.

Par	Ferropargasita -labradorita	Ferropargasita-bitownita
T (ed-tr) °C	868 ± 40°C	874± 40°C
X(ab) no plagioclásio	0,35	0,28

III.2.3 - Maciço de Samaritana/Carapussê

As rochas anortosíticas do Maciço de Samaritana/Carapussê foram plotadas no diagrama de classificação de rochas máficas de Streckeisen (1976) (Fig. III.7). Como pelo diagrama Pl-Ol-Px elas situaram-se sobre o lado Pl-Px, foi utilizado o diagrama Pl-Opx-Cpx para uma classificação mais precisa. Por este diagrama, as rochas anortosíticas apresentaram um *trend* contínuo de diferenciação de melagabro até anortosito. Elas foram classificadas como melagabro, melagabronorito, gabronorito, leucogabronorito, leuconorito e anortosito. Esta classificação baseou-se na composição normativa obtida das análises químicas de rocha total efetuadas por Jesus (1997)/Macêdo (2000), e apresentou uma boa correspondência com as observações petrográficas efetuadas nesta pesquisa, validando mais uma vez a sua utilização para o fim proposto. A localização das amostras CM09 e CM19 utilizadas para os estudos petrográficos e de química mineral encontra-se na figura III.8.

As análises mineraloquímicas para este maciço tiveram como principal objetivo a determinação das composições químicas do plagioclásio nos seguintes tipos de grãos: porfiroclastos deformados e não deformados, matriz recristalizada com e sem aspectos deformacionais, grãos da matriz com e sem geminação, subgrãos, grãos formados por nucleação e grãos da matriz que adentram os porfiroclastos. Também foram determinadas as composições químicas de anfibólio, piroxênios e biotita. Estes resultados serão utilizados no capítulo V para a interpretação das microestruturas do plagioclásio encontradas nestas rochas. No capítulo V, as microestruturas do plagioclásio das rochas anortosíticas do Maciço de Samaritana/Carapussê e, conseqüentemente, os seus aspectos texturais, são mostrados em detalhe. Sendo assim, para este maciço o leitor será referido às pranchas existentes naquele capítulo, não só para o plagioclásio, mas também para as demais fases minerais.

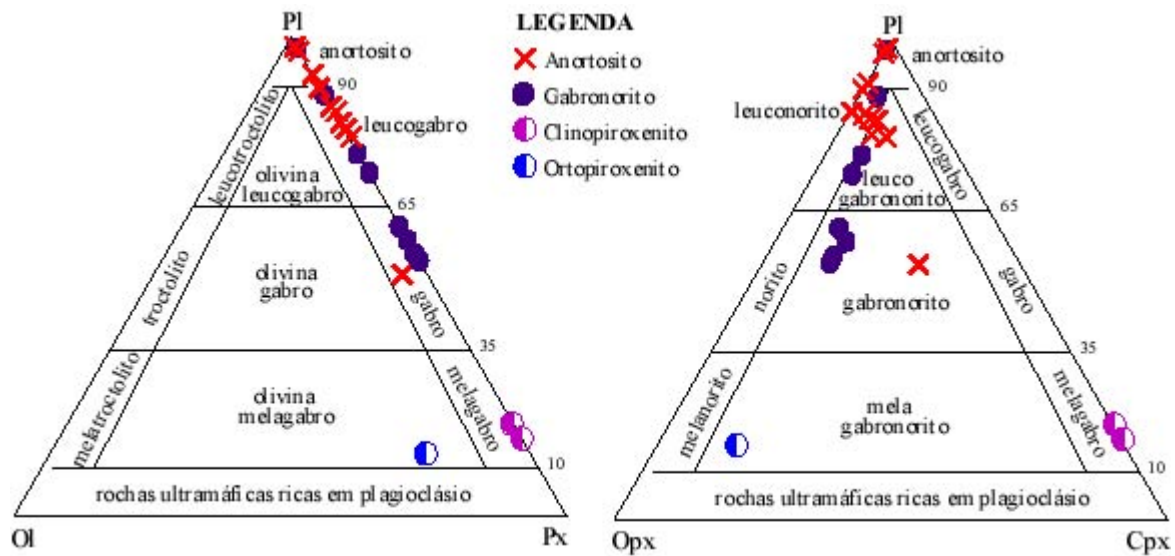


Figura III.7 - Diagrama de classificação das rochas máficas do Maciço de Samaritana/Carapussê, segundo Streckisen (1976).

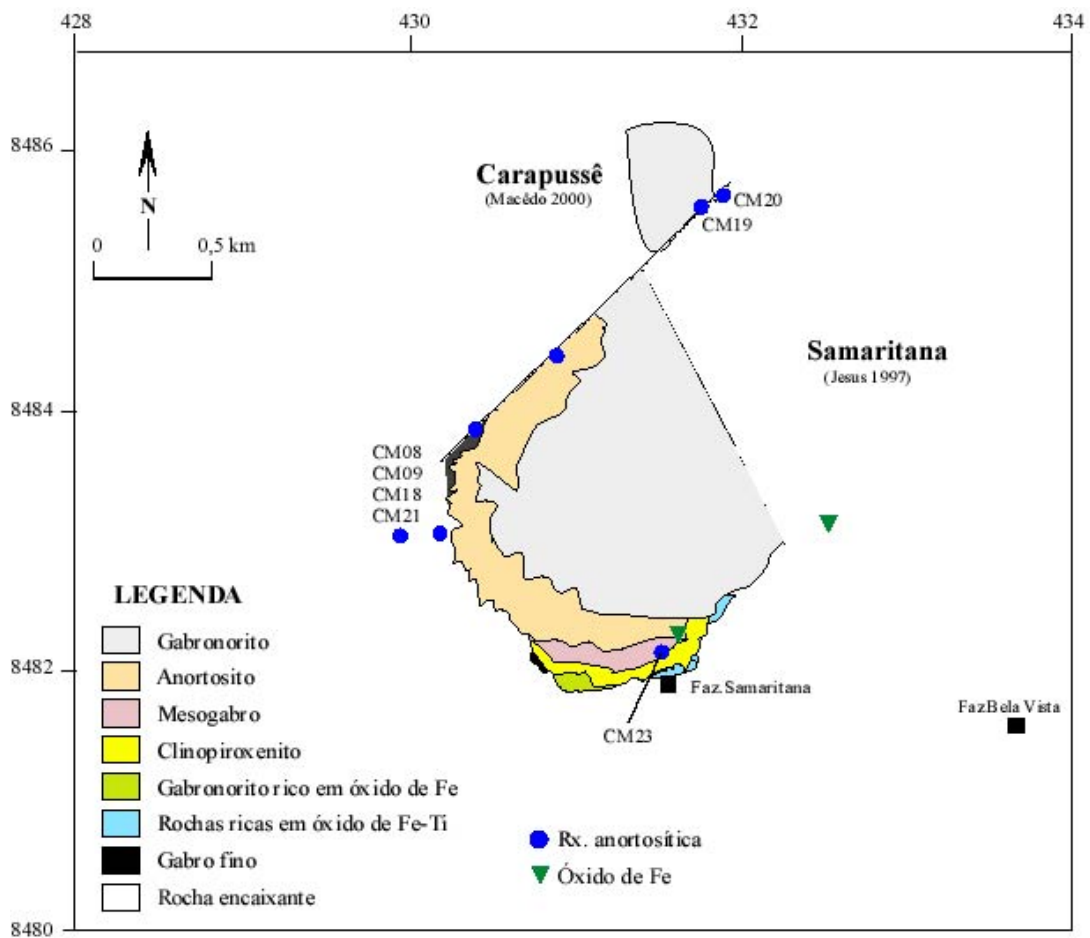


Figura III.8 - Mapa esquemático do Maciço de Samaritana/Carapussê (Cruz *et al.* 2000) com a localização das amostras utilizadas para os diversos objetivos desta pesquisa.

III.2.3.1 - Plagioclásio

O plagioclásio do Maciço de Samaritana/Carapussê apresenta-se como porfiroclastos e como uma matriz recristalizada (Pranchas V.1, V.2, V.3c, V.3d). Estes porfiroclastos apresentam aspectos deformacionais, tais como geminação mecânica (Pranchas V.3b, V.4c), *k* (Prancha V.4e), extinção ondulante (Prancha V.5a), lamelas de deformação (Prancha V.5b) e encurvamento de rede cristalina (Pranchas V.4f, V.6e, V.7a). A determinação das composições químicas deste mineral foi feita em porfiroclastos e grãos da matriz, com e sem aspectos deformacionais. Os dados da composição química deste mineral encontram-se nas tabelas III.5a e III.5b.

Os porfiroclastos apresentaram uma composição de $An_{53-62}Ab_{35-45}Or_{1,4-4,1}$ e para os grãos da matriz a composição obtida foi $An_{55-62}Ab_{37-43}Or_{1,2-1,9}$. Também foram analisados grãos de plagioclásio menores do que 1 μm pertencentes a um aglomerado de grãos com tamanhos similares, que podem ter se formado por nucleação (Pranchas V.7a, V.7b). Estes grãos apresentaram uma composição de $An_{60-64}Ab_{34-39}Or_{1,1-1,3}$. Estes resultados foram plotados no diagrama triangular OrAbAn e o plagioclásio foi classificado como labradorita (Fig. III.9).

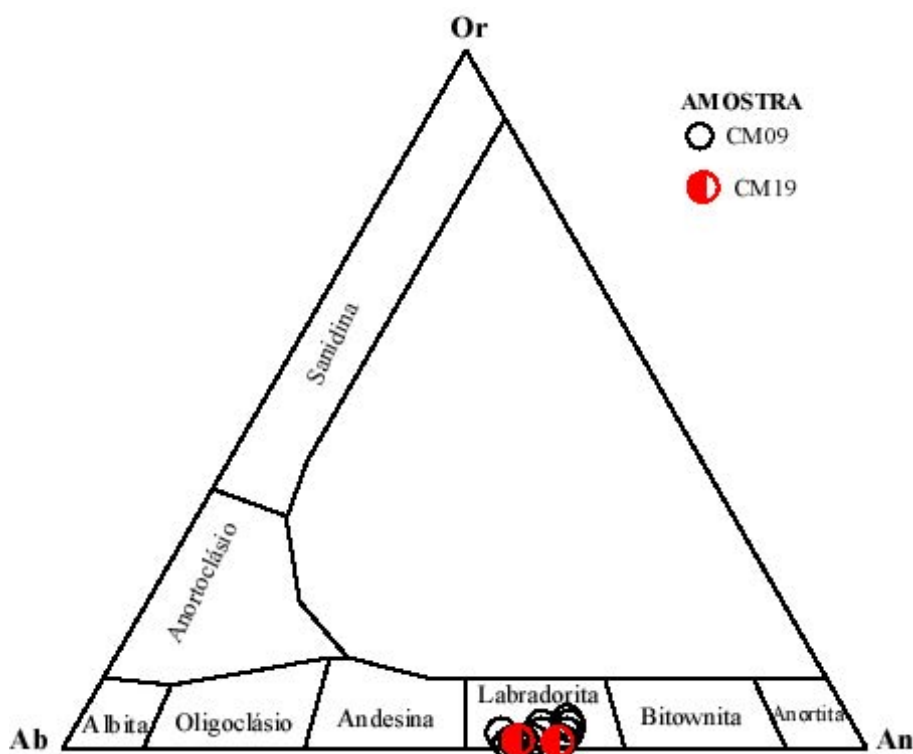


Figura III.9 - Classificação do plagioclásio do Maciço de Samaritana/Carapussê segundo o diagrama OrAbAn (Deer *et al.* 1963).

Tabela III.5a - Análises químicas do plagioclásio do Maciço de Samaritana/Carapussê.

Amostra	CM09		CM09		CM09		CM09		CM09		CM09		CM09		CM09		CM09		CM09	CM09	
	1	2	3	4	5	6	7	9	10	12	13	14	15	16	17	45	48				
Ponto	centro		borda		borda		borda		borda		centro		centro		borda		centro		porf.	porf.	
	porf.	porf.	porf.	matriz	porf.	matriz	porf.	matriz	porf.	matriz	porf.	matriz	porf.	matriz	porf.	matriz	porf.	matriz			
SiO₂	55,140	52,907	54,567	54,201	53,311	54,282	54,297	54,421	54,680	53,931	53,792	53,347	53,700	53,799	53,287	52,883	53,581				
TiO₂	0,022	0,013	0,025	0,007	0,023	0,003	0,005	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	0,020	0,008	0,008	0,012				
Al₂O₃	28,897	30,286	28,989	29,143	29,881	29,341	29,341	29,229	29,112	29,517	29,498	29,913	29,717	29,301	29,989	30,114	29,760				
Cr₂O₃	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,016	0,000	0,016	0,026	0,012	0,010	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,015				
FeO	0,118	0,156	0,149	0,174	0,176	0,171	0,178	0,184	0,153	0,142	0,136	0,151	0,114	0,187	0,152	0,134	0,158				
MnO	0,000	0,005	0,000	0,001	0,003	0,000	0,009	0,000	0,012	0,000	0,004	0,012	0,000	0,000	0,004	0,009	0,009				
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000				
CaO	10,719	12,171	10,783	11,269	11,941	11,342	11,163	11,245	11,202	11,447	11,668	12,062	11,560	11,528	11,890	12,479	11,796				
Na₂O	4,990	4,234	4,793	4,675	4,365	4,641	4,694	4,842	4,781	4,473	4,450	4,243	4,234	4,557	4,320	4,063	4,328				
K₂O	0,358	0,273	0,278	0,307	0,251	0,265	0,279	0,276	0,272	0,281	0,271	0,226	0,644	0,247	0,211	0,312	0,376				
Total	100,244	100,048	99,584	99,777	99,951	100,061	99,966	100,228	100,238	99,820	99,831	99,954	99,972	99,639	99,867	100,012	100,035				

Fórmula estrutural baseada em 8 oxigênios																					
Si	2,478	2,394	2,467	2,451	2,412	2,448	2,450	2,451	2,460	2,438	2,433	2,413	2,428	2,438	2,411	2,395	2,421				
Ti	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000				
Al	1,530	1,615	1,545	1,553	1,593	1,559	1,560	1,551	1,544	1,572	1,573	1,594	1,584	1,565	1,599	1,607	1,585				
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001				
Fe⁺²	0,004	0,006	0,006	0,007	0,007	0,006	0,007	0,007	0,006	0,005	0,005	0,006	0,004	0,007	0,006	0,005	0,006				
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000				
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000				
Ca	0,516	0,590	0,522	0,546	0,579	0,548	0,540	0,543	0,540	0,554	0,565	0,584	0,560	0,560	0,576	0,605	0,571				
Na	0,435	0,371	0,420	0,41	0,383	0,406	0,411	0,423	0,417	0,392	0,390	0,372	0,371	0,400	0,379	0,357	0,379				
K	0,021	0,016	0,016	0,018	0,014	0,015	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,013	0,037	0,014	0,012	0,018	0,022				
Ab	44,75	37,97	43,84	42,09	39,24	41,90	42,50	43,08	42,86	40,75	40,16	38,39	38,33	41,07	39,19	36,43	38,99				
An	53,09	60,39	54,49	56,06	59,33	56,55	55,84	55,29	55,50	57,59	58,19	60,27	57,85	57,50	59,57	61,73	58,75				
Or	2,16	1,64	1,67	1,85	1,43	1,55	1,66	1,63	1,64	1,66	1,65	1,34	3,82	1,43	1,24	1,84	2,26				

porf. - porfiroclasto

Tabela III.5b - Análises químicas do plagioclásio do Maciço de Samaritana/Carapussê (cont).

Amostra	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM19	CM19	CM19	CM19	CM19	CM19
Ponto	49	50	51	52	53	54	55	57	71	78	89	91	93	34	38	39	40							
Posição	centro	centro	centro	centro	borda	borda	borda																	
Tipo	porf.	porf.	porf.	porf.	porf.	porf.	porf.	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	g. nucl.	porf.	matriz							
SiO ₂	53,292	52,806	53,144	52,984	52,740	53,350	52,943	54,205	53,852	52,994	52,665	54,263	54,278	51,482	51,664	52,736	53,118							
TiO ₂	0,017	0,030	0,000	0,003	0,000	0,000	0,010	0,000	0,012	0,027	0,023	0,005	0,000	0,000	0,012	0,000	0,002							
Al ₂ O ₃	29,887	29,987	29,934	30,127	29,921	29,938	29,802	29,296	29,347	29,953	30,174	29,105	29,099	30,216	30,936	30,206	29,925							
Cr ₂ O ₃	0,000	0,015	0,000	0,016	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,003	0,029	0,000	0,000							
FeO	0,176	0,156	0,135	0,171	0,131	0,140	0,158	0,126	0,356	0,463	0,142	0,165	0,175	0,079	0,104	0,124	0,156							
MnO	0,008	0,004	0,001	0,003	0,006	0,004	0,008	0,017	0,005	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,006	0,004	0,006							
MgO	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,025	0,000	0,020	0,005	0,002	0,010	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000							
CaO	12,215	12,405	12,135	12,283	12,285	12,181	12,279	11,269	11,454	12,034	12,476	11,279	11,305	11,840	13,133	12,079	12,085							
Na ₂ O	4,272	3,898	4,242	4,123	4,028	4,212	4,113	4,750	4,543	4,328	4,084	4,617	4,623	4,291	3,900	4,334	4,369							
K ₂ O	0,329	0,547	0,318	0,300	0,705	0,325	0,312	0,252	0,210	0,258	0,276	0,299	0,317	0,182	0,196	0,214	0,218							
Total	100,196	99,848	99,916	100,010	99,816	100,175	99,635	99,935	99,784	100,059	99,850	99,750	99,806	98,093	99,980	99,697	99,879							

Fórmula estrutural baseada em 8 oxigênios																									
	Si	Ti	Al	Cr	Fe ⁺²	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ab	An	Or	porf. - porfiroclasto	g. nucl. - grão nucleado	g. nucl.	porf.	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	
	2,408	2,397	2,407	2,398	2,397	2,410	2,405	2,447	2,438	2,400	2,389	2,454	2,454	2,454	2,394	2,341	2,394	2,406							
	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000							
	1,592	1,604	1,598	1,607	1,603	1,594	1,596	1,559	1,566	1,599	1,613	1,551	1,550	1,643	1,652	1,616	1,598								
	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000								
	0,007	0,006	0,005	0,006	0,005	0,005	0,006	0,005	0,013	0,018	0,005	0,006	0,007	0,003	0,004	0,005	0,006								
	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000								
	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000								
	0,591	0,603	0,589	0,596	0,600	0,590	0,600	0,550	0,560	0,580	0,610	0,550	0,550	0,585	0,638	0,587	0,587								
	0,374	0,343	0,372	0,362	0,350	0,370	0,360	0,420	0,400	0,380	0,360	0,410	0,410	0,384	0,343	0,381	0,384								
	0,019	0,032	0,018	0,017	0,040	0,020	0,020	0,020	0,010	0,020	0,020	0,020	0,020	0,011	0,011	0,012	0,013								
	38,01	35,072	37,998	37,128	35,71	37,77	37,01	42,62	41,26	38,82	36,60	41,84	41,71	39,19	34,58	38,88	39,03								
	60,06	61,656	60,163	61,128	60,16	60,29	61,15	55,84	57,50	59,65	61,77	56,40	56,44	59,69	64,31	59,90	59,65								
	1,93	3,272	1,839	1,744	4,13	1,94	1,84	1,54	1,24	1,53	1,63	1,76	1,85	1,12	1,11	1,22	1,32								

porf. - porfiroclasto

g. nucl. - grão nucleado

III.2.3.2 - Piroxênios

Os piroxênios do Maciço de Samaritana/Carapussê ocorrem freqüentemente na forma de grãos recristalizados e poligonizados contornando os porfiroclastos de plagioclásio (Pranchas V.1, V.2, V.6e, V.9c, V.9d). Eles também apresentam-se como cristais exsolvidos com mais de 2 mm (Pranchas V.4e, V.10c), que provavelmente são relíquias de piroxênios ígneos. Associados aos grãos de piroxênio e formando aglomerados de minerais máficos, encontram-se anfibólio, biotita e minerais opacos, os quais apresentam-se como produtos da desestabilização dos piroxênios (Pranchas V.9c, V.9e). Ocasionalmente esta fase mineral exibe clivagem encurvada (Prancha V.10b). Os dados das análises químicas dos grãos de clinopiroxênio deste maciço encontram-se na tabela III.6 e dos grãos de ortopiroxênio na tabela III.7.

Os grãos de clinopiroxênio apresentaram composições de $En_{28-31}Wo_{42-50}Fs_{24-28}$, com teores de FeO que variaram de 13,34 a 15,34%, de MgO entre 9,48 e 10,58% e de CaO entre 19,65 e 22,26%. Quando plotados no diagrama triangular WoEnFs situaram-se nos campos da augita, do diopsídio e na interface augita-diopsídio (Fig. III.10).

Os de ortopiroxênio, de composição $En_{37-40}Wo_{1,2-7,7}Fs_{54-61}$, mostraram teores de Al_2O_3 variando de 0,07 a 0,85%, de FeO entre 31,26 e 34,85% e de MgO entre 12,80 e 13,73%. Quando plotados no diagrama triangular WoEnFs situaram-se nos campos da ferrosilita e da pigeonita.

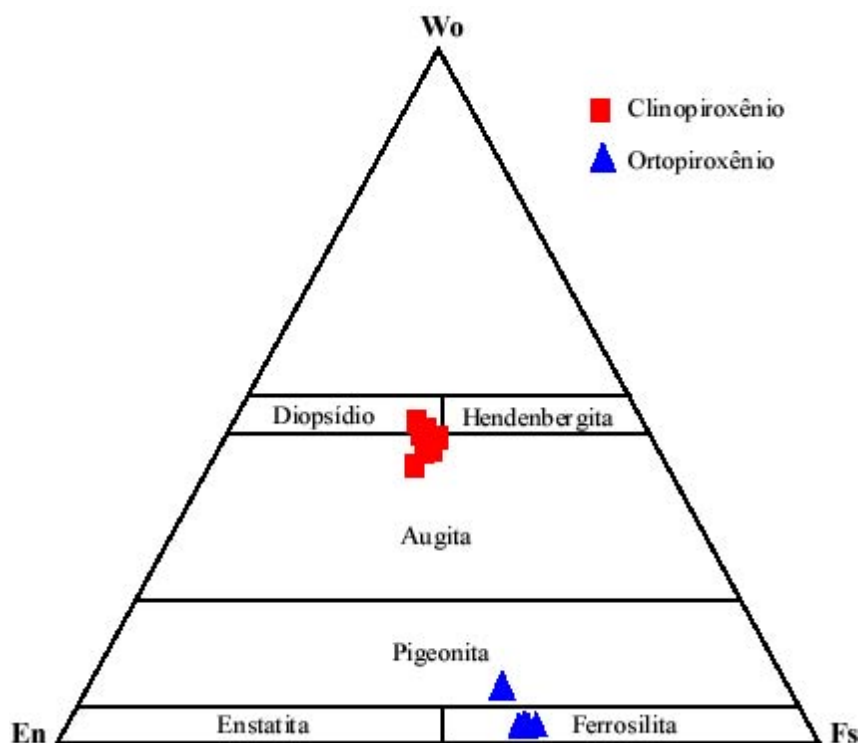


Figura III.10 - Classificação do piroxênio do Maciço de Samaritana/Carapussê, segundo o diagrama WoEnFs (Morimoto *et al.* 1988).

Tabela III.6 - Análises químicas do clinopiroxênio do Maciço de Samaritana/Carapussê.

Amostra	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM19	CM19	CM19	CM19
Ponto	65	79	80	81	88	20	21	33	
Posição		borda	centro	centro	borda	lamela	borda	lamela	
SiO ₂	50,594	49,762	50,855	50,521	51,005	50,934	51,013	49,640	
TiO ₂	0,140	0,120	0,132	0,162	0,148	0,160	0,122	0,148	
Al ₂ O ₃	1,952	2,730	1,366	1,345	1,200	1,421	1,347	1,258	
Cr ₂ O ₃	0,000	0,026	0,007	0,000	0,029	0,019	0,051	0,083	
Fe ₂ O ₃	2,527	1,054	2,352	2,627	2,698	2,310	2,196	1,981	
FeO	14,500	15,336	13,937	13,666	12,373	13,336	13,728	14,338	
MnO	0,302	0,315	0,310	0,272	0,265	0,310	0,343	0,340	
MgO	10,242	9,483	10,336	10,076	10,585	10,293	10,200	10,388	
CaO	20,534	20,365	21,283	21,573	22,264	21,760	21,620	19,653	
Na ₂ O	0,275	0,191	0,217	0,224	0,240	0,257	0,252	0,241	
K ₂ O	0,000	0,029	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,004	
Total	101,066	99,411	100,795	100,466	100,807	100,800	100,873	98,073	
Fórmula estrutural baseada em 6 oxigênios									
Si	1,926	1,926	1,939	1,935	1,938	1,939	1,943	1,945	
Ti	0,004	0,003	0,004	0,005	0,004	0,005	0,003	0,004	
Al	0,088	0,125	0,061	0,061	0,054	0,064	0,060	0,058	
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,003	
Fe ⁺³	0,072	0,031	0,068	0,076	0,077	0,066	0,063	0,059	
Fe ⁺²	0,462	0,496	0,444	0,438	0,393	0,425	0,437	0,472	
Mn	0,010	0,010	0,010	0,009	0,009	0,010	0,011	0,011	
Mg	0,581	0,547	0,588	0,575	0,600	0,584	0,579	0,607	
Ca	0,837	0,845	0,870	0,885	0,907	0,888	0,882	0,825	
Na	0,020	0,014	0,016	0,017	0,018	0,019	0,019	0,018	
K	0,000	0,001	0,000	0,000	0,00	0,000	0,000	0,000	
Wo	42,68	43,78	43,94	44,65	45,67	50,00	44,73	41,85	
En	29,61	28,36	29,69	29,01	30,21	29,61	29,36	30,78	
Fs	27,71	27,86	26,37	26,34	24,12	25,39	25,91	27,37	

Tabela III.7 - Análises químicas do ortopiroxênio do Maciço de Samaritana/Carapussê.

Amostra	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM09	CM19	CM19	CM19	CM19
Ponto	68	69	70	72	73	74	76	77	82	84	85	86	87	19	22	32			
Posição	centro	centro	borda	centro	borda	borda	borda	borda	centro	centro	centro	borda	borda	lamela	borda	lamela			
SiO ₂	49,407	50,023	49,482	49,418	49,653	50,064	49,482	49,582	49,394	49,415	49,646	49,691	49,728	49,616	49,792	48,076			
TiO ₂	0,062	0,072	0,065	0,067	0,072	0,027	0,080	0,058	0,170	0,067	0,080	0,082	0,075	0,072	0,045	0,035			
Al ₂ O ₃	0,801	0,777	0,644	0,733	0,684	0,546	0,746	0,641	0,737	0,705	0,777	0,067	0,705	0,845	0,487	0,374			
Cr ₂ O ₃	0,012	0,001	0,009	0,020	0,012	0,000	0,000	0,010	0,031	0,001	0,000	0,000	0,004	0,029	0,016	0,018			
Fe ₂ O ₃	2,639	1,642	1,877	1,351	1,626	1,229	2,022	1,644	1,879	2,220	1,875	2,126	1,801	1,885	1,927	3,616			
FeO	33,306	31,259	34,339	33,461	33,850	34,129	33,988	34,333	33,791	33,345	33,656	33,545	33,639	34,845	34,343	32,827			
MnO	0,659	0,598	0,695	0,629	0,662	0,651	0,708	0,683	0,699	0,661	0,688	0,699	0,682	0,751	0,751	0,785			
MgO	13,478	13,026	13,137	13,465	13,527	13,662	13,223	13,129	13,276	13,319	13,487	13,694	13,727	12,802	13,298	12,946			
CaO	0,887	3,720	0,592	0,812	0,600	0,593	0,687	0,638	0,834	1,020	0,827	0,662	0,583	0,768	0,616	0,670			
Na ₂ O	0,000	0,009	0,004	0,004	0,011	0,000	0,022	0,023	0,000	0,019	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
K ₂ O	0,008	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Total	101,259	101,128	100,846	99,962	100,697	100,901	100,959	100,742	100,811	100,777	101,036	100,566	100,944	101,613	101,275	99,347			

Fórmula estrutural baseada em 6 oxigênios																			
Si	1,940	1,956	1,955	1,960	1,958	1,968	1,951	1,959	1,949	1,949	1,952	1,964	1,954	1,950	1,958	1,934			
Ti	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,005	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001			
Al	0,037	0,036	0,030	0,034	0,032	0,025	0,035	0,030	0,034	0,033	0,036	0,003	0,033	0,039	0,023	0,018			
Cr	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001			
Fe ⁺³	0,078	0,048	0,056	0,040	0,048	0,036	0,060	0,049	0,056	0,066	0,055	0,063	0,053	0,056	0,057	0,109			
Fe ⁺²	1,094	1,022	1,135	1,110	1,116	1,122	1,121	1,135	1,115	1,100	1,106	1,109	1,106	1,145	1,130	1,105			
Mn	0,022	0,020	0,023	0,021	0,022	0,022	0,024	0,023	0,023	0,022	0,023	0,023	0,023	0,025	0,025	0,027			
Mg	0,789	0,759	0,774	0,796	0,795	0,801	0,777	0,773	0,781	0,783	0,790	0,807	0,804	0,750	0,780	0,776			
Ca	0,037	0,156	0,025	0,035	0,025	0,025	0,029	0,027	0,035	0,043	0,035	0,028	0,025	0,032	0,026	0,029			
Na	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
W _o	1,85	7,77	1,24	1,72	1,26	1,24	1,44	1,35	1,75	2,14	1,73	1,38	1,22	1,61	1,29	1,41			
En	39,06	37,86	38,45	39,77	39,62	39,92	38,66	38,54	38,84	38,88	39,32	39,74	40,00	37,34	38,65	37,95			
F _s	59,09	54,37	60,31	58,51	59,12	58,84	59,90	60,11	59,41	58,98	58,95	58,88	58,78	61,05	60,06	60,64			

III.2.3.3 - Anfibólio

Os grãos de anfibólio são preferencialmente de coloração castanho-esverdeada e ocorrem principalmente associados aos aglomerados de minerais máficos, podendo ser interpretados como produto da desestabilização dos piroxênios (Pranchas V.9c, V.9e). O resultado da análise de química mineral para o anfibólio deste maciço encontra-se na tabela III.8. Quando plotado no diagrama de Leake *et al.* (1997), ele situou-se no campo da ferropargasita (Fig. III.11).

Tabela III.8 - Análise química do anfibólio do Maciço de Samaritana/Carapussê.

Amostra	CM19
Ponto	37
Posição	borda
SiO₂	41,45
TiO₂	1,75
Al₂O₃	11,38
Cr₂O₃	0,11
FeO	21,80
MnO	0,16
MgO	7,45
CaO	11,72
Na₂O	0,79
K₂O	1,60
Total	98,10
Fórmula estrutural baseada em 23 oxigênios	
Si	6,33
Ti	0,20
Al	2,05
Cr	0,01
Fe⁺³	0,34
Fe⁺²	2,44
Mn	0,02
Mg	1,70
Ca	1,92
Na	0,23
K	0,31
Al^{IV}	1,67
Al^{VI}	0,37
(Na+K)A	0,54
(Ca+Na)B	1,92
(Na)B	0,00
(Ca)B	1,92
Mg/(Mg+Fe²⁺)	0,41

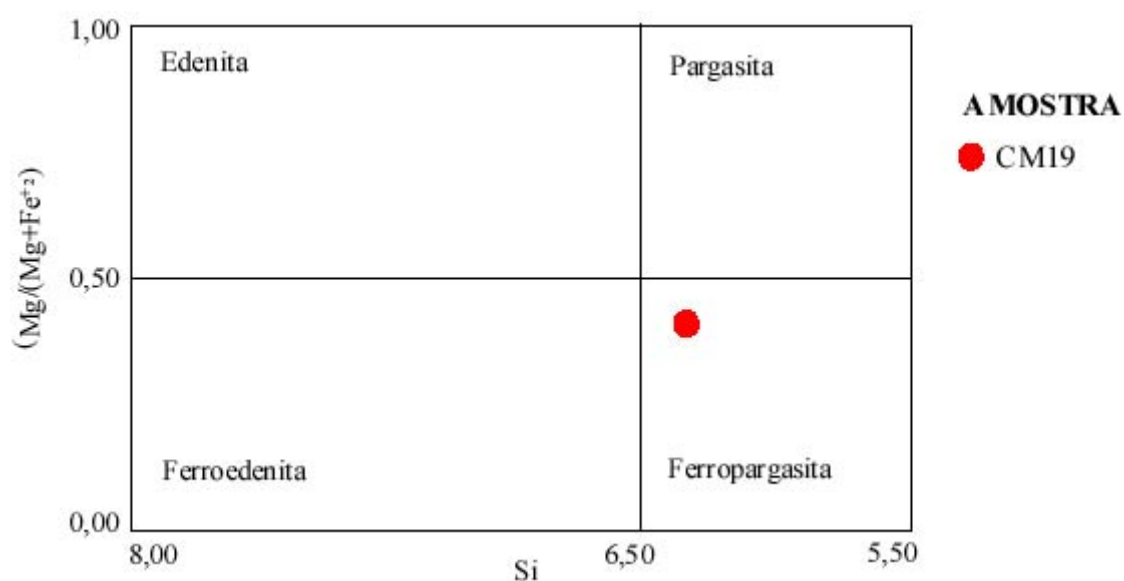


Figura III.11 - Classificação do anfibólio do Maciço de Samaritana/Carapussê, segundo Leake *et al.* (1997).

III.2.3.4 - Biotita

A biotita do Maciço de Samaritana/Carapussê ocorre, preferencialmente, na forma de pequenas palhetas alongadas de coloração castanho clara contornando os porfiroclastos de plagioclásio (Pranchas V.10a, V.10b, V.10d) e, subordinadamente, de coloração avermelhada associada aos aglomerados de minerais máficos constituídos por piroxênios, anfibólio, biotita e minerais opacos. Quando associadas a estes aglomerados máficos, a biotita apresenta-se sem forma definido, sendo nitidamente produto de desestabilização destes minerais (Prancha V.10e).

Os dados da composição química da biotita deste maciço encontram-se na tabela III.9. Os grãos de biotita apresentaram teores de TiO_2 variando de 4,92 a 5,66% ($\text{Ti} = 0,575$ a $0,663$ a.p.f.u), de FeO entre 21,79 e 24,77%, e de MgO entre 7,86 e 9,71%, com X_{Mg} variando entre 0,36 e 0,45.

Tabela III.9 - Análises químicas da biotita do Maciço de Samaritana/Carapussê.

Amostra	CM09	CM09	CM09	CM19	CM19
Ponto	62	63	75	24	25
Posição					
SiO₂	35,722	35,273	34,939	36,860	34,543
TiO₂	5,376	5,459	4,916	5,241	5,663
Al₂O₃	14,348	14,261	14,191	14,920	14,178
Cr₂O₃	0,037	0,047	0,098	0,042	0,039
FeO	23,597	21,790	22,633	23,688	24,774
MnO	0,056	0,040	0,049	0,052	0,074
MgO	8,476	9,705	9,517	8,067	7,863
CaO	0,109	0,074	0,249	0,208	0,011
Na₂O	0,038	0,035	0,035	0,089	0,008
K₂O	9,185	9,298	8,775	9,217	9,458
Total	96,944	95,982	95,402	98,384	96,611

Fórmula estrutural baseada em 22 oxigênios

Si	5,482	5,435	5,431	5,551	5,380
Ti	0,620	0,632	0,575	0,593	0,663
Al	2,595	2,590	2,600	2,648	2,602
Cr	0,004	0,006	0,012	0,005	0,005
Mn	0,007	0,005	0,006	0,007	0,010
Mg	1,939	2,229	2,205	1,811	1,825
Fe	3,028	2,807	2,942	2,983	3,226
Ca	0,018	0,012	0,041	0,034	0,002
Na	0,011	0,010	0,011	0,026	0,002
K	1,798	1,827	1,740	1,771	1,879
Al^{IV}	2,518	2,565	2,569	2,449	2,620
Al^{VI}	0,077	0,025	0,031	0,199	(0,020)
Fe⁺²	3,028	2,807	2,942	2,983	3,226
Fe/(Fe+Mg)	0,610	0,557	0,572	0,622	0,639
X_{Mg}	0,39	0,45	0,44	0,36	0,37

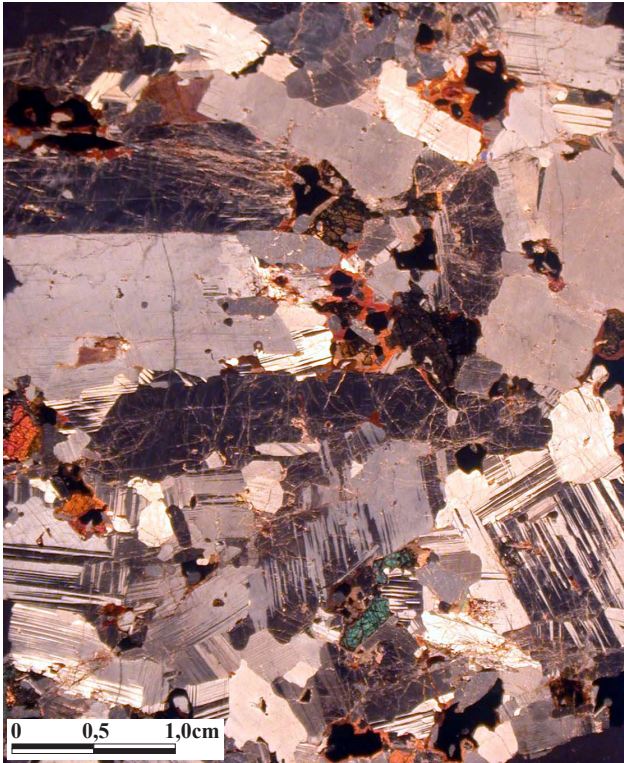
III.2.4 - Maciço de Potiraguá

No decorrer deste trabalho, não foram feitas análises petrográficas e microestruturais detalhadas deste maciço, nem análises de química mineral. Por isto, as características gerais das rochas anortosíticas, assim como dos seus minerais, serão brevemente descritas e em conjunto, com o objetivo de fornecer ao leitor uma visão geral da textura e mineralogia destas rochas. Os dados petrográficos e de química mineral estão resumidos no item III.1.3 deste capítulo. Para maiores detalhes, consultar Bordini (2003).

O Maciço de Potiraguá é formado principalmente por anortositos e, subordinadamente, por leucogabros e troctolitos. As rochas anortosíticas deste maciço apresentam textura grossa, predominantemente do tipo adcumulato, e estas texturas magmáticas acumulativas encontram-se preservadas (Prancha III.4). Estas rochas são constituídas principalmente por plagioclásio, com percentuais que na maioria das amostras analisadas ultrapassam 90%, se constituindo em verdadeiros anortositos. Além do plagioclásio, os minerais primários das rochas anortosíticas do Maciço de Potiraguá são olivina, piroxênio, óxidos de Fe-Ti e apatita. O principal mineral varietal é a olivina, cuja proporção modal freqüentemente é superior a 5%. Os anfíbólios são, aparentemente, de origem secundária, juntamente com outros minerais de alteração (biotita, clorita, mica branca, epidoto, epidoto azul, glaucofano, etc).

As rochas anortosíticas são constituídas por dois tipos de plagioclásio: um com formas tabulares e outro com formas equidimensionais. Os grãos tabulares apresentam-se euédricos a subédricos e geralmente estão geminados segundo a lei albita (Pranchas III.5a, III.5b, III.5c). Apesar da predominância de cristais tabulares, uma orientação preferencial de forma destas rochas é incipiente ou inexistente. Os grãos equidimensionais são caracterizados por uma textura adcumulática e apresentam-se geminados segundo as leis albita e periclina (Pranchas III.5d, III.5e, III.5f).

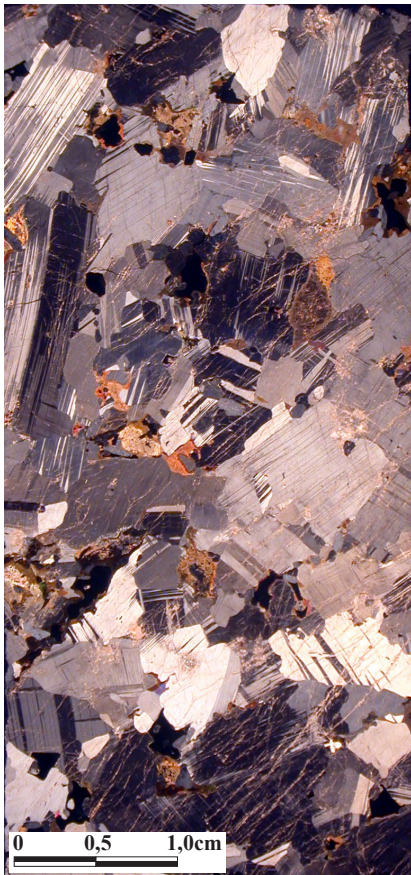
A olivina apresenta-se freqüentemente alterada (Pranchas III.6a, III.6b, III.6c, III.6e). Os piroxênios ocorrem sempre em proporções menores do que a olivina, com clinopiroxênio predominando sobre o ortopiroxênio. O anfíbólio ocorre principalmente como borda de reação nos minerais máficos. Às vezes, ele substitui quase que inteiramente os cristais de piroxênio, restando apenas um pequeno núcleo do mineral primário (Prancha III.6d). Localmente, ocorrem texturas coroníticas, com o desenvolvimento de anfíbólio às custas da olivina e dos piroxênios.



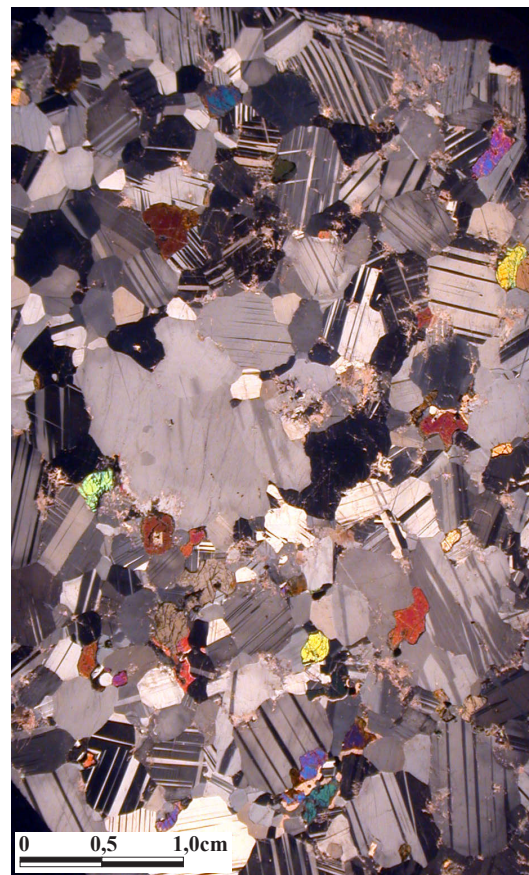
(a)



(b)



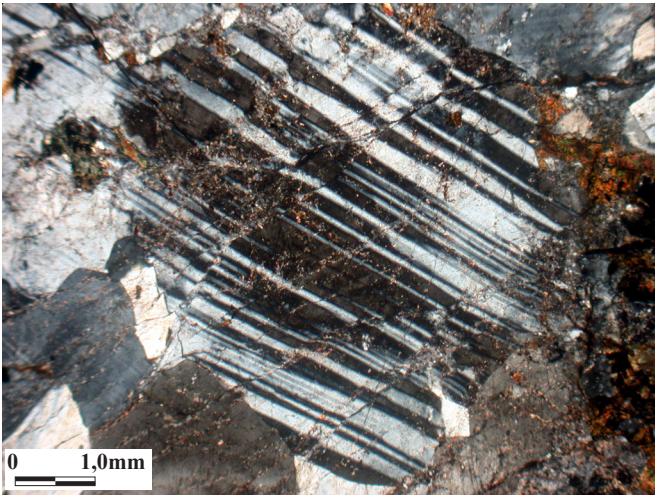
(c)



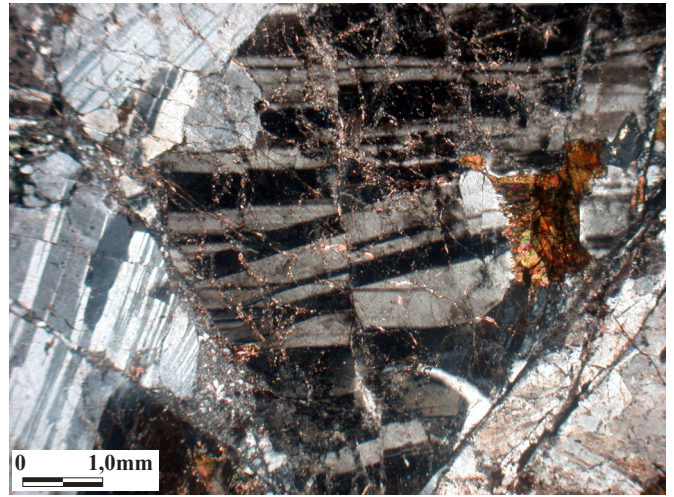
(d)

Prancha III.4 - Fotomicrografias dos aspectos gerais das rochas anortosíticas do Maciço de Potiraguá (nicóis cruzados).

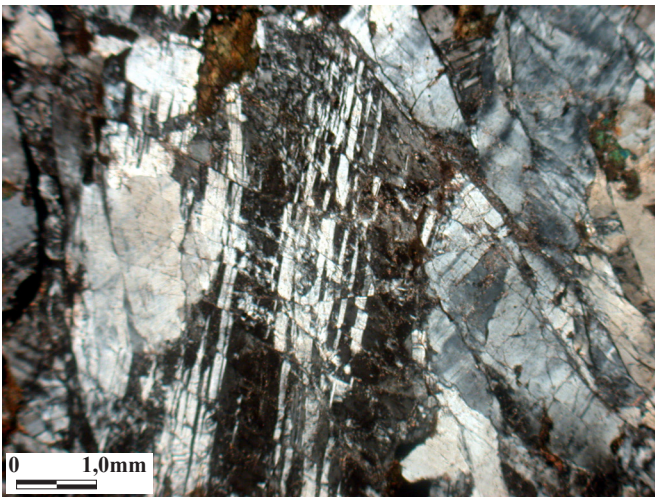
- (a) Aspecto geral de uma rocha anortosítica mostrando grandes cristais tabulares de plagioclásio e com geminação magmática. A mineralogia máfica encontra-se alterada e apresenta-se dispersa entre os cristais de plagioclásio. Lâmina PO-04.
- (b) Visão geral de uma rocha anortosítica com grandes cristais tabulares de plagioclásio. Esta rocha sofreu deformação rúptil. Os cristais de plagioclásio são atravessados por fraturas que deslocam porções dos cristais. A rocha está bastante alterada para minerais de baixa temperatura. Lâmina PO-08.
- (c) Visão geral de uma rocha anortosítica mostrando cristais de plagioclásio com formas tabulares e equidimensionais. As geminações do plagioclásio são magmáticas. A rocha está atravessada por fraturas preenchidas por minerais de baixa temperatura. Lâmina PO-02.
- (d) Aspecto geral de uma rocha anortosítica com predominância de cristais equidimensionais. As geminações são magmáticas. Esta rocha não apresenta deformação rúptil e as alterações de baixa temperatura estão restritas à mineralogia máfica que se encontra entre os cristais de plagioclásio. Lâmina PO-25.



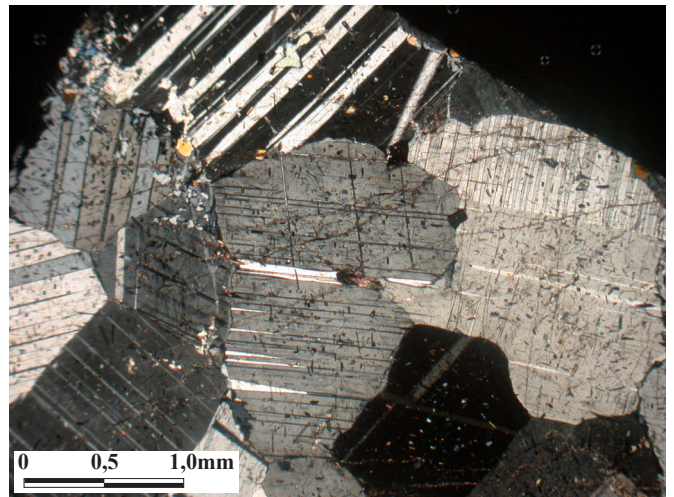
(a)



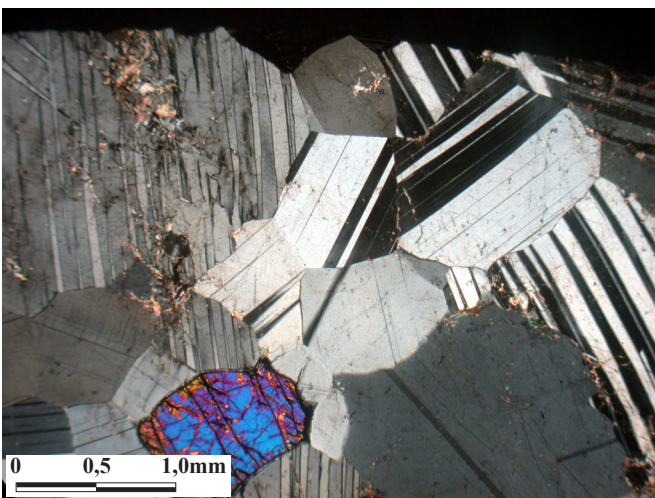
(b)



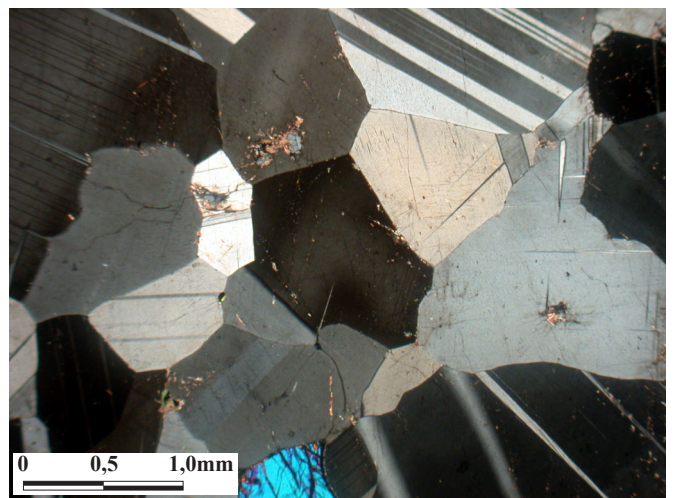
(c)



(d)



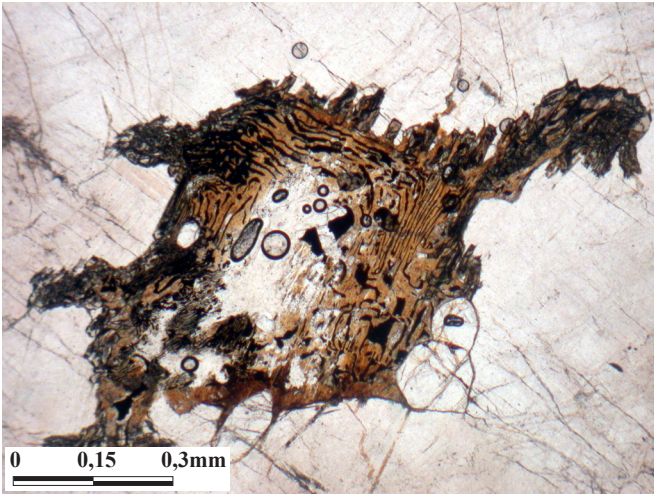
(e)



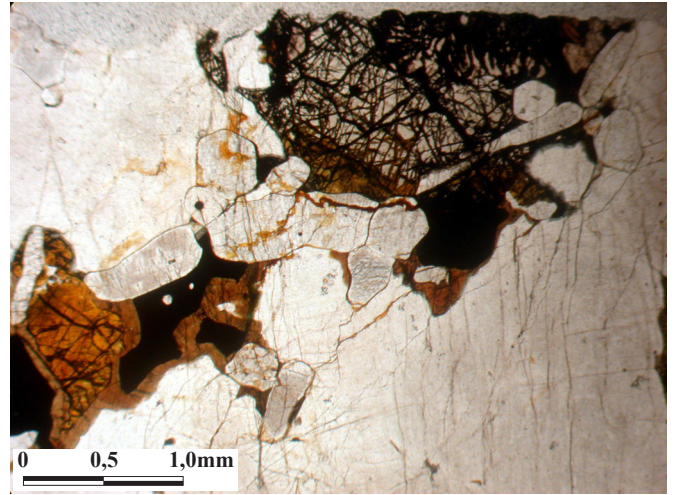
(f)

Prancha III.5 - Fotomicrografias do plagioclásio das rochas anortosíticas do Maciço de Potiraguá (nicóis cruzados).

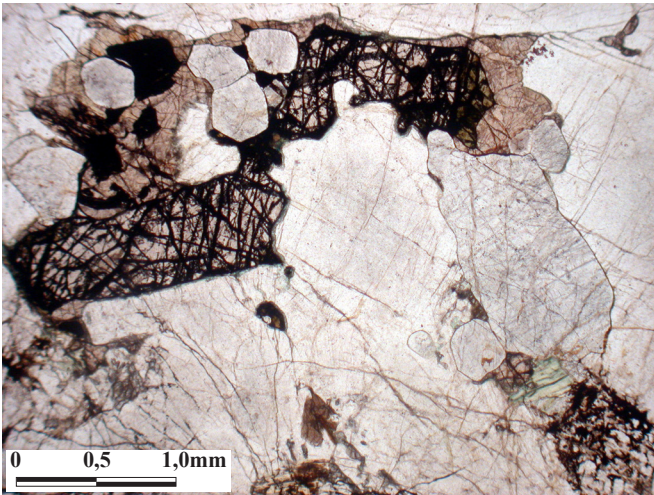
- (a) Cristal de plagioclásio com forma tabular e apresentando geminação magmática segundo a lei albita. Esta rocha sofreu deformação rúptil, conforme indicado pela presença de fraturas que deslocam as geminações do plagioclásio. As fraturas estão preenchidas por minerais de baixa temperatura. Lâmina PO-08-72/18.
- (b) Grãos de plagioclásio com geminação primária segundo a lei albita. A deformação rúptil sofrida por esta rocha é atestada pela presença de fraturas que deslocam a geminação. Minerais de alteração preenchem as fraturas. Lâmina PO-08-78/34.
- (c) Outro cristal de plagioclásio apresentando deformação essencialmente rúptil. Lâmina PO-08-79/20.
- (d) Cristais de plagioclásio equidimensionais mostrando contatos retos a quase retos. Estão geminados segundo a lei albita e apresentam-se repletos de inclusões de minerais de alteração. Lâmina PO-22-68/8.
- (e) Cristais de plagioclásio com formas equidimensionais, apresentando contatos retos a quase retos e com junções tríplexes a 120° , provavelmente indicando as elevadas temperaturas de formação deste mineral. Observar a ausência de deformação de baixa temperatura nestes cristais. Lâmina PO-25-74/8.
- (f) Cristais de plagioclásio com formas equidimensionais e de contatos retos a quase retos. Não foram observadas alterações de baixa temperatura nos grãos de plagioclásio equidimensionais desta amostra. Lâmina PO-25-78/18.



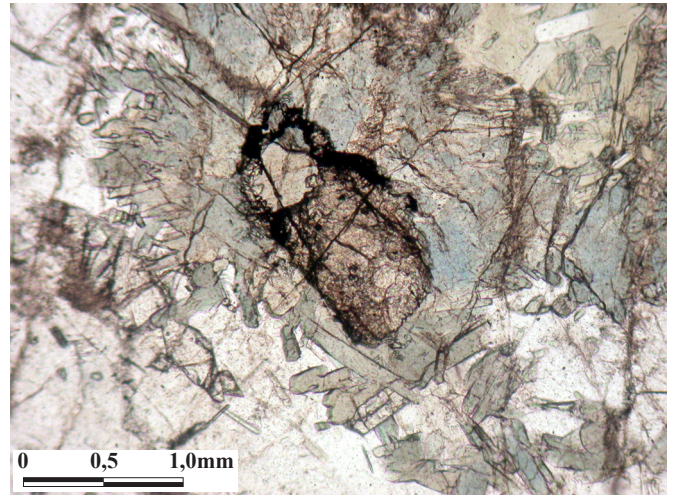
(a)



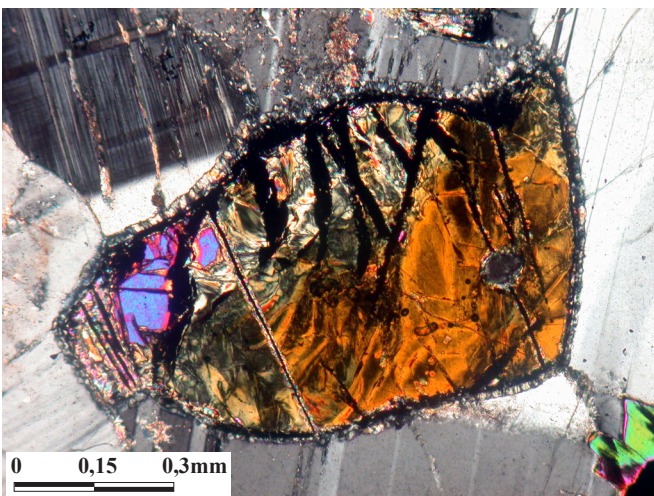
(b)



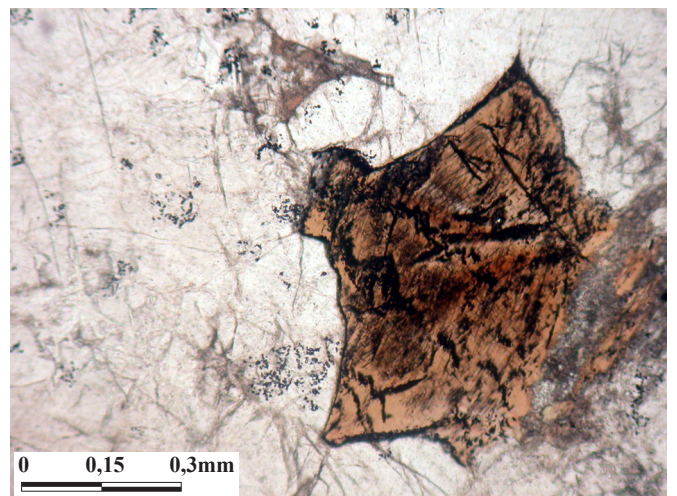
(c)



(d)



(e)



(f)

Prancha III.6 - Fotomicrografias dos minerais máficos das rochas anortosíticas do Maciço de Potiraguá.

- (a) Aspecto geral da alteração da olivina. Lâmina PO-02-74/28 em luz plana.
- (b) Grão de olivina associado a outros minerais máficos e à apatita. Lâmina PO-04-66/25 em luz plana.
- (c) Associação dos minerais máficos e apatita. Lâmina PO-04-79/31 em luz plana.
- (d) Formação de anfibólio às custas da desestabilização do piroxênio. Lâmina PO-22-81/24 em luz plana.
- (e) Cristal de olivina alterado. Lâmina PO-25-76/27 com nicóis cruzados.
- (f) Alteração de mineral máfico. Lâmina PO-20-80/18 em luz plana.

IV.1 - Introdução

Os isótopos radiogênicos são utilizados em geologia 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 gerações das rochas (geologia isotópica). Para isso, métodos como Rb/Sr, Sm/Nd, K/Ar, U/Pb e Pb/Pb vêm sendo utilizados tanto em rocha total como em minerais. Dentro do contexto deste trabalho foram feitas duas tentativas para se obter dados geocronológicos e isotópicos dos maciços gabro-anortosíticos do Sul da Bahia, sendo uma pelo método Sm/Nd e outra pelo método Ar/Ar. Estes métodos são baseados na quantidade de isótopos radioativos e seus derivados. Para tornar mais claro o que está em discussão, serão descritos brevemente alguns princípios básicos envolvidos nestes métodos de datação.

Na determinação da idade de um material usando a desintegração radioativa são necessários os seguintes requisitos principais:

1. a existência no material de um nuclídeo radioativo A cuja quantidade inicial é conhecida;
2. o nuclídeo radioativo A , por desintegração, se transforme em outro nuclídeo B a uma taxa conhecida λ ;
3. o sistema permaneça fechado com respeito aos nuclídeos A e B durante o tempo a ser considerado, ou seja, que não ocorram nem acréscimos nem perdas de material a partir do ambiente.

Conhecidas a quantidade inicial $[A]$ de A e a quantidade atual $[B]$ de B , (supondo que a quantidade inicial de B é nula), o tempo decorrido para formar B é dado por:

$$t = \left(\frac{1}{\lambda}\right) \ln \left[1 + \frac{[B]}{[A]} \right]$$

Para todos nuclídeos radioativos utilizados atualmente em datação, as propriedades relativas às taxas e modos de desintegração são bem conhecidas. Estudos em física nuclear também indicam que a taxa de desintegração não é sensível a fatores ambientais comuns. Assim, pode-se considerar o requisito número 2 bem estabelecido.

Quanto aos requisitos 1 e 3, um conceito importante é o de temperatura de fechamento. Os produtos de desintegração não fazem parte do retículo cristalino do material podendo difundir através dos sólidos. As taxas de difusão são muito dependentes da temperatura. A temperatura de fechamento é a temperatura do material em que os produtos de desintegração são, supostamente, retidos inteiramente. A idade isotópica seria medida a partir do tempo em que a temperatura do material ficou abaixo da temperatura de fechamento.

Cada material e cada sistema de datação possui uma temperatura de fechamento, que é determinada por experimentos em laboratório e pelos modelos matemáticos para o fenômeno de difusão. Os valores destas temperaturas variam desde cerca de 800°C para U/Pb em zircão até pouco mais que 100°C para K/Ar em feldspatos alcalinos. A temperatura de fechamento também depende da taxa de resfriamento, sendo menores para taxas de resfriamento lentas. A hipótese nesta discussão é que o "relógio radiométrico" é "zerado" quando o material fica a uma temperatura maior do que a temperatura de fechamento. Por exemplo, no caso da datação por K/Ar ou $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, é usada a idéia de que acima da temperatura de fechamento todo argônio escapa de dentro do material de forma que todo argônio encontrado num cristal de uma rocha é proveniente da desintegração do ^{40}K . Um outro fator que pode interferir no zeramento do relógio é a possível falta de gradiente de concentração num dado sistema de forma que a difusão de um determinado nuclídeo não ocorra, havendo sua retenção mesmo a temperaturas maiores que a de fechamento. Outros fatores que podem alterar a composição isotópica de um sistema são a presença de fluidos e deformações.

IV.2 - O método Sm/Nd

Do ponto de vista químico, os elementos Samário (Sm) e Neodímio (Nd) pertencem ao grupo dos elementos terras raras (ETR) ou lantanídeos, formando íons com carga +3 e apresentando números atômicos próximos, 62 e 60, e raios iônicos parecidos, 1,04 Å e 1,08 Å, respectivamente. Isto implica em similaridade de propriedades químicas e tem uma consequência geológica importante: ambos os elementos apresentam mesma mobilidade nos diversos ambientes geológicos. Deste modo, embora suas quantidades originais possam se modificar com o passar do tempo, suas razões não se alteram. A razão Sm/Nd, na escala de rocha total, não varia significativamente durante processos crustais, como fusão parcial, eventos metamórficos de qualquer natureza, diagênese e alterações hidrotermais. A modificação mais significativa da razão Sm/Nd ocorreu no evento de diferenciação manto-crosta. O Nd é mais leve que o Sm e, portanto, mais incompatível. Assim um líquido resultante de fusão parcial terá mais Nd que Sm e a razão Sm/Nd será menor que a razão inicial da fonte. Uma vez alojado na crosta, o magma e seus produtos dificilmente apresentarão modificação significativa nas razões Sm/Nd, mesmo sendo afetados por metamorfismo, fusões secundárias, hidrotermalismo e intemperismo (Sato *et al.* 1995).

O Sm e o Nd, sendo elementos incompatíveis como os demais elementos terras raras, entram facilmente nas fases minerais mais tardias durante a cristalização de um magma, aumentando durante a seqüência de cristalização. Eles são encontrados em quase todas as rochas, em geral substituindo os elementos de íons grandes, ocorrendo principalmente nos clinopiroxênios, anfibólios, granadas, micas e feldspatos, os quais constituem os minerais mais usados neste método. Rochas derivadas por fusão do manto têm razões Sm/Nd mais elevadas do que rochas geradas por fusão de material crustal. Baixas razões Sm/Nd indicam padrões de

enriquecimento em terras raras leves, enquanto altas razões Sm/Nd indicam padrões de depleção em terras raras leves em relação aos pesados. Segundo DePaolo (1988), isto é importante porque o estudo dos isótopos de Nd fornece informação sobre a química de todos os elementos terras raras nos reservatórios dos quais as rochas são derivadas.

O método Sm/Nd baseia-se no decaimento do isótopo radiogênico ^{147}Sm para ^{143}Nd . Segundo DePaolo *et al.* (1976), o método Sm/Nd permite obter datações por meio de diagramas isocrônicos em rocha total ou em minerais, ou ainda por meio de idades modelos. As composições isotópicas nos minerais e nas rochas podem ser determinadas pelos métodos de diluição isotópica ou espectrometria de massa. O princípio das isócronas Sm/Nd em rocha total é o mesmo daquele utilizado para o Rb/Sr, ou seja, quando o sistema inicia-se em $T=0$, todos os minerais da rocha têm a mesma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e diferentes razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Com o passar do tempo geológico, à medida que esta última razão decresce, a primeira aumenta. O significado geológico das idades isocrônicas Sm/Nd é similar ao significado das idades isocrônicas Rb/Sr, ou seja, a idade de cristalização de rochas ígneas e metamórficas (Sato *et al.* 1995).

Diferentes minerais de uma mesma rocha permitem a obtenção de isócronas minerais porque suas razões Sm/Nd são distintas. E, sendo assim, a idade obtida deve ser interpretada como a época de cristalização da paragênese mineral datada. No caso de rochas ígneas, a idade será da cristalização magmática e, no caso de rochas metamórficas, se a paragênese mineral datada for aquela gerada durante o episódio metamórfico, a idade obtida será relativa a este evento, visto que o Sm e o Nd se redistribuem durante os processos de recristalização metamórfica. Portanto, é muito importante identificar e analisar minerais com estes isótopos gerados dentro de um mesmo evento (Sato *et al.* 1995).

No caso das idades modelos, seus cálculos são feitos conhecendo-se as razões atuais $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra. Em seguida, calcula-se a reta de regressão até o intercepto com a curva de evolução isotópica do Nd estabelecida para o manto superior, em função do tempo geológico. A justificativa para a denominação “idades modelos” é devida a criação de modelos de evolução isotópica do Nd para explicar a curva de evolução do manto, tendo em vista sua heterogeneidade.

Ao longo da história da Terra, a contínua extração de magmas por fusão parcial do manto superior permitiu a incorporação de elementos com raios iônicos grandes como o K, Rb, U, Th, Ba e os elementos terras raras na crosta oceânica. Houve empobrecimento do manto superior nestes elementos, gerando-se um "manto empobrecido" (DM- *depleted mantle*), em relação a um manto primordial uniforme, cuja razão Sm/Nd é igual à dos meteoritos condríticos (CHUR- *chondritic uniform reservoir*) (DePaolo 1988). Neste modelo admite-se uma evolução uniforme para a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Através de um parâmetro conhecido por ϵ_{Nd} (*epsilon* neodímio) pode-se ter uma idéia sobre a origem e o tempo de residência crustal do material estudado, verificando se a razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é maior ou menor do que o CHUR para determinada

rocha em determinado tempo. Caso o material analisado apresente razão Sm/Nd mais alta que o CHUR, com ϵ_{Nd} positivo, poderá ter sido originado do manto depletado. No caso de ϵ_{Nd} negativo, infere-se uma origem na crosta. O tempo de residência crustal será tanto maior quanto mais negativo for ϵ_{Nd} . Idades modelos (T_{DM}) podem ser calculadas com base no modelo de evolução acima descrito e interpretadas como o tempo de residência crustal dos materiais que a compõem.

Com a compreensão das características e do comportamento dos isótopos de Sm e Nd nos processos geológicos, tanto no manto superior como na crosta continental, a sistemática Sm/Nd é uma importante ferramenta não só para a datação das rochas, mas também para os estudos de evolução crustal. Neste último caso, além da determinação dos grandes períodos de acreção continental, permite também a caracterização de diversos tipos de fontes (manto, crosta inferior e crosta superior) utilizando razões isotópicas de vários sistemas, dentre eles $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{87}Sr/^{86}Sr$, bem como gráficos utilizando ϵ_{Sr} versus ϵ_{Nd} . Este permite estimar, a partir de seus respectivos *epsilons*, se a fonte que formou a rocha magmática é enriquecida ou depletada.

IV.3 - O método Ar/Ar

O argônio (Ar) é um gás nobre e não se combina quimicamente no ambiente natural. Isto significa que a maioria dos materiais geológicos não contém Ar original quando eles se formam. Ele constitui de 0,1 a 5% da atmosfera atual da Terra e a pequena quantidade de Ar que pode ser incorporada em uma rocha ou mineral durante a sua formação vem inteiramente da atmosfera. Além disso, pequenas quantidades de Ar atmosférico podem ser absorvidas na superfície do mineral durante o intemperismo ou mesmo durante a amostragem. Em cada caso, o Ar não radiogênico medido pode ser assumido como tendo a mesma razão $^{40}Ar/^{36}Ar$ da atmosfera, que é igual a 295,5. O Ar pode ser mobilizado para dentro ou para fora da rocha ou mineral através de alteração e processos termais e ele não pode ser fracionado significativamente na natureza. Entretanto, ^{40}Ar é o produto do decaimento do ^{40}K e, por isso, aumentará em quantidade com o passar do tempo. A quantidade de ^{40}Ar produzida em uma rocha ou mineral ao longo do tempo pode ser determinada subtraindo a quantidade conhecida da que está contida na atmosfera. Isto é feito usando a constante $^{40}Ar/^{36}Ar$ do argônio atmosférico (Dallmeyer 1979).

O método $^{40}Ar/^{39}Ar$ é uma variação do método K-Ar e baseia-se no isótopo ^{40}K que é radioativo. Por isto, serão feitas algumas considerações sobre o elemento potássio (K) e o método K/Ar. Do ponto de vista químico, o K é um metal alcalino. Ele é o oitavo elemento mais abundante na Terra e é comum em muitas rochas e minerais. A quantidade de K em uma rocha ou mineral é variável e proporcional à quantidade de sílica presente. Por conseguinte, rochas máficas frequentemente contêm menos K do que rochas ácidas. O K

pode ser mobilizado para dentro ou para fora de uma rocha através de processos de alteração. Devido ao seu elevado peso atômico, o fracionamento dos diferentes isótopos de K é insignificante. Entretanto, o isótopo ^{40}K é radioativo e conseqüentemente terá a sua quantidade reduzida ao longo do tempo. São conhecidos três isótopos de potássio: $^{39}\text{K} = 93,3\%$; $^{40}\text{K} = 0,01\%$; e $^{41}\text{K} = 6,70\%$.

O método de datação Ar/Ar assim como o K/Ar vem sendo aplicado com sucesso para muitos problemas fundamentais das Ciências da Terra, dentre eles a calibração da escala do tempo da polaridade geomagnética, calibração da escala do tempo paleontológico, calibração da evolução do homem, e numerosos estudos tectônicos. Os primeiros resultados de datação Ar/Ar sobre materiais geológicos foram apresentados no trabalho pioneiro de Merrihue & Turner (1966). Posteriormente, desenvolvimentos adicionais desta metodologia efetuados por Mitchell (1968), Brereton (1970) e Turner (1971) avaliaram a interferência dos isótopos de Ar derivadas do K e do Ca ($^{36}\text{ArCa}$, $^{39}\text{ArCa}$, e ^{40}ArK) e determinaram os respectivos fatores de correção [isto é, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca}$, $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca}$, e $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{K}$] (Turrin 2003).

A teoria e as técnicas utilizadas no método Ar/Ar são geralmente similares àquelas do método K/Ar. A principal diferença está no fato de que na geocronologia Ar/Ar nenhuma análise química direta do K é requerida. Ele é medido como uma função do ^{39}Ar que é produzido do ^{39}K por ativação neutrônica. Daí, para a determinação da idade, é necessário somente a determinação da razão do ^{40}Ar radiogênico para produzir o ^{39}Ar . Para obter a idade, utiliza-se a expressão:

$$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} = (e^{\lambda t} - 1)/J$$

onde J é o fator de correção incorporando a razão isotópica do K, a meia-vida de formação do ^{39}Ar e o fluxo de nêutrons durante a irradiação. Este método é ideal para datar pequenas amostras tais como monocristais de minerais. Além disso, ele não requer a determinação das concentrações absolutas de K e Ar para calcular uma idade aparente. Entretanto, a principal vantagem do método Ar/Ar sobre o K/Ar é a habilidade das amostras serem aquecidas gradualmente, em temperaturas cada vez mais altas, até que a amostra seja fundida e as idades calculadas em cada etapa (Dallmeyer 1979).

Um cristal pode conter Ar de várias fontes. Além do ^{40}Ar derivado do ^{40}K , ele tanto pode entrar como sair pela rede cristalina ao longo de microfaturas que estão presentes praticamente em todos os cristais. Este argônio que penetra um cristal, pode ter uma composição isotópica atmosférica ou pode conter ^{40}Ar radiogênico se o cristal for embebido em uma solução rica em potássio, tal como um fluido hidrotermal. Para detectar e avaliar este fenômeno foi desenvolvida uma técnica na qual o Ar adicional pode ser removido pelo aquecimento gradual do grão. Esta técnica, que vem sendo muito utilizada atualmente para a obtenção de dados isotópicos Ar/Ar, é denominada de aquecimento gradual ou aquecimento por etapas (*step heating*) e consiste na remoção do Ar adicional por um aquecimento gradual do grão. A descrição detalhada desta técnica encontra-se em Ruffet *et al.* (1991). Ela permite analisar possíveis problemas de perda de argônio e um possível problema desta técnica é a necessidade de calibração por uma amostra de "idade conhecida". Por

esta técnica, a amostra é aquecida em etapas de aumento de temperatura de extração de laboratório crescentes, até que todo o argônio seja liberado. O argônio liberado em cada etapa é medido para calcular a “idade da etapa” (*step age*) com um erro analítico associado. No final da série de experimentos, as idades das etapas ($\pm 1 \sigma$ de erro) são plotadas contra a quantidade cumulativa de ^{39}Ar liberado ($\%^{39}\text{Ar}$). A figura resultante é chamada de espectro de idade. Esta proposição é projetada para verificar o gás liberado dos locais de aumento da retentividade do argônio. Quando um número razoável de etapas consecutivas, carregando uma quantidade substancial do Ar total liberado, dá a mesma idade, o valor médio resultante tem um significado geológico. Para rochas ígneas não metamorfisadas, o último normalmente representaria a idade de cristalização.

IV.4 - Dados isotópicos e geocronológicos anteriores

Os dados geocronológicos e isotópicos dos maciços gabro-anortosíticos do Sul da Bahia são muito escassos devido, principalmente, à monotonia mineral apresentada por estas rochas e pela ausência/escassez de minerais que forneçam idades de cristalização confiáveis, tais como zircão e monazita. Os dados geocronológicos e isotópicos destes maciços existentes até o momento serão fornecidos a seguir.

Para o Maciço do Rio Piau, foram feitas tentativas de datação pelos métodos Rb/Sr e Sm/Nd em rocha total, dentro do contexto da tese de doutorado de Cruz (1989). O método Rb/Sr não permitiu definir uma isócrona. Quanto ao método Sm/Nd, este definiu uma isócrona a $2,92 \pm 0,40$ Ga, com uma razão inicial de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de $0,508770 \pm 0,00045$ (Vignol 1987). Posteriormente, estes dados foram contestados por Cruz & Sabaté (1995), com base em estudos estruturais deste maciço e dos seus contextos regionais. Estes mesmos autores relacionaram o processo intrusivo destas rochas ao ciclo Transamazônico ($\sim 2,0$ Ga), pelo menos para as intrusões de afinidade química toleítica.

Para o Maciço de Potiraguá, foram obtidos dados isotópicos Sm/Nd em rocha total de duas amostras de rochas anortosíticas e de uma amostra de um dique de diabásio (Bordini *et al.* 2001b). As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ medidas produziram valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ variando de -9,0 (anortosito) a -7,2 (dolerito), e idades T_{DM} de 1,36 Ga e 1,22 Ga, respectivamente (Tabela IV.1). Para as rochas alcalinas em contato com as rochas anortosíticas do Maciço de Potiraguá, Corrêa Gomes (2000) obteve idades T_{DM} entre 1,35 e 1,37 Ga e $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ que variaram de -3,14 a -12,37 (Tab. IV.2).

Tabela IV.1 - Razões isotópicas, idades modelos T_{DM} e valores de *epsilon* Nd atual e no tempo de cristalização, das rochas anortosíticas e diques de Potiraguá (Bordini *et al.* 2001b).

Amostra	Tipo	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T_{DM} (Ma)	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(732)$
POT-01	Anortosito	88,62	44,92	0,1166	0,512173	1.359	-9,07	-1,53
POT-02	Anortosito	77,86	41,31	0,1166	0,512164	1.364	-9,25	-1,65
POT-03	Dique	66,87	35,67	0,1170	0,512270	1.224	-7,18	0,32

Tabela IV.2 - Idades modelos T_{DM} e valores de *epsilon* Nd T_{DM} , no tempo de cristalização e atual, das rochas alcalinas em contato com as rochas anortosíticas de Potiraguá (Corrêa Gomes 2000). Os dados dos sienitos foram obtidos em Bordini (2003).

Amostra	Tipo	T_{DM} (Ma)	$\epsilon_{Nd}(T_{DM})$	$\epsilon_{Nd}(0,7)$	$\epsilon_{Nd}(0)$
ZCI-25	Sienito	1.352	-	-2,99	-12,37
ZCI-064	Sienito	1.371	-	1,13	-3,14
ZCI-I-2.4	Dique máfico alcalino	986	5,79	2,74	-6,91
ZCI-I-3.1	Dique máfico alcalino	934	5,92	3,28	-4,70
ZCI-I-6.6	Dique félsico alcalino	1.026	5,69	1,99	-8,00
ZCI-I-6.4	Dique félsico alcalino	1.157	5,36	0,54	-8,29
ZCI-I-023	Dique ilmenita-sienítico	1.414	4,76	-2,19	-9,97
ZCI-I-7.1	Dique félsico alcalino	1.115	5,46	0,46	-9,73

Bordini (2003) comparou as razões isotópicas e idades T_{DM} das rochas anortosíticas e alcalinas de Potiraguá e inferiu que estas rochas foram extraídas contemporaneamente de uma fonte com as mesmas características isotópicas. Como as relações de campo, as razões isotópicas e os dados geoquímicos apontam para uma origem comum das rochas anortosíticas, diques de diabásio e rochas sieníticas, este autor sugeriu uma idade de cristalização de 732 Ma para as rochas anortosíticas de Potiraguá. Quanto aos valores negativos de ϵ_{Nd} , Bordini interpretou de três maneiras diferentes: (i) rochas derivadas de fusão parcial da crosta; (ii) rochas contaminadas por material crustal mais antigo; e (iii) rochas originadas de uma fonte mantélica enriquecida. Entretanto, quando os valores de ϵ_{Nd} foram calculados para o tempo de cristalização das rochas anortosíticas de Potiraguá (732 Ma), os valores são próximos de zero ou levemente negativos (Tab. IV.1). Isto sugere que estas rochas podem ter sido originadas no manto e que suas composições não foram extensivamente modificadas por fenômenos de contaminação crustal (Bordini 2003).

Quanto aos maciços de Rio Piau e Samaritana/Carapussê, Bordini (2003) associa as características geoquímicas dos maciços anortosíticos transamazônicos com a idade T_{DM} inferida de 2,2 Ga, e assinala que elas são consistentes com uma origem e evolução a partir de um magma parental mantélico, de natureza toleítica, pré-datando e acompanhando o Ciclo Orogênico Paleoproterozóico. Para estes maciços foi proposto um cenário tectônico colisional com a produção de maciços anortosíticos, intrusões e diques máficos-ultramáficos, metamorfismo de fácies granulito e geração de granitóides.

IV.5 - Dados isotópicos obtidos pelo método Sm/Nd

IV.5.1 - Seleção das amostras e metodologia

Para a obtenção de dados isotópicos dos maciços gabro-anortosíticos do Sul da Bahia, através do método Sm/Nd em rocha total, foram selecionadas 10 amostras de rochas anortosíticas, sendo 3 do Maciço do Rio Piau, 5 de Samaritana/Carapussê e 2 de Potiraguá. As amostras escolhidas foram as que apresentaram as maiores variações nas razões Sm/Nd em cada maciço, com base nas análises químicas em rocha total efetuadas por Cruz (1989), Jesus (1997)/Macêdo (2000) e Bordini (2003), respectivamente. Durante a primeira campanha de campo, procedeu-se a coleta das amostras selecionadas nos mesmos pontos dos autores acima citados. As localizações das amostras analisadas encontram-se nas figuras III.3 para o Maciço do Rio Piau e III.8 para o Maciço de Samaritana/Carapussê. A correspondência entre os números das amostras dos autores acima citados e as desta pesquisa, bem como as coordenadas em UTM, encontram-se na tabela IV.3.

Tabela IV.3 - Coordenadas em UTM e referencial geográfico das amostras das rochas anortosíticas dos maciços de Rio Piau, Samaritana/Carapussê e Potiraguá analisadas pelo método Sm/Nd em rocha total.

Nº de campo anterior	Nº de campo atual	Rocha	Maciço	Latitude	Longitude	Referência geográfica
	CM-26	Anortosito	Rio Piau	8508681	440792	Faz. Santa Bárbara (FSB)
	CM-29	Gabro fino	Rio Piau	8508951	441071	FSB - borda resfriada
	CM-32	Gabronorito	Rio Piau	8509213	441443	Faz. Bom Jesus
	CAM-128	Anortosito	Samaritana/Carapussê	8483065	43	
	G-2937	Anortosito	Samaritana/Carapussê	8483065	43	
ML-28B	CM-18	Anortosito	Samaritana/Carapussê	8483071	430152	Curva do Riacho Seco
	CM-21	Gabro fino	Samaritana/Carapussê	8483007	430168	Contato gabro/anortosito
ML-34B	CM-23	Anortosito	Samaritana/Carapussê	8482169	431512	Faz. Samaritana-drenagem
	RMB-2A	Anortosito	Potiraguá	8293935	429283	
	RMB-12	A.troctolítico	Potiraguá	8293935	429283	

Para as análises isotópicas Sm/Nd em rocha total, foram enviadas pequenos pedaços das amostras para o Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo - CPGeo-USP, que foram analisadas no espectrômetro de massa VG 354 Micromass automatizado com multicoletores. Os procedimentos analíticos foram executados pela equipe do CPGeo-USP sob a coordenação do Prof. Dr. Colombo César Gaeta Tassinari e a descrição completa destes procedimentos encontra-se em Sato *et al.* (1995).

IV.5.2 - Resultados obtidos

As amostras analisadas pela sistemática Sm/Nd apresentaram as seguintes variações nas razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$: de 0,1570 a 0,2185 para Rio Piau; de 0,1344 a 0,1842 para Samaritana/Carapussê; e de 0,1176 a 0,1187 para Potiraguá. Quanto às razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, os valores encontrados variaram da seguinte forma: de 0,511595 a 0,512158 para Rio Piau; de 0,511272 a 0,512073 para Samaritana/Carapussê; e de 0,512183 a 0,512185 para Potiraguá (Tab. IV.4).

Tabela IV.4 - Dados Sm/Nd em rocha total das rochas anortosíticas dos maciços de Rio Piau, Samaritana/Carapussê e Potiraguá.

Nº de campo	Maciço	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro
CM-26	Rio Piau	2,833	10,914	0,1570	0,0005	0,511619	0,000011
CM-29	Rio Piau	4,703	16,473	0,1726	0,0006	0,512158	0,000010
CM-32	Rio Piau	1,446	4,002	0,2185	0,0008	0,511595	0,000011
CAM-128	Carapussê	1,394	6,273	0,1344	0,0005	0,511329	0,000014
G-2937	Carapussê	1,501	6,635	0,1368	0,0005	0,511334	0,000012
CM-18	Samaritana	2,327	9,018	0,1561	0,0005	0,511702	0,000011
CM-21	Samaritana	0,797	2,616	0,1842	0,0007	0,512073	0,000013
CM-23	Samaritana	3,182	13,924	0,1382	0,0005	0,511272	0,000011
RMB-2A	Potiraguá	3,617	18,422	0,1187	0,0004	0,512183	0,000010
RMB-12	Potiraguá	6,535	33,614	0,1176	0,0004	0,512185	0,000010

As idades modelos T_{DM} calculadas para os maciços em estudo encontram-se na tabela IV.5. Elas resultaram em dois conjuntos distintos de dados: um com idades modelos entre 3.366,7 e 4.016,4 Ma e outro com idades modelos entre 1.359,0 e 1.378,8 Ma. Este primeiro conjunto refere-se aos maciços de Rio Piau e Samaritana/Carapussê, os quais apresentaram idades modelos arqueanas. Quanto ao Maciço de Potiraguá, este apresentou idades modelos mesoproterozóicas.

Tabela IV.5 - Idades modelos T_{DM} (Ma) e dados de $\epsilon_{\text{Nd}(T_{\text{DM}})}$ para os maciços de Rio Piau, Samaritana/Carapussê e Potiraguá.

Nº Campo	Maciço	T_{DM} (Ma)	$\epsilon_{\text{Nd}(T_{\text{DM}})}$
CM-26	Rio Piau	4016,4	0,48
CM-29	Rio Piau	3427,1	1,15
CM-32	Rio Piau	-	-
CAM-128	Carapussê	3366,7	1,22
G-2937	Carapussê	3468,8	1,09
CM-18	Samaritana	3683,8	0,83
CM-21	Samaritana	-	-
CM-23	Samaritana	3683,2	0,83
RBM-2A	Potiraguá	1378,8	4,83
RBM-12	Potiraguá	1359,0	4,88

Os ϵ_{Nd} obtidos na idade modelo (T_{DM}) foram todos positivos e variaram de 0,48 a 1,22 para os maciços do primeiro conjunto e de 4,83 a 4,88 para o Maciço de Potiraguá. Estas idades modelos podem ser interpretadas como o tempo de extração do magma do manto. Os valores positivos de ϵ_{Nd} na idade T_{DM} para todos os maciços sugerem que os magmas que geraram estas rochas não estavam contaminados por material crustal na época da sua extração.

Devido a ausência de idades de cristalização para os maciços do primeiro conjunto, foram feitas simulações para os cálculos dos ϵ_{Nd} em diversas idades com base no contexto geológico desta região Sul do Estado da Bahia.

Tabela IV.6 - Dados de *epsilon* Nd (ϵ_{Nd}) em diversos períodos de tempo para os maciços de Rio Piau, Samaritana/Carapussê e Potiraguá: $\epsilon_{Nd(0)}$ = hoje; $\epsilon_{Nd(TDM)}$ = na extração do magma do manto; $\epsilon_{Nd(T1)}$ = a 2,6 Ga; $\epsilon_{Nd(T2)}$ = a 2,0 Ga; e $\epsilon_{Nd(T3)}$ = a 1900,0 Ma para Rio Piau e Samaritana/Carapussê e a 730,0 Ma para Potiraguá.

Nº Campo	Maciço	T ₁ (Ga)	$\epsilon_{Nd(T1)}$	T ₂ (Ga)	$\epsilon_{Nd(T2)}$	T ₃ (Ga)	$\epsilon_{Nd(T3)}$	$\epsilon_{Nd(0)}$
CM-26	Rio Piau	2,6	-6,70	2,0	-9,75	1,9	-10,25	-19,88
CM-29	Rio Piau	2,6	-1,39	2,0	-3,23	1,9	-3,54	-9,37
CM-32	Rio Piau	2,6	-27,57	2,0	-25,90	1,9	-25,62	-20,34
CAM-128	Carapussê	2,6	-4,87	2,0	-9,64	1,9	-10,43	-25,53
G-2937	Carapussê	2,6	-5,55	2,0	-10,14	1,9	-10,90	-25,43
CM-18	Samaritana	2,6	-4,79	2,0	-7,90	1,9	-8,41	-18,27
CM-21	Samaritana	2,6	-6,87	2,0	-7,83	1,9	-7,99	-11,02
CM-23	Samaritana	2,6	-7,25	2,0	-11,73	1,9	-12,47	-26,65
RBM-2A	Potiraguá	-	-	-	-	0,73	-1,62	-8,88
RBM-12	Potiraguá	-	-	-	-	0,73	-1,47	-8,84

IV.6 - Dados isotópicos obtidos pelo método Ar/Ar

IV.6.1 - Seleção das amostras e metodologia

Para a obtenção de dados geocronológicos pelo método Ar/Ar nos maciços gabro-anortosíticos do Sul da Bahia foram escolhidos os maciços do Rio Piau e de Samaritana/Carapussê. O Maciço do Rio Piau foi datado através de cristais de anfíbólio de composição pargasítica da amostra CM29, cuja localização encontra-se na figura III.3 e análises químicas nas tabelas III.4a e III.4b. O Maciço de Samaritana/Carapussê foi datado através de cristais de biotita rica em Ti e de composição siderofílica da amostra CM08, cuja localização encontra-se na figura III.8. A escolha destes minerais e das amostras baseou-se em critérios texturais provenientes das observações petrográficas efetuadas no decorrer desta pesquisa, durante o

Doutorado-Sanduiche na *Université de Montpellier II*. Os anfíbólios apresentavam-se euédricos a subédricos, de coloração castanha, com aspecto magmático, e estavam concentrados, preferencialmente, em uma camada rica neste mineral (Pranchas III.1a, III.1b, III.3c, III.3e, III.3f). As biotitas apresentavam-se na forma de palhetas de coloração castanha e com tamanhos homogêneos (Pranchas V.10a, V.10b, V.10d). As amostras selecionadas foram cortadas e britadas nas dependências do Laboratório de Tectonofísica daquela Universidade. Vale ressaltar que, da amostra CM29, foi utilizada apenas a camada rica em anfíbólio. Os concentrados obtidos das amostras ficaram sob a responsabilidade do Prof. Dr. Renaud Caby, que se encarregou de enviá-los a *Université de Nice Sophia-Antipolis*, em Nice, França, para posterior irradiação e obtenção dos dados.

Os monocristais de anfíbólio e biotita que seriam usados nos experimentos foram retirados da fração de 0,25 a 0,8 mm dos concentrados das amostras, através de uma seleção manual feita sob um microscópio binocular. Os monocristais selecionados foram envolvidos em uma folha metálica de Al formando pequenos pacotes (11 x 11 mm) que foram empilhados dentro da qual pacotes de monitores de fluxo foram inseridos a cada 10 amostras (Corsini *et al.* 2004). Para a hornblenda, a amostra padrão utilizada como monitor de fluxo foi a Hb 3gr, cuja idade é de 1072 Ma (Roddick 1983).

As amostras foram irradiadas no reator nuclear da *McMaster University* em Hamilton, Canadá. Os dados isotópicos Ar/Ar foram obtidos pela utilização do procedimento de aquecimento por etapas que aquece a amostra em etapas por períodos fixos de tempo (geralmente 1 hora). Este procedimento foi efetuado em uma sonda iônica a laser com argônio contínuo Coherent Innova 70-4, em linha com um espectrômetro de massa VG 3600, que trabalha com um sistema detector Daly. Com uma precisão analítica estimada ($\pm \sigma$), os dados são corrigidos para os brancos da extração e purificação do sistema laser, para as interferências das reações de nêutrons com Ca e K, discriminação de massa e contaminação do argônio atmosférico. Cada aquecimento a laser durava 3 minutos, sendo 1 minuto para o aquecimento e 2 minutos para a limpeza do gás liberado, antes da introdução do gás no espectrômetro de massa. O tamanho do feixe do laser era pelo menos duas vezes maior do que o tamanho da amostra com o objetivo de obter uma temperatura homogênea sobre todo o grão. A temperatura não era conhecida mas sua homogeneidade foi controlada pela observação do mineral aquecido com um microscópio binocular acoplado com uma câmera de vídeo. A fusão do mineral foi acompanhada através do foco do ponto do laser.

O aquecimento de um mineral aumenta as taxas de difusão. Para o Ar, as taxas de difusão são muito rápidas para que se possa analisar a composição isotópica do Ar liberado das bordas do cristal durante o aquecimento e a temperaturas relativamente baixas. À medida que a temperatura aumenta, vai sendo liberado o Ar que está mais perto do centro do cristal, até o seu esgotamento total. As mudanças nas razões isotópicas, e por conseguinte as “idades”, podem ser medidas como uma função da fração do Ar total liberado.

IV.6.2 - Resultados obtidos

Os dados analíticos Ar/Ar obtidos no decorrer desta tese para o Maciço do Rio Piau encontram-se na tabela IV.7 e eles estão representados no diagrama denominado de espectro de idade ou idade platô na figura IV.1.

Tabela IV.7 - Dados analíticos Ar/Ar do anfibólio da amostra CM29 do Maciço do Rio Piau.

Degrau n°	⁴⁰ Ar atm (%)	³⁹ Ar(%)	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	Idade (Ma)	Erro (Ma)
1	4,715	0,02	15,610	3221,119	7293,336	± 303,501
2	0,000	0,01	8,984	646,032	4516,827	± 555,879
3	1,697	0,04	8,799	520,631	4162,687	± 137,265
4	1,499	1,12	5,884	448,018	3920,567	± 10,490
5	0,701	3,55	5,484	129,478	2126,498	± 6,299
6	0,321	8,77	5,524	119,171	2024,222	± 3,497
7	0,212	11,05	5,549	119,419	2026,757	± 3,470
8	0,135	12,78	5,568	118,308	2015,394	± 3,264
9	0,061	15,29	5,574	118,485	2017,207	± 2,903
10	0,233	15,28	5,609	120,006	2032,731	± 2,801
11	0,205	14,84	5,570	118,678	2019,185	± 3,255
12	0,241	5,44	5,550	117,978	2011,996	± 4,364
13	0,000	0,24	5,732	120,421	2036,943	± 41,445
14	0,000	0,12	6,103	123,703	2069,904	± 82,536
Fusão	0,009	11,44	6,139	120,092	2033,6	± 3,134
Idade integrada					2023	± 4

Parâmetros	Erro
(⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar)Mon	46,72
Idade Mon	1072
(³⁶ Ar/ ³⁷ Ar)Ca	0,000279
(³⁹ Ar/ ³⁷ Ar)Ca	0,0007
(⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)K	0,029
⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar atm	288
J	0,017371543

As análises nos cristais de anfibólio do Maciço do Rio Piau definiram uma idade platô de 2023±4 Ma (Corsini *et al.* 2004) (Fig. IV.1). O espectro de idade determinado por aquecimento em etapas para este mineral é relativamente plano, foi obtido com 14 etapas de aquecimento e está pouco perturbado. A idade platô obtida com 88,56% do Ar liberado é considerada como uma boa idade e sugere que ela é confiável (Wang & Lu 2000). A razão inicial ⁴⁰Ar/³⁶Ar para esta amostra foi de 288 e é consistente o valor de 295,5 da atmosfera moderna.

Como esta amostra encontra-se na borda deste maciço, a idade anormalmente alta para a primeira porção de Ar liberado pode refletir os níveis mais altos de potássio das rochas granulíticas encaixantes, o que permitiu uma difusão do Ar liberado das rochas granulíticas para as bordas do anfibólio. A idade platô concordante

mostrada pelo espectro de idade pouco perturbado, provavelmente indica um evento tectonotermal que deve representar a colisão Paleoproterozóica que ocorreu nesta região do Sul da Bahia.

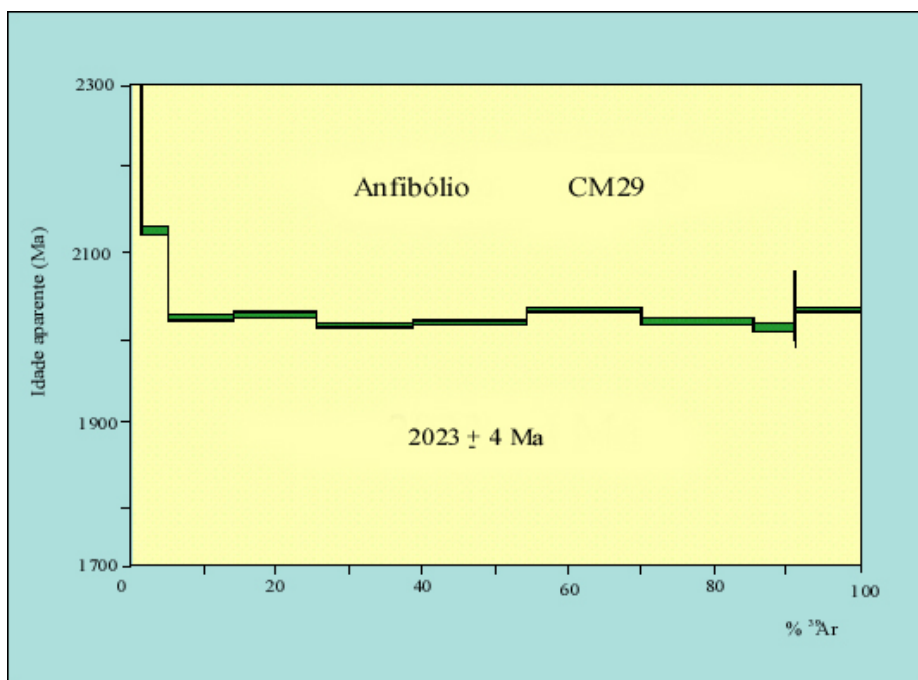


Figura IV.1 - Diagrama Ar/Ar com um platô em 2023 ± 4 Ma para o anfibólio da amostra CM29 do Maciço do Rio Piau.

Para o Maciço de Samaritana/Carapussê, os dados analíticos Ar/Ar obtidos nesta tese encontram-se na tabela IV.8 e eles estão representados no diagrama de espectro de idade na figura IV.2.

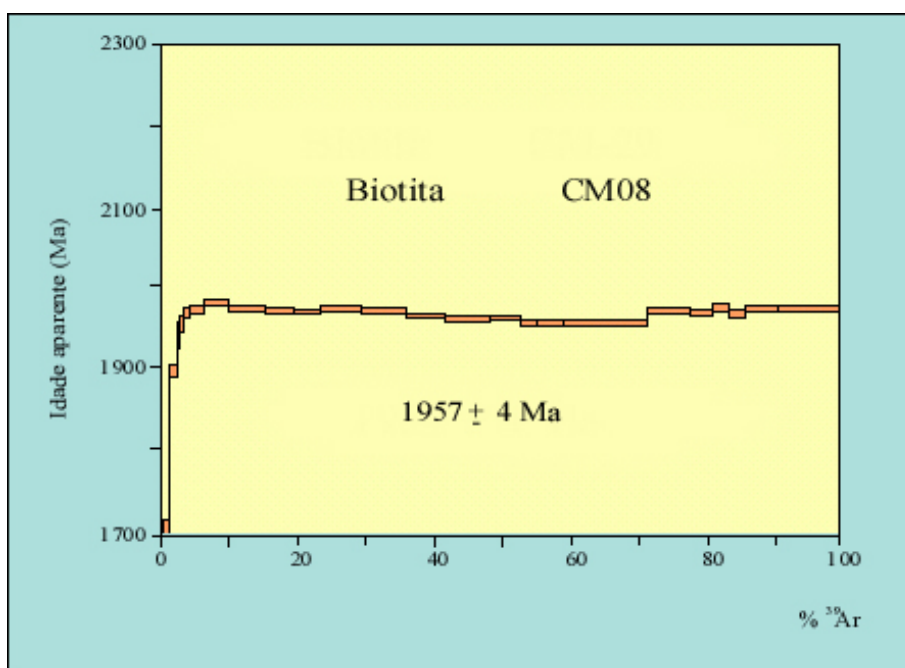


Figura IV.2- Diagrama Ar/Ar com um platô em 1957 ± 4 Ma para a biotita da amostra CM08 do Maciço de Samaritana/Carapussê.

Tabela IV.8 - Dados analíticos Ar/Ar da biotita da amostra CM08 do Maciço de Samaritana/Carapussê.

Degrau n°	⁴⁰ Ar atm (%)	³⁹ Ar(%)	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	Idade (Ma)	Erro (Ma)
1	11,792	0,50	0,263	25,010	650,902	± 17,624
2	10,405	0,90	0,048	90,113	1699,651	± 9,284
3	2,098	1,14	0,080	106,905	1893,931	± 7,943
4	1,622	0,44	0,000	110,983	1938,126	± 17,044
5	1,222	0,47	0,058	112,260	1951,736	± 9,859
6	0,685	1,08	0,055	113,576	1965,670	± 6,191
7	0,178	1,96	0,026	113,854	1968,593	± 5,062
8	0,026	3,71	0,010	114,824	1978,769	± 4,058
9	0,106	5,29	0,014	114,079	1970,962	± 2,843
10	0,363	4,31	0,010	113,748	1967,476	± 4,043
11	0,336	3,97	0,011	113,674	1966,697	± 2,932
12	0,202	5,92	0,016	114,010	1970,232	± 3,240
13	0,233	6,48	0,027	113,844	1968,493	± 3,019
14	0,157	5,81	0,024	113,286	1962,606	± 2,837
15	0,232	6,54	0,022	112,792	1957,386	± 3,756
16	0,028	4,45	0,000	112,934	1958,884	± 3,093
17	0,000	2,50	0,000	112,373	1952,939	± 3,913
18	0,000	3,83	0,000	112,314	1952,309	± 3,908
19	0,152	12,15	0,007	112,329	1952,468	± 3,064
20	0,017	6,25	0,005	113,731	1967,299	± 4,056
21	0,045	3,46	0,012	113,516	1965,028	± 4,270
22	0,130	2,15	0,014	114,086	1971,033	± 4,941
23	0,056	2,68	0,008	113,471	1964,557	± 4,231
24	0,077	4,59	0,011	113,956	1969,664	± 3,757
Fusão	0,031	9,43	0,011	114,122	1971,416	± 3,471
Idade integrada					1957	± 4,00
Parâmetros						
	Erro					
(⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar)Mon	46,72	0,2				
Idade Mon	1072	0,01				
(³⁶ Ar/ ³⁷ Ar)Ca	0,000279	3				
(³⁹ Ar/ ³⁷ Ar)Ca	0,0007	4				
(⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)K	0,029	3				
⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar atm	288	1				
J	0,017371543					

As análises efetuadas nos cristais de biotita do Maciço de Samaritana/Carapussê definiram uma idade platô de 1957±4 Ma (Corsini *et al.* 2004) (Fig. IV.2). O espectro de idade determinado por aquecimento em etapas para este mineral é relativamente plano, foi obtido com 24 etapas de aquecimento e está pouco perturbado. A idade platô obtida com 90,57% do Ar liberado é considerada como uma boa idade e sugere que ela é confiável (Wang & Lu 2000). A razão inicial ⁴⁰Ar/³⁶Ar para esta amostra foi de 288 e é consistente o valor de 295,5 da atmosfera moderna.

O Ar liberado durante as primeiras etapas de aquecimento forneceu idades um pouco mais baixas do que as demais, sugerindo que o Ar das bordas dos grãos continham um determinado percentual de Ar atmosférico, que poderia ser o resultado da difusão deste gás tanto entrando como saindo da biotita. A idade platô concordante mostrada pelo espectro de idade pouco perturbado para a biotita do Maciço de Samaritana/Carapussê provavelmente indica um evento tectonotermal, que no caso deste maciço estaria relacionado à deformação dúctil e a milonitização associadas com o movimento ao longo de uma zona de cisalhamento dúctil no limite NW deste maciço, relacionada à colisão Paleoproterozóica que ocorreu nesta região.

V.1 - Introdução

Os objetivos fundamentais da análise estrutural são estabelecer a geometria, a cinemática e a dinâmica que as rochas sofreram durante os eventos tectônicos. Através da geometria, são revelados os padrões das estruturas das rochas, que incluem aspectos como contatos litológicos, fraturas, falhas, dobras e orientações preferenciais de minerais. Pela cinemática, são determinados os movimentos que, integrados sobre grandes áreas, formam as bases para inferir movimentos tectônicos antigos. Apesar dos primeiros trabalhos teóricos ou experimentais remontarem ao século XIX, o desenvolvimento da cinemática é muito recente. Em nível de conceitos, ela teve como base os progressos efetuados pelas Ciências dos Materiais depois da 2ª Guerra Mundial. Entretanto, seu avanço ocorreu verdadeiramente nos anos 60, com trabalhos experimentais sobre os minerais das rochas (Nicolas 1989). Quanto à análise dinâmica, esta permite o entendimento da formação das estruturas em pequena escala, dos movimentos das placas tectônicas em grande escala, e também como eles estão conectados. Além disso, busca entender as forças que foram aplicadas, como elas foram aplicadas e como as rochas reagiram a estas forças. Para o entendimento da deformação tanto em pequena escala como em escala global, os geocientistas utilizam modelos geométricos, cinemáticos e dinâmicos para tentar reproduzir os processos deformacionais que as rochas sofrem nas suas condições naturais.

A investigação microestrutural dos processos de deformação é uma ferramenta importante em análises estruturais. A observação detalhada de produtos deformados natural e experimentalmente, associada a um mapeamento de campo e a um modelamento teórico dos processos de deformação, tem levado ao reconhecimento de microestruturas características de diferentes mecanismos de deformação que operam durante os eventos tectônicos (Schmid 1982, Borradaile *et al.* 1983, Zwart *et al.* 1987). Além disso, eles são utilizados para identificar os mecanismos individuais que operam em minerais específicos e nos diferentes tipos de rochas. Esses mecanismos variam em função das condições de pressão e temperatura e também do ambiente químico (oxidação ou hidratação) nos quais ocorre a deformação. As microestruturas e texturas também dependem do nível de esforço. Sua análise é fundamental para a interpretação da dinâmica e dos movimentos em zonas de falhas assim como para o estudo das interações entre deformação e metamorfismo.

O objetivo fundamental do presente capítulo é analisar, na escala microscópica, os mecanismos de deformação que estiveram ativos nos maciços gabro-anortosíticos de Rio Piau, Samaritana/Carapussê e Potiraguá. Inicialmente, será feita uma abordagem teórica dos mecanismos de deformação, enfocando como cada mecanismo opera, como ele é reconhecido, que informações podem ser extraídas das microestruturas

preservadas e quais aspectos permanecem um problema para estudos futuros. Em seguida, serão apresentados os mecanismos de deformação do plagioclásio e dos piroxênios, que são os principais constituintes das rochas em estudo. Por fim, serão apresentadas e interpretadas as microestruturas encontradas nestes maciços.

A teoria dos mecanismos e processos de deformação utilizada em Geologia Estrutural é, em grande parte, baseada nas Ciências dos Materiais e na Metalurgia. Os termos utilizados nestes processos são bem específicos e mais difundidos em inglês, tornando a sua tradução para o português uma tarefa não muito fácil. Observa-se que não existe uma homogeneidade na tradução dos termos do inglês para o português, mesmo nos trabalhos das Ciências dos Materiais e da Metalurgia,. Como exemplos, pode-se citar os termos *dislocation*, que é traduzido como discordância e deslocação, *recovery*, traduzido como restauração e recuperação, e muitos outros mais. Se esta falta de homogeneidade já existe entre os próprios engenheiros e metalurgistas, a situação se complica um pouco mais quando se vai para os estruturalistas. Diante do exposto, optamos por traduzir para o português somente aqueles termos que são de um consenso mais geral ou cuja tradução não deixa dúvidas quanto ao seu sentido. Para os termos em que a tradução se tornava sem sentido ou era por demais complicada, optamos por deixá-los em inglês. A explicação de cada um dos termos específicos deste assunto utilizados neste trabalho, seja ele traduzido para o português ou em língua inglesa, estão no glossário que se encontra no final deste volume.

V.2 - Os diferentes comportamentos reológicos

V.2.1 - Esforço (*stress*) e deformação (*strain*)

As deformações sofridas pelos materiais de uma forma geral, incluindo aqui os objetos geológicos, são as respostas dos materiais a esforços ou tensões. O esforço (σ) é definido como força por unidade de área, ou seja,

$$\sigma = F / A,$$

onde:

σ = esforço (Pa = N/m²)

F = força aplicada (N)

A = área do plano (m²)

A deformação (ϵ) é definida como o efeito do esforço em um material e é expressa como uma variação do comprimento original, ou seja,

$$\epsilon = \Delta L / L_0$$

onde:

ϵ = deformação (%)

$\Delta L = (L - L_0)$ = variação de comprimento (m)

L_0 = comprimento inicial

L = comprimento final

Uma das características mais importantes dos materiais é a sua capacidade em resistir ou transmitir esforços. A resposta dos materiais aos esforços está intimamente relacionada à sua capacidade de se deformar elasticamente ou plasticamente. Ao ser submetido a esforços, o material que exibe comportamento elástico apresenta deformação não permanente, retornando à sua forma original quando o esforço é removido. Quando submetido a esforços que ultrapassam o limite elástico, o material exibe um comportamento plástico ou dúctil e não retorna às suas dimensões originais depois de cessado o esforço (Fig. V.1). Na escala atômica, a deformação plástica é observada principalmente quando planos cristalográficos são deslizados uns sobre os outros de forma que, ao se removerem os esforços mecânicos, o material não exibe mais suas dimensões originais.

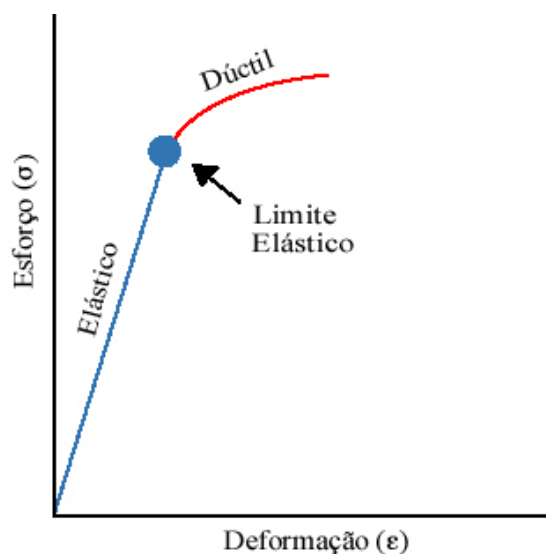


Figura V.1 - Curvas de esforço-deformação.

V.2.2 - Reologia da litosfera continental

Todos os processos tectônicos que ocorrem no interior da Terra envolvem o movimento de material sólido ou fundido. A convecção no manto e os movimentos das placas tectônicas ocorrem por deformações, sejam elas plásticas, rúpteis, ou no estado sólido, de rochas e minerais que formam o manto e as litosferas oceânica e continental. Muito do conhecimento sobre a deformação das rochas vem de observações qualitativas efetuadas por geólogos estruturalistas. Entretanto, estimativas quantitativas de resistência das rochas e parâmetros de deformação são baseadas em experimentos da mecânica das rochas e observações geofísicas, sendo que estas últimas, através da sísmica, permitem também a análise da deformação nas camadas profundas da Terra.

As principais divisões mecânicas da Terra são baseadas na estimativa da resistência das rochas em função da profundidade. Assim, existe uma crosta superior, na qual a deformação rúptil é dominante, e uma crosta inferior, na qual o escoamento plástico é dominante. Na crosta superior, a resistência das rochas aumenta com a profundidade e a pressão confinante, tornando difícil a abertura de novas fraturas ou o deslizamento ao longo de fraturas antigas. Já na crosta inferior, a resistência das rochas diminui com a profundidade e o aumento da temperatura, devido a processos termalmente ativados que aceleram os processos plásticos (Mainprice & Nicolas 1989).

O comportamento mecânico e os processos de escoamento (*flow*) das rochas da litosfera continental dependem fundamentalmente do ambiente físico-químico, que envolve composição das rochas, temperatura,

pressão, taxa de deformação, esforço e conteúdo de fluidos. A análise do comportamento mecânico da litosfera continental é um problema complexo por causa da grande variedade de estruturas, ambientes e litologias nas diferentes províncias tectônicas, todas pouco compreendidas em profundidade, e devido também ao pouco entendimento da reologia (relação esforço-deformação), até mesmo das rochas crustais mais comuns. O bloco diagrama da figura V.2 ilustra uma seção imaginada através da crosta continental, juntamente com a pressão litostática representativa, temperatura, grau metamórfico e mecanismos de deformação dominantes (Carter & Tsenn 1987).

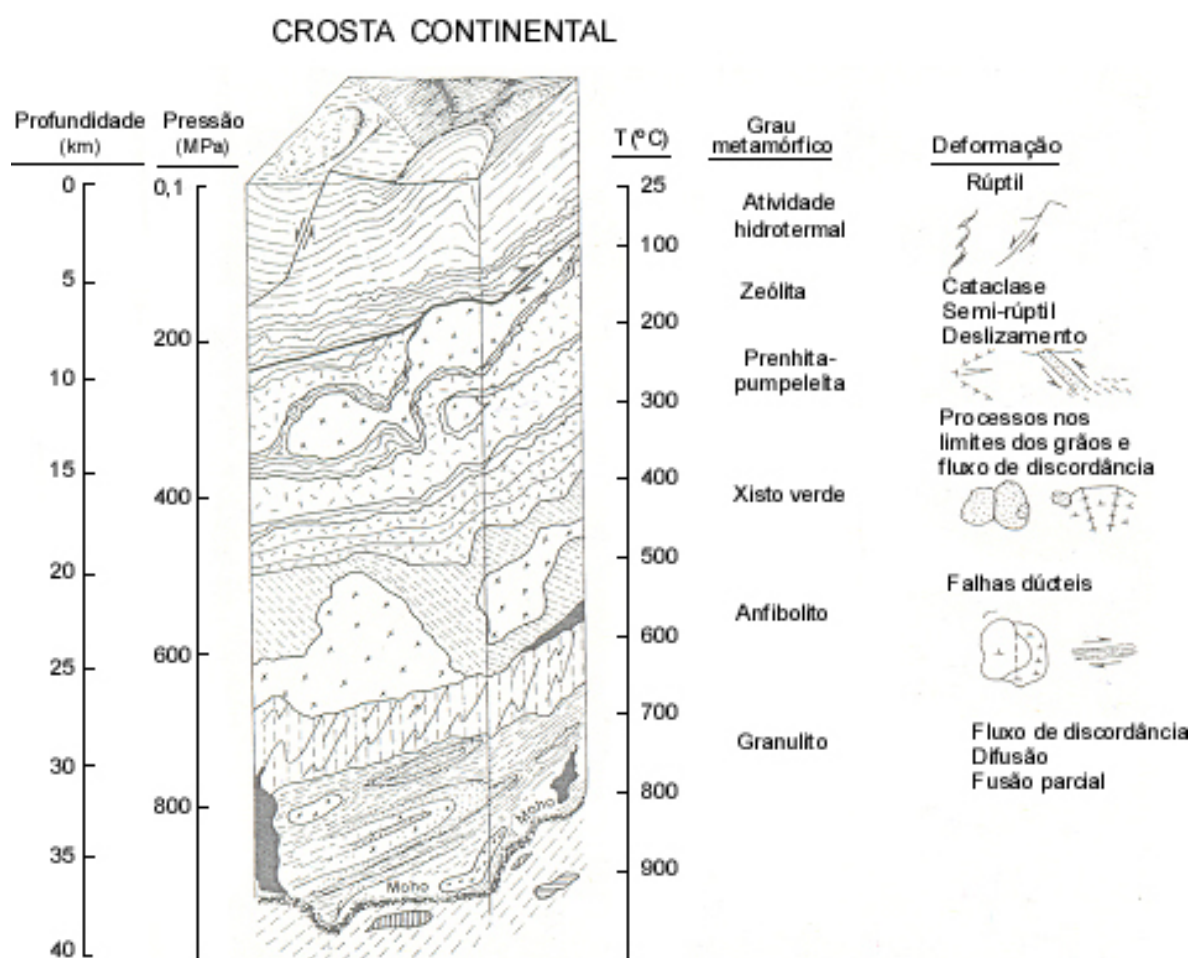


Figura V.2 - Bloco diagrama mostrando uma estrutura idealizada da crosta continental, juntamente com pressão litostática (26 MPa/km), temperatura (25°C/km), grau metamórfico e mecanismos de deformação dominantes (Carter & Tsenn 1987).

A composição das rochas varia principalmente em função da profundidade. Em níveis crustais superficiais, uma camada de sedimentos diagenéticos e de fácies metamórfica de baixo grau (zeólita-pumpeleita) progride para assembléias da fácies xisto-verde, à medida que se aprofunda na crosta. Materiais de composição intermediária a ácida da fácies anfibolito, associados a plutonismo granítico local e migmatização, prevalecem em níveis crustais intermediários. Em níveis crustais profundos, dominam rochas de composição

intermediária a máfica da fácies granulito e estas rochas estão geralmente associadas a gnaisses silícicos e corpos plutônicos de composição máfica e intermediária. Esta seqüência geral progressiva da crosta, de cerca de 35 a 40 km de espessura, repousa sobre o material do manto superior, predominantemente ultramáfico (Carter *et al.* 1972, Mercier & Nicolas 1975, Nicolas & Poirier 1976, Avé Lallemant *et al.* 1980), o qual permanece por toda a litosfera mecânica até uma considerável profundidade e é composto, principalmente, de olivina com menores quantidades de piroxênios e outras fases aluminosas e acessórias.

Assim, ignorando os sedimentos, os dados disponíveis para mármore, quartzito e granito podem refletir a resposta mecânica da crosta superior para o ambiente físico. Quanto às rochas granodioríticas, feldspáticas e dioríticas, estas podem refletir a resposta dos níveis crustais intermediários. Dados experimentais sobre a reologia de materiais representativos da crosta inferior, tal como um piroxênio-anfibólio-plagioclásio granulito, são limitados a estudos recentes sobre a deformação experimental de diabásios, piroxenitos e anortositos (Mackwell *et al.* 1998, Bystricky & Mackwell 2001, Dimanov *et al.* 2003).

Dentro da crosta continental, a deformação nos regimes plástico e semi-plástico, será verticalmente, lateralmente e temporalmente bastante heterogênea, dependendo da mineralogia, presença ou ausência de fluidos, e da periodicidade dos eventos de deformação. Grande parte desta deformação, mesmo nos níveis crustais mais profundos e na parte mais superior do manto, está provavelmente concentrada em zonas de cisalhamento plásticas ao invés de distribuída homoganeamente. É provável que tais zonas atuem como condutos para a ascensão de fluidos profundos, seja continuamente ou periodicamente.

Estudos geológicos e de laboratório mostram que as rochas apresentam diferentes mecanismos de deformação a depender da profundidade. Assim, rochas próximas à superfície da Terra possuem mecanismos de deformação do campo rúptil, as que se encontram em profundidades crustais intermediárias, do campo rúptil-dúctil, e as que se encontram em níveis crustais profundos, do campo dúctil. As duas variáveis mais importantes que governam o comportamento das rochas são a temperatura e a taxa de deformação. Altas temperaturas e baixas taxas de deformação favorecem o comportamento dúctil, enquanto que baixas temperaturas e altas taxas de deformação favorecem o comportamento rúptil.

A deformação em níveis crustais rasos (até profundidades de 10 a 15 km) é dominada por processos rúpteis. Este comportamento pode ser descrito aproximadamente por uma lei de deslizamento friccional (*frictional sliding*), a lei de Byerlee, a qual prevê que a resistência da rocha aumentará com a pressão (profundidade), mas será independente da temperatura ou do tipo de rocha. A presença de uma pressão de fluidos tenderá a diminuir a resistência da rocha. Em maiores profundidades, o aumento da temperatura promoverá processos de deformação plástica, resultando em um intervalo de profundidade no qual processos rúpteis e plásticos estarão ativos.

Em profundidades ainda maiores, as temperaturas mais altas resultarão em uma deformação acomodada essencialmente pelos mecanismos de plasticidade cristalina. Entretanto, durante períodos de altas taxas de deformação, tais como associadas a terremotos, o comportamento de deformação semi-plástico penetrará mais profundamente na crosta. A deformação plástica geralmente pode ser descrita pela lei de Arrhenius, com uma forte dependência da temperatura e uma dependência relativamente fraca da pressão. Nas partes mais frias da crosta ou do manto, a deformação pode ocorrer por deslizamento de discordâncias (*dislocation glide*) dentro do grão mineral que compõe a rocha. Neste regime, freqüentemente referido como de uma plasticidade de baixa temperatura, o comportamento da rocha é fortemente dependente do esforço diferencial (*differential stress*).

Temperaturas mais altas promoverão difusão dentro dos grãos dos minerais, permitindo tanto salto (*climb*) como deslizamento de discordâncias, resultando em uma dependência um tanto mais fraca sobre o esforço, chamado *power-law creep*. Em taxas de deformação suficientemente baixas e/ou na presença de grãos de pequenos tamanhos, processos de fluxo de difusão (*diffusional creep*) podem se tornar dominantes. Estes processos ocorrem onde a deformação resulta da difusão de átomos ao longo das bordas dos grãos. A presença de uma fase fluida livre também tenderá a promover processos de fluxo de difusão, a exemplo do fluxo de dissolução por pressão (*pressure-solution creep*).

Com o aumento da temperatura e pressão, ocorre uma sucessão de mecanismos de transição na escala de grãos, que corresponde ao campo rúptil-dúctil. Há importantes diferenças nos mecanismos de deformação, na transição rúptil-dúctil, para o quartzo e feldspatos, na escala microcristalina. Com o aumento da temperatura e pressão, os agregados de feldspatos mostram uma transição de fraturas de cisalhamento localizadas para microfraturamentos inteiramente distribuídos, fluxo *semi-brittle* (mistura de deslizamento de discordâncias e microfraturamento) e fluxo de discordância (*dislocation creep*) sem fraturamento. Ao contrário, um quartzito sofre fraturas de cisalhamento em temperaturas e pressões muito mais altas, e não tem o regime de fluxo cataclástico (*cataclastic flow*), provavelmente devido a sua falta de clivagem. O quartzo também faz a transição para o fluxo de discordâncias em temperaturas e pressões significativamente mais baixas que os feldspatos, possivelmente devido a menor distância da repetição da sua rede cristalina (Tullis & Yund 1987, 1992, Hirth & Tullis 1994).

O comportamento dúctil das rochas faz com que estas se deformem de três formas: fluxo plástico, *power-law creep* e fluxo de difusão. Cada um destes mecanismos tem uma relação constitutiva exponencial, na qual a deformação aumenta exponencialmente com o esforço aplicado. As relações constitutivas dúcteis são mais sensíveis à temperatura e composição do que a outros fatores.

V.3 - Mecanismos de deformação na escala cristalina

Os diferentes comportamentos dos grãos dos minerais dentro de uma rocha dependem de vários fatores, dentre eles, mineralogia, orientação cristalográfica, forma, grãos vizinhos, tamanho dos grãos e orientação das bordas dos grãos. Veremos como cada um destes fatores influencia no comportamento das rochas:

- mineralogia - diferentes minerais têm diferentes sistemas de deslizamento (*slip system*) disponíveis para a deformação e podem se deformar mais facilmente ou menos facilmente por processos de difusão. Como resultado, suas propriedades mecânicas podem ser bastante distintas, mesmo com a atuação do mesmo mecanismo de deformação.
- orientação cristalográfica - como durante a deformação plástica de um cristal o esforço cisalhante resultante crítico (CRSS - *critical resolved shear stress*) controla o movimento das discordâncias, os grãos que estão em orientação favorável em relação a um sistema de deslizamento específico serão capazes, a princípio, de se deformar mais facilmente do que aqueles cuja orientação do sistema de deslizamento termina em baixo esforço cisalhante resultante.
- forma - a forma de qualquer objeto influenciará no seu comportamento mecânico. Assim, grãos alongados estarão mais propensos ao encurvamento do que aqueles esféricos, e se uma série de grãos alongados estão alinhados, isto facilita a deformação destes grãos por deslizamento das bordas de grãos.
- grãos vizinhos - as relações locais de grãos vizinhos influenciarão no comportamento local. Se um mineral fraco está rodeado por grãos mais rígidos, ele pode ser protegido por estes grãos mais rígidos e permanecer indeformado, ainda que ele seja inerentemente fraco. Da mesma forma, limites quartzomica parecem ser locais preferenciais de dissolução.
- tamanho dos grãos - há dois comportamentos principais que são dependentes do tamanho do grão. Um está relacionado ao efeito *Hall-Petch* para plasticidade, que torna os grãos menores mais resistentes, e o outro está relacionado a fluxo de difusão, que torna grãos menores menos resistentes.
- orientação das bordas dos grãos - determinadas orientações de bordas de grãos facilitam o movimento das suas bordas. Por exemplo, uma textura semelhante a uma parede de tijolos submetida a um cisalhamento simples permitiria um fácil deslizamento das bordas dos grãos porque todas elas estão alinhadas.

As rochas se deformam por vários processos que são identificados na escala de grãos individuais. Estes processos dependem das características intrínsecas de cada rocha, tais como, mineralogia, tamanhos dos grãos, orientação preferencial cristalográfica (OPC), composição de fluido intergranular, porosidade,

permeabilidade, e também de fatores externos, tais como, temperatura, pressão litostática, esforço diferencial, pressão de fluidos e taxas de deformação impostas externamente. Quando uma rocha é deformada, os minerais respondem a estes processos gerando microestruturas na escala de grãos, as quais são utilizadas para identificar os processos de deformação que atuaram na rocha. As estruturas que são visíveis dentro dos grãos são conhecidas como estruturas de deformação intracristalina.

Mecanismos de deformação são processos que levam a uma mudança na forma das rochas. Há muitos tipos de mecanismos de deformação que têm sido reconhecidos em rochas e outros materiais cristalinos, tais como cerâmicas e metais. Em uma seqüência de baixa temperatura-alta taxa de deformação e alta temperatura-baixa taxa de deformação, os principais processos de deformação identificados são: fluxo cataclástico, dissolução por pressão, geminação mecânica, deslizamento de discordâncias, restauração, recristalização, fluxo de difusão no estado sólido (*solid-state diffusion creep*), deslizamento de bordas de grãos e superplasticidade.

As microestruturas das rochas dos maciços de Rio Piau, Carapussê, Samaritana e Potiraguá, efetuadas ao microscópio óptico, evidenciam que a deformação foi acomodada por diferentes mecanismos. Para uma melhor compreensão desses mecanismos, cada um dos processos de deformação será sintetizado nos tópicos a seguir, sendo feita uma descrição mais detalhada dos processos de interesse para a presente pesquisa. Para uma abordagem mais profunda destes processos, consultar Passchier & Trouw (1996).

V.3.1 - Fluxo cataclástico (*Cataclastic flow*)

Este mecanismo de deformação essencialmente rúptil é alcançado por fragmentação mecânica das rochas e pelo conseqüente deslizamento e rotação dos fragmentos. Ocorre ao longo de zonas de falhas rúpteis, que podem mostrar uma transição gradual ou abrupta para o material hospedeiro indeformado, e em condições que variam de não metamórficas a metamórficas de baixo grau. Depende do tipo de mineral envolvido e da pressão dos fluidos, uma vez que uma alta pressão de fluidos promove fluxo cataclástico. As taxas de deformação envolvidas neste processo são relativamente altas (Passchier & Trouw 1996).

Como exemplo da dependência do tipo de mineral envolvido, pode-se citar os estudos experimentais efetuados com quartzo e feldspatos. No caso do quartzo, entre o fraturamento rúptil e o fluxo de discordâncias, há um campo transicional correspondente ao fluxo cataclástico (Hirth & Tullis 1989, 1991), que é caracterizado por uma forte interação entre discordâncias e microfraturas. No caso dos feldspatos, o campo transicional de fluxo cataclástico é muito maior do que para o quartzo e foram observadas muito menos interações entre discordâncias e microfraturas (Tullis & Yund 1987, 1992). Este contraste de comportamento entre o quartzo e o feldspato é provavelmente devido a dois fatores:

- (i) os dois bons sistemas de clivagem dos feldspatos podem ser responsáveis pela fragmentação dos feldspatos em pequenos clastos enquanto que a ausência de clivagem no quartzo dificulta a fragmentação deste mineral (Tullis *et al.* 1990);
- (ii) a lenta difusão Si/Al nos feldspatos (Tullis & Yund 1977, 1985, 1987, 1992, Grove *et al.* 1983, Yund 1986, Yund *et al.* 1989, Hirth & Tullis 1992, 1993) impede a sua restauração em temperaturas mais baixas.

V.3.2 - Dissolução por pressão (*Pressure solution*)

Este mecanismo de deformação é dominante em condições diagenéticas e de baixo grau metamórfico onde os fluidos são abundantes. Neste processo, ocorre a dissolução dos limites dos grãos dando origem a uma fase fluida no limite dos grãos sob um esforço normal alto. A dissolução por pressão se localiza onde os grãos estão em contato com superfícies de alto ângulo para uma direção de encurtamento instantâneo, e também onde o esforço no grão é alto (Fig. V.3).

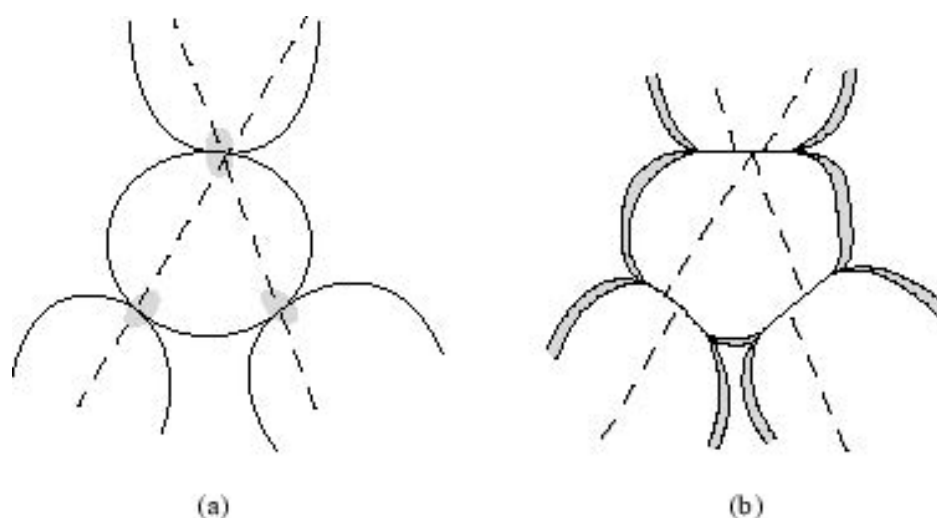


Figura V.3 - Exemplo de dissolução por pressão. (a) Grãos rodeados por fluidos nos poros. Nos pontos de contato, as tensões diferenciais são relativamente altas, como indicado pelas regiões sombreadas. (b) Dissolução por pressão muda a forma dos grãos. O material dissolvido nos pontos de contato é redepositado nos espaços porosos adjacentes, indicado pelo sombreado. O *grid* marcador em **a** está deslocado em **b** (Passchier & Trouw 1996).

V.3.3 - Deformação intracristalina

A deformação intracristalina é um mecanismo de deformação que consiste em uma mudança permanente na forma do cristal, devido a uma mudança relativa na posição de moléculas e átomos ocasionada pelo

movimento de defeitos da rede cristalina. Os principais processos de deformação intracristalina são fluxo de discordâncias e geminação mecânica. O fluxo de discordâncias inclui deslizamento de discordâncias, restauração, recristalização e difusão. Antes de focar os processos de deformação intracristalina, será feita uma breve abordagem sobre os defeitos dos cristais.

V.3.3.1 - Defeitos cristalinos

Todos os cristais possuem defeitos, que são imperfeições na estrutura do cristal. Estas imperfeições afetam várias características dos cristais e são fundamentais na deformação plástica intracristalina e em processos de difusão atômica.

Os defeitos são importantes por vários motivos:

- podem acelerar o processo de crescimento dos cristais por várias ordens de magnitude (geometria);
- a rede cristalina distorcida em torno de defeito proporciona uma difusão rápida dentro dos cristais (geometria);
- estão intimamente envolvidos em vários mecanismos de deformação (cinemática);
- promovem uma força motora (*driving force*) para muitos processos de deformação (dinâmica);
- podem enfraquecer a resistência de um cristal por várias ordens de magnitude (dinâmica);
- o movimento de discordâncias pode levar à formação de uma orientação preferencial cristalográfica .

V.3.3.1.1 - Defeitos pontuais

Os cristais podem apresentar defeitos em pontos isolados de sua estrutura, dando lugar às imperfeições de ponto. Dentre as imperfeições pontuais, podemos citar os seguintes tipos (Fig. V.4):

- vacância - é o tipo de defeito mais simples e é representada por vazios pontuais causados pela ausência de átomos em algumas posições da rede cristalina (Fig. V.4). Ela desempenha um papel fundamental na difusão, possibilitando o movimento de átomos no interior do cristal. Este tipo de defeito pode ser produzido durante o processo de solidificação (como resultado de perturbações locais no crescimento do cristal), por rearranjo atômico de um cristal já existente (devido à mobilidade de seus átomos), por deformação plástica, e por resfriamento rápido.
- auto-intersticial - é um átomo do próprio material que está fora de sua posição na rede cristalina.
- par Frenker - corresponde à formação do par vacância/auto-intersticial.

- átomo substitucional - é o defeito provocado pela existência de átomos estranhos ao cristal (impurezas) nos próprios vértices da rede cristalina, substituindo os átomos que ali deveriam estar se não existissem vacâncias.
- átomo intersticial - é a imperfeição causada pela presença de átomos estranhos ao cristal (impurezas) nos interstícios de sua rede cristalina.

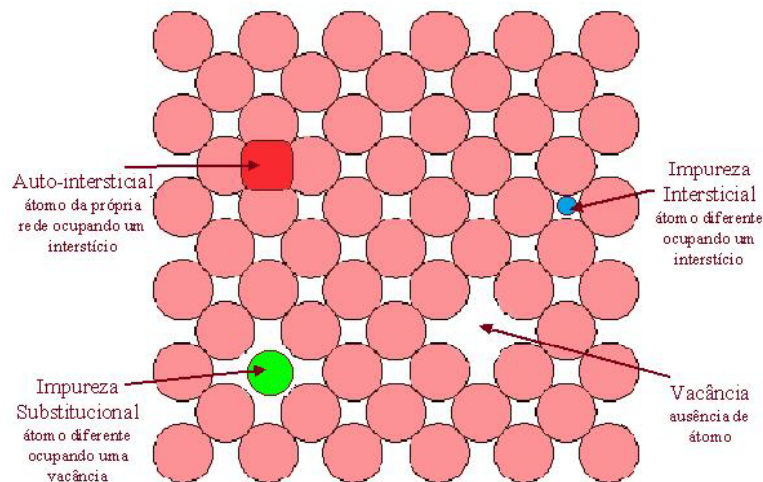


Figura V.4 - Tipos de defeitos pontuais em cristais.

V.3.3.1.2 - Defeitos lineares

Os cristais podem apresentar defeitos alinhados e contínuos em sua estrutura, dando origem a imperfeições de linha. Os defeitos em linha, também chamados de discordâncias (*dislocations*), são defeitos que causam a distorção da rede cristalina em torno de uma linha, e caracterizam-se por envolver um plano extra de átomos ou o deslocamento e torção de uma parte do cristal em relação ao restante da rede cristalina.

As discordâncias são importantes sob os aspectos geométrico, cinemático e dinâmico. A nível geométrico, cada discordância representa uma pequena distorção angular da rede cristalina mas, quando muitas delas estão juntas, pode resultar em uma rede cristalina curva ou em uma desorientação de forma através de uma borda do cristal. As discordâncias também podem atuar como caminhos de difusão rápidos. A nível cinemático, o movimento das discordâncias resulta na acumulação de deformação dentro do cristal. A deformação de um material por movimento de discordâncias é conhecida como plasticidade cristalina. A nível dinâmico, a distorção em torno de uma discordância constitui uma fonte de energia para outros processos, tais como migração das bordas dos grãos.

Uma discordância é caracterizada por um vetor de Burgers, \mathbf{b} , o qual indica a direção e a magnitude da distorção de uma rede cristalina causada por uma discordância, e corresponde à distância de deslocamento dos átomos ao seu redor. O vetor de Burgers pode ser imaginado através do desenho de um circuito quadrado ao redor de uma discordância de átomo para átomo, com um número igual de átomos de cada lado do quadrado; em um cristal perfeito, este circuito estaria fechado, mas em torno de uma discordância, o circuito não se fecha e a parte que está faltado é o vetor de Burgers (Fig. V.5).

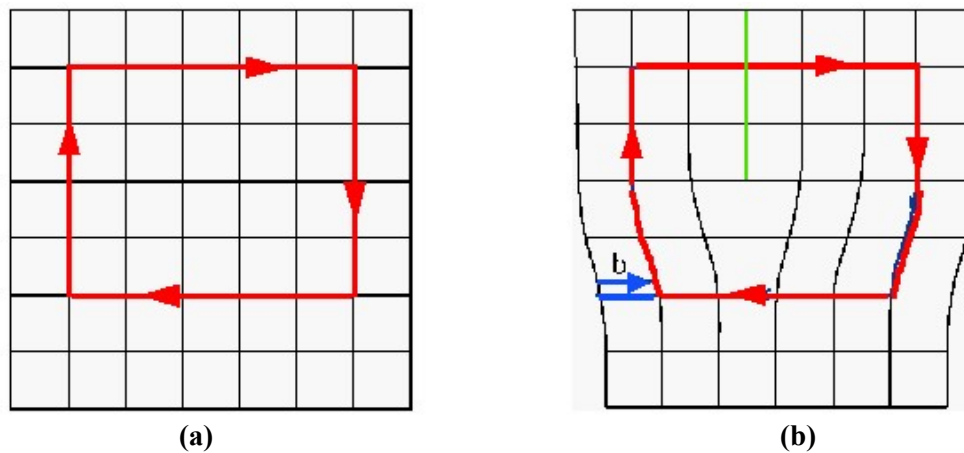


Figura V.5 - O vetor de Burgers em um cristal perfeito (a) e em um cristal com discordância de borda (b). Em (a) o circuito se fecha. Em (b) o circuito não se fecha. O vetor necessário para fechar o circuito é o vetor de Burgers, \mathbf{b} , que caracteriza a discordância. Neste caso, \mathbf{b} é perpendicular à discordância

As discordâncias têm uma orientação diferente em relação à rede cristalina e estes tipos de defeitos podem ser produzidos durante a solidificação, na deformação plástica dos sólidos cristalinos ou como resultado da concentração de vacâncias. Eles podem ser dos seguintes tipos:

- discordância de borda ou em cunha
- discordância em hélice ou em parafuso ou em espiral
- discordância mista

V.3.3.1.2.1 - Discordância de borda ou em cunha (*edge dislocation*)

A discordância de borda envolve um plano extra de átomos e ocorre quando um plano cristalográfico termina abruptamente, deixando seus últimos átomos com ligações químicas incompletas (Fig. V.6). Estas discordâncias podem se mover no cristal se houver energia térmica suficiente, se dirigindo para a superfície, vindo daí o seu nome de discordância de borda e podem estar relacionadas a zonas de tração e compressão. O vetor de Burgers, \mathbf{b} , neste caso, é perpendicular à linha de discordância.

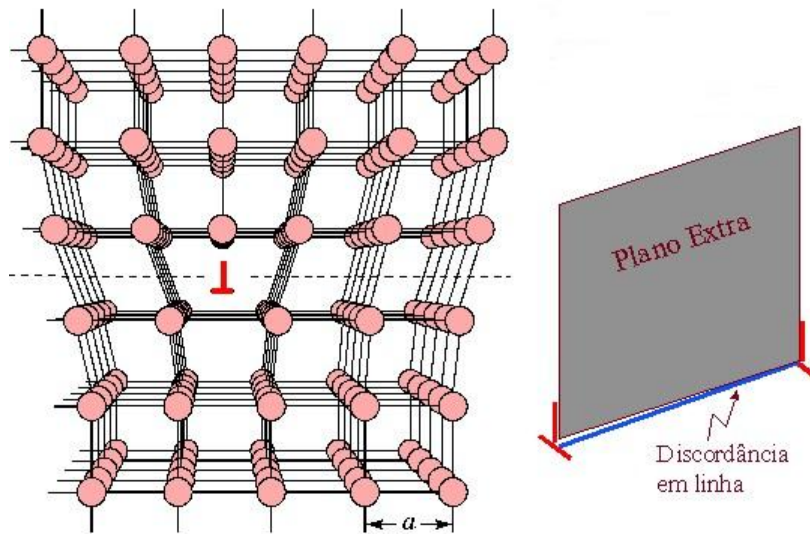


Figura V.6 - Discordância de borda ou em cunha. Este tipo de discordância corresponde à borda (*edge*) do plano extra. **a** é a distância entre os planos do cristal.

V.3.3.1.2.2 - Discordância em hélice ou em parafuso ou em espiral (*screw dislocation*)

Neste caso, ocorre um deslocamento de parte do cristal em relação ao resto, torcendo as ligações químicas e provocando uma distorção na rede cristalina. A discordância é o eixo em torno do qual ocorre a torção do cristal. Neste caso, o vetor de Burgers, **b**, é paralelo à linha de discordância (Fig. V.7).

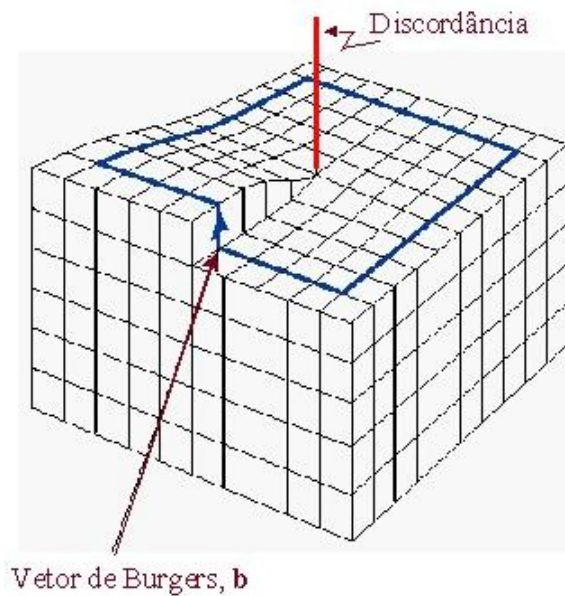


Figura V.7 - Discordância em hélice.

V.3.3.1.2.3 - Discordância mista (*edge and screw dislocation*)

Este tipo de discordância é produzido durante a solidificação do material ou quando é aplicado um esforço cisalhante sobre o mesmo. A discordância mista é formada por uma discordância de borda associada a uma discordância em hélice (Fig. V.8). Neste caso, as duas discordâncias apresentam uma única linha de discordância. O vetor de Burgers, \mathbf{b} , mantém uma direção fixa no espaço. Na figura V.8, pode-se constatar que na extremidade inferior esquerda, onde a discordância é do tipo hélice, \mathbf{b} é paralelo à discordância, e na extremidade superior direita, onde a discordância é de borda, \mathbf{b} é perpendicular à discordância. Ela representa a fronteira entre o domínio que deslizou e aquele que não deslizou.

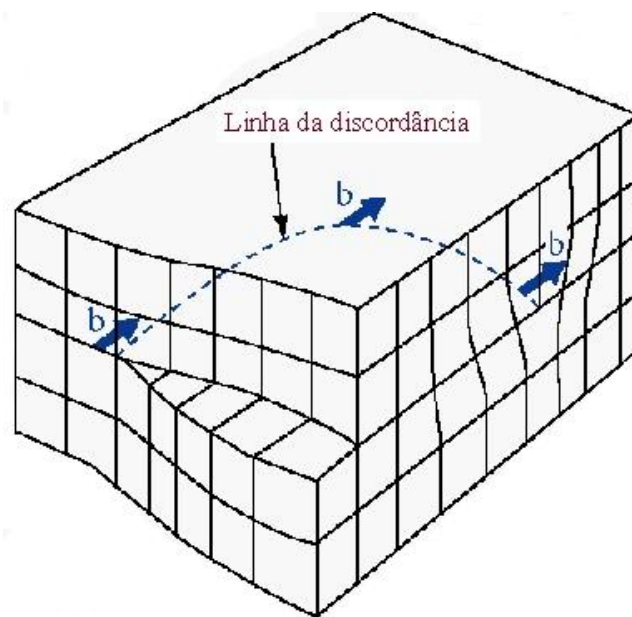


Figura V.8 - Discordância mista.

Desta parte introdutória sobre os defeitos cristalinos, pode-se concluir que tanto o movimento de vacâncias quanto o movimento de discordâncias através de um cristal, podem fazer com que este mude permanentemente de forma. Pelo movimento de discordâncias, esta mudança ocorre pelo deslocamento de partes da rede cristalina de um cristal sem haver uma separação efetiva de uma parte do cristal da outra parte (Fig. V.9). A deformação dúctil é, em uma grande extensão, alcançada pela migração de discordâncias e de vacâncias. Os defeitos na rede cristalina podem causar deformações significantes nos cristais somente se novos defeitos estiverem sendo criados. Isto pode acontecer em locais onde existam vacâncias e discordâncias dentro dos cristais ou nas suas bordas (Passchier & Trouw 1996).

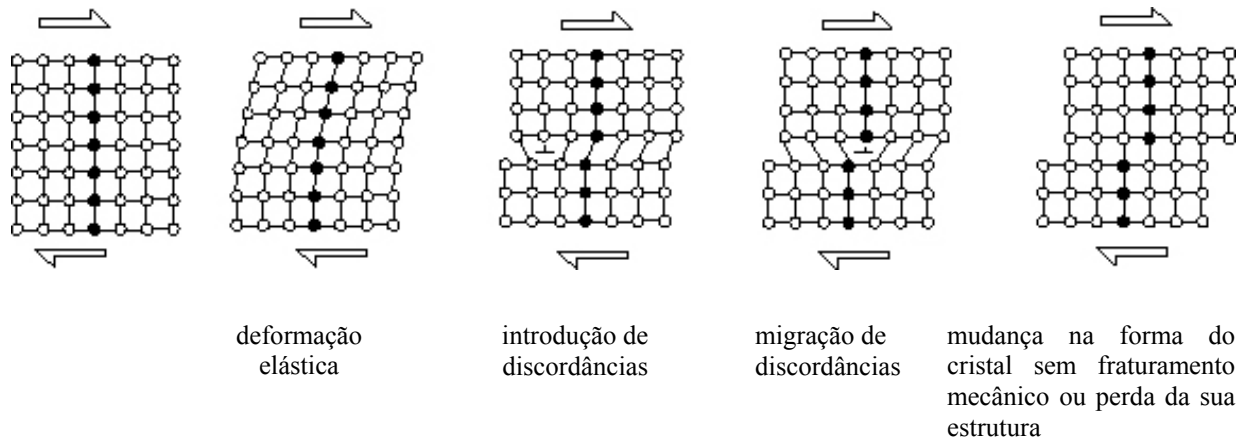


Figura V.9 - Deformação de um cristal por uma discordância de borda. A parte superior do cristal é transladada de uma unidade da rede cristalina para a direita devido à passagem de uma única discordância da esquerda para a direita. Um plano cristalino é marcado em preto para mostrar o deslocamento relativo da parte superior do cristal em relação à parte inferior (Passchier & Trouw 1996).

V.3.3.2 - Deslizamento de discordâncias (*Dislocation glide*)

O principal mecanismo de deformação plástica é o deslizamento de planos atômicos e caracteriza-se pelo movimento de uma parte do cristal em relação à outra. Nas estruturas cristalinas, estes deslizamentos acontecem em torno de planos atômicos compactos (de alta densidade planar de átomos), seguindo direções compactas (de alta densidade linear de átomos), os quais definem o que se chama de sistema de deslizamento.

O esforço necessário para o início da deformação plástica em cristais depende do esforço necessário para deslizar os planos cristalinos e da orientação do esforço aplicado em relação ao sistema de deslizamento. Para que ocorra esta deformação plástica por deslizamento de planos atômicos, é necessário que a componente de cisalhamento da força aplicada ao material no plano e na direção de cisalhamento atinja o limite de resistência ao cisalhamento do material, também chamado esforço crítico de cisalhamento (τ_c) (Fig. V.10).

Na deformação plástica por deslizamento, assumindo um mecanismo simplificado onde a deformação implica na ruptura de muitas ligações interatômicas ao mesmo tempo, nota-se que a resistência do material considerado será muito maior que a encontrada experimentalmente. As evidências de experimentos sugerem um mecanismo de deformação envolvendo movimentos de discordâncias. As discordâncias facilitam o movimento de planos de átomos dentro de um material. Com o aumento da temperatura há um aumento na velocidade do movimento das discordâncias favorecendo o aniquilamento mútuo das mesmas e formação de discordâncias únicas. As impurezas tendem a difundir-se e concentrar-se em torno das discordâncias,

formando uma atmosfera de impurezas. O cisalhamento dá-se mais facilmente nos planos de maior densidade atômica, por isso a densidade das mesmas depende da orientação cristalográfica. As discordâncias geram vacâncias, influem nos processos de difusão e contribuem para a deformação plástica.

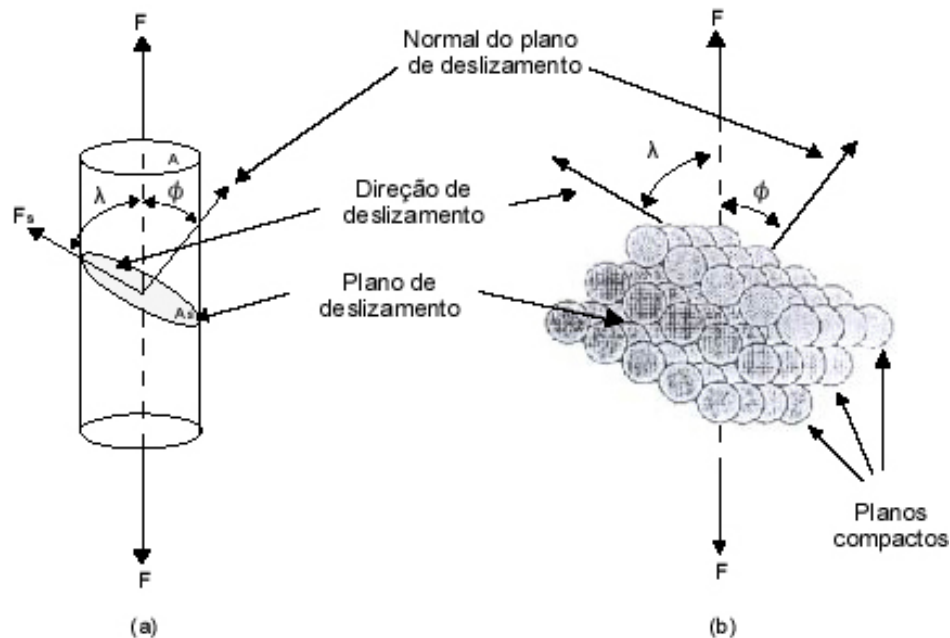


Figura V.10 - Esforço de cisalhamento de um cristal submetido a esforços de tração: (a) nível macroscópico; (b) nível atômico, mostrando direções e planos compactos (sistemas de deslizamento).

Quando a deformação intracristalina ocorre somente por movimento de discordâncias, ela é conhecida como deslizamento de discordância. As discordâncias têm uma orientação diferente em relação à rede cristalina e somente podem se mover em planos e direções cristalográficas específicos. Este plano de deslizamento junto com uma direção de deslizamento é conhecido como um sistema de deslizamento (*slip system*). Para a maioria dos minerais formadores de rochas, tais como quartzo, olivina, feldspatos e calcita, vários sistemas de deslizamento com diferentes orientações podem estar ativos. O tipo do sistema de deslizamento que estará ativo no cristal dependerá da orientação e magnitude do campo de esforço no grão e do esforço cisalhante resultante crítico τ_c para aquele sistema de deslizamento (Passchier & Trouw 1996).

O esforço cisalhante resultante crítico em um sistema de deslizamento deve ser excedido antes que a discordância se mova, ou seja, é o valor máximo acima do qual o cristal começa a cisalhar. No entanto, os valores teóricos são muito maiores do que os valores obtidos experimentalmente. Esta discrepância só foi entendida quando se descobriu a presença das discordâncias. As discordâncias reduzem o esforço necessário para o cisalhamento, ao introduzir um processo seqüencial e não simultâneo para o rompimento das ligações atômicas no plano de deslizamento.

A magnitude de τ_c depende fortemente da temperatura e, em menor extensão, da taxa de deformação, do esforço diferencial e da atividade química de certos componentes tais como a água, que pode influenciar na resistência de ligações específicas no cristal. Para cada sistema de deslizamento esta dependência é diferente. Como resultado, os tipos de sistemas de deslizamento dominantes que estão ativos em um cristal mudam de acordo com as condições metamórficas e de deformação (Passchier & Trouw 1996).

V.3.3.3 - Fluxo de discordâncias (*Dislocation creep*)

Quando sistemas de deslizamento diferentes se cruzam em um cristal, as discordâncias que migram podem tornar-se emaranhadas, causando a obstrução de seus movimentos. Este emaranhado de discordâncias (*dislocation tangle*) pode inibir o movimento de outras discordâncias recém formadas, as quais se acumulam atrás daquelas discordâncias que foram bloqueadas, dificultando assim a deformação dos cristais. A este processo, no qual ocorre o aumento da resistência do cristal à deformação, chama-se endurecimento (*strain hardening*). Este processo também ocorre em rochas e pode acentuar o comportamento rúptil. Entretanto, há mecanismos que atuam em sentido contrário ao endurecimento, permitindo assim a continuação da deformação dúctil. Um importante mecanismo que permite que as discordâncias passem pelos locais de obstrução é a migração de vacâncias em direção às linhas de discordâncias. A migração de vacâncias para o local bloqueado desloca a discordância e permite que ela salte (*climb*) sobre o local bloqueado. O mecanismo de deslizamento de discordâncias associado a este salto é conhecido como fluxo de discordâncias (Fig. V.11) (Passchier & Trouw 1996).

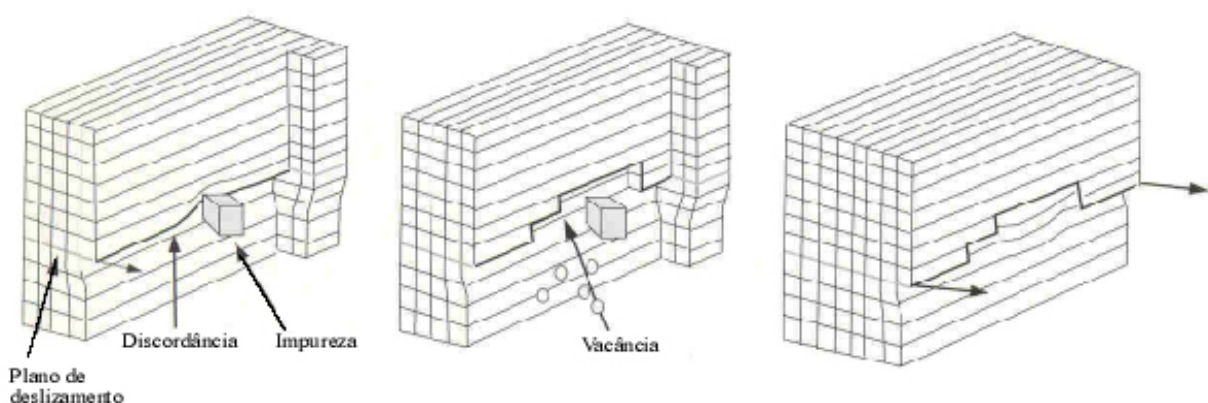


Figura V.11 - (a) Discordância bloqueada por uma impureza em um cristal. (b) Migração de uma vacância para o plano da discordância pode causar um salto de discordância afastando-a da obstrução. (c) Depois do salto, a discordância é desbloqueada e pode passar pela obstrução.

Um importante efeito da deformação intracristalina é o desenvolvimento de uma orientação preferencial cristalográfica (OPC). Uma vez que as discordâncias se movem somente em planos cristalográficos específicos, uma rocha que se deforma por movimento de discordâncias pode desenvolver uma orientação preferencial dos grãos que constituem a rocha.

Apesar de discordâncias individuais só serem observadas no microscópio eletrônico de transmissão, o efeito da sua presença em uma rede cristalina pode ser visível ao microscópio óptico. Uma rede cristalina que contenha uma grande quantidade de discordâncias semelhantes pode se apresentar ligeiramente dobrada, fazendo com que a extinção do cristal em luz polarizada não seja homogênea. A este efeito denomina-se extinção ondulante (Fig. V.12). A extinção ondulante pode atingir o cristal inteiro através do encurvamento regular do cristal devido à presença de um grande número de discordâncias, mas também pode ser recortada e irregular, quando ela está associada com pequenas fraturas microscopicamente invisíveis e *kinks*, além do emaranhado de discordâncias (Hirth & Tullis 1992).

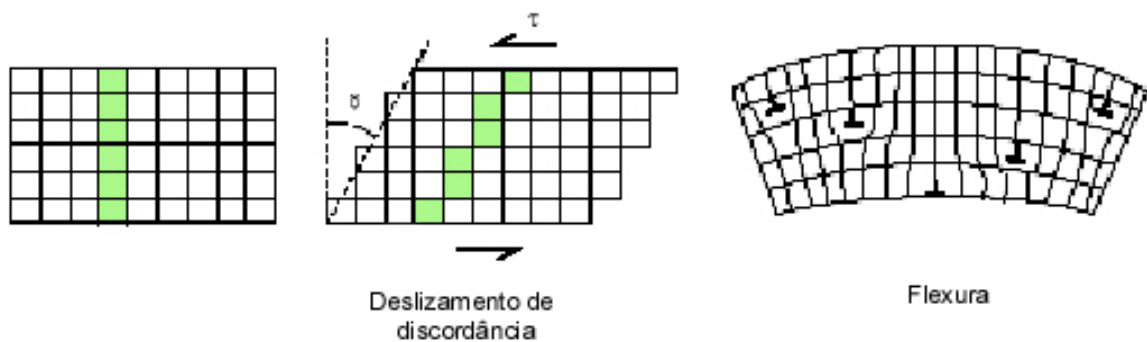


Figura V.12 - A extinção ondulante demonstra o efeito de um grande número de discordâncias produzindo uma rede cristalina curva.

Microkinks ocorrem como pequenas estruturas isoladas em quartzo e feldspatos e provavelmente estão associadas com feições cataclásticas nos locais do emaranhado de discordâncias (Tullis & Yund 1987), sendo indicativas de deslizamento de discordâncias. Lamelas de deformação também constituem um outro efeito observado em cristais deformados em baixas temperaturas por deformação intracristalina, mas que somente são visíveis ao microscópio eletrônico de transmissão. A presença de OPCs também tem sido sugerida como evidência para a deformação por fluxo de discordâncias, embora em alguns minerais (calcita) ela também possa se formar por geminação mecânica. Em temperaturas elevadas, microestruturas intracristalinas, tais como extinção ondulante e lamelas de deformação, podem estar ausentes devido à restauração ou a recristalização. Neste caso, a presença de uma forte OPC pode ser tomada como evidência de fluxo de discordâncias (Passchier & Trouw 1996).

V.3.3.4 - Geminação mecânica

Além dos mecanismos de fluxo e deslizamento de discordâncias, alguns minerais podem se deformar por geminação mecânica (Jensen & Starkey 1985, Smith & Brown 1988, Burkhard 1993). Neste tipo de geminação, a rede cristalina geminada pode ser obtida a partir da rede cristalina de origem por um cisalhamento simples S , de ângulo determinado, paralelo ao plano de geminação K_1 , ao longo de uma direção η_1 (Fig. V.13). A rede cristalina na parte geminada sofre uma rotação de um ângulo constante, podendo ser elevado (Nicolas 1989).

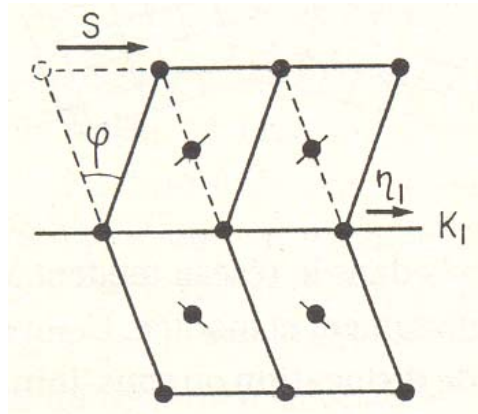


Figura V.13 - Geminação mecânica por um cisalhamento simples de amplitude S segundo o plano K_1 e a direção η_1 (Nicolas 1989).

Geminações mecânicas são mais comuns em plagioclásio e calcita e diferem das geminações de crescimento pela suas formas. Enquanto as primeiras vão se afinando no final, formando uma espécie de cunha e podendo se encurvar, as de crescimento são uniformes e frequentemente contínuas através do grão inteiro (Fig. V.14). A geminação mecânica somente pode acomodar uma pequena quantidade de deformação (*strain*), sempre atua em direções cristalográficas específicas e geralmente ocorre em baixas temperaturas.

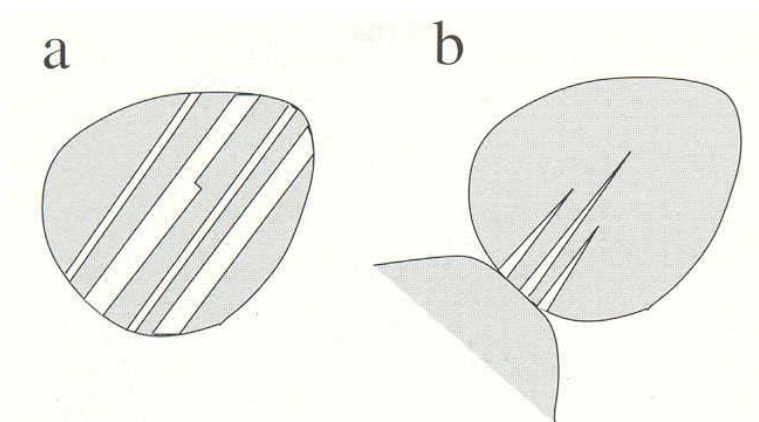


Figura V.14 - (a) Geminação de crescimento no plagioclásio. (b) Geminação mecânica no plagioclásio com uma diminuição gradual de espessura da borda para o centro e nucleada em locais das bordas do cristal onde a tensão é alta (Passchier & Trouw 1996).

V.3.4 - Restauração ou recuperação (*Recovery*)

Quando um cristal é deformado em baixas temperaturas, discordâncias e emaranhado de discordâncias são formados em resposta a um esforço diferencial imposto, e que leva a um ganho de resistência do material (*strain hardening*). A restauração se refere a todos os fenômenos que permitem eliminar os defeitos de um cristal sem que a estrutura deformada seja invadida por bordas de grãos com forte desorientação (*misorientation*), permitindo assim que o cristal deformado guarde sua identidade, embora a densidade dos defeitos e sua distribuição mudem. Assim, ela descreve os processos que levam a uma recuperação das propriedades mecânicas deste material e ocorre devido a um rearranjo e aniquilação das discordâncias e de outros defeitos. Há vários processos competentes que podem levar a observação de um estado mecânico recuperado. São eles: aniquilação mútua (*mutual annihilation*), acumulação de discordâncias (*pile-ups*), salto de discordâncias (*dislocation climb*), poligonização e *cross-slip* (Passchier & Trouw 1996).

Os processos de restauração são intensificados em temperaturas mais altas e ocorrem mais comumente durante a deformação, embora também possa ocorrer depois dela cessada. Geralmente, este processo não leva a uma recuperação completa das propriedades iniciais, mas a um amolecimento (*softening*). Como resultado da restauração, as discordâncias em um cristal podem se agrupar em arranjos regulares planares conhecidos como bordas de subgrãos (*subgrain boundaries*) ou paredes de subgrãos (*subgrain walls*) (Fig. V.15). Tais bordas separam fragmentos dos cristais conhecidos como subgrãos (*subgrain*), os quais são ligeiramente desorientados (*misoriented*) em relação aos subgrãos vizinhos ou ao grão hospedeiro.



Figura V.15 - Ilustração esquemática dos processos de restauração. Discordâncias distribuídas sobre o cristal provoca extinção ondulante. A restauração causa a concentração de discordância em bandas de deformação e eventualmente em uma borda de subgrão (*tilt wall*) (Passchier & Trouw 1996).

Em seção delgada, evidências da restauração podem ser observadas pela presença de bandas de deformação e de subgrãos. As bandas de deformação (Fig. V.15) são zonas de transição dentro do cristal que gradam, em

curtas distâncias, de uma extinção aproximadamente uniforme para outras zonas similares do cristal com uma orientação ligeiramente diferente. Elas podem ser consideradas como um estágio transicional entre a extinção ondulante e as bordas de subgrãos. Os subgrãos são reconhecidos por apresentarem partes do cristal separadas das partes adjacentes por limites discretos, abruptos e de baixo relevo. A orientação da rede cristalina muda ligeiramente de um subgrão para o próximo, geralmente menos de 5° (Fitzgerald *et al.* 1983, White & Mawer 1988). Em muitos casos, as paredes de subgrãos se fundem lateralmente em bandas de deformação ou em limites de grãos de alto ângulo. Também é importante observar que a restauração em cristais encurvados, conforme descrito acima, é somente um dos possíveis mecanismos para formar subgrãos. Outros mecanismos, embora menos comuns, são a migração lateral dos limites de *kink bands*, a redução da desorientação de bordas de grãos e o encontro de migração de bordas de grãos (Means & Ree 1988).

V.3.5 - Recristalização

A recristalização é um processo através do qual ocorre a formação e/ou migração das bordas dos grãos (Vernon 1981). O processo de recristalização está intimamente ligado à deformação por deslizamento, porque é através dela que se desenvolve a orientação preferencial das rochas. De acordo com a sua relação com a deformação, a recristalização pode ser dinâmica ou sintectônica, se ela acompanha a deformação, e estática ou pós-tectônica, se ela a sucede. Assim como a restauração, a recristalização também pode contribuir para a redução da densidade de discordâncias em cristais deformados.

A principal força que dirige a recristalização, seja ela estática ou dinâmica, é a deformação elástica no interior de um grão devida à acumulação de discordâncias. Há uma tendência geral para que uma borda de grão se mova em direção a um grão mais deformado, reduzindo assim a energia interna do sistema. Isto resulta em uma seleção preferencial de grãos que não possuam discordâncias, ou que as possuam em pequenas quantidades, os quais dominam a OPC (Wenk & Christie 1991).

Existem três tipos de energia para que a recristalização evolua:

- a energia de deformação elástica devido à presença de defeitos intracristalinos;
- a energia de superfície dos cristais;
- a energia química livre, que pode conduzir a uma variação no teor de anortita (An) entre o cristal hospedeiro e aqueles que foram recristalizados (Marshall & Wilson 1976, Borges & White 1980, Auffray *et al.* 1983, Simpson 1985).

A recristalização impelida pela energia de deformação opera segundo dois mecanismos que conduzem à recristalização por migração das bordas dos grãos e à recristalização por rotação de subgrãos.

V.3.5.1 - Recristalização por migração das bordas dos grãos (*GBM - grain boundary migration recrystallisation*)

Átomos ao longo das bordas dos grãos de dois cristais vizinhos, um com alta e o outro com baixa densidade de discordâncias, se deslocam ligeiramente da rede cristalina do cristal com alta densidade de discordâncias para a rede cristalina do cristal com baixa densidade de discordâncias. Isto resulta no deslocamento local das bordas dos grãos e no crescimento do cristal menos deformado às custas do seu vizinho mais deformado (Fig. V.16a). Este processo reduz a energia livre interna do agregado cristalino envolvido e é conhecido como migração da borda do grão. A borda do grão também pode fazer um lobo no cristal com alta densidade de discordância e formar um novo cristal independente (Fig. V.16b), sendo este processo conhecido como *bulging*. Embora seja menos comum em rochas, ainda é possível que pequenos núcleos desprovidos de discordâncias nucleiem dentro de um grão fortemente deformado com alta densidade de discordâncias emaranhadas e cresçam às custas do cristal antigo (Drury & Urai 1990) (Fig. V.16c, d). Tanto o processo da nucleação isolada como o *bulging* das bordas dos grãos, levam a uma reorganização do material cristalino, fazendo com que “velhos grãos” com alta densidade de discordâncias sejam substituídos por “novos grãos”. Este processo é conhecido como recristalização e mais especificamente como recristalização por migração das bordas dos grãos (Gottstein & Mecking 1985, Urai *et al.* 1986).

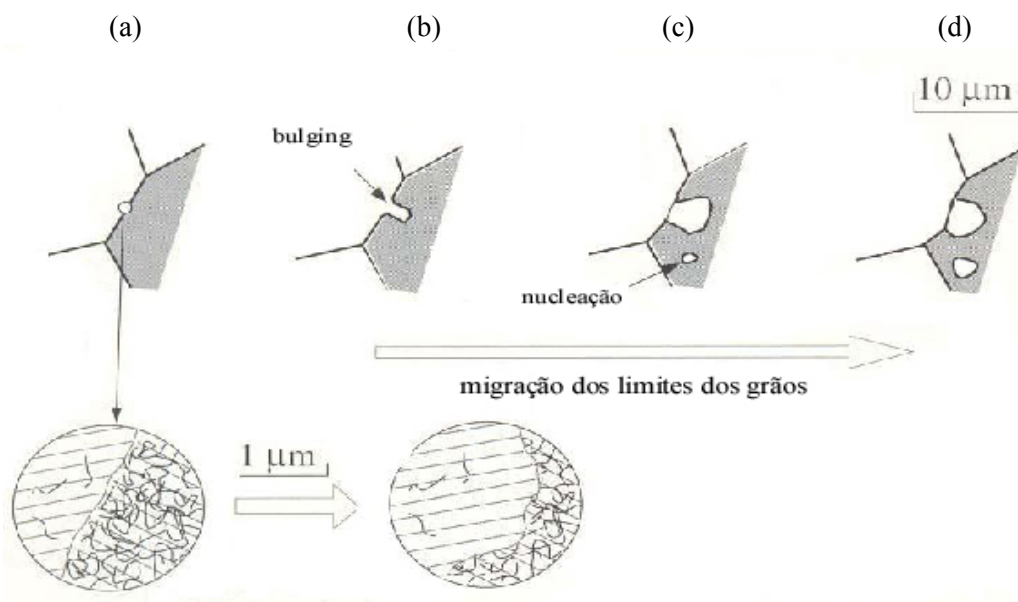


Figura V.16 - Recristalização dinâmica por migração das bordas dos grãos. (a) dois grãos vizinhos com diferentes densidades de discordâncias. As linhas retas nos círculos indicam os planos da rede cristalina; (b) a borda do grão pode começar a formar um lobo no grão com a mais alta densidade de discordâncias; (c, d) o grão com mais alta densidade de discordâncias (cinza) é consumido por *bulging* do grão menos deformado; o lobo eventualmente se desenvolve como um grão independente e também é possível ocorrer nucleação espontânea e crescimento de novos grãos com baixa densidade de discordâncias (Passchier & Trouw 1996).

Na recristalização por migração das bordas dos grãos, não há necessariamente qualquer mudança na composição química entre os grãos antigos e os recristalizados. Entretanto, em alguns minerais tais como os feldspatos, podem se desenvolver pequenas diferenças na composição química.

V.3.5.2 - Recristalização por rotação de subgrãos (*SR - subgrain rotation recrystallisation*)

Um processo especial ocorre quando discordâncias são adicionadas continuamente as bordas dos subgrãos. Isto acontece somente se as discordâncias estão relativamente livres para saltar de um plano cristalino para o outro. O processo é conhecido como fluxo de discordância acomodado por salto (*climb-accommodated dislocation creep*). Nestes casos, o ângulo entre a rede cristalina de ambos os lados da borda do subgrão aumenta gradualmente até o subgrão não poder mais ser classificado como parte do mesmo grão (Fig. V.17). Este processo, no qual um novo grão se desenvolve por desorientação progressiva de subgrãos ou por rotação de subgrãos, é conhecido como recristalização por rotação de subgrãos (Passchier & Trouw 1996).

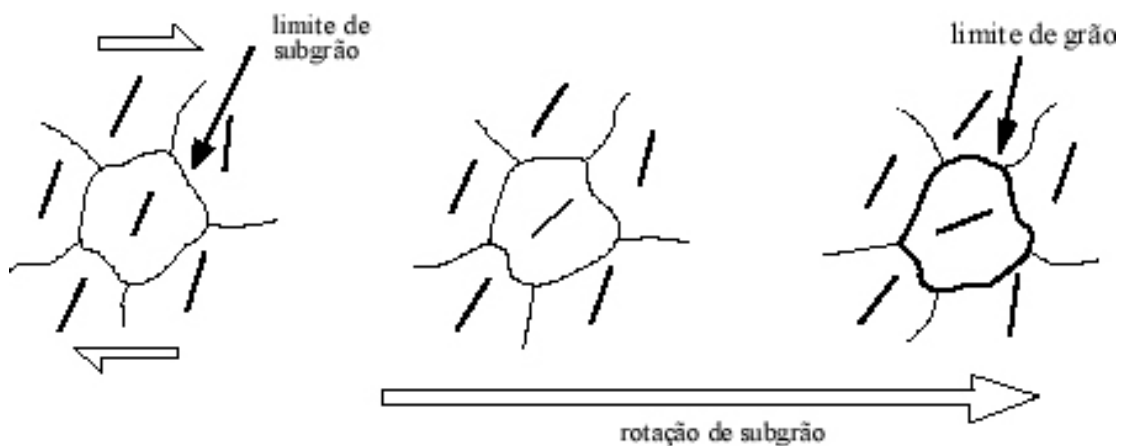


Figura V.17 - Recristalização dinâmica por rotação de subgrãos. A rotação de um subgrão em resposta à migração de discordâncias para dentro das bordas dos subgrãos durante a deformação progressiva pode causar o desenvolvimento de bordas de grãos de alto ângulo e, por conseguinte, de novos grãos. As barras dentro dos subgrãos indicam a orientação da rede cristalina (Passchier & Trouw 1996).

V.3.5.3 - Evidências da recristalização dinâmica

A recristalização por migração das bordas dos grãos e a por rotação de subgrãos são dois processos importantes na recristalização dinâmica. A recristalização por migração das bordas dos grãos pode suceder a recristalização por rotação de subgrãos, depois que os subgrãos anteriores já tivessem sofrido uma certa quantidade de rotação (Lloyd & Freeman 1991, 1994).

Geralmente, as evidências da recristalização dinâmica são mais difíceis de serem encontradas do que as evidências de deformação e restauração. Os dois tipos de microestruturas características deste tipo de recristalização são texturas completamente recristalizadas e texturas parcialmente recristalizadas. Texturas parcialmente recristalizadas apresentam uma distribuição bimodal de tamanhos de grãos, com agregados de pequenos grãos com tamanhos aproximadamente uniformes entre grandes grãos com extinção ondulante, e com subgrãos do mesmo tamanho que os pequenos grãos. Estes pequenos grãos são, provavelmente, os novos grãos formados por recristalização dinâmica. O tamanho uniforme dos novos grãos é devido à deformação e recristalização em um esforço diferencial específico (Passchier & Trouw 1996).

A distinção entre uma textura completamente recristalizada e uma textura equigranular não recristalizada é muito difícil de ser feita. Entretanto, em um agregado de grãos formados por recristalização dinâmica completa, os grãos mostrarão uma OPC, que é uma evidência de deformação interna, e um tamanho de grãos relativamente uniforme (Passchier & Trouw 1996).

A recristalização por migração das bordas dos grãos pode ocorrer tanto pelo processo da nucleação isolada como pelo *bulging* das bordas dos grãos existentes e é evidenciada pela presença de bordas de grãos altamente irregulares (Passchier & Trouw 1996). Neste tipo de recristalização, os núcleos que surgem dentro dos porfiroclastos se desenvolvem por migração das bordas dos grãos. Em baixas temperaturas e tensões elevadas, a nucleação é favorecida em relação à migração devido à deformação intensa da rede cristalina. Neste caso, os porfiroclastos serão substituídos por numerosos neoblastos de tamanho pequeno, localizados sobretudo nos domínios da rede cristalina onde a deformação foi particularmente intensa, como nas bandas de deformação ou nas coroas na periferia do porfiroclasto. Quando as temperaturas são altas, pode dominar a migração das bordas dos grãos resultando em neoblastos maiores e menos numerosos do que no caso anterior. Quando a migração das bordas dos grãos é muito ativa, ela se faz diretamente entre os porfiroclastos. Conforme a sua deformação interna, que é uma consequência de sua orientação, alguns porfiroclastos se desenvolverão e outros serão reabsorvidos (Nicolas 1989).

A recristalização por rotação de subgrãos é caracterizada por uma transição gradual de agregados de subgrãos para agregados de novos grãos com aproximadamente o mesmo tamanho, e por bordas de subgrãos que passam lateralmente para bordas de grãos. Uma OPC pode ocorrer em agregados recristalizados na forma de uma orientação de uma família de grãos, a qual pode ser derivada de um único grande grão parental que foi completamente desaparecido pela recristalização por rotação de subgrãos (Passchier & Trouw 1996). O parentesco entre o cristal hospedeiro deformado (porfiroclasto) e os neoblastos explica também que a orientação da rede dentro da estrutura recristalizada reflete a orientação preferencial inicial (Nicolas 1989).

Estruturas de manto e núcleo, que consistem de um agregado de pequenos grãos recristalizados dinamicamente em torno de um núcleo de um cristal com a mesma composição mineralógica, são evidências de que esta estrutura se desenvolveu por recristalização de um núcleo mineral ao longo de suas bordas.

V.3.5.4 - Competição de processos durante a deformação

Durante a deformação, existe uma competição contínua entre os processos que provocam a distorção de uma rede cristalina e processos que restauram a ordem, tais como restauração e recristalização. O que se observa em rochas deformadas depende da importância relativa destes processos e, indiretamente, dos parâmetros de deformação (taxa de deformação e temperatura). Altas temperaturas e a presença de um fluido sobre as bordas dos grãos geralmente promovem os processos de restauração e recristalização, enquanto que altas taxas de deformação acentuam a distorção dos cristais. Normalmente, somente as estruturas relacionadas aos estágios finais da competição de processos são preservadas e elas são formadas imediatamente antes da temperatura e/ou taxa de deformação caírem abaixo de um valor crítico e as estruturas ficarem “congeladas” (Passchier & Trouw 1996).

Dependendo do processo de acomodação, há dois principais tipos de deformação baseados em fluxo de discordâncias (Sellars 1978, Zeuch 1982, Tullis & Yund 1985). Eles são fluxo de discordância acomodado por salto (Yund & Tullis 1991), que é associado com recristalização por rotação de subgrãos (Guillopé & Poirier 1979), e fluxo de discordância acomodada por recristalização, onde a recristalização por migração das bordas dos grãos é o mecanismo de acomodação (Tullis & Yund 1985, Tullis *et al.* 1990).

V.3.6 - Fluxo de difusão no estado sólido (*Solid-state diffusion creep*)

Este processo ocorre quando a temperatura de uma rocha é relativamente alta em relação à temperatura de fusão dos seus constituintes minerais, fazendo com que os cristais se deformem somente por migração de vacâncias na sua rede cristalina. Os dois tipos básicos são fluxo de Coble e fluxo de Nabarro-Herring. A difusão do tipo fluxo de Coble ocorre em superfície e opera pela difusão de vacâncias na rede cristalina ao longo das bordas dos grãos; a do tipo fluxo de Nabarro-Herring opera pela difusão de vacâncias através da rede cristalina (Fig. V.18) (Passchier & Trouw 1996).

Poucas microestruturas têm sido propostas como evidência para fluxo de difusão. Este processo pode originar bordas de grãos lobados e fortemente encurvados entre dois minerais diferentes e em condições de alto grau metamórfico (Grower & Simpson 1992).

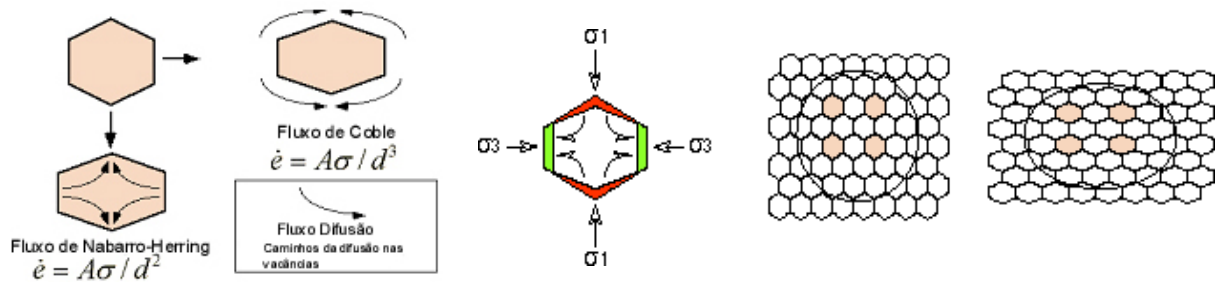


Figura V.18 - Os dois tipos básicos do processo de fluxo de difusão no estado sólido: fluxo de Coble, no qual a difusão de vacâncias ocorre ao longo das bordas dos grãos, e fluxo de Nabarro-Herring, no qual a difusão de vacâncias ocorre no interior da rede cristalina.

V.4 - Mecanismos de deformação do plagioclásio

As rochas anortosíticas são ideais para o estudo do comportamento reológico do plagioclásio devido ao alto conteúdo deste mineral. Apesar de ser um mineral importante na crosta terrestre e, junto com os feldspatos alcalinos representarem um papel fundamental na determinação do comportamento reológico da crosta, os mecanismos de deformação do plagioclásio, em uma variedade de condições, ainda são pouco conhecidos quando comparado a de outros minerais. Até cerca de 20 anos atrás, o seu comportamento dúctil era pouco compreendido e, mesmo atualmente, apesar de todos os avanços das técnicas que permitem estudar este tipo de comportamento, ele ainda é pouco compreendido quando comparado a minerais tais como olivina, quartzo e calcita. Como exemplo, pode-se citar que a estrutura das discordâncias e o vetor de Burgers dominante em cristais de plagioclásio deformados ductilmente só foram determinados com o trabalho pioneiro de Olsen & Kohlstedt (1984). O trabalho experimental de Tullis & Yund (1987) mostrou que as microestruturas do plagioclásio observadas com o microscópio petrográfico exibiam aspectos dúcteis semelhantes àqueles esperados para fluxo de discordâncias. Já as observações efetuadas em um microscópio eletrônico de transmissão (MET) mostraram evidências de microfraturamento e zonas microscópicas com um comportamento de fluxo cataclástico para um grande intervalo de condições, sugerindo que fluxo cataclástico é provavelmente um importante mecanismo de deformação.

Experimentos efetuados em laboratório e observações feitas em grãos de plagioclásio deformados naturalmente têm mostrado que a deformação do plagioclásio é fortemente dependente das condições metamórficas. O comportamento do plagioclásio, como observado por diversos autores (Tullis & Yund 1980, 1985, 1987, 1991, Hanmer 1982, Tullis 1983, Dell'Angelo & Tullis 1989, Tullis *et al.* 1990, Pryer 1993), será abordado a seguir, de acordo com o incremento da temperatura e diminuição da taxa de

deformação. Quando dados para quartzo e calcita também estiverem disponíveis da literatura, estes serão citados a título de comparação.

Em condições de grau metamórfico muito baixo ($T < 300^{\circ}\text{C}$), a deformação dos feldspatos é predominantemente rúptil, resultando em fraturamento e fluxo cataclástico. As estruturas características nos cataclasitos resultantes deste tipo de deformação são fragmentos de grãos angulares com uma grande variação nos tamanhos dos grãos, falhamentos em escala de grãos e encurvamentos dos planos de clivagem e geminação (Passchier & Trouw 1996). Estudos destas estruturas, efetuados em um microscópio eletrônico de transmissão (MET), têm mostrado que elas não são devidas a emaranhados de discordâncias, mas a fraturamentos rúpteis em escala muito pequena (Tullis & Yund 1987). Nestas temperaturas, a geminação mecânica no plagioclásio, segundo as leis albíta e periclina, é importante e pode acomodar uma quantidade limitada de deformação.

A complexidade da geminação do plagioclásio é sem paralelo entre os minerais comuns formadores de rochas. Contudo, a maioria destas geminações pode se formar somente durante o crescimento inicial deste mineral. Enquanto as geminações de origem magmática são mais espaçadas e mais regulares do que as geminações mecânicas (Nicolas 1989, Smith 1974), as geminações mecânicas de origem tectônica são estreitas, numerosas, e tendem a se condensar dentro do grão ou na sua borda (Fig. V.19). Os dois únicos tipos de geminação mecânica que o plagioclásio pode adquirir são a albíta e a periclina (Starkey 1964, Brown & Macaudière 1986).

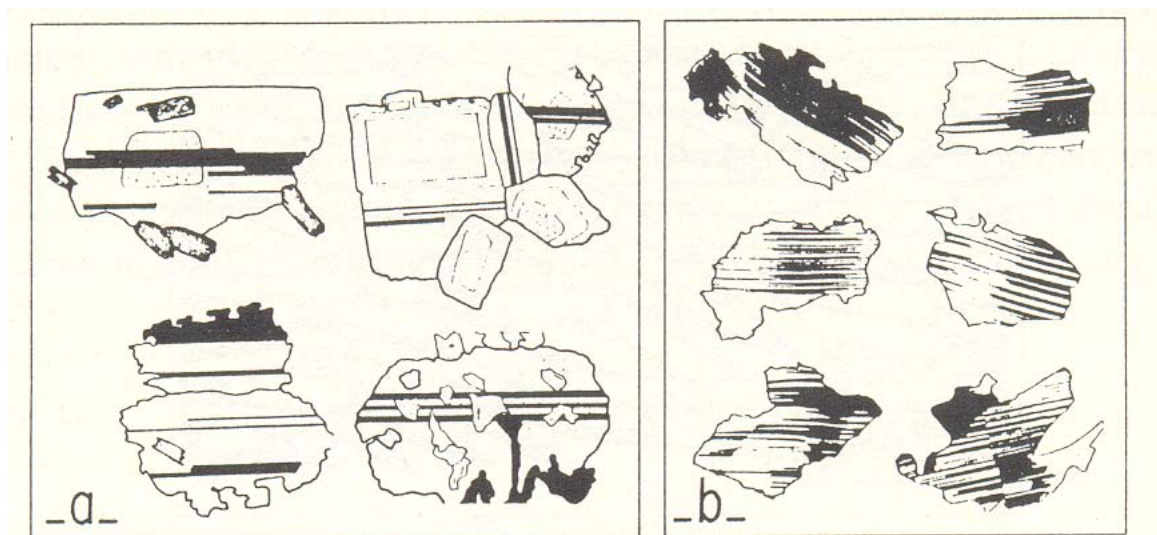


Figura V.19 - Diferenças entre as geminações de origem magmática (a) e tectônica (b) nos grãos de plagioclásio. As geminações magmáticas são menos numerosas que as tectônicas e são retilíneas. As geminações tectônicas são mais numerosas que as magmáticas, estreitas e tendem a se afunilar a partir da borda do cristal (Nicolas 1989).

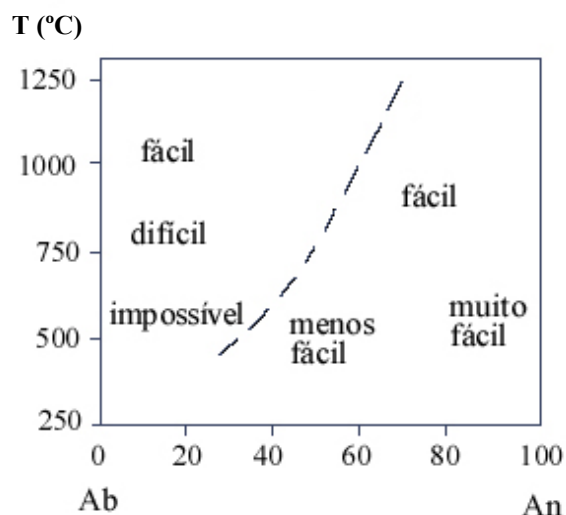


Figura V.20 - Esquema ilustrando a facilidade da geminação mecânica do plagioclásio em função do teor de An e da temperatura de equilíbrio (após Brown & Macaudière 1986).

A facilidade da geminação mecânica do plagioclásio é condicionada pelo grau de desordem Al/Si na sua estrutura. Os resultados experimentais de Mügge & Heide (1931), Laves (1952), Borg & Handin (1966), Borg & Heard (1969, 1970), Seifert & Verploeg (1977), Marshall & McLaren (1977) foram resumidos por Brown & Macaudière (1986), que fizeram um esquema ilustrando a facilidade do plagioclásio se geminar mecanicamente, em função do percentual de anortita e da temperatura de equilíbrio (Fig V.20). Segundo este gráfico, a facilidade de deformação do plagioclásio está diretamente relacionada ao seu conteúdo de anortita. Estudos prévios efetuados em calcita têm mostrado que a geminação mecânica é mais provável de ocorrer quando o esforço de cisalhamento resultante sobre o plano de deslizamento da geminação e na direção de deslizamento da geminação está em um máximo. Dessa forma, somente aqueles cristais orientados deste modo no campo do esforço, assim como os que se encontram aproximadamente nesta condição, irão geminar. Sem dúvida, grãos orientados contrariamente não poderão geminar. Rochas que têm minerais com geminação mecânica podem permitir uma localização aproximada do campo do esforço que causou a geminação através da medida dos elementos de geminação destes grãos (Lawrence 1970). A aplicação desse método à análise das geminações do plagioclásio nos milonitos da zona de cisalhamento Além Paraíba permitiu, por exemplo, a determinação das paleodireções de esforços no domínio sul do Cinturão Ribeira (Egydio-Silva & Mainprice 1999).

Em condições de baixo grau metamórfico (T entre 300 e 400°C), a reação do plagioclásio à deformação é mais ou menos rígida, o que é esperado uma vez que a temperatura de recristalização do plagioclásio é de cerca de 500°C (Voll 1976). O comportamento rúptil ainda é dominante e é evidenciado por um microfraturamento interno, embora já seja assistido por algum movimento de discordâncias (Passchier & Trouw 1996). As microestruturas produzidas por este tipo de comportamento frequentemente se assemelham a estruturas plásticas cristalinas, embora elas sejam, de fato, rúpteis. Geminação encurvada, afinamento da

geminção mecânica, extinção ondulante, bandas de deformação e *kink bands* com bordas acentuadas podem estar presentes (Pryer 1993). Estruturas claramente separáveis, tais como *augen* e matriz ou manto-núcleo, inexistem nestas condições de baixo grau.

Quando as temperaturas variam entre 400 e 500°C, que correspondem a condições de baixo a médio grau metamórfico, diminui a importância do comportamento dútil. O fraturamento nos grãos de plagioclásio sob estas condições torna-se menos proeminente, mas o *microkinking* é abundante, provavelmente associado com feições cataclásticas nos locais de emaranhado de discordâncias (Tullis & Yund 1987). Ao microscópio petrográfico, os únicos critérios para atestar estas características são a falta de uma OPC e uma mistura homogênea incomum de grãos de plagioclásio e de outras fases minerais em agregados de granulação muito fina. Ainda nestas condições de médio grau metamórfico, a deformação plástica intracristalina é capaz de acomodar parte da deformação, fazendo com que o salto de discordâncias se torne possível e a recristalização comece a ser importante, especialmente nas bordas dos grãos do plagioclásio. Entretanto, nestas condições de temperatura, somente um limitado número de sistemas de deslizamento está ativo. As discordâncias podem ser criadas, mas como o seu movimento é excessivamente difícil nestas temperaturas, elas se tornam emaranhadas rapidamente e os grãos de feldspato sofrem endurecimento (*work-hardening*), resultando geralmente numa deformação dútil do grão. Quanto à recristalização, esta ocorre, principalmente, por nucleação e crescimento de novos grãos (Borges & White 1980, Gapais 1989, Gates & Glover 1989, Tullis & Yund 1991). As evidências deste processo no microscópio petrográfico são o desenvolvimento de grãos de plagioclásio de granulação muito fina e com bordas pontiagudas ao redor dos núcleos dos antigos cristais, sem estruturas de subgrãos nas zonas transicionais (Passchier 1982).

Em condições de médio a alto grau metamórfico (T entre 500 e 700°C), a deformação nos feldspatos é acomodada tanto por mecanismos dúteis como por mecanismos frágeis. O movimento de discordâncias torna-se progressivamente mais fácil à medida que a temperatura aumenta, reduzindo assim a quantidade de endurecimento que o grão deformado sofre. Estruturas manto-núcleo podem facilmente se desenvolver nestas temperaturas. O núcleo ou *augen* é circundado por grãos recristalizados de granulação fina que foram separados do grão original. Estes grãos menores estão mais susceptíveis a fluxo de difusão e assim começam a se deformar plasticamente.

Nas condições de alto grau metamórfico (T entre 700 e 900°C), a plasticidade cristalina torna-se o mecanismo de deformação dominante. O deslizamento de discordâncias pode acomodar a maior parte da deformação. Poucos sistemas de deslizamento parecem estar ativos no plagioclásio, mesmo em altas temperaturas, e estes variam muito a depender da sua composição e da temperatura de deformação. O plano mais favorável ao deslizamento é o plano da geminação albíta (010) e as direções mais favoráveis são as [001] e [100]. Geralmente o sistema de deslizamento (010) [001] parece ser o dominante (Fig. V.21) em condições de médio a alto grau metamórfico, embora em temperaturas muito altas os sistemas (010) [100] e

(001) [100] possam ser ativados (Montardi & Mainprice 1987, Ji & Mainprice 1988, Dornbush *et al.* 1994, Ullemeyer *et al.* 1994, Kruhl 1987). A ocorrência do salto de discordância é difícil e o endurecimento ainda podem levar a algum fraturamento rúptil. Os processos de restauração incluem recristalização por migração das bordas dos grãos e recristalização por rotação de subgrãos. A recristalização por migração das bordas dos grãos é muito mais importante do que a recristalização por rotação de subgrãos porque os feldspatos acumulam rapidamente um grande número de discordâncias e a recristalização por migração das bordas de grãos é um processo muito efetivo para removê-las. Neste estágio de deformação, a recristalização dinâmica torna-se possível.

Em condições de temperaturas ainda mais altas dentro da fácies granulito (acima de 900°C), a difusão torna-se o mecanismo de deformação dominante. Esta pode ser assistida pela presença de um fundido como um fluido intergranular. A presença de água também aumentará o campo onde a difusão estará ativa.

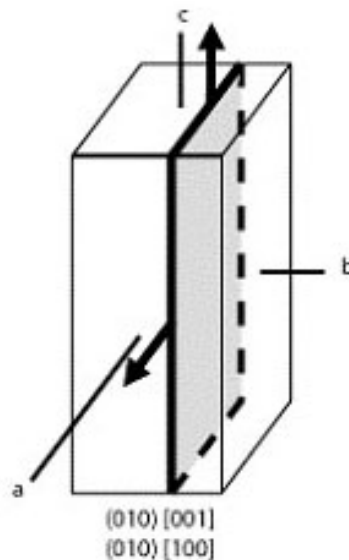


Figura V.21 - Sistemas de deslizamento do plagioclásio.

Para a maioria dos minerais formadores das rochas, as taxas de crescimento são anisotrópicas, o que faz com que os cristais se desenvolvam com formas desiguais, que estão diretamente ligadas às formas cristalográficas. Por exemplo, o plagioclásio frequentemente se desenvolve na forma tabular, geralmente alongada segundo os planos (010) e (001), achatado segundo o eixo [010] e com relações de forma (*aspect ratios*) típicas entre 2 e 4. Se um cristal com esta forma assenta por gravitação em uma câmara magmática "calma", ou seja, onde não há aportes de novos materiais que gerem correntes de convecção dentro da câmara, então a sua face plana ou o seu eixo longo fica paralelo ao plano de acamamento.

V.5 - Microestruturas e mecanismos de deformação do plagioclásio dos maciços gabro-anortosíticos do Sul da Bahia

As rochas anortosíticas são ideais para se estudar a deformação do plagioclásio devido ao alto conteúdo deste mineral nestas rochas. A composição mineralógica destas rochas compreende principalmente três grupos de minerais: olivinas, piroxênios e feldspatos. Nas rochas em estudo, a olivina alcança, no máximo, cerca de 5% do conteúdo modal e os piroxênios cerca de 20%.

V.5.1 - Metodologia

A análise microestrutural das rochas anortosíticas dos maciços de Rio Piau, Samaritana/Carapussê e Potiraguá foi feita, inicialmente, na lupa binocular *Wild Heerbrugg*, que permite observar a lâmina inteira no seu campo de visão, em luz plana e com nicóis cruzados. Nesta etapa foram selecionadas as lâminas delgadas para serem analisadas ao microscópio óptico *Leitz DMRXP*, com objetivas de 2,5x, 10x, 20x/0,40 PH1, 20x/0,40 P, 40x/0,70 e 100x/1,25. Neste microscópio foram analisadas 51 lâminas delgadas (19 de Rio Piau, 23 de Samaritana/Carapussê e 9 de Potiraguá) e destas, 12 foram selecionadas (4 de Rio Piau, 5 de Samaritana/Carapussê e 3 de Potiraguá) e tiveram suas microestruturas fotografadas em uma câmera digital *Coolpix 990* da *Nikon* com *Superhigh-performance 3X*, acoplada ao microscópio óptico e à lupa. As fotomicrografias foram transferidas, posteriormente, para um microcomputador e tratadas nos *softwares* Adobe Photoshop 6.0, Adobe Illustrator 7.0 e Corel Photo-Paint 11. Para complementar os estudos microestruturais, foram selecionadas 7 lâminas para medidas das orientações preferenciais cristalográficas pelo método EBSD e 5 para análises na microssonda eletrônica.

V.5.2 - Maciço de Samaritana/Carapussê

O estudo dos mecanismos de deformação do plagioclásio no Maciço de Samaritana/Carapussê se concentrou nas rochas classificadas por Jesus (1997)/Macêdo (2000) como anortositos. Macroscopicamente, estas rochas apresentam coloração cinza escura e granulação que varia de grossa a muito grossa. A anisotropia destas rochas é marcada pelo alinhamento de duas populações de cristais de plagioclásio e pela foliação, a qual é definida pelos agregados de minerais máficos (principalmente piroxênios e biotita) que contornam os grãos reliquiais de plagioclásio e pela orientação preferencial de forma dos porfiroclastos.

A análise microestrutural de 23 lâminas delgadas deste maciço mostrou que não há variações significativas de textura e composição mineralógica entre as amostras estudadas. De uma forma geral, o primeiro aspecto

que sobressai na análise destas rochas é uma deformação plástica marcante. A maioria das amostras apresenta texturas primárias e secundárias. As texturas primárias são de origem magmática e estão evidenciadas nos porfiroclastos de plagioclásio (relictos de cristais ígneos), pela presença de geminação magmática segundo a lei Carlsbad e zoneamento ígneo. As texturas secundárias são feições de deformação evidenciadas por extinção ondulante, geminação em cunha, encurvamento de geminação e de rede cristalina dos porfiroclastos de plagioclásio, e também por uma matriz recristalizada dinamicamente.

O plagioclásio se apresenta como grãos reliquias, que doravante serão denominados porfiroclastos, e como grãos muito menores (0,5 mm em média), constituindo uma matriz finamente granulada. Alguns cristais de plagioclásio chegam a alcançar mais de 30 mm e estão imersos nesta matriz. Os grãos de plagioclásio do maciço de Samaritana/Carapussê foram classificados como labradorita, com teores médios de anortita em torno de 66%. Na presente tese, a composição deste mineral foi determinada em porfiroclastos e grãos da matriz, com o objetivo de auxiliar na interpretação das microestruturas e das orientações preferenciais cristalográficas. Tanto os porfiroclastos quanto os grãos de plagioclásio da matriz mostram abundantes evidências ópticas de deformação intracristalina, tais como extinção ondulante, geminação mecânica com lamelas finas e em cunha, encurvamento de geminação, distorção da rede cristalina, presença de subgrãos e recristalização dinâmica, embora os porfiroclastos se apresentem mais fortemente deformados. Estes se apresentam com formas tanto alongadas quanto globulares e, na maioria das amostras analisadas, apresenta uma orientação preferencial de forma, provavelmente de origem magmática.

Os minerais máficos ocorrem geralmente na forma de agregados ao redor dos porfiroclastos de plagioclásio. Estes agregados mostram texturas poligonizadas similares as do plagioclásio da matriz. O principal constituinte destes agregados máficos é o clinopiroxênio, seguido pelo ortopiroxênio, óxidos de Fe-Ti e olivina.

Os piroxênios estão muito fraturados e se apresentam freqüentemente poligonizados, sendo esta poligonização dos piroxênios mais acentuada que a dos grãos de plagioclásio da matriz. Os cristais maiores de piroxênio apresentam 2 direções de fraturamento, com um ângulo de aproximadamente 30° entre elas. Ocasionalmente, apresentam-se com clivagem encurvada, e coroados por anfibólio, biotita e minerais opacos, indicando que estes minerais se cristalizaram às custas dos piroxênios. Freqüentemente, apresentam-se exsolvidos.

A biotita ocorre nas formas de palhetas bem formadas contornando os porfiroclastos de plagioclásio, em agregados com os demais minerais máficos, e substituindo os piroxênios e anfibólios nas bordas, clivagens e fraturas destes minerais, ora como cristais bem formados, ora sem forma definida, em percentuais que chegam a ultrapassar 5% do conteúdo modal (Pranchas V.1, V.2 e V.3). Estas formas de ocorrência sugerem duas origens, sendo uma magmática e a outra como produto de transformação dos piroxênios e anfibólios.

Os minerais opacos são, principalmente, magnetita e titano-magnetita. Eles ocorrem formando massas irregulares presentes nos espaços intergranulares dos grãos de plagioclásio ou associados aos minerais máficos, como produto de alteração secundária tardia, e também como pequenas inclusões euédricas nos grãos de plagioclásio. Assim como para a biotita, estas formas de ocorrência sugerem que alguns destes minerais são magmáticos e outros são produtos de alteração de outros minerais.

A olivina, pouco freqüente, se apresenta associada aos demais minerais máficos.

Os anfibólios se apresentam como cristais subédricos a anédricos, com tamanho médio em torno de 0,5 mm, e estão sempre associados a piroxênios, biotita e minerais opacos, caracterizando o seu caráter secundário.

O quartzo e o feldspato alcalino ocorrem como pequenos grãos disseminados na matriz rica em plagioclásio e na maioria das vezes só foram detectados em análises de microsonda eletrônica. Ocasionalmente foram observados cristais maiores de feldspato alcalino e quartzo associados à matriz, inclusive com o quartzo apresentando a forma de *ribbon*.

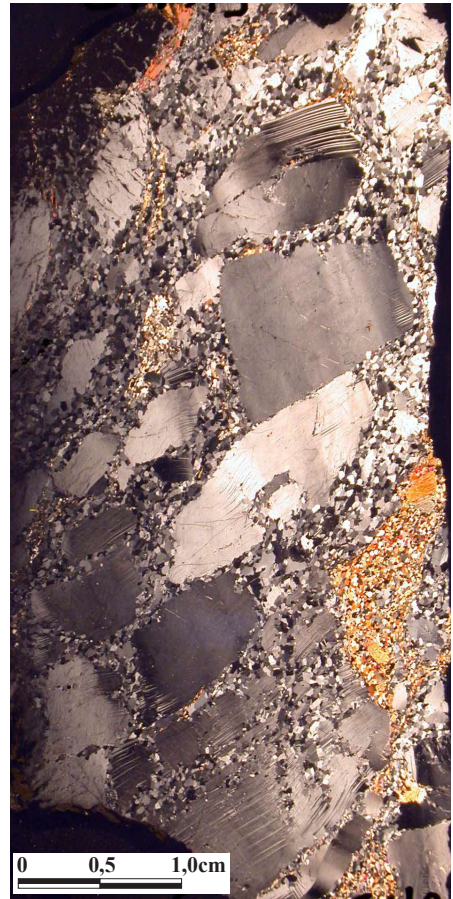
V.5.2.1 - Microestruturas dos porfiroclastos de plagioclásio

Os porfiroclastos de plagioclásio representam cerca de 40 a 50% do volume da rocha, com tamanhos que chegam a alcançar mais de 30 mm (Prancha V.3c). A maioria deles apresenta geminação mecânica, extinção ondulante, bandas de deformação, *kink bands*, formação de subgrãos, e recristalização ao longo dos limites dos grãos e fraturas (Pranchas V.1, V.2 e V.3), indicando uma deformação plástica intensa. Estes porfiroclastos se apresentam tanto alongados, com relações de forma de até mais de 8:1 (Prancha V.4a), quanto globulares, com formas equidimensionais (Pranchas V.2d, V.3b). Os alongados são mais abundantes que os globulares e geralmente mostram *kinking* e extinção ondulante. Eventualmente, são observados nestes porfiroclastos resquícios de um zoneamento ígneo (Pranchas V.3a, V.3b).

As geminações presentes nos porfiroclastos de plagioclásio são magmáticas e tectônicas, sendo que as tectônicas são as mais comuns e estão presentes em cerca de 80% dos porfiroclastos. Os que apresentam geminação primária, segundo as leis Carlsbad e albita-Carlsbad, podem ser considerados como grãos reliquias do protólito ígneo. Segundo Shelley (1992), cristais de plagioclásio com geminação Carlsbad têm teores de anortita maiores do que os que não apresentam esta geminação. Nos porfiroclastos de plagioclásio do Maciço de Samaritana/Carapussê que apresentavam este tipo de geminação, análises de microsonda eletrônica mostraram que estes grãos de plagioclásio com geminação Carlsbad tinham os mesmos teores de anortita que os porfiroclastos que não apresentavam este tipo de geminação.



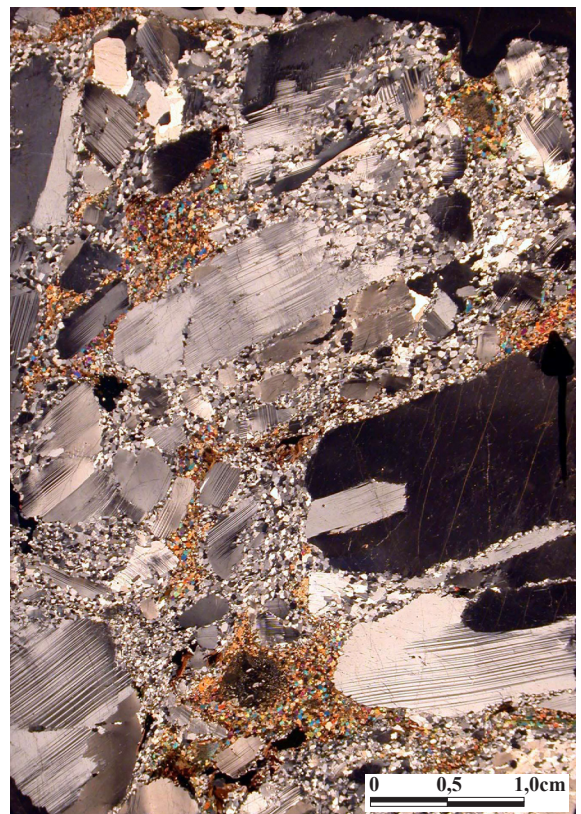
(a)



(b)



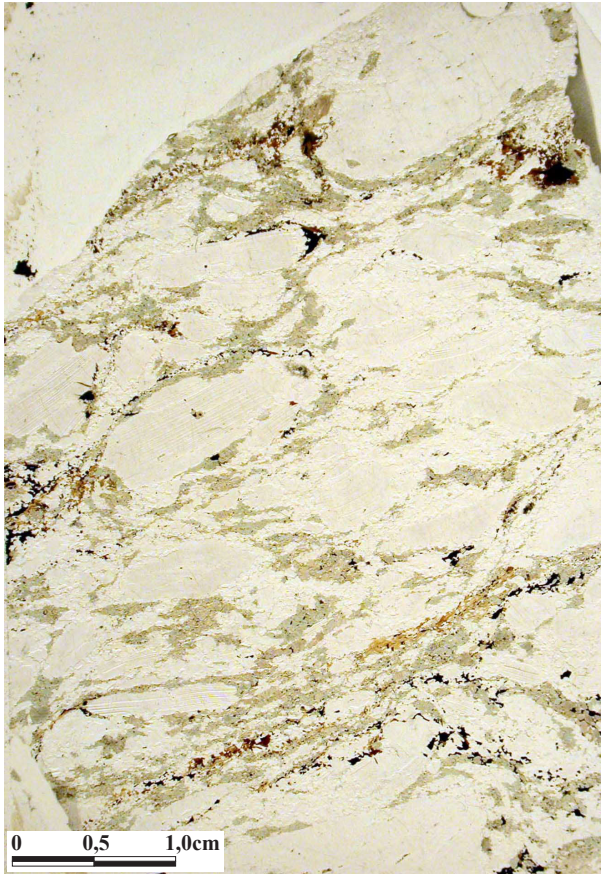
(c)



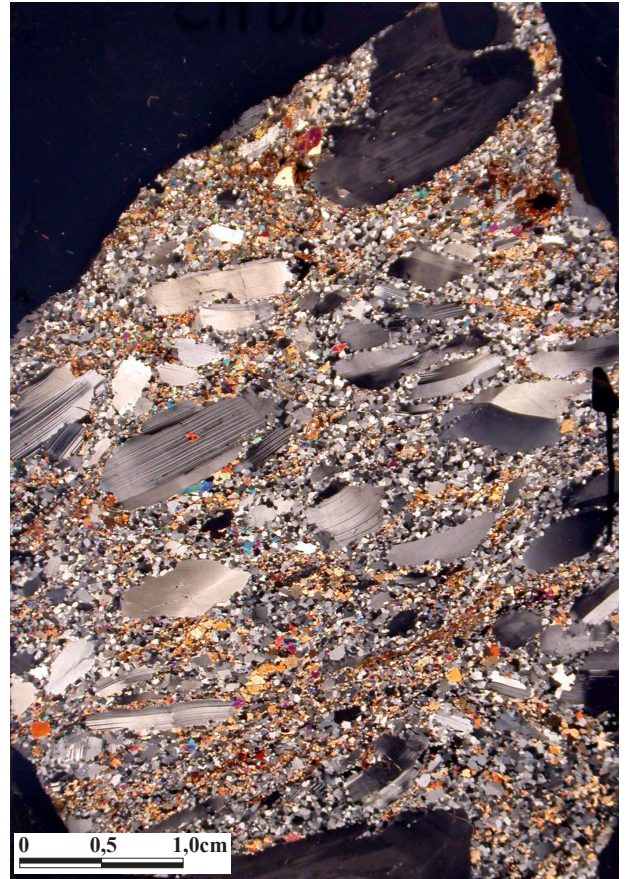
(d)

Prancha V.1 - Fotomicrografias dos aspectos gerais das rochas anortosíticas.

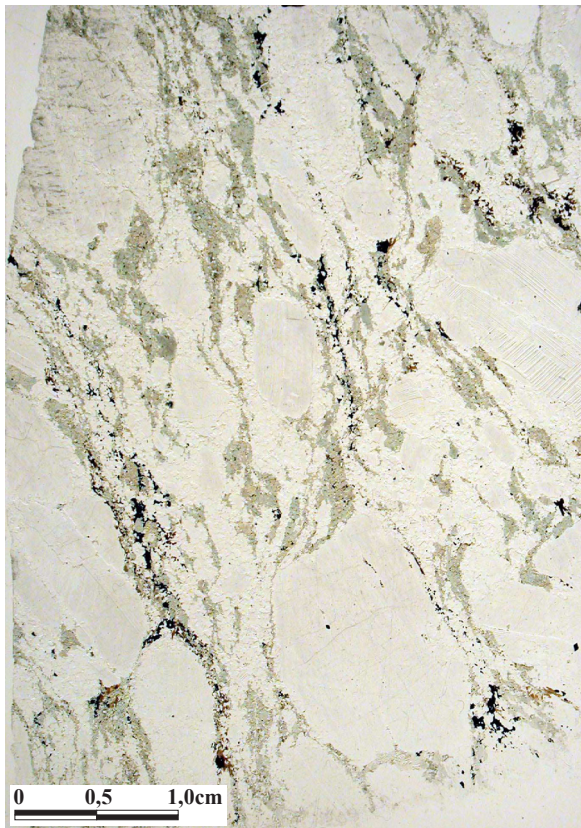
- (a) Visão geral dos agregados de minerais máficos (piroxênios, anfibólios, biotita e minerais opacos) definindo a foliação da rocha (a 45° da borda curta inferior da lâmina). Lâmina CM19 em luz plana.
- (b) Aspecto geral das feições de deformação dos porfiroclastos de plagioclásio (extinção ondulante, geminação mecânica, fraturamento, recristalização ao longo dos limites de grãos e fraturas) e da matriz, bem como a distribuição dos agregados de minerais máficos. Mesma lâmina delgada de (a) com nicóis cruzados.
- (c) Aspecto geral dos agregados de minerais máficos (piroxênios, anfibólios, biotita e minerais opacos) definindo a foliação da rocha (a 45° da borda curta inferior da lâmina). Lâmina CM20 em luz plana.
- (d) Visão geral das feições de deformação dos porfiroclastos de plagioclásio (extinção ondulante, geminação mecânica, fraturamento, recristalização ao longo dos limites de grãos e fraturas) e da matriz, bem como a distribuição dos agregados de minerais máficos. Mesma lâmina delgada de (c) com nicóis cruzados.



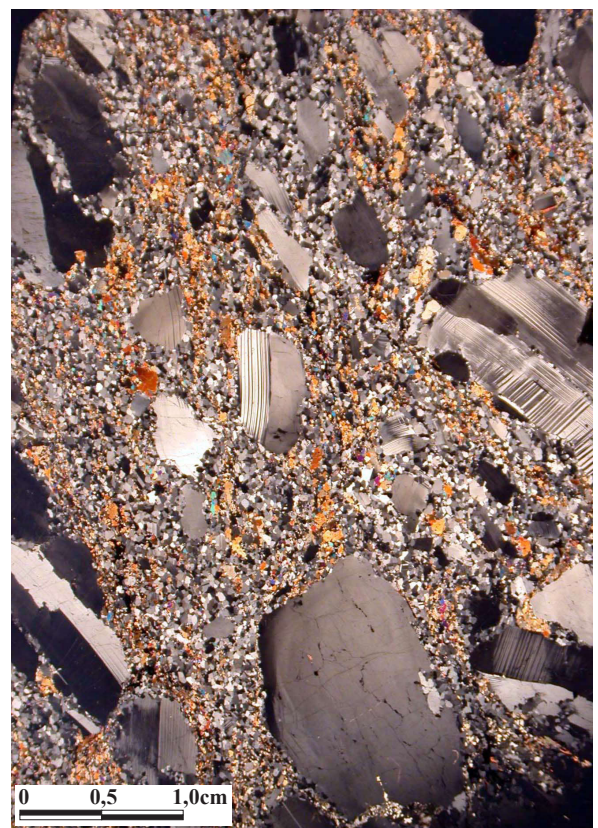
(a)



(b)



(c)



(d)

Prancha V.2 - Fotomicrografias dos aspectos gerais das rochas anortosíticas.

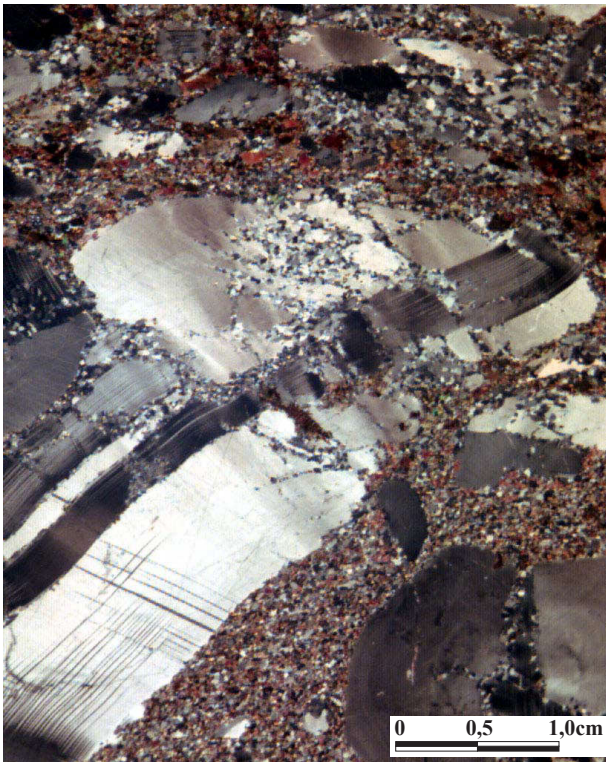
- (a) Aspecto geral dos agregados de minerais máficos (piroxênios, anfibólios, biotita e minerais opacos) definindo a foliação da rocha (a 45° da borda curta inferior da lâmina). Lâmina CM08 em luz plana.
- (b) Visão geral dos porfiroclastos de plagioclásio mostrando feições de deformação (extinção ondulante, geminação mecânica, fraturamento e recristalização ao longo dos limites de grãos e fraturas) e da matriz. Os minerais máficos estão distribuídos em bandas paralelas à foliação. Mesma lâmina delgada de (a) com nicóis cruzados.
- (c) Visão geral da foliação da rocha (a 120° da borda curta inferior da lâmina) definida pelos agregados de minerais máficos (piroxênios, anfibólios, biotita e minerais opacos). Lâmina CM09 em luz plana.
- (d) Aspecto geral das feições de deformação dos porfiroclastos de plagioclásio (extinção ondulante, geminação mecânica, fraturamento, e recristalização ao longo dos limites de grãos e fraturas), da matriz e da distribuição dos agregados de minerais máficos. Mesma lâmina delgada de (c) com nicóis cruzados.



(a)



(b)



(c)



(d)

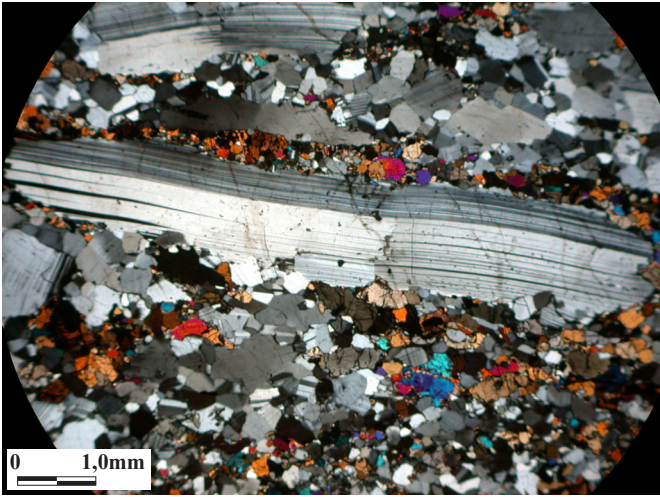
Prancha V.3 - Fotomicrografias dos aspectos gerais das rochas anortosíticas (nicóis cruzados).

- (a) Aspecto geral das rochas anortosíticas do Maciço de Samaritana/Carapussê, destacando as duas formas de apresentação do plagioclásio. Como porfiroclastos, apresentando aspectos ígneos (geminção magmática segundo a lei Carlsbad, conforme cristal na parte central da lâmina, e zoneamento no cristal da parte superior da lâmina) e de deformação (extinção ondulante, geminação em cunha, encurvamento de geminação e de rede cristalina), e como matriz recristalizada dinamicamente. Lâmina SAM148-B1.
- (b) Visão geral dos porfiroclastos de plagioclásio com geminação Carlsbad, zoneamento ígneo (cristal na parte superior direita), plano de composição da geminação Carlsbad encurvado e matriz recristalizada no plano de composição da geminação (no cristal com geminação Carlsbad no centro da lâmina). Lâmina SAM9893-2B1.
- (c) Aspecto geral de um porfiroclasto de plagioclásio com mais de 30 mm, mostrando uma associação de deformação plástica intracristalina e microfraturamento. Este cristal apresenta geminação mecânica em cunha das bordas para o centro segundo as leis albíta e periclina. A parte superior do porfiroclasto está parcialmente consumida por grãos formados por recristalização, que se desenvolve, preferencialmente, ao longo dos limites de grãos, geminações e microfraturas. Lâmina CR01.
- (d) Visão geral dos porfiroclastos de plagioclásio apresentando seus aspectos de deformação dúctil. Lâmina CM22.

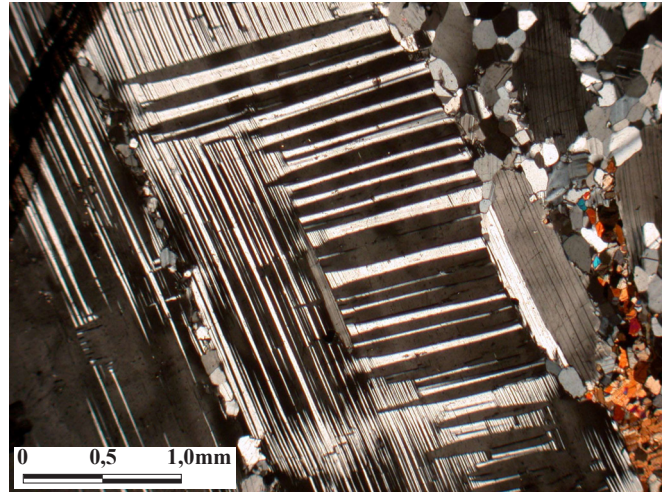
A geminação mecânica segundo a lei albíta geralmente predomina sobre a geminação segundo a lei periclina, embora esta também ocorra com frequência (Prancha V.2d). Conforme já foi visto anteriormente, estas são as duas únicas leis segundo as quais ocorre a geminação mecânica no plagioclásio. Há uma variação substancial, de grão para grão, na quantidade e na morfologia das geminações e no volume do grão afetado por elas (Pranchas V.1, V.2, V.3). Assim, alguns porfiroclastos estão inteiramente geminados sob uma ou ambas as leis da geminação (Prancha V.4b), enquanto que outros contêm somente geminações curtas e em pequenas quantidades (Prancha V.4c). A maioria das geminações é contínua (Prancha V.4d), embora as geminações em forma de cunha também sejam comuns. Estas últimas geralmente se estendem da borda dos grãos em direção ao centro do cristal (Pranchas V.3c, V.4d) e também em podem se originar em fraturas pré-existentes como um mecanismo de acomodar a deformação, sendo que algumas destas fraturas, ocasionalmente, deslocam as geminações (Prancha V.4e). As geminações podem ocorrer restritas aos limites dos porfiroclastos (Prancha V.4d) ou estarem completamente contidas dentro deles (Prancha V.4b) e, frequentemente, se apresentam encurvadas por efeito tectônico (Pranchas V.1, V.2, V.3, V.4f). Olsen & Kohlstedt (1985) estudaram, em microscopia eletrônica, as microestruturas de cristais de plagioclásio de composição intermediária ($An_{25}-An_{48}$) deformados naturalmente e observaram que discordâncias frequentemente ocorrem nos limites das geminações ou nas terminações delas.

A extinção ondulante é uma das indicações mais óbvias da deformação intracristalina e consiste de uma variação gradual na posição de extinção dentro de um grão. Quando esta variação na posição de extinção forma bandas com limites relativamente abruptos e bem definidos, ela é chamada de banda de deformação (Olsen & Kohlstedt 1985). Grande parte dos porfiroclastos de plagioclásio apresenta extinção ondulante (Prancha V.5a), seja ela incipiente ou marcante. Quanto às bandas de deformação, estas ocorrem em menor escala (Prancha V.5b).

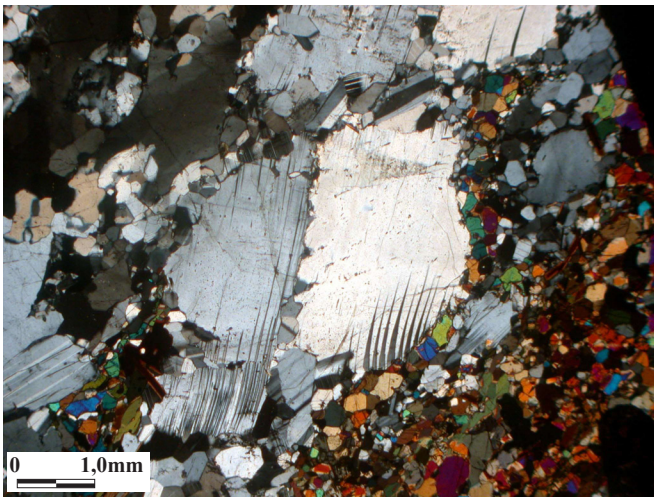
A acumulação de discordâncias nas bandas de deformação leva à formação de subgrãos que apresentam desorientação em relação ao porfiroclasto "pai" entre 1° e 15° . Subgrãos são feições típicas de processos de deformação de alta temperatura (Nicolas & Poirier 1976). Os subgrãos se desenvolvem extensivamente tanto nas bordas dos porfiroclastos (Pranchas V.5c, V.5d) como no seu interior (Prancha V.5e). Suas formas variam de irregulares (Prancha V.5e) a poligonais (Prancha V.5f), com tamanhos médios entre 0,1 e 0,3 mm. Os subgrãos são observados com mais frequência em grãos geminados e com encurvamento de rede cristalina ou de geminação, mas eles ocorrem também em cristais sem geminação (Pranchas V.6a, V.6b). A observação de subgrãos com granulometria similar à da matriz sugere que a recristalização por rotação de subgrão tenha sido um processo importante na formação da matriz. Outro processo de recristalização ativo nessas rochas é o *bulging*. Este processo de difusão possibilita a migração dos limites dos grãos e a formação e o desenvolvimento de grãos, a partir dos limites de grãos dos porfiroclastos (Pranchas V.6c, V.6d).



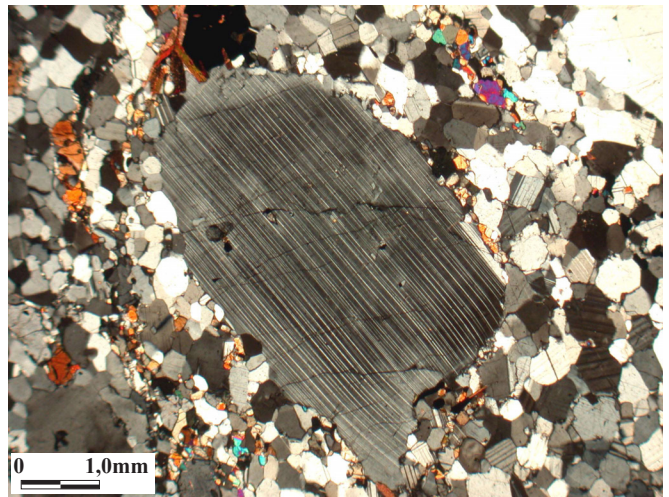
(a)



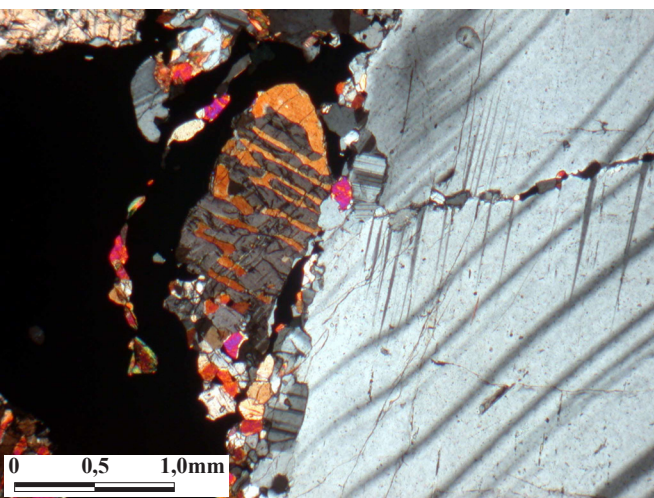
(b)



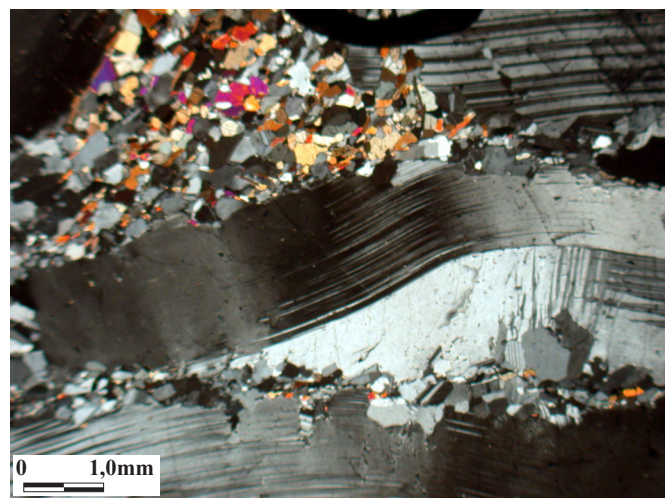
(c)



(d)



(e)



(f)

Prancha V.4 - Fotomicrografias das microestruturas dos porfiroclastos de plagioclásio (nicóis cruzados).

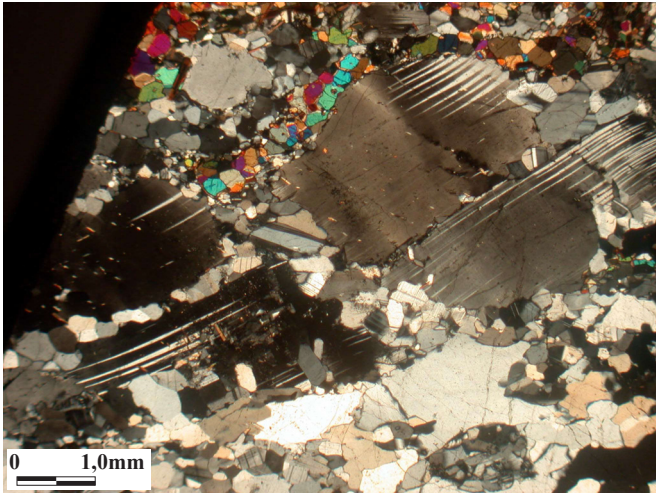
- (a) Porfiroclasto de plagioclásio alongado com relações de forma de mais de 8:1. Lâmina CM08-83/10.
- (b) Porfiroclasto de plagioclásio inteiramente geminado segundo as leis albita (aproximadamente na direção N330° em relação à borda longa da lâmina) e periclina (aproximadamente na direção N60° em relação à borda longa da lâmina). Lâmina CM09-73/25.
- (c) Porfiroclasto de plagioclásio mostrando apenas geminações curtas, em pequenas quantidades restritas às bordas dos grãos e se estendendo em direção ao centro do cristal. Lâmina CM20-63/29.
- (d) Porfiroclasto de plagioclásio mostrando geminação mecânica estreita e contínua. Lâmina CM 09-82/34.
- (e) Porfiroclasto de plagioclásio geminado segundo a lei albita apresentando uma fratura deslocando as geminações, *kink* na parte inferior do cristal e geminação mecânica na forma de cunha iniciando nos dois lados da fratura. Lâmina CM22-82/5.
- (f) Porfiroclasto de plagioclásio com deformação dúctil evidenciada pela curvatura acentuada do plano de composição da geminação. Lâmina CM19-69/4.

Os porfiroclastos de plagioclásio sofreram redução da granulometria pelo mecanismo de recristalização. Os grãos recristalizados se formam nas margens dos porfiroclastos e ao longo de microfraturas. Na maioria das vezes, este processo consome parcialmente o porfiroclasto (Prancha V.6e), embora, ocasionalmente, ele chega a dissecá-los completamente (Prancha V.6f). A transição gradual de subgrãos para grãos recristalizados ocorre extensivamente ao longo das margens dos porfiroclastos, nas microfraturas existentes nas margens e no interior destes, e ao longo de planos de geminação, sugerindo que o processo de recristalização por rotação de subgrãos foi importante (Poirier & Nicolas 1975). Onde dois porfiroclastos estão em contato, seus limites são lobados e podem conter grãos recristalizados de pequeno tamanho.

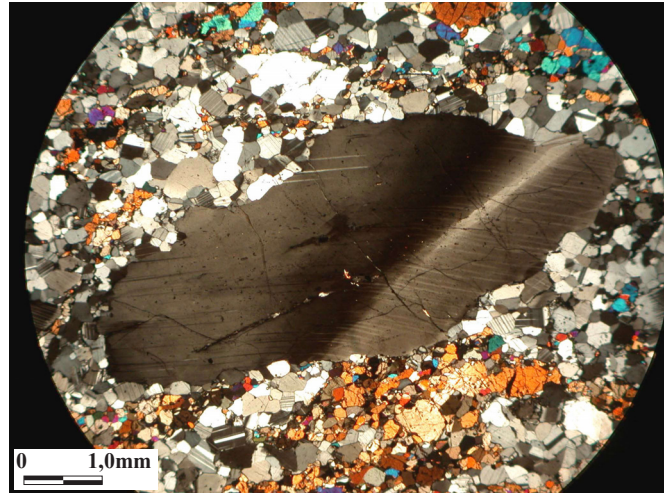
Tem sido inferido que, durante a recristalização dinâmica do plagioclásio, novos grãos podem se formar por nucleação (White 1975, Marshall & Wilson 1976). Um argumento para a nucleação é proporcionado pelas mudanças químicas que freqüentemente são observadas entre os antigos e novos grãos de plagioclásio (White 1975, Brown *et al.* 1980, Sodr e Borges & White 1980, Brodie 1981, Olsen & Kohlstedt 1985, Molli 1994, St unitz 1998). Entretanto, um grande n mero de novos grãos sem mudanças químicas e sem rela es de controle com os grãos parentais tem sido observado em amostras deformadas experimentalmente (Tullis & Yund 1985, 1987, 1992, Tullis *et al.* 1990, Ji & Mainprice 1987, 1990).

As microestruturas sugestivas de nuclea o existem no maci o em estudo (Pranchas V.7a, V.7b). An lises feitas em dois destes grãos na amostra CM-19 (Tab. III.1) mostraram que n o existem varia es significativas de composi o destes grãos quando comparadas com as composi es dos porfiroclastos e da matriz recristalizada. Devido   quantidade de an lises efetuadas nestes grãos n o ser estatisticamente representativa, n o se pode afirmar que porfiroclastos, matriz recristalizada e grãos nucleados n o apresentam varia es significativas de composi o.

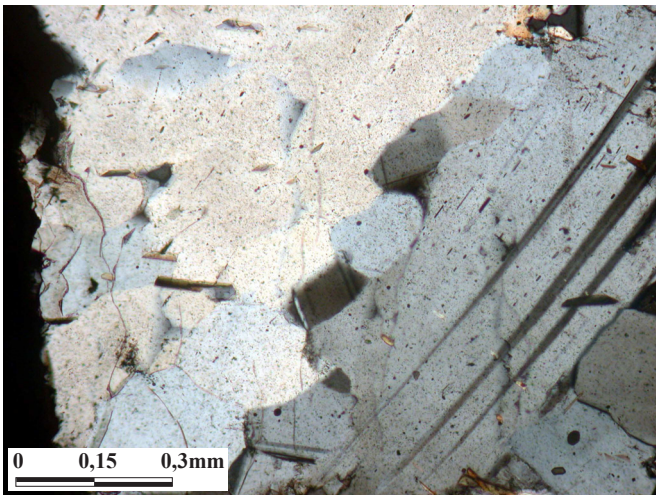
A distribui o dos diferentes tipos de microestruturas   completamente heterog nea at  dentro de uma mesma lâmina delgada. Enquanto alguns porfiroclastos mostram poucas evid ncias de deforma o pl stica por deslizamento intracristalino (extin o ondulante fraca, pequena quantidade de gemina o mec nica nas bordas), outros mostram extensivas evid ncias desta deforma o (forma o de subgrãos, bandas de deforma o, encurvamento acentuado da rede cristalina). Em zonas de moderada distor o da rede cristalina nos porfiroclastos de plagiocl sio, estes s o invadidos por zonas de recristaliza o (Prancha V.6e). Zonas de alta deforma o de rede cristalina dos porfiroclastos s o caracterizadas por *kinking* e gemina o. Trilhas de grãos recristalizados adentram os porfiroclastos ao longo destas zonas e, muitas vezes, a deforma o   t o intensa que eles chegam a estar quase que completamente consumidos pela matriz recristalizada dinamicamente (Prancha V.6f). Estas zonas s o locais favor veis   recristaliza o e, desta forma, v rios grãos alongados s o formados de um gr o anteriormente maior (Prancha V.7c).



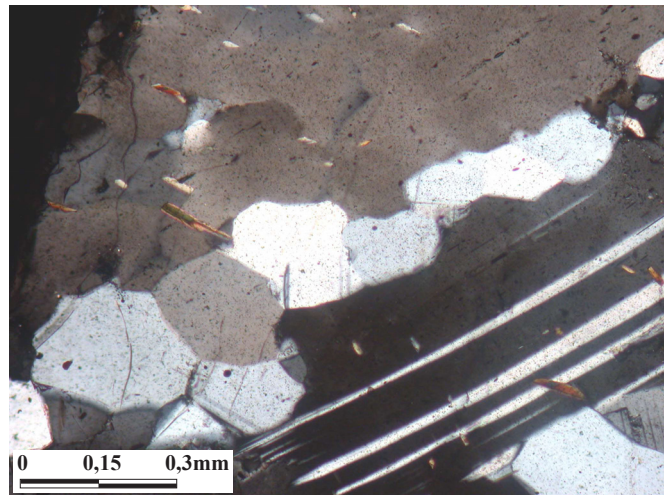
(a)



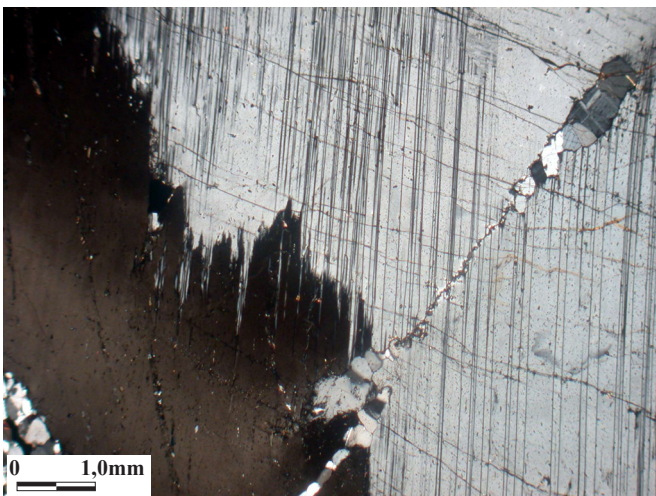
(b)



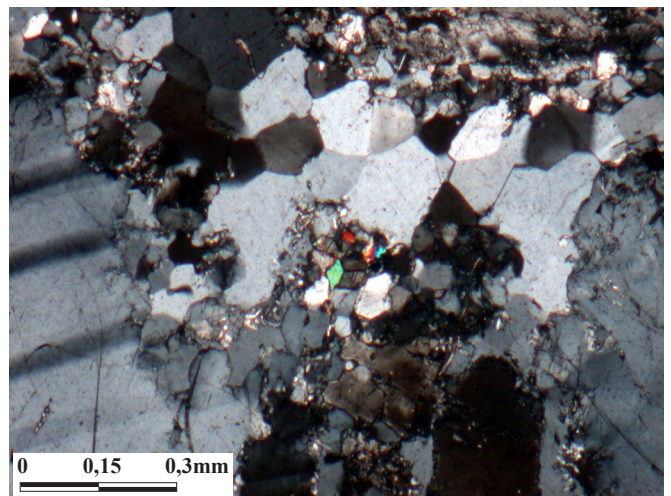
(c)



(d)



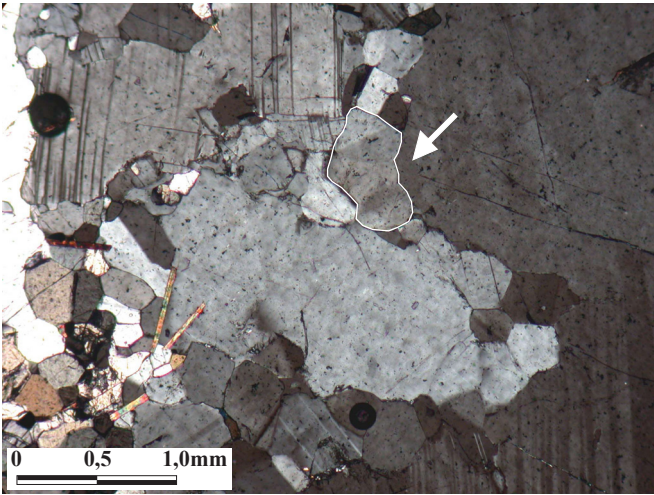
(e)



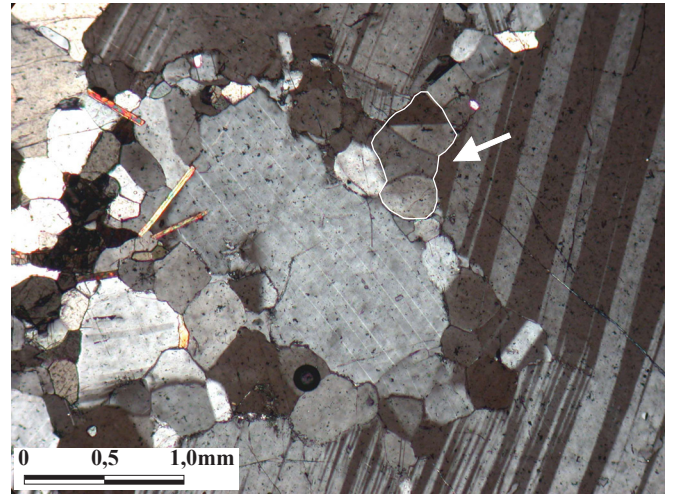
(f)

Prancha V.5 - Fotomicrografias das microestruturas dos porfiroclastos de plagioclásio (nicóis cruzados).

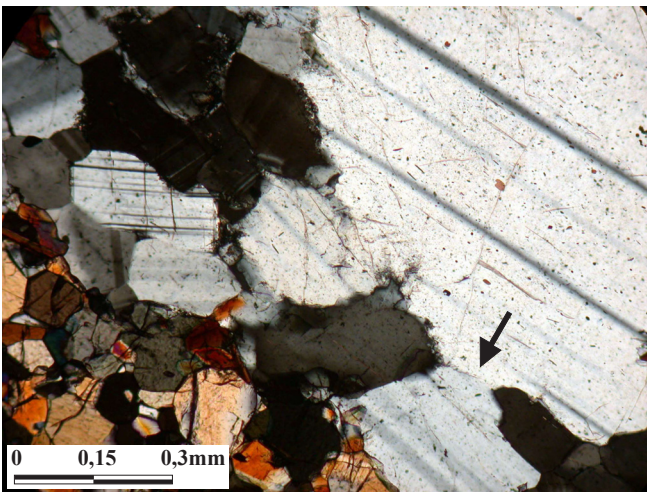
- (a) Porfiroclasto de plagioclásio apresentando extinção ondulante. Lâmina CM20-63/29.
- (b) Porfiroclasto de plagioclásio apresentando bandas de deformação. Lâmina CM08-81/16.
- (c) Desenvolvimento de subgrãos na borda de um porfiroclasto de plagioclásio mostrando que o processo de recristalização por rotação de subgrãos esteve ativo nestas rochas. O grão claro que se encontra na parte superior esquerda da lâmina parece ser um único grão. Lâmina CM20-61/31.
- (d) Com um pequeno giro da platina do microscópio, o grão claro da parte superior esquerda da fotomicrografia (c) evidencia o desenvolvimento dos subgrãos.
- (e) Desenvolvimento de subgrãos com formas irregulares no interior de um porfiroclasto de plagioclásio. Lâmina CM20-84/5.
- (f) Subgrãos com formas poligonizadas apresentando junções tríplexes a 120° . Lâmina CM22-67/6.



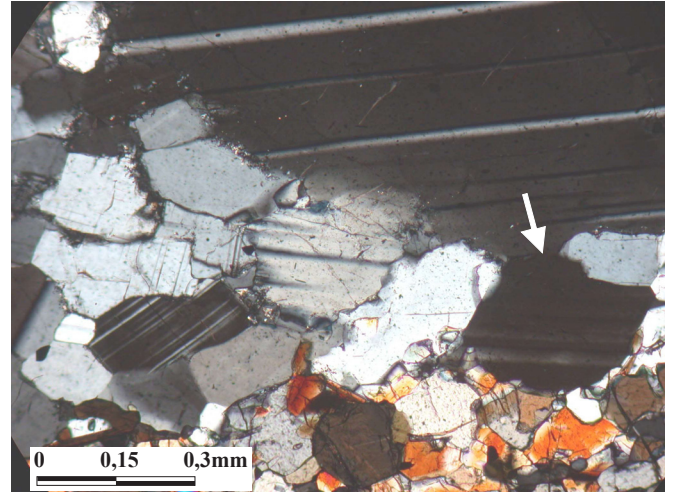
(a)



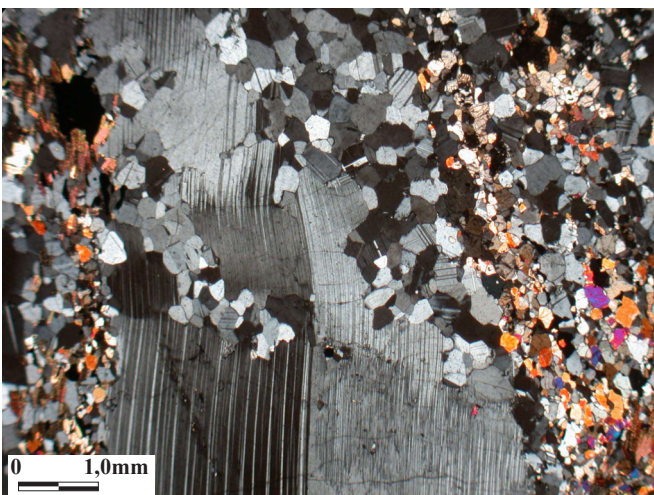
(b)



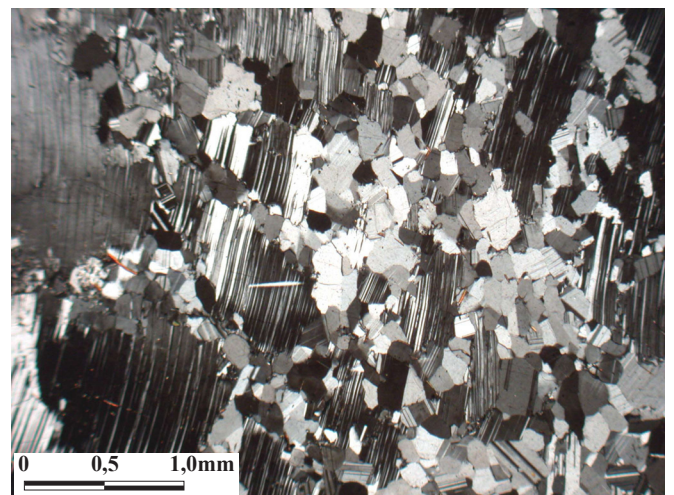
(c)



(d)



(e)



(f)

Prancha V.6 - Fotomicrografias das microestruturas dos porfiroclastos de plagioclásio (nicóis cruzados).

- (a) Desenvolvimento de subgrãos em grão de plagioclásio sem geminação. Lâmina CM22-87/8.
- (b) Com um pequeno giro da platina do microscópio, o grão que está circundado de branco na fotomicrografia (a) evidencia o desenvolvimento de subgrãos.
- (c) Evidência de outro processo de recristalização que esteve ativo nessas rochas. Este processo, denominado de *bulging*, possibilitou a migração dos limites dos grãos e a formação e desenvolvimento de novos grãos nos limites dos porfiroclastos. Lâmina CM09-80/28.
- (d) Com um pequeno giro da platina do microscópio, a continuidade óptica entre o porfiroclasto e o grão que está se formando pelo processo de recristalização por *bulging* fica mais evidente. Mesma lâmina de (c).
- (e) Zonas de moderada distorção da rede cristalina em um porfiroclasto de plagioclásio invadidas por zonas de recristalização. A formação de grãos recristalizados nas margens e ao longo de destas zonas de distorção da rede cristalina, na maioria das vezes, consome parcialmente o porfiroclasto. Lâmina CM09-91/8.
- (f) Zonas de alta deformação de rede cristalina em um porfiroclasto de plagioclásio. Trilhas de grãos recristalizados adentram o porfiroclasto ao longo destas zonas deixando-o quase que completamente consumido pela matriz recristalizada dinamicamente. Lâmina CM19-69/10.

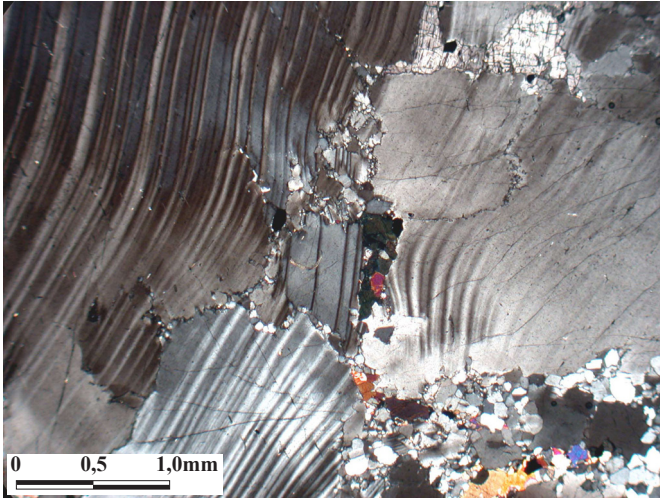
De uma forma geral, os porfiroclastos são contornados por uma matriz de plagioclásio e agregados de minerais máficos constituídos, principalmente, de piroxênios, biotita e óxidos de Fe-Ti (Prancha V.4), embora eles também se apresentem inteiramente contornados por grãos de plagioclásio da matriz. Os limites entre os porfiroclastos e estas fases minerais, quando observados em detalhe, se apresentam de duas formas: (i) irregulares; e (ii) retos a quase retos. Os limites irregulares possuem formas serradas, lobados ou completamente indefinidas (Pranchas V.7d, V.7e). Os limites retos a quase retos são observados quando novos grãos em contato com os porfiroclastos estão poligonizados ou em vias de poligonização (Prancha V.7f).

V.5.2.2 - Microestruturas da matriz de plagioclásio

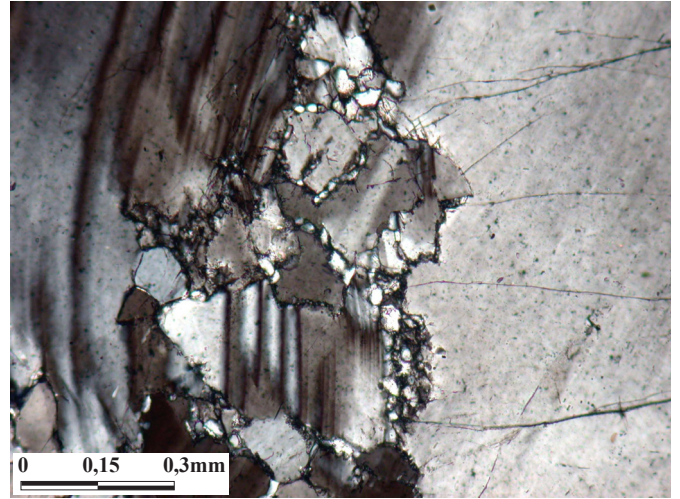
A matriz das rochas anortosíticas analisadas representa de 50 a 60% do volume da rocha e é constituída, principalmente, de plagioclásio e, subordinadamente, de piroxênios, biotita e óxidos de Fe-Ti-V (Prancha V.8a). Os grãos de plagioclásio da matriz se apresentam de diferentes formas: (i) límpidos, sem indícios de deformação e/ou geminação ou com muito pouco destes aspectos deformacionais (Prancha V.8b); (ii) com geminação primária, segundo a lei albita (Prancha V.8c); (iii) com texturas poligonizadas com junções tríplexes a 120° (Prancha V.8d); e (iv) com geminação mecânica, ocasionalmente encurvada, e com extinção ondulante (Prancha V.8e). A maioria destes grãos se apresenta nas três primeiras formas citadas. Geralmente eles são isomorfos e possuem tamanhos que variam de 0,01 a 0,8 mm, com tamanho médio de 0,5 mm. Os grãos da forma (iv) possuem formas ligeiramente alongadas, tamanhos variando de 0,3 a mais de 2 mm e limites de grãos irregulares. Esta grande variação sugere que muitos deles são remanescentes de antigos porfiroclastos.

Os limites destes grãos recristalizados têm geometrias que variam de reta (com junções tríplexes a 120°) a ligeiramente suturada. Em alguns setores das lâminas, pode-se observar limites curvos ou irregulares (Prancha V.8f). De uma forma geral, os grãos recristalizados de plagioclásio não apresentam uma orientação preferencial de forma, embora se observe uma orientação de forma incipiente nas proximidades dos porfiroclastos (Prancha V.9a).

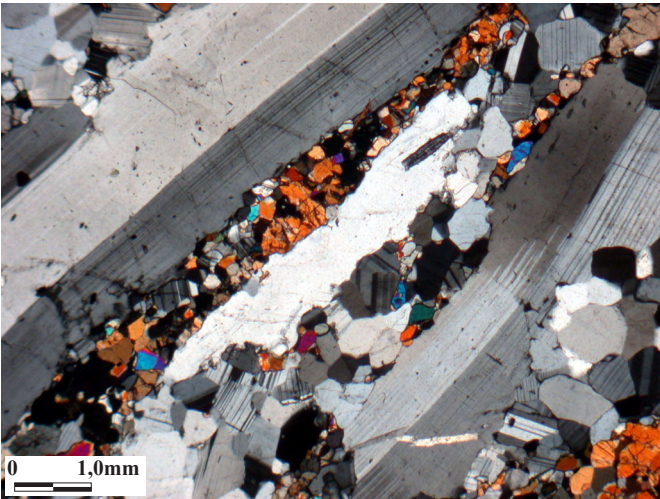
Muitos aspectos encontrados nesta matriz de plagioclásio são indicativos de que estes grãos, ou pelo menos parte deles, também sofreram deformação dúctil. A presença de geminação segundo as leis albita e periclina é muito comum nos grãos da matriz. Elas se estendem por todo o grão ou podem se apresentar partindo da borda em direção ao centro e na forma de cunha. *Kink bands* e limites de grãos de baixo ângulo também são observados em muitos grãos recristalizados (Pranchas V.8e, V.9b). Estes aspectos microestruturais estão de acordo com a interpretação de que grãos da matriz são produtos de recristalização dinâmica (Nicolas & Poirier 1976).



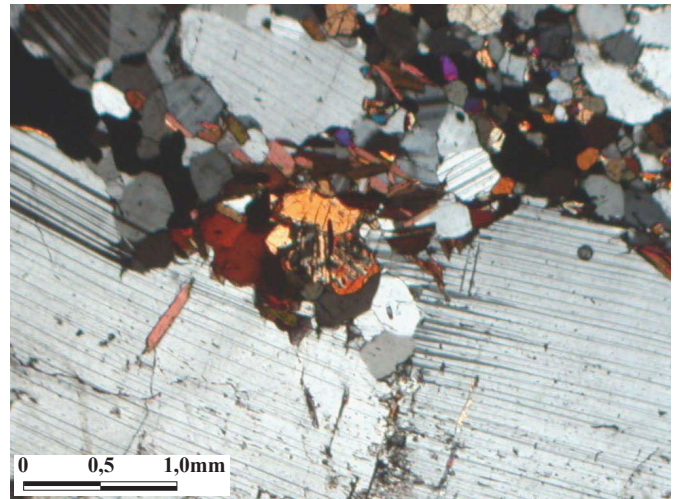
(a)



(b)



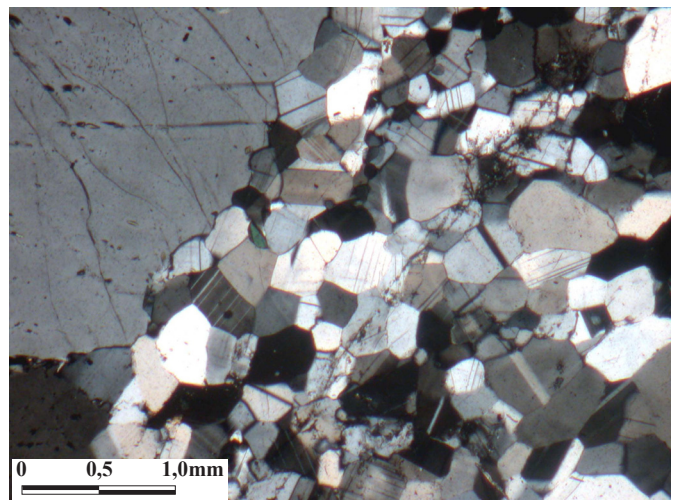
(c)



(d)



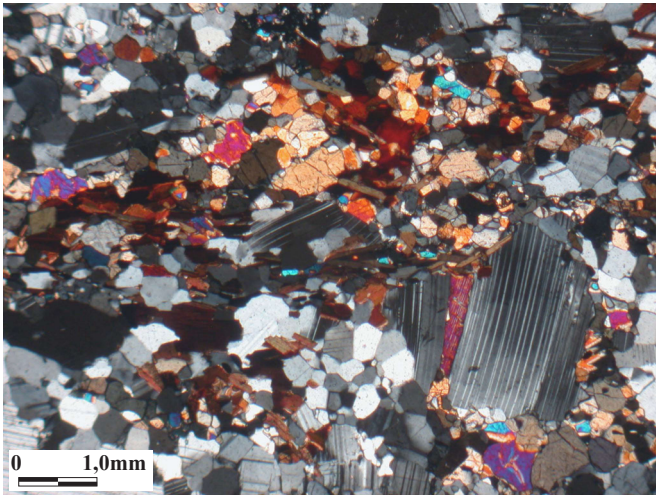
(e)



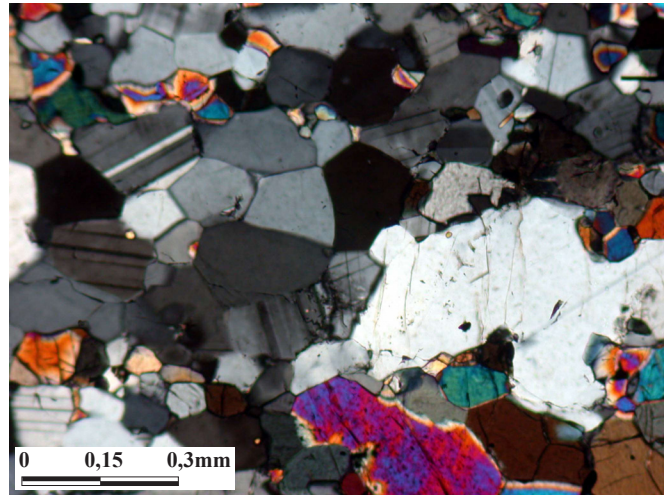
(f)

Prancha V.7 - Fotomicrografias das microestruturas dos porfiroclastos de plagioclásio (nicóis cruzados).

- (a) Microestrutura sugestiva de nucleação. Lâmina CM22-89/9.
- (b) Detalhe da fotomicrografia (a).
- (c) Grão de plagioclásio alongado (ao centro) formado, provavelmente, de um grão anteriormente maior que foi consumido pelo processo de recristalização dinâmica. Lâmina CM08-93/21.
- (d) Limites de grãos irregulares entre o porfiroclasto de plagioclásio e as outras fases minerais. Lâmina CM08-81/8.
- (e) Limites de grãos irregulares entre o porfiroclasto de plagioclásio e as outras fases minerais. Lâmina CM22-65/30.
- (f) Limites retos a quase retos entre o porfiroclasto de plagioclásio e os grãos da matriz. Os limites retos são observados quando novos grãos em contato com o porfiroclasto estão poligonizados ou em vias de poligonização. Lâmina CM20-75/17.



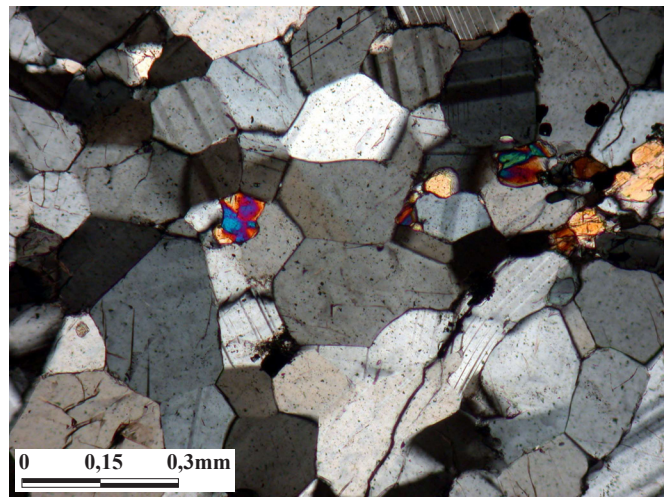
(a)



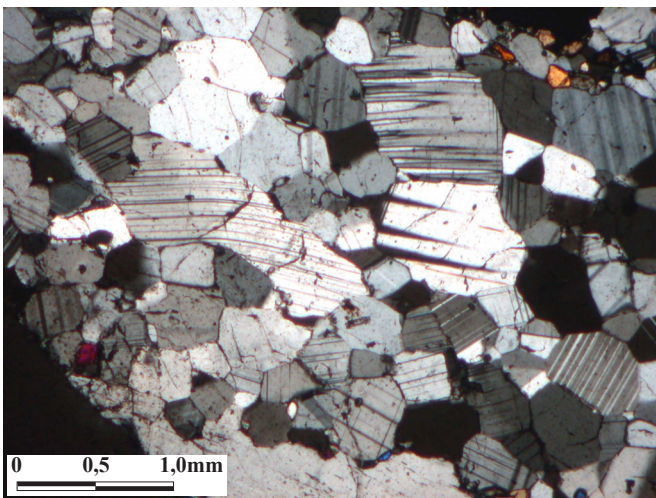
(b)



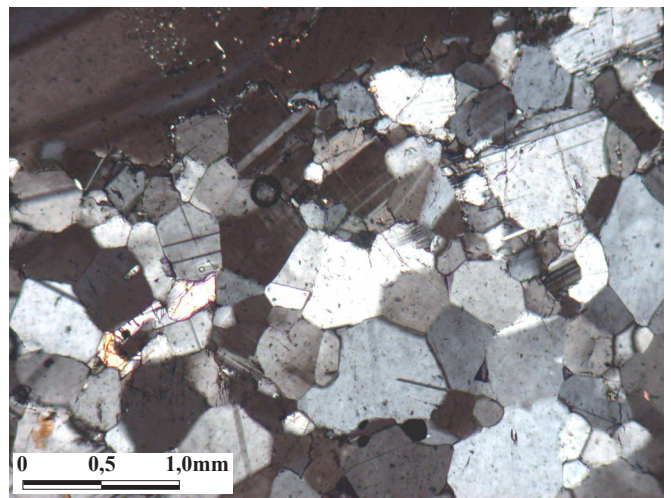
(c)



(d)



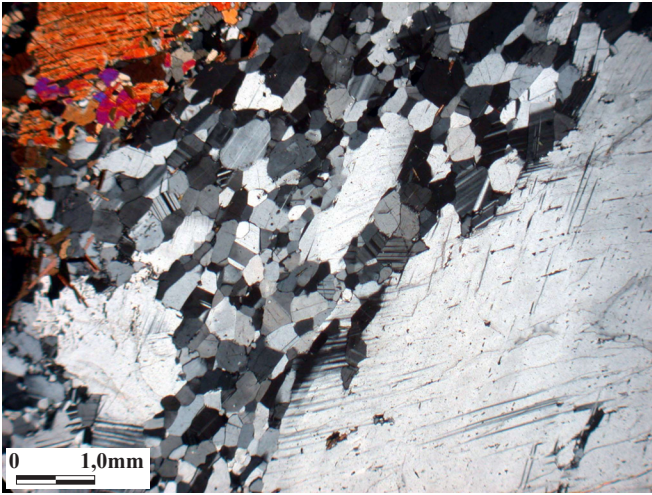
(e)



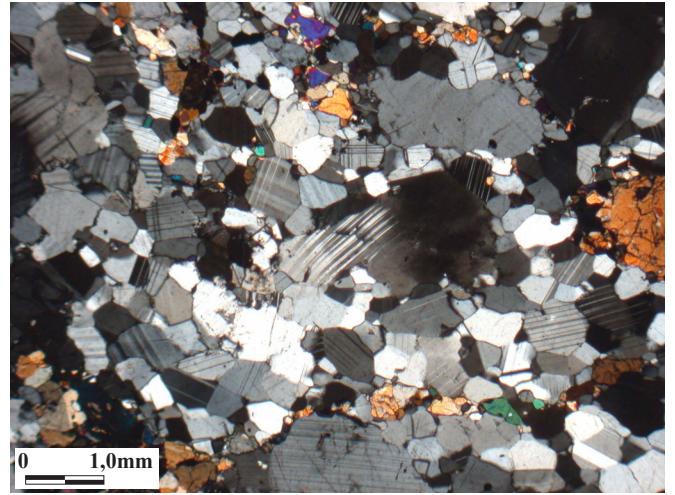
(f)

Prancha V.8 - Fotomicrografias das microestruturas da matriz de plagioclásio (nicóis cruzados).

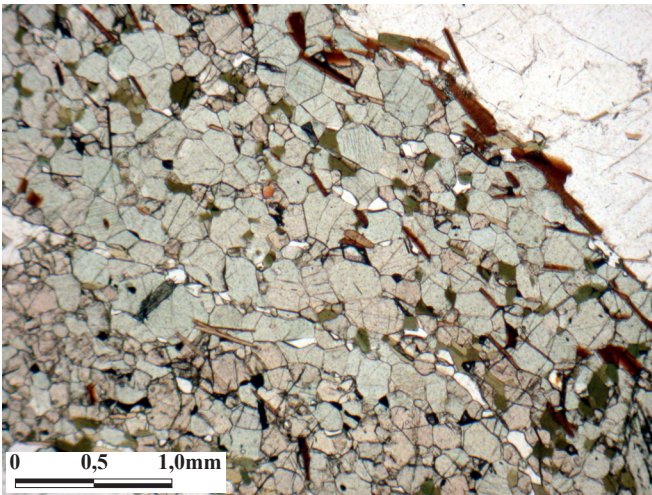
- (a) Visão geral da matriz das rochas anortosíticas analisadas. Ela é constituída, principalmente, de plagioclásio e, subordinadamente, de piroxênios, biotita e óxidos de Fe-Ti-V. Lâmina CM09-64/32.
- (b) Grãos de plagioclásio da matriz límpidos, sem indícios de deformação e/ou geminação ou com muito pouco destes aspectos deformacionais. Lâmina CM08-87/12.
- (c) Grãos de plagioclásio da matriz com geminação primária segundo a lei albita. Lâmina CM09-90/30.
- (d) Grãos de plagioclásio da matriz apresentando texturas poligonizadas com junções tríplexes a 120°. Lâmina CM09-85/30.
- (e) Grãos de plagioclásio da matriz com limites de grãos irregulares, formas ligeiramente alongadas e apresentando aspectos deformacionais tais como geminação em cunha e encurvamento de geminação. Lâmina CM08-81/5.
- (f) Grãos de plagioclásio da matriz apresentando tanto limites curvos, irregulares e ligeiramente suturados quanto retos e com junções tríplexes a 120°. Lâmina CM22-85/11.



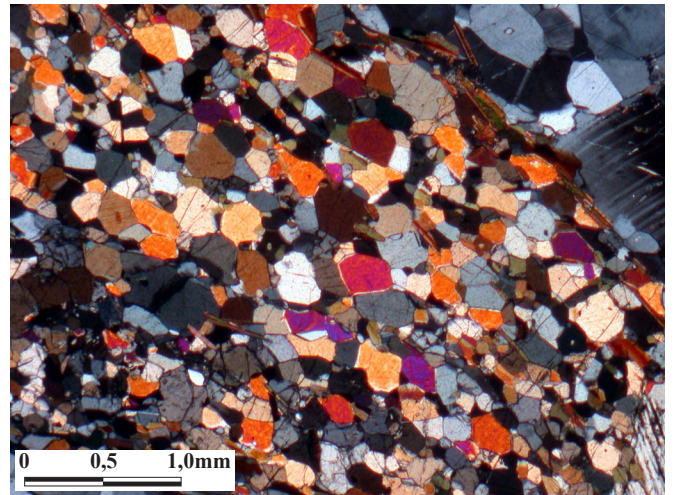
(a)



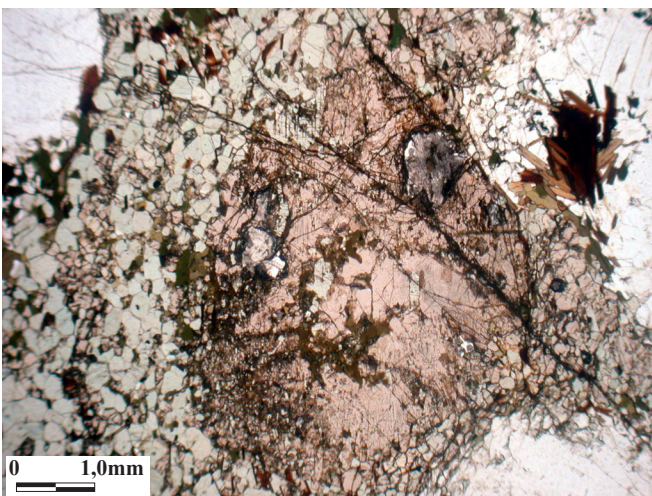
(b)



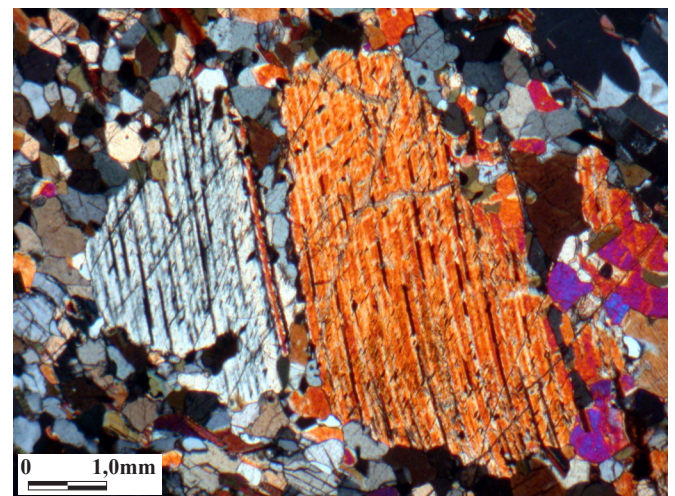
(c)



(d)



(e)



(f)

Prancha V.9 - Fotomicrografias das microestruturas dos minerais da matriz.

- (a) Grãos recristalizados de plagioclásio apresentando uma orientação preferencial de forma incipiente nas proximidades do porfiroclasto. Lâmina CM19-67/23 com nicóis cruzados.
- (b) Visão geral da matriz das rochas anortosíticas mostrando alguns aspectos deformacionais (extinção ondulante e geminação em cunha) dos grãos de plagioclásio. Lâmina CM09-76/18 com nicóis cruzados.
- (c) Grãos de piroxênios poligonais observados ao longo das margens de um porfiroclasto de piroxênio. Lâmina CM19-64/21 em luz plana.
- (d) Mesma fotomicrografia de (c) com nicóis cruzados. Lâmina CM19-64/21.
- (e) Porfiroclasto de piroxênio rodeado de grãos de piroxênios recristalizados. Lâmina CM20-77/8 em luz plana.
- (f) Grão reliquiar de clinopiroxênio com ex-solução de ortopiroxênio. Observa-se também que grãos recristalizados de piroxênio adentram este grão. Lâmina CM19-64/21 com nicóis cruzados.

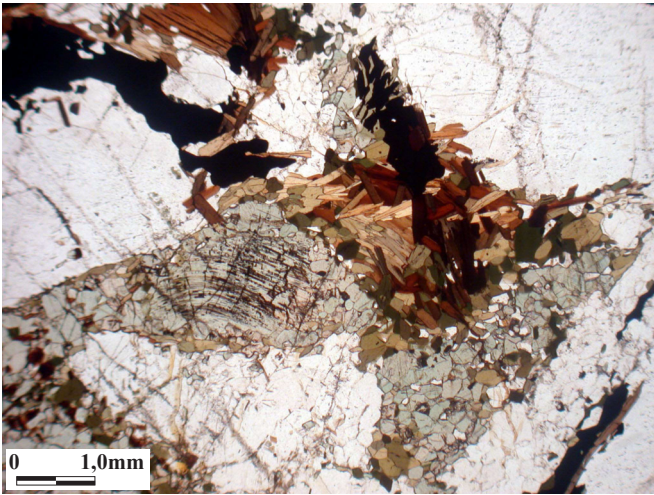
As microfraturas observadas nos porfiroclastos também se desenvolveram nos grãos recristalizados. Nestes grãos, estas fraturas podem se desenvolver dentro de um único grão ou elas podem cortar uns poucos grãos, mas são muito menos pervasivas do que nos porfiroclastos (Pranchas V.7f, V.8d, V.8e). Localmente, observam-se cristais maiores de plagioclásio que chegam a alcançar 1 mm. Esses cristais são relictos de porfiroclastos que não foram totalmente consumidos pela recristalização dinâmica.

V.5.2.3 - Microestruturas dos demais minerais da matriz

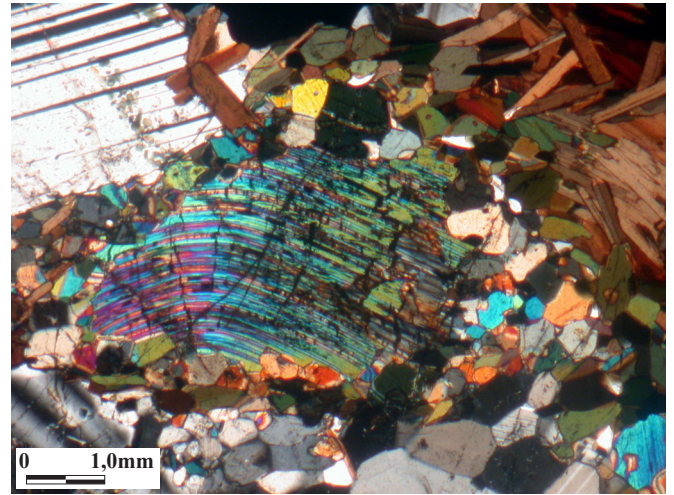
Depois do plagioclásio, os piroxênios são os minerais volumetricamente mais importantes da matriz, sendo o clinopiroxênio mais abundante que o ortopiroxênio. A presença do ortopiroxênio atesta que estas rochas alcançaram temperaturas e pressões compatíveis com a fácies granulito. As microestruturas dos piroxênios confirmam que estas rochas foram deformadas em altas temperaturas. Grãos recristalizados de orto e clinopiroxênio com tamanhos médios de 0,5 mm são observados ao longo das margens de porfiroclastos de piroxênio (Pranchas V.9c, V.9d, V.9e) e em zonas que cortam estes porfiroclastos (Prancha V.9f). Os grãos poligonais de piroxênio podem ter se formado por recristalização dinâmica, mas a ausência de subgrãos nos piroxênios sugere que eles podem ter se formado por microfraturamento ou cataclase, seguido por *annealing* dos fragmentos ou por cimentação dos fragmentos por sobrecrescimentos opticamente contínuos do mesmo mineral (Brodie & Rutter 1985). Os porfiroclastos de piroxênio ocasionalmente apresentam encurvamento da clivagem (Prancha V.10a, V.10b), atestando que estes porfiroclastos sofreram deformação dúctil (Prancha V.10c). Também apresentam ex-solução de orto em clinopiroxênio.

A biotita se apresenta de duas formas. A maioria dos grãos ocorre em forma de palhetas (Pranchas V.10a, V.10d) e contornando os porfiroclastos de plagioclásio, sugerindo uma origem magmática. Grãos sem forma definida e com forte pleocroísmo (Prancha V.10e) ocorrem associados, principalmente, aos agregados de minerais máficos e, subordinadamente, aos grãos em forma de palhetas que contornam os porfiroclastos de plagioclásio.

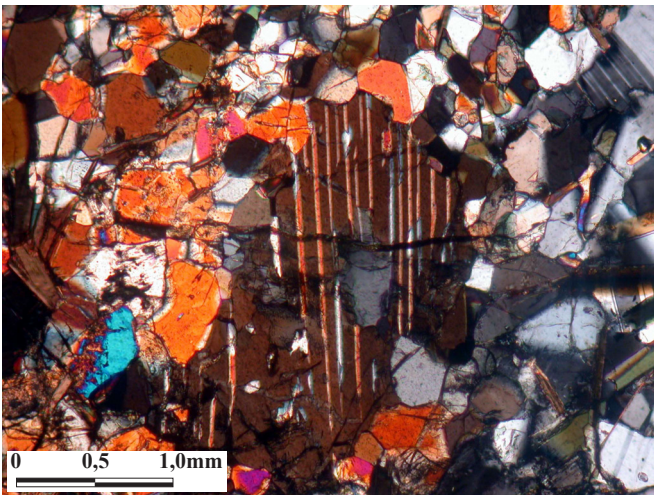
Os agregados de minerais máficos são constituídos principalmente de piroxênios. Os anfibólios ocorrem como minerais de alteração associados a estes minerais máficos (Pranchas V.9c, V.9e, V.10a). Os óxidos de Fe-Ti também estão associados aos agregados de minerais máficos e constituem produto de alteração destes minerais (Pranchas V.10d, V.10e). Estes óxidos também ocorrem como grandes cristais (oikocristais?), provavelmente cristalizadas durante ou após a deformação, uma vez que carregam pedaços de minerais deformados, de piroxênios com ex-solução e matriz de plagioclásio poligonizada (Prancha V.10f).



(a)



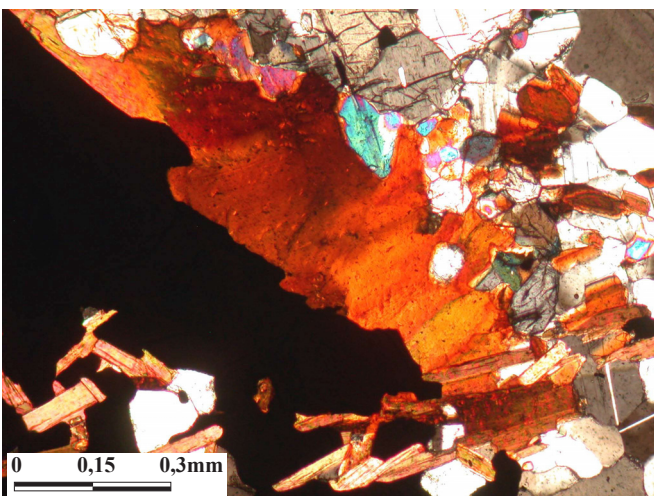
(b)



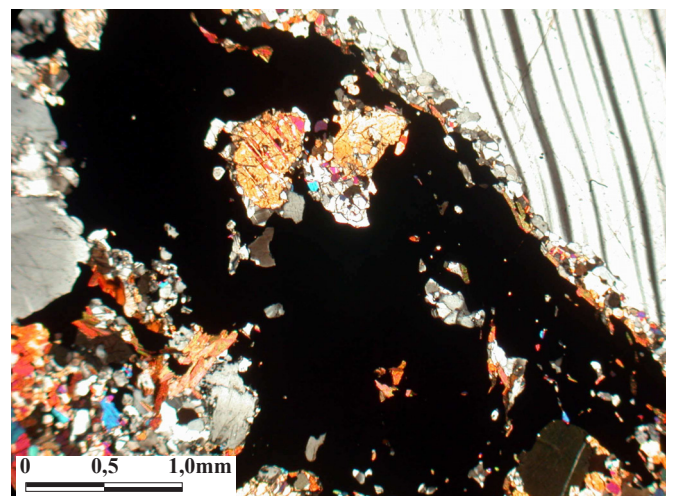
(c)



(d)



(e)



(f)

Prancha V.10 - Fotomicrografias das microestruturas dos minerais da matriz.

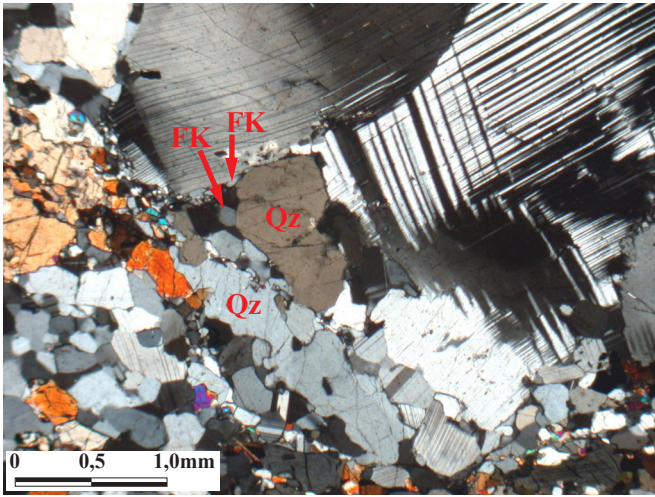
- (a) Aspecto geral dos agregados de minerais máficos. Lâmina CM19-67/23 em luz plana.
- (b) Porfiroclasto de piroxênio apresentando geminação encurvada. Lâmina CM09-76/18 com nicóis cruzados.
- (c) Grão de piroxênio apresentando ex-solução. Lâmina CM19-64/21 com nicóis cruzados.
- (d) Biotita em forma de palhetas. Lâmina CM19-64/21 em luz plana.
- (e) Biotita sem forma definida e com forte pleocroísmo. Lâmina CM20-77/8 com nicóis cruzados.
- (f) Grande cristal de óxido de Fe-Ti intersticial. Lâmina CM19-64/21 com nicóis cruzados.

A matriz também é constituída de quartzo, em proporções modais que alcançam até 5%. Ocasionalmente, ele encontra-se na forma de *ribbon* (Prancha V.11a, V.11b), sugerindo que ele já fazia parte da matriz da rocha quando ela foi deformada. Análises da matriz efetuadas em microsonda eletrônica mostraram que a mesma também é constituída de feldspato alcalino. Estes raramente são identificados em microscopia óptica, embora sua presença seja constante, principalmente em locais onde não seriam esperados, tais como na matriz que adentra os porfiroclastos de plagioclásio.

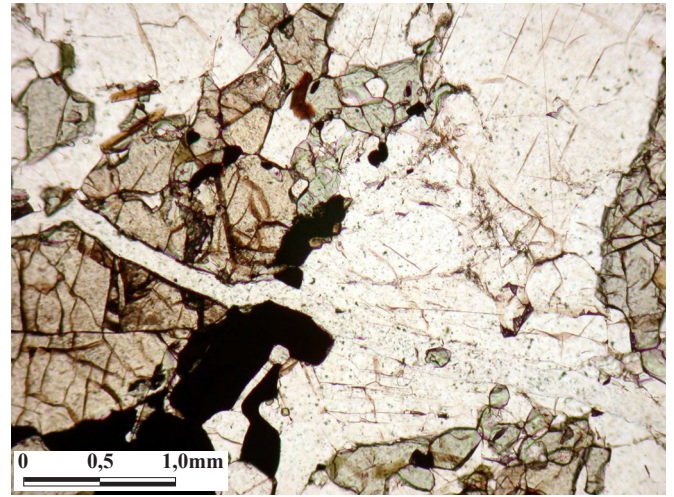
V.5.2.4 - Mecanismos de deformação do Maciço de Samaritana/Carapussê

As observações microestruturais das rochas anortosíticas do Maciço de Samaritana/Carapussê foram efetuadas ao microscópio óptico. Estas microestruturas foram comparadas com diversos dados de rochas ricas em plagioclásio, deformadas natural e experimentalmente, existentes na literatura (Jensen & Starkey 1985, Olsen & Kohlstedt 1985, Olesen 1987, Ji & Mainprice 1988, Kruse *et al.* 2001, Lapworth *et al.* 2002, Stünitz *et al.* 2003, Xie *et al.* 2003, Rosenberg & Stünitz 2003). Estes dados permitiram inferir e interpretar os mecanismos de deformação que, possivelmente, atuaram neste maciço.

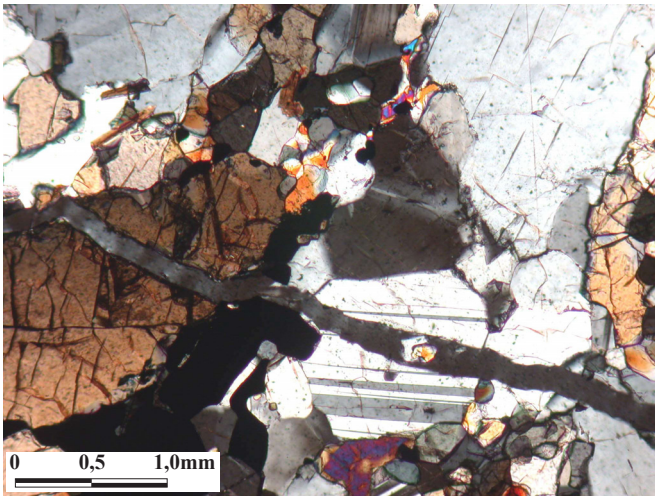
A interdependência do fraturamento e da deformação plástica cristalina observada experimentalmente tem implicações importantes para a deformação do plagioclásio na natureza. Esta relação foi demonstrada por Tullis *et al.* (1990) e por Tullis & Yund (1992). O início da deformação plástica nestes experimentos ocorreu em um regime de pressão e temperatura, onde o fraturamento distribuído é pervasivo nas amostras, e existem zonas plasticamente deformadas entre as fraturas. Feldspatos naturalmente deformados mostram evidência para o fraturamento durante a deformação de altas temperaturas, mesmo que esta ocorra em temperaturas tão altas quanto entre 700 e 900°C, quando o fluxo de discordâncias é claramente o mecanismo dominante (Goode 1978, Sodré Borges & White 1980, Brown & Macaudière 1984, Kruse & Stünitz 1999, Kruse *et al.* 2001). Assim, o fraturamento sempre acompanha a deformação plástica do plagioclásio na natureza e parece ser um precursor comum para a geração de discordâncias, certamente no regime de plasticidade de baixa temperatura. A geração de discordâncias devido a fraturamento já tinha sido descrita por McLaren & Pryer (2001). Estes autores sugeriram que, em um regime de deformação *semi-brittle*, existe não apenas a superposição dos processos de fraturamento e de deslizamento de discordâncias, mas que estes processos interagem e são mutuamente independentes. Desta forma, a interação de fraturamento e atividade de discordâncias provavelmente promove a transição da deformação rúptil para a plástica nos feldspatos. O fraturamento nos feldspatos é especialmente fácil devido aos seus dois perfeitos sistemas de clivagem (Tullis & Yund 1985, 1987, 1992, Hadzadeh & Tullis 1992). A interação entre fraturamento e atividade de discordâncias é potencialmente importante para outros minerais com sistemas de clivagem bem desenvolvidos, tais como anfibólios e piroxênios (Kenkmann & Dresen 2002).



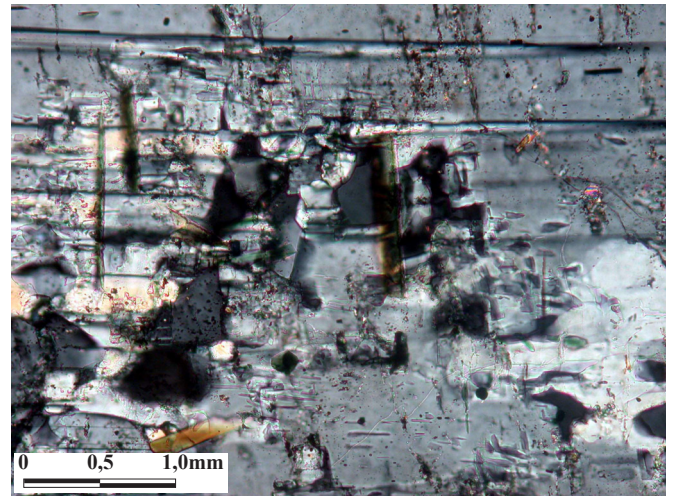
(a)



(b)



(c)



(d)

Prancha V.11

Prancha V.11 - Fotomicrografias das microestruturas dos minerais.

- (a) Presença de quartzo e feldspato alcalino na matriz da rocha anortosítica. O quartzo também se apresenta na forma de *ribbon*. Lâmina CM09-69/38 com nicóis cruzados.
- (b) Fratura aberta atravessando indistintamente porfiroclastos e matriz. Lâmina CM09-78/38 em luz plana.
- (c) Mesma fotomicrografia de (b) mostrando que a fratura está preenchida por um material isotrópico que carrega pedaços de minerais. Lâmina CM09-78/38 com nicóis cruzados.
- (d) Presença de alterações de baixa temperatura, tais como sericitização dos grãos de plagioclásio, em pequenas proporções. Lâmina CM20-63/30 com nicóis cruzados.

O primeiro mecanismo de deformação ativado é a geminação. Ela implica em um pequeno rearranjo da estrutura cristalina e só acomoda uma quantidade limitada de deformação. A natureza descontínua das geminações é indicativa de uma origem deformacional, e tais geminações ocorrem somente segundo as leis albíta e periclina. Ambas envolvem um cisalhamento de cerca de 8° (Vance 1961, Seifert 1964, Vernon 1965, Lawrence 1970). As geminações albíta são mais amplamente distribuídas do que as geminações periclina. Esta observação concorda com aquelas de Vance (1961) e White (1975), que sugerem que o esforço cisalhante resultante crítico para a geminação albíta é um pouco mais baixo do que para a geminação periclina. A diferença na abundância das geminações albíta e periclina não pode ser explicada em termos de diferenças no número de grãos orientados favoravelmente para a geminação sobre uma ou outra lei. A geometria da geminação é tal que, se o esforço de cisalhamento é alto sobre um dos sistemas de geminação, ele é também alto sobre o outro (Borg & Heard 1969). Com a continuação da deformação, esta progride para o deslizamento de discordâncias.

As demais microestruturas ópticas (extinção ondulante, subgrãos, bandas de deformação), além da presença do ortopiroxênio, são indicativas de que a deformação alcançou condições de fácies granulito. A extinção ondulante é formada mais precocemente na deformação. Um aumento na deformação (e tempo), resulta nos subgrãos opticamente observáveis e nas microestruturas de bandas de deformação (Olsen & Kohlstedt 1985). A maioria das bandas de deformação faz grandes ângulos com (001) e tem sido interpretada como resultado de deslizamento sobre este plano (Seifert 1965, Borg & Heard 1969, 1970, Vernon 1975, Debat *et al.* 1978, Goode 1978).

Dos dados existentes na literatura sobre a recristalização dinâmica do plagioclásio, alguns autores consideram que esta ocorre pelos processos de migração dos limites dos grãos e por rotação progressiva de subgrãos (Poirier & Guillopé 1979, Urai *et al.* 1986, Drury & Urai 1990), enquanto que outros sugerem que além destes dois processos, ela também ocorre por *bulging*. Na recristalização por migração dos limites dos grãos, a reestruturação dos grãos é acompanhada por uma rápida migração dos limites dos grãos entre núcleos sem deformação de rede cristalina e o grão parental deformado. Já na recristalização por rotação progressiva de subgrãos, a desorientação progressiva dos limites dos subgrãos leva eventualmente à formação de novos grãos de tamanhos quase iguais aos dos subgrãos.

Uma das características microestruturais que pode distinguir qual dos dois processos foi o dominante é a orientação cristalográfica dos grãos recristalizados em relação ao grão parental. Nos grãos recristalizados por rotação progressiva de subgrãos, existe um controle entre estes grãos e o seu grão parental. Para os grãos recristalizados pelo processo de migração dos limites dos grãos, pode ser difícil reconhecer os fatores que controlaram a orientação dos grãos recristalizados (Drury & Urai 1990, Ji & Mainprice 1990, Dornbusch *et al.* 1994). Se ambos os processos atuam simultaneamente, o processo dominante pode ser identificado por análises de desorientação. Com o aumento da densidade de discordâncias, a desorientação no limite do

subgrão também aumenta até que ele se torne um limite de grão de alto ângulo (Fitz Gerald *et al.* 1983, Cahn 1983, Drury *et al.* 1985, Drury & Urai 1990). Assim, a geometria do limite do grão observado não necessariamente representa a relação inicial entre grãos vizinhos. Entretanto, a desorientação cristalográfica entre dois grãos não é mudada por migração dos limites dos grãos e proporciona uma ferramenta útil para a determinação dos processos de recristalização.

Durante a recristalização, as orientações cristalográficas dos grãos mudam, e grãos de certas orientações podem crescer enquanto outros são consumidos. O crescimento, o consumo e o processo de recristalização dominante dependem da densidade de discordâncias e da ativação de determinados sistemas de deslizamento que, por sua vez, dependem da orientação dos cristais em relação à direção de esforço principal. Os grãos podem ser divididos nos que estão orientados convenientemente para o deslizamento e nos que não estão orientados convenientemente para o deslizamento. Karato (1987, 1988) mostrou que as taxas de recristalização e reorientação são diferentes nos dois tipos de grãos. Eles podem ser formados por um aumento na deformação e recristalização e geralmente sua dimensão maior se encontra aproximadamente paralela à foliação da rocha, a qual é definida pelos agregados de minerais máficos. Com relação às formas alongadas e globulares dos porfiroclastos de plagioclásio, observa-se que os grãos alongados estão geralmente paralelos à foliação da rocha e que estes possuem abundantes microestruturas de deformação plástica. Isto sugere que eles estão em posição mais favorável ao deslizamento do que os globulares.

Neste maciço, as microestruturas sugerem que os dois processos de recristalização dinâmica estiveram ativos (Burgos *et al.* 2003a). A presença de porfiroclastos de plagioclásio dividido em subgrãos mostrando intervalos de desorientação dos limites dos grãos entre estes e o grão parental é interpretada como resultado de recristalização por rotação de subgrãos. Além disto, este processo é normalmente sujeito a um controle hospedeiro, conforme demonstrado por Vernon (1975) para o plagioclásio. No presente caso, análises efetuadas pelo método EBSD (detalhadas no capítulo a seguir) demonstraram que pelo menos parte desta matriz tem um controle do grão parental (Burgos *et al.* 2003b), o que reforça a atuação do processo de recristalização por rotação de subgrãos. A rotação progressiva de subgrãos é uma maneira eficiente e bem estabelecida de gerar novos grãos durante a recristalização dinâmica em moderadas temperaturas dentro do regime de fluxo de discordâncias (Hobbs 1968, Urai *et al.* 1986, Drury & Urai 1990, Hirth & Tullis 1992, Yund & Tullis 1991).

O significado das microestruturas de deformação é ressaltado pelo conhecimento da temperatura nas quais elas foram formadas (Hobbs 1985). Ashby (1972) introduziu o conceito de mapas de mecanismos de deformação para estudar a deformação das rochas. Nestes mapas, as condições sob as quais um mecanismo de deformação domina é plotado em um espaço temperatura x esforço a um tamanho de grão constante, ou em um espaço esforço x tamanho do grão a temperatura constante para diferentes velocidades de deformação (Langdon 1985, Poirier 1985). A recristalização tipicamente começa no início da fácies anfíbolito ou em

temperaturas ligeiramente mais baixas (Voll 1976, Altenberger *et al.* 1987). Em temperaturas acima de cerca de 500°C as microestruturas de deformação estão principalmente relacionadas a uma associação de deslizamento e salto de discordâncias, enquanto que em temperaturas mais baixas o deslizamento de discordâncias é dominante (Gandais & Willaime 1984). Assim, encurvamento e *kinking* são comuns na fácies xisto verde alto.

Em condições metamórficas de baixo grau (fácies xisto verde a anfíbolito baixo), o plagioclásio deforma amplamente de uma forma rúptil (Wakefield 1977, Bossière & Vauchez 1978, Debat *et al.* 1978, Lawrence 1978, Mitra 1978, Berthé *et al.* 1979, White *et al.* 1980). Os porfiroclastos de plagioclásio das rochas anortosíticas dos maciços da Samaritana e de Carapussê estão fraturados, e estas fraturas ocasionalmente atravessam a matriz. Foram observadas, embora raramente, fraturas abertas atravessando indistintamente porfiroclastos e matriz, preenchidas por um material isotrópico que carrega pedaços dos minerais destas rochas (Pranchas V.11b, V.11c). Alterações de baixa temperatura, tais como sericitização do plagioclásio, estão presentes em pequenas proporções (Pranchas V.11d, V.11e). Estes aspectos são indicativos de uma deformação rúptil posterior à deformação de alta temperatura, provavelmente relacionada ao soergimento deste maciço.

Quanto à matriz destas rochas, duas interpretações são possíveis quanto à sua origem: (i) ela foi formada somente por recristalização dos porfiroclastos; ou (ii) a rocha já possuía inicialmente uma textura magmática bimodal. As análises das microestruturas indicaram que o anortosito possuía uma textura inicialmente bimodal e que parte da matriz foi formada por recristalização dinâmica. Há evidências de duas gerações de grãos recristalizados. A primeira geração de novos grãos é formada por rotação de subgrãos e contém tanto subgrãos como geminação mecânica em cunha, os quais são substituídos por uma segunda geração de novos grãos opticamente sem deformação. Estes grãos sem deformação provavelmente foram criados por recristalização por migração dos limites dos grãos, e como grande parte dos limites dos grãos são retos e tendem a se intersectar a 120°, este processo deve ter sido dirigido pela energia de superfície nos seus estágios finais.

Todavia, microestruturas como subgrãos nos limites dos porfiroclastos indicam que pelo menos parte dos grãos de plagioclásio e piroxênios que formam a matriz foi formada por uma redução de tamanhos de grãos durante uma recristalização dinâmica induzida por deformação (acumulação de discordâncias durante o deslizamento intracristalino) (Nicolas & Poirier 1976, Ji & Mainprice 1990).

As observações efetuadas ao microscópio óptico das amostras do Maciço de Samaritana/Carapussê parecem indicar que houve a atuação de mais de um mecanismo de deformação. A interpretação das microestruturas aponta para fluxo de discordância acomodado pela recristalização (*recrystallisation-accommodated dislocation creep*), que é a combinação de deslizamento intracristalino e recristalização dinâmica, como o

mecanismo de deformação dominante destas rochas. Entretanto, a contribuição de outros mecanismos não pode ser descartada, como por exemplo, *annealing*, pois existem grãos da matriz indeformados.

Todas as microestruturas observadas são conseqüências de defeitos da rede cristalina em microescala e estão diretamente relacionadas aos processos de deformação, embora raramente seja possível caracterizar estes defeitos somente utilizando as observações efetuadas em um microscópio óptico. Para uma caracterização mais efetiva dos mecanismos de deformação, geralmente são necessários estudos de resolução mais alta, envolvendo microscopia eletrônica, como por exemplo, aqueles efetuados em um MET. Embora no presente trabalho as amostras não tenham sido analisadas em um MET, existem vários trabalhos na literatura (Gandais & Willaime 1984, Marshall & McLaren 1977, Willaime *et al.* 1979, Olsen & Kohlstedt 1985), que correlacionam microestruturas de deformação de cristais de plagioclásio deformados experimentalmente e naturalmente observadas em um microscópio óptico com as observadas em um MET.

A técnica EBSD - *electron backscatter diffraction*

VI.1 - Orientações preferenciais cristalográficas: da platina universal ao microscópio eletrônico de varredura

As relações existentes entre os eixos ópticos e os eixos cristalográficos permitem determinar a orientação cristalográfica de minerais (Deer *et al.* 1966). As orientações preferenciais cristalográficas (OPCs), conhecidas em inglês pelas siglas LPO (*lattice preferred orientation*) ou CPO (*crystal preferred orientation*), e as orientações preferenciais de forma (OPFs), SPO (*shape preferred orientation*) em inglês, são alguns dos tipos de orientações preferenciais que podem ser estudados em minerais.

Apesar do plagioclásio ser o mineral mais abundante na crosta terrestre (Ronov & Yaroshevsky 1969), existem poucos trabalhos enfocando o estudo de suas orientações preferenciais quando comparado a outros minerais, a exemplo do quartzo, olivinas, piroxênios e calcita. Muito pouco é conhecido sobre as orientações preferenciais que ele desenvolve durante a deformação e a recristalização. Esta falta de dados é devida, principalmente, a sua grande variação química (de $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ para $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), que é acompanhada por uma mudança contínua nos seus parâmetros de rede cristalina, e por sua simetria triclinica. As OPCs podem ser utilizadas para fornecer valiosas informações sobre o plagioclásio, dentre elas:

- (i) o seu comportamento reológico e mecanismos de deformação (Wenk *et al.* 1986; Ji *et al.* 1988; Benn & Allard 1989, Schmid & Casey 1986, Wenk & Christie 1991);
- (ii) na análise cinemática e dinâmica de rochas tectonizadas, permitindo a identificação das direções e sentido do movimento, respectivamente, dos esforços atuantes e a sua orientação (Egydio-Silva & Mainprice 1999);
- (iii) para modelar a anisotropia de outras propriedades físicas, contribuindo assim para os estudos de anisotropia sísmica da crosta (Barruol *et al.* 1992, Ji *et al.* 1993, Seront *et al.* 1993, Ji & Mainprice 1988, Mainprice & Nicolas 1989).

Quanto as OPFs, estas podem ser usadas para determinar o sentido de cisalhamento do fluxo magmático (*magmatic shear sense*), o qual é importante para a análise da deformação na câmara magmática (Benn & Allard 1989).

Antes do desenvolvimento das técnicas de medida de orientações cristalográficas por difração eletrônica, os trabalhos publicados sobre as OPCs do plagioclásio em amostras deformadas naturalmente ou

experimentalmente determinavam as orientações preferenciais da indicatriz óptica (Shelley 1979, Suwa 1979, Ji *et al.* 1994, Wenk *et al.* 1986, Ji *et al.* 1988, Ji & Mainprice 1988, 1990). Ao microscópio óptico, a medida das OPCs é feita com uma platina universal de 5 eixos montada sobre o microscópio e baseia-se nas relações existentes entre as propriedades ópticas de um mineral e sua estrutura cristalográfica. Com este instrumento, medidas das indicatrizes ópticas, dos planos de clivagem ou dos planos de composição das geminações são relativamente diretas. Este método de medida das OPCs utilizando a platina universal apresenta algumas limitações:

- (i) ele é muito demorado;
- (ii) como as informações cristalinas obtidas se limitam as indicatrizes ópticas, a orientação do cristal pode ser determinada se houver uma correspondência entre as indicatrizes ópticas e os eixos cristalográficos principais, como por exemplo, no caso de minerais ortorrômbicos (olivinas e ortopiroxênio). Nestes minerais, as direções das indicatrizes ópticas (N_p , N_m e N_g ou α , β e γ) são paralelas às principais direções cristalográficas, permitindo assim que as orientações preferenciais cristalográficas possam ser inferidas diretamente das medidas das indicatrizes. Para minerais uniaxiais (calcita ou quartzo), como somente a orientação de um eixo pode ser conhecida, as informações para a determinação das propriedades físicas são insuficientes. Para minerais monoclinicos (diopsídio), somente um eixo cristalográfico corresponde a uma indicatriz óptica. Para os de simetria triclinica, como é o caso do plagioclásio, os eixos da indicatriz óptica não são paralelos aos eixos cristalográficos. Sendo assim, nenhuma das principais direções cristalográficas pode ser inferida diretamente da indicatriz. Para determinar a orientação do cristal nestes casos, é necessário medir um plano cristalográfico suplementar (clivagem ou geminação) para minerais monoclinicos, ou dois planos, para minerais triclinicos. Principalmente no caso do plagioclásio, a utilização da platina universal para a obtenção de dados quantitativos de orientações preferenciais cristalográficas é muito trabalhosa;
- (iii) não se pode medir a orientação cristalográfica de minerais opticamente isotrópicos;
- (iv) não se pode medir grãos de tamanho muito pequeno.

As medidas das OPCs em um microscópio eletrônico de varredura (MEV) permitiram superar estas limitações (Lloyd & Hall 1981, Christiansen 1986, Lloyd & Ferguson 1986, Ferguson *et al.* 1987, Lloyd *et al.* 1987). Nos últimos 50 anos, houve um grande progresso no entendimento do fenômeno da difração de elétrons baseado em um MEV e no seu uso para gerar importantes informações para geocientistas e cientistas dos materiais.

VI.1.1 - Microscopia eletrônica de varredura - fundamentos

Em um MEV, um feixe eletrônico varre a superfície da amostra. A interação entre o feixe de elétrons e amostra produz a emissão de diferentes sinais. Entre a amostra e os elétrons incidentes, existem interações

inelásticas e elásticas. Quando ocorre uma interação inelástica, o elétron incidente perde parte de sua energia cinética, e dá origem aos elétrons secundários, que são elétrons de superfície cuja energia é inferior a 50 eV, e à emissão de radiação no espectro visível. A interação elástica entre os elétrons incidentes e os átomos da amostra dá origem aos elétrons retroespalhados. Como os elétrons não perdem sua energia cinética durante a interação, a energia dos elétrons retroespalhados é próxima àquela dos elétrons incidentes.

A exploração dos diferentes sinais produzidos por um MEV faz deste um instrumento de numerosos usos, dentre eles:

- (i) os elétrons secundários, que são elétrons de superfície, fornecem uma imagem da topografia e das variações de orientações dos cristais;
- (ii) através da análise da intensidade de emissão de elétrons retroespalhados, que é função do quadrado do número atômico do material varrido (Goldstein *et al.* 1981), obtém-se uma imagem em contraste de número atômico médio dos minerais;
- (iii) a emissão de radiação no espectro do visível é utilizada para a catodoluminescência. Ela oferece a possibilidade de ver as impurezas e os defeitos dentro dos cristais;
- (iv) os raios X permitem fazer análises químicas qualitativas;
- (v) enfim, a utilização da difração de elétrons retroespalhados pela rede cristalina (em inglês, *electron backscattered diffraction* - EBSD) (Newbury & Yakowitz 1975), permite obter a orientação cristalográfica do material.

VI.2 - Histórico e generalidades

A maior parte (>95%) do sinal retroespalhado é devida ao contraste de número atômico médio. Contudo, nos materiais cristalinos, uma parte do sinal é produzida pela interação entre os elétrons incidentes e a estrutura cristalográfica. Os elétrons incidentes vão penetrar na rede cristalina e vão ser canalizados entre os planos atômicos. Os elétrons difratados vão formar uma imagem de difração da rede cristalográfica, composta de bandas mais ou menos largas e brilhantes chamadas bandas de Kikuchi (Fig. VI.1) (Kikuchi 1928), cuja simetria vai refletir a simetria do cristal neste ponto de medida.

Na década de 50, Alam *et al.* (1954) descreveram uma técnica de difração de elétrons capaz de fornecer informações cristalográficas locais da amostra analisada. Entretanto, a sua aplicação em um MEV só foi possível nos anos 70, após a divulgação do trabalho de Venables & Harland (1973). No final da década de 70 esta técnica foi aprimorada com o advento dos sistemas de aquisição de vídeo e correção de imagens (Newbury & Yakowitz 1975).

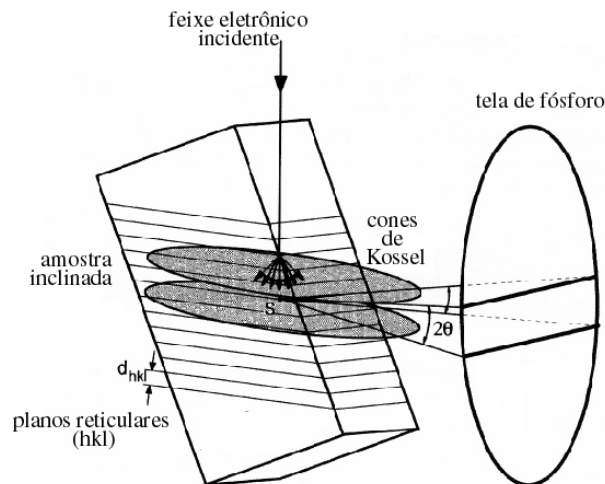


Figura VI.1 - Formação das linhas de Kikuchi seguida da difração de elétrons sobre os planos reticulares (após Randle & Engler 2000).

A técnica EBSD possibilita extrair informações relacionadas à estrutura do cristal, fornecendo as relações entre cristalografia, morfologia, química e propriedades físicas da amostra a ser investigada. Esta poderosa ferramenta analítica permite uma rápida e acurada medida de orientação de cristais individuais e com grande precisão. A sua principal vantagem é que a microestrutura pode ser ligada à cristalografia em pontos específicos definidos pelo usuário. As principais aplicações desta técnica são em medidas de orientação e desorientação (*misorientation*), identificação de fases, avaliação de deformação e tamanho verdadeiro dos grãos. Em se tratando do plagioclásio, ela tem a vantagem de ser rápida e precisa embora, até então, poucos laboratórios tenham um MEV acoplado com um sistema EBSD.

VI.3 - Princípios da técnica EBSD

Embora não seja necessário compreender a origem da informação contida nas imagens dos EBSPs para adquirir os dados de orientação cristalográfica, é importante considerar os diferentes princípios (Ben Ismaïl 1999):

(i) as linhas de Kikuchi são produzidas por elétrons do feixe incidente que sofreram dois tipos de interação na amostra. Uma primeira interação inelástica produz uma dispersão do feixe de elétrons. Esta mudança de direção pode ser tal que um elétron desviado se encontra em posição de Bragg para uma família de planos reticulares (hkl). Ele é então difratado (interação elástica) pela família de planos reticulares e sofre uma mudança de direção 2θ (Fig. V.1). As difrações de elétrons pelos planos reticulares se fazem com um ângulo θ (ângulo de Bragg) que satisfaz à lei de Bragg (Bragg & Bragg 1949):

$$n \lambda = 2d_{hkl} \sin \theta,$$

onde d é a distância interreticular, n é um número inteiro (ordem de reflexão) e λ é o comprimento de onda que é inversamente proporcional à energia dos elétrons incidentes (Alonso & Finn 1979). A difração se faz em três dimensões e dá origem a dois cones de difração, que são chamados cones de Kossel. Existe mais energia dentro dos dois cones que barulho de fundo. Sobre uma tela de fósforo, os dois cones produzirão duas linhas que delimitarão uma zona brilhante de espessura proporcional a 2θ , que é uma banda de Kikuchi.

(ii) os elétrons difratados no EBSD provêm da parte superior da amostra. Quanto mais os elétrons incidentes forem energéticos, mais importante será a profundidade de penetração destes elétrons na amostra.

(iii) por outro lado, o aumento da energia do feixe incidente não aumenta consideravelmente a energia dos elétrons difratados. Uma variação de energia do feixe incidente de 10 a 49 KeV provoca somente um aumento de 10% da energia dos elétrons difratados (Goldstein *et al* 1981). Este fraco aumento de energia está ligado a um aumento do volume de interação: quanto mais um elétron penetrar em profundidade na amostra, maior será a perda de sua energia por interação inelástica. Com os fenômenos de difração se produzindo em pouca profundidade (da ordem de 30 nanômetros), os elétrons de alta energia são concentrados sobre uma banda energética próxima àquela dos elétrons incidentes. Os elétrons retrodifundidos de fraca energia são fracos demais para fazer cintilar a tela de fósforo. O barulho de fundo é formado pelos elétrons que não foram difratados pela estrutura cristalina.

(iv) o aumento do ângulo de incidência provoca uma diminuição do volume de interação dos elétrons: quanto maior a importância do ângulo de incidência mais os elétrons difratados terão uma energia próxima dos elétrons incidentes (Goldstein *et al.* 1981).

Destes princípios, ressalta-se um certo número de pontos que justificam que a análise das bandas de Kikuchi é apropriada para determinar a orientação preferencial da rede cristalina:

(i) a perda de energia dos elétrons por interação inelástica com a amostra é fraca com relação à energia do feixe incidente, da ordem de 1% (Alam *et al.* 1954). Conseqüentemente, as bandas de Kikuchi são perfeitamente bem marcadas.

(ii) os cones de Kossel são diretamente ligados à orientação dos planos reticulares. A interseção de um cone de Kossel com a tela de fósforo corresponde a um plano reticular. A orientação de uma banda de Kikuchi formada por um par de cones de Kossel corresponde à orientação de uma família de planos reticulares. Conseqüentemente, os ângulos entre as bandas de Kikuchi correspondem aos ângulos que as famílias dos planos reticulares fazem entre eles, e a interseção entre duas bandas representa uma direção cristalográfica.

(iii) a distância entre um par de cones de Kossel é proporcional ao ângulo 2θ . Conseqüentemente, segundo a lei de Bragg, a largura de uma banda de Kikuchi é inversamente proporcional à distância interreticular.

(iv) a utilização de elétrons muito energéticos (15 a 20 kV) é devido ao fato de que quanto mais forte a energia dos elétrons menor o comprimento de onda emitido (Alonso & Finn 1989). Conseqüentemente, para satisfazer a lei de Bragg, o termo em $\sin \theta$ deve ser pequeno, assim como os ângulos de Bragg devem ser menores para elétrons muito energéticos ($\sim 0,5^\circ$) e as seções de um par de cones serão quase direitas e paralelas sobre uma tela de fósforo plana.

(v) a imagem em duas dimensões recolhida sobre a tela de fósforo corresponde à projeção de uma parte da esfera de difração sobre o plano. Para analisar as relações geométricas da imagem EBSP, uma projeção goniônica é utilizada: o centro da projeção é a imagem do ponto de impacto do feixe de elétrons incidentes sobre a amostra. Este tipo de projeção é escolhido pela sua simplicidade de cálculo.

Em teoria, o volume de difração dos elétrons deveria ser de tamanho inferior a um cristal perfeito. Para os materiais policristalinos, o tamanho do feixe deve ser inferior ao tamanho das variações das orientações cristalográficas (grãos diferentes, variação de composição, presença de inclusões ou impurezas). Como o feixe tem uma resolução de meio micron, esta técnica é adaptada à maior parte dos minerais.

VI.4 - A aparelhagem: funções e configurações

As medidas das OPCs desta pesquisa foram adquiridas no Laboratório de Tectonofísica da Universidade de Montpellier II, na cidade de Montpellier, França, utilizando um MEV equipado com um sistema EBSD, através da indexação de padrões de difração de elétrons retroespalhados (Lloyd *et al.* 1991, Adams *et al.* 1993, Dingley & Field 1997). O MEV utilizado nas análises é um JEOL JSM 5600 (Figs. VI.2, VI.3) acoplado a um microcomputador com uma platina controladora DEBEN de 3 eixos (Fig. VI.4). O sistema EBSD possui uma tela de fósforo e lentes, com uma câmera *Photonic Science CoolView CCD* conectada a um sistema de análises de imagem Argus-10 (Fig. VI.4), o qual proporciona correções de fundo (*background*), e um microcomputador que utiliza a tecnologia HKL com o *software Channel+* da *HKL Technology* (Fig. VI.5).

A técnica experimental para a aquisição de EBSPs em um MEV é simples: a amostra é fortemente inclinada em relação ao feixe eletrônico incidente ($\sim 70^\circ$), e o sinal difratado é captado por uma tela de fósforo que fica no interior da câmara do MEV. Esta tela está situada na frente de uma câmara junto a um sistema de tratamento de imagens. A imagem do EBSP é então numerizada e o *software Channel+* (Schmidt & Olesen 1989) permite analisar o diagrama e obter as informações cristalográficas.



Figura VI.2 - Visão geral do microscópio eletrônico de varredura acoplado com o sistema EBSD da Universidade de Montpellier II.

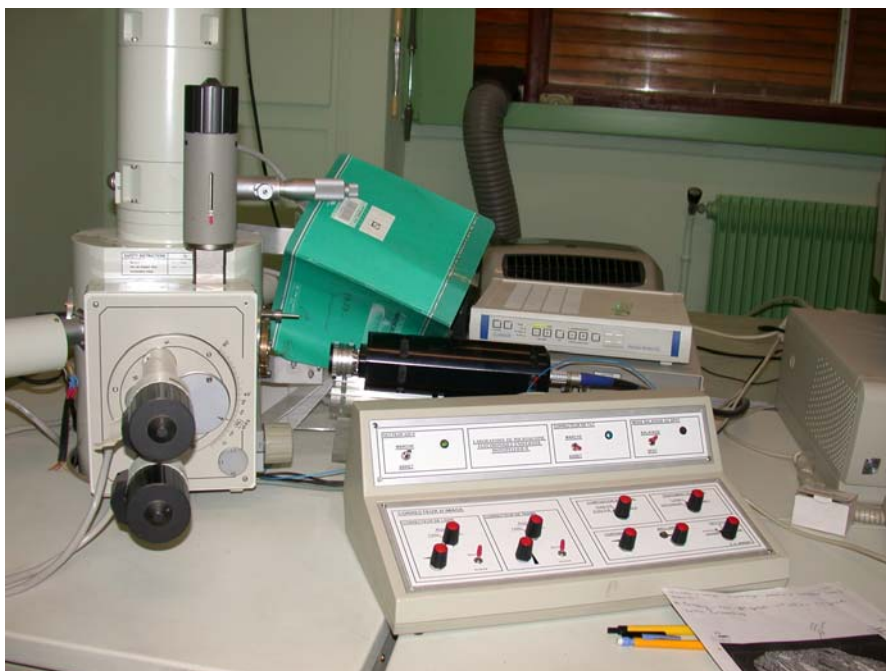


Figura VI.3 - Detalhe do microscópio eletrônico de varredura mostrando a câmara (onde é colocada a lâmina), o canhão, os eixos do microscópio, a câmera de alta resolução e baixa luz e o corretor de sinais.



Figura VI.4 - Detalhe do sistema EBSD acoplado ao microscópio eletrônico de varredura mostrando os microcomputadores e a platina motorizada.

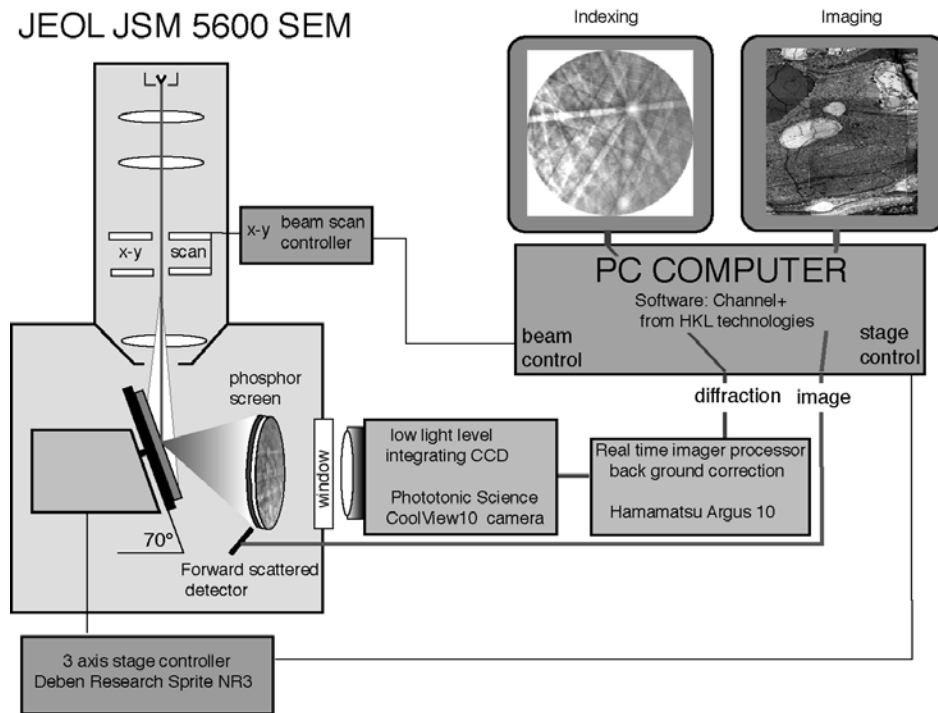


Figura VI.5 - Esquema interno do funcionamento do sistema EBSD.

O MEV é programado para funcionar controlado por computador. Mas, nas análises efetuadas nesta pesquisa, o procedimento de aquisição dos padrões foi manual. Antes de começar as análises são feitos os seguintes procedimentos: centragem do feixe de elétrons incidentes (regulagem manual), regulagem do brilho (regulagem automática), colocação da imagem perfeitamente sobre a banda central da zona a ser varrida (regulagem manual), e regulagem do diafragma (regulagem manual). O sistema é perfeitamente eucêntrico, isto é, em qualquer ponto da amostra onde está sendo feita a medida, a distância percorrida pelo feixe de elétrons incidente (*work distance*, WD) não varia.

Dentro da câmara do microscópio, existe uma platina porta-objeto que é motorizada para que sejam efetuados os deslocamentos automáticos da amostra em X e Y. O deslocamento em X corresponde a um deslocamento segundo o eixo horizontal e em Y, a um deslocamento ao longo da linha de maior declive da superfície inclinada. Para as análises podem ser usadas seções polidas (10 cm² de área) ou lâminas delgadas cuidadosamente polidas. No presente caso, foram utilizadas lâminas delgadas polidas de 3,5 x 3,5 cm. Estas lâminas são colocadas em um porta-objeto e este conjunto é cuidadosamente inserido na platina do microscópio e submetido a vácuo. Esta platina possui uma inclinação a 70° da horizontal e no presente caso utilizou-se uma distância de trabalho (WD) de 41 mm, o que permitiu analisar a totalidade da superfície das lâminas.

Quando se trabalha com amostras orientadas, utiliza-se a lineação da rocha paralela ao eixo X do MEV como referencial de colocação da amostra na platina. A figura VI.6 mostra a orientação ideal de uma amostra quando do seu corte e da sua colocação no MEV.

A preparação da amostra é essencial para a obtenção de boas figuras de difração, sobretudo para que o sinal fique estável não só durante uma medida, mas por várias horas (Lloyd *et al.* 1987). Como já foi visto, tudo se passa nos primeiros trinta nanômetros da amostra. É necessário trabalhar sobre uma superfície perfeitamente plana e particularmente bem limpa. As análises foram efetuadas utilizando-se lâminas delgadas cuidadosamente polidas, elaboradas através de técnicas desenvolvidas na própria Universidade de Montpellier II, por Christophe Nevado. A qualidade do polimento das lâminas e a manipulação adequada por parte do usuário são fundamentais para a aquisição de bons padrões. Como as lâminas de rochas possuem uma fraca condutividade elétrica, as lâminas foram fixadas no porta-objeto por uma fita adesiva de cobre, com o objetivo de reduzir o efeito das cargas que se acumulam na superfície da amostra.

Uma tela de fósforo é localizada próxima à seção delgada para coletar os elétrons retroespalhados e emitir uma imagem fotônica que são os EBSs. Ela é uma placa de vidro de 58 mm, perfeitamente plana e recoberta por uma fina camada de fósforo, que é colocada a cerca de 25 mm da amostra, paralelamente ao feixe de elétrons incidente e perpendicular à peça polar (Fig. VI.7). Os elétrons retroespalhados cintilam

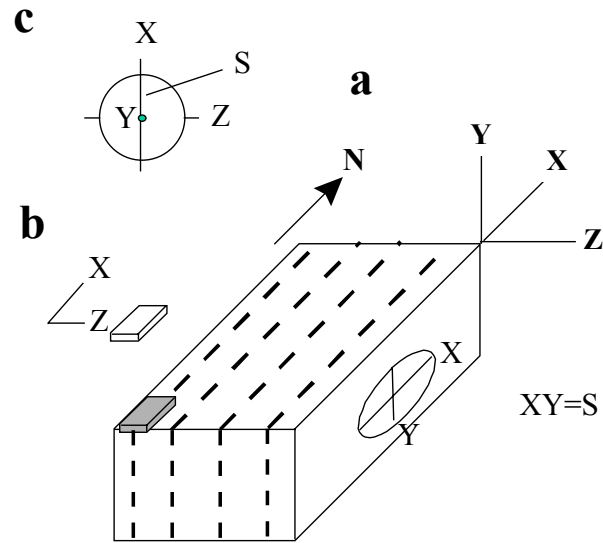


Figura VI.6 - Orientação ideal de uma amostra para estudos de EBSD. Em (a) é mostrado o sistema de referência externo X-Y-Z que corresponde aos eixos de elipsóide de *strain*. O plano XY corresponde a uma foliação S de direção N-S, subvertical. (b) corresponde a orientação da lâmina delgada; ela foi cortada no plano XZ, perpendicular ao plano de foliação. Em (c) é mostrado o sistema de referência externo no estereograma de projeção.

sobre o fósforo para fornecer a imagem dos padrões. Esta tela está anexada a um tubo de fibra óptica localizado na parte exterior do MEV contendo uma câmera digital CCD de alta resolução e baixa luz na outra extremidade, que transforma o sinal em uma imagem fotônica do padrão de difração (Fig. VI.8). Este sinal é então transferido diretamente para um microcomputador por processamento digital, subtraindo o barulho de fundo pelo sistema de tratamento de imagem Argus 20, e indexado utilizando o *software* CHANNEL+. Este barulho de fundo é subtraído da totalidade do sinal recebido para que a imagem seja, em teoria, constituída inteiramente pelos elétrons retrodifundidos que interagiram com os planos reticulares (Ben Ismaïl 1999). A cada ponto de medida, a orientação cristalográfica inteira, que é descrita pelos ângulos de Euler (φ_1 , θ , φ_2), é determinada com uma precisão melhor que 1° (Krieger Lassen 1996) e é armazenada automaticamente em um arquivo.

A técnica EBSD permite obter, a partir da difração de elétrons retrodifundidos, a orientação espacial de todos os minerais, com uma resolução da ordem de 1 micron, e em pouco tempo. Além do mais, graças a uma platina motorizada acoplada ao MEV, é possível fazer um grande número de medidas por lâmina delgada assim como cartas de orientação cristalográfica. Tais dados podem ser processados e representados de várias formas tais como figuras pólos, orientações ideais, ângulos de Euler e desorientações. Os dados cristalográficos podem então ser relacionados a aspectos microestruturais e assim fornecer explicações de muitos aspectos do comportamento do material.

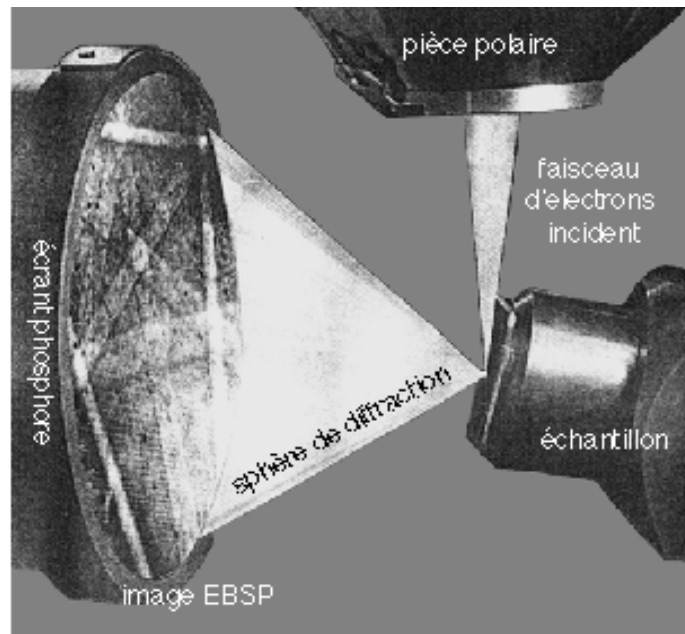


Figura VI.7 - Representação da formação de imagem EBSD em uma tela de fósforo. A amostra está inclinada a 70° (Ben Ismaïl 1999).

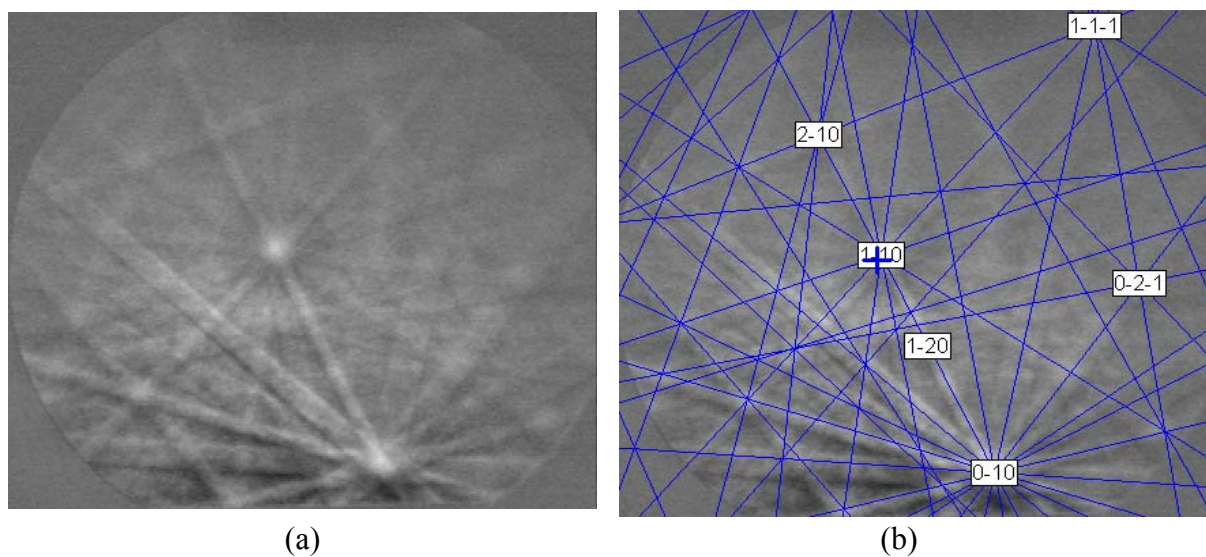


Figura VI.8 - (a) Padrão EBSD digital do plagioclásio. As bandas correspondem aos planos reticulares. Os pontos luminosos são formados pela intercessão das bandas de Kikuchi e indicam as direções cristalográficas. (b) Padrão EBSD de (a) indexado utilizando as linhas encontradas pela transformação de Hough através do programa CHANNEL+.

VI.5 - Medidas das orientações preferenciais cristalográficas - OPCs

Um importante efeito da deformação plástica das rochas é o desenvolvimento de uma OPC dos seus constituintes minerais (Nicolas & Poirier 1976). Existem, pelo menos, quatro processos pelos quais as rochas podem desenvolver OPCs (Hobbs *et al.* 1981, Groshong 1988, Shelley 1989, Ji & Mainprice 1990, Park & Means 1996, Lafrance *et al.* 1998, Paterson *et al.* 1998). São eles:

- (i) sob deformação em altas temperaturas ou baixas taxas de deformação a orientação preferencial é desenvolvida, sobretudo, pela plasticidade do cristal (*crystal plasticity*), ou seja, a deformação por fluxo de discordâncias;
- (ii) sob deformação em baixas ou altas taxas de deformação, onde se desenvolve uma OPC devido ao alinhamento de grãos de diâmetros heterogêneos;
- (iii) nas deformações onde ocorre recristalização pode se desenvolver uma orientação preferencial associada a este processo de recristalização;
- (iv) pelo crescimento de grãos sob fluxo magmático, associado ou não à deformação regional.

Os mecanismos de deformação do plagioclásio em uma variedade de condições ainda são pouco conhecidos quando se compara com outros minerais tais como quartzo e calcita. O trabalho experimental de Tullis & Yund (1987) encontrou que as microestruturas do plagioclásio observadas com o microscópio petrográfico exibiam aspectos dúcteis semelhantes àqueles esperados para o fluxo de discordâncias. Já as observações efetuadas no microscópio eletrônico de transmissão (MET) mostraram evidências de microfraturamento e zonas microscópicas com um comportamento de fluxo cataclástico para um grande intervalo de condições, sugerindo que este é, provavelmente, um importante mecanismo de deformação. Baseados na combinação de análises ópticas de microestruturas e observações efetuadas em um MET, Olsen & Kohlstedt (1985) concluíram que um plagioclásio de composição intermediária ($An_{25}-An_{48}$) sujeito à extensiva deformação dúctil sob condições de fácies granulito baixa sofre, inicialmente, geminação mecânica seguida de um deslizamento intracristalino.

Além das incertezas dos mecanismos de deformação, o entendimento dos padrões das OPCs do plagioclásio é igualmente desafiante. Diferentes mecanismos têm sido propostos. Os diferentes aspectos texturais podem ser tanto rotações geométricas de grãos alongados em um campo de deformação (Shelley 1979, Ague *et al.* 1990) como podem ser causados por crescimento orientado (Shelley 1989). Sob diferentes condições, ocorre deslizamento intracristalino (Jensen & Starkey 1985, Olesen 1987, Kruhl 1987, Ji *et al.* 1988) ou uma combinação de deslizamento de discordâncias com geminação mecânica, se os grãos não são anisotrópicos na forma (Ague *et al.* 1990). A recristalização dinâmica também pode desempenhar um importante papel no desenvolvimento das OPCs (Ji & Mainprice 1990). Uma tendência geral é atribuir as OPCs do plagioclásio

em rochas metamórficas a deslizamento intracristalino (*intracrystalline glide*) em altas temperaturas. A maioria dos trabalhos na literatura sugere (010)[001] como o principal sistema de deslizamento do plagioclásio. Este sistema é o responsável pelos padrões das OPCs formadas sob condições metamórficas de alto grau, correspondentes às fácies anfíbolito e granulito (Olsen & Kohlstedt 1984, 1985, Ji *et al.*1988, Ji & Mainprice 1988, Ague *et al.*1990, Kruse & Stünitz 1999, Kruse *et al.*2001).

Para um melhor entendimento dos mecanismos de deformação e orientação que estiveram ativos nos maciços gabro-anortosíticos do Sul da Bahia, estudos microestruturais foram efetuados ao microscópio óptico em associação com as medidas das OPCs dos seus principais minerais. A técnica EBSD é capaz de medir diretamente as orientações completas de grãos individuais e é ideal para investigar as relações existentes entre textura e microestrutura, assim como as relações espaciais de desorientação (*misorientation*) entre grãos vizinhos. Sua confiabilidade depende da correta indexação e da quantidade de medidas efetuadas. Como já foi visto anteriormente, o procedimento inteiro de aquisição dos dados de EBSD pode ser feito automaticamente. Entretanto, neste trabalho, as medidas das OPCs do plagioclásio e piroxênios foram feitas manualmente, grão por grão, dispensando assim o procedimento automático de medida existente no MEV. Os padrões de difração eram inspecionados visualmente antes de salvar os resultados. Isto permitiu que os arquivos fossem gerados apenas com os dados válidos, uma vez que a qualidade da indexação dos padrões obtidos foi controlada usando um *Mean Angular Deviation* (MAD), que é o desvio entre o padrão detectado e o simulado, cujos valores aceitos eram menores que 1°. Este procedimento assegurou a confiabilidade das medidas dos EBSPs.

A unidade de equiparação para a indexação dos minerais estudados foi: (i) bitownita para o plagioclásio, pois o plagioclásio estudado tem teor de anortita que varia de labradorita a bitownita; (ii) diopsídio para o clinopiroxênio; e (iii) bronzita para o ortopiroxênio. Os dados das fases minerais são fornecidos pelo *software Channel+* da *HKL Technology*. Embora tivessem sido obtidos EBSPs para plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio, na presente pesquisa somente o plagioclásio será discutido em termos dos processos de deformação e orientação que ocorreram na escala de grãos.

Os maciços em estudo possuem texturas distintas e para cada um deles foi utilizado um procedimento diferente. Para o Maciço de Samaritana/Carapussê, que possui uma distribuição bimodal do tamanho dos grãos, as medidas foram efetuadas das seguintes formas: (i) em perfis paralelos à borda longa da lâmina, medindo indistintamente porfiroclastos e matriz; (ii) a partir de imagens de contraste de orientação, com medidas feitas exclusivamente na matriz; (iii) em diversos pontos nos porfiroclastos onde havia distorção da rede cristalina; e (iv) na matriz em volta de um porfiroclasto. Para que os dados obtidos fossem representativos, nas lâminas com matriz fina foram feitos, em média, 600 pontos. Os Maciços de Rio Piau e Potiraguá possuem textura homogênea e foram medidos cerca de 400 grãos em perfis paralelos à borda longa

da lâmina. Devido ao comportamento dúctil apresentado pelo plagioclásio no Maciço de Samaritana/Carapussê, os estudos das OPCs se concentraram neste maciço.

VI.6 - Resultados obtidos

VI.6.1 - Maciço de Samaritana/Carapussê

O Maciço de Samaritana/Carapussê é constituído por mais de 70% de plagioclásio e foi afetado por uma importante deformação dúctil. Pela técnica EBSD, foram estudadas as rochas classificadas por Jesus (1997) e Macêdo (2000) como anortositos. Nestas rochas, o plagioclásio apresenta-se como porfiroclastos plasticamente deformados e como uma matriz de granulação fina. O estudo das OPCs do plagioclásio foi executado com o objetivo de se procurar definir e entender os mecanismos de deformação que atuaram nestas intrusões.

Para o estudo das OPCs do plagioclásio do Maciço de Samaritana/Carapussê foram selecionadas as amostras CM08, CM09, CM19, CM20 e CM22. As fotomicrografias das lâminas das amostras CM08 e CM09 encontram-se na prancha V.2, das lâminas CM19 e CM20, na prancha V.1 e da CM22, na prancha V.3d. Para todas as lâminas foi feita uma varredura em perfis paralelos à borda longa, com espaçamento de 3 mm entre cada perfil, efetuando-se uma medida por cristal e totalizando, em média, 400 pontos medidos por lâmina. Para a amostra CM19, além da varredura em perfis paralelos à borda longa da lâmina, com espaçamento de 3 mm entre cada perfil, para a determinação das relações de orientação cristalográfica entre porfiroclastos e os grãos da matriz foram efetuadas medidas individuais em grãos de plagioclásio, a partir de imagens de contraste de orientações. Para isto, foram medidos separadamente os porfiroclastos, a matriz, os grãos da matriz que estão ao redor de um porfiroclasto, e uma série de grãos da matriz que estão no interior de um porfiroclasto fortemente deformado.

Como as amostras estudadas não foram devidamente orientadas, as medidas da foliação e da lineação não puderam ser obtidas e, conseqüentemente, os sistemas de deslizamento somente poderão ser sugeridos. As figuras pólos encontradas sugerem para as amostras CM08 e CM22 uma OPC incipiente com um sistema de deslizamento segundo (010)[001] (Fig. VI.9). A amostra CM09 não apresentou nenhuma OPC (Fig. VI.9). Os porfiroclastos destas mesmas amostras foram medidos através das imagens acompanhadas das fotomicrografias das lâminas. As figuras pólos destas amostras evidenciaram uma OPC fraca com um sistema de deslizamento segundo (010)[001] (Fig. VI.10).

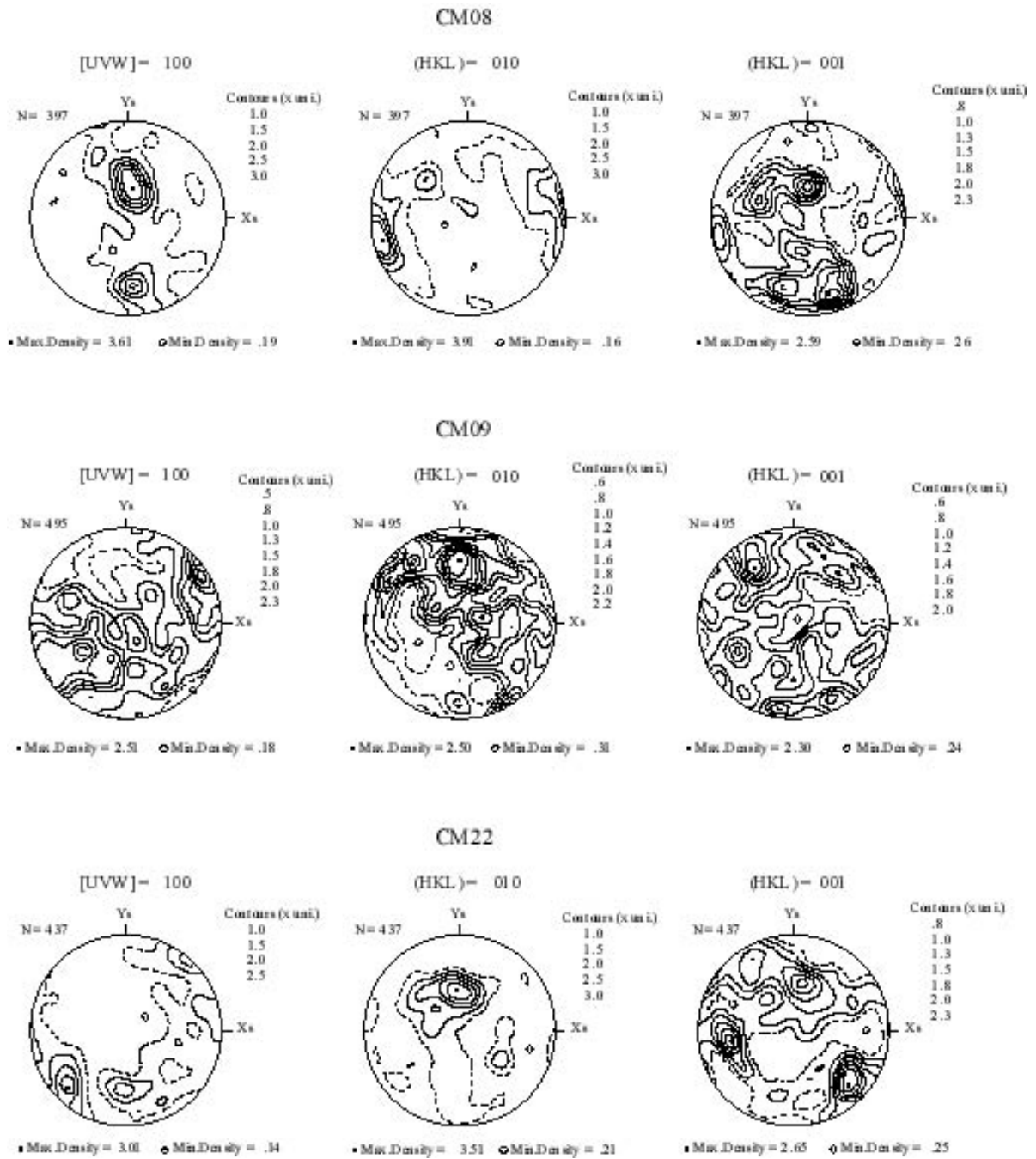


Figura VI.9 - Figuras pólos da matriz de plagioclásio das amostras CM08, CM09 e CM22 do Maciço de Samaritana/Carapussê. Iguais projeções de área, hemisfério inferior, dados não polares. N=número de medidas.

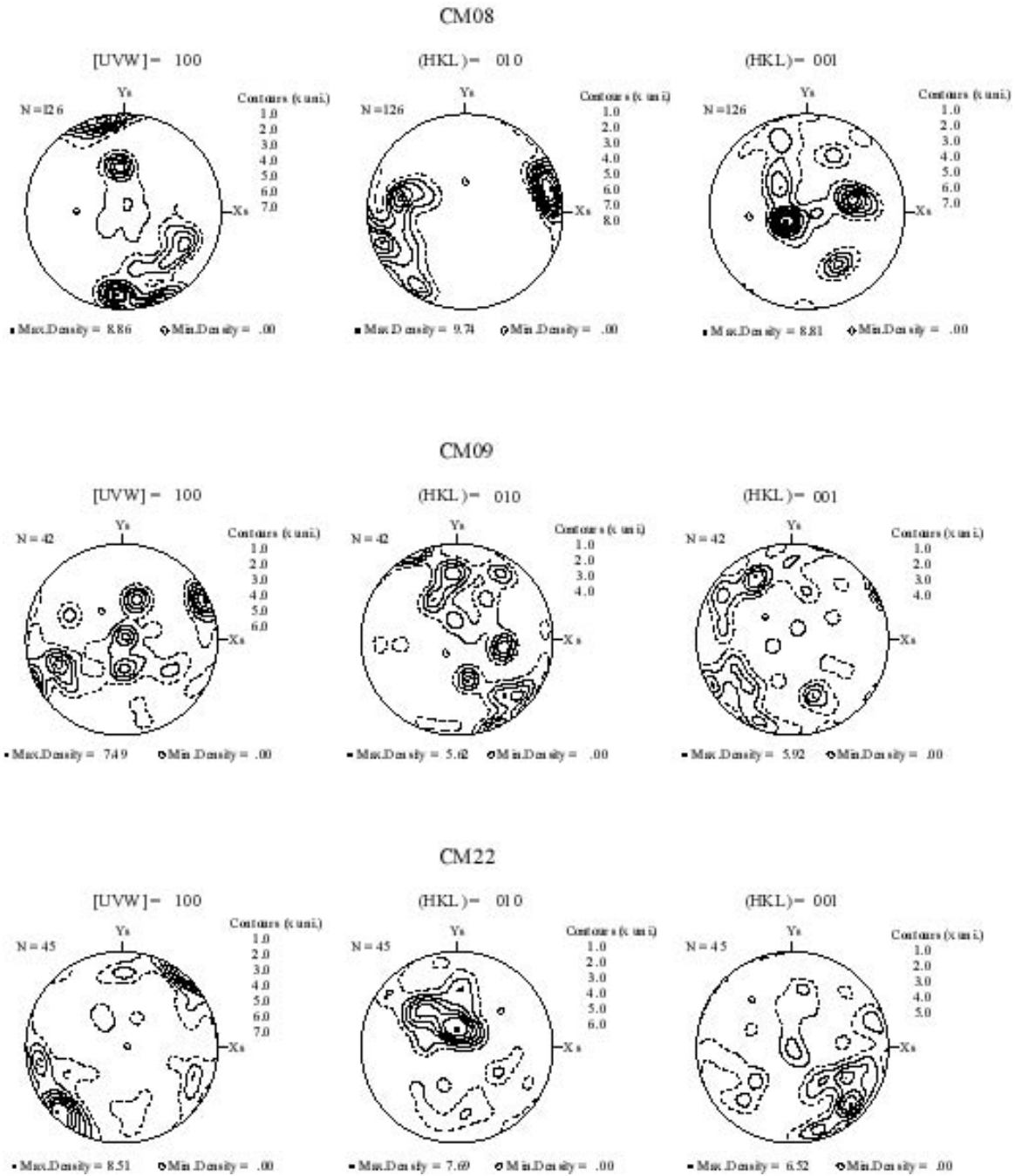


Figura VI.10 - Figuras pólos dos porfiroclastos de plagioclásio das amostras CM08, CM09 e CM22 do Maciço de Samaritana/Carapussê. Iguais projeções de área, hemisfério inferior, dados não polares. N=número de medidas.

As figuras pólos para os perfis efetuados em linhas da amostra CM19, nas formas de contornos, sugerem uma OPC incipiente. As mesmas figuras pólos, nas formas de pontos, confirmam esta orientação incipiente através da grande dispersão de pontos observadas nas figuras (Fig. VI.11).

A matriz da amostra CM19 foi analisada a partir de imagens de contraste de orientações (Fig. VI.12). As figuras pólos obtidas, nas formas de contornos, também sugerem uma OPC incipiente, o que é confirmado pela dispersão de pontos observadas nas figuras pólos nas formas de pontos (Fig. VI.13).

As figuras pólos dos porfiroclastos de plagioclásio (Fig. VI.14), nas formas de contornos e de pontos, foram obtidas a partir de imagens de contraste de orientações (Figs. VI.15a, VI.15b).

A matriz ao redor de um dos porfiroclastos de plagioclásio foi analisada a partir de imagens de contraste de orientação. As figuras pólos, nas formas de contornos, mostram uma concentração em uma determinada região das figuras sugerindo que porfiroclasto e matriz têm a mesma orientação (Fig. VI.16). Estas mesmas figuras pólos, nas formas de pontos, mostram uma grande dispersão entre a orientação do porfiroclasto e a dos grãos da matriz. Esta dispersão evidencia que grande parte dos grãos da matriz não possui a mesma orientação do porfiroclasto, sugerindo que nem todos os grãos da matriz ao redor do porfiroclasto foram formados por rotação de subgrãos.

A matriz que adentra um dos porfiroclastos de plagioclásio também foi analisada a partir de imagens de contraste de orientação (Fig. VI.17). As figuras pólos obtidas, nas formas de contornos e de pontos, mostra um paralelismo entre a orientação do porfiroclasto e de uma parte destes grãos da matriz, sugerindo que a rotação progressiva de subgrãos foi o principal mecanismo de recristalização responsável pela formação destes novos grãos, embora não tenha sido o único (Fig. VI.18).

Estudos experimentais efetuados em plagioclásio de diversas composições têm mostrado que o movimento de discordâncias é o principal mecanismo de reorientação deste mineral. Este movimento se faz, preferencialmente, nos planos (010) e (001) e nas direções [100] e [001]. Observações feitas em um MET referidas por Olsen & Kohlstedt (1984) e por Ji & Mainprice (1988) mostraram que a mais alta densidade de discordâncias era sobre o plano (010) e que estas discordâncias eram representativas dos sistemas de deslizamento (010) [001] e (010)[100]. Destas observações, eles concluíram que, em altas temperaturas, o movimento de discordâncias sobre estes sistemas de deslizamento representava o principal mecanismo para o desenvolvimento das OPCs no plagioclásio. No plagioclásio, geralmente o sistema de deslizamento (010)[001] é o dominante. Em intervalos de temperaturas mais altas, provavelmente (001)[100] é ativado.

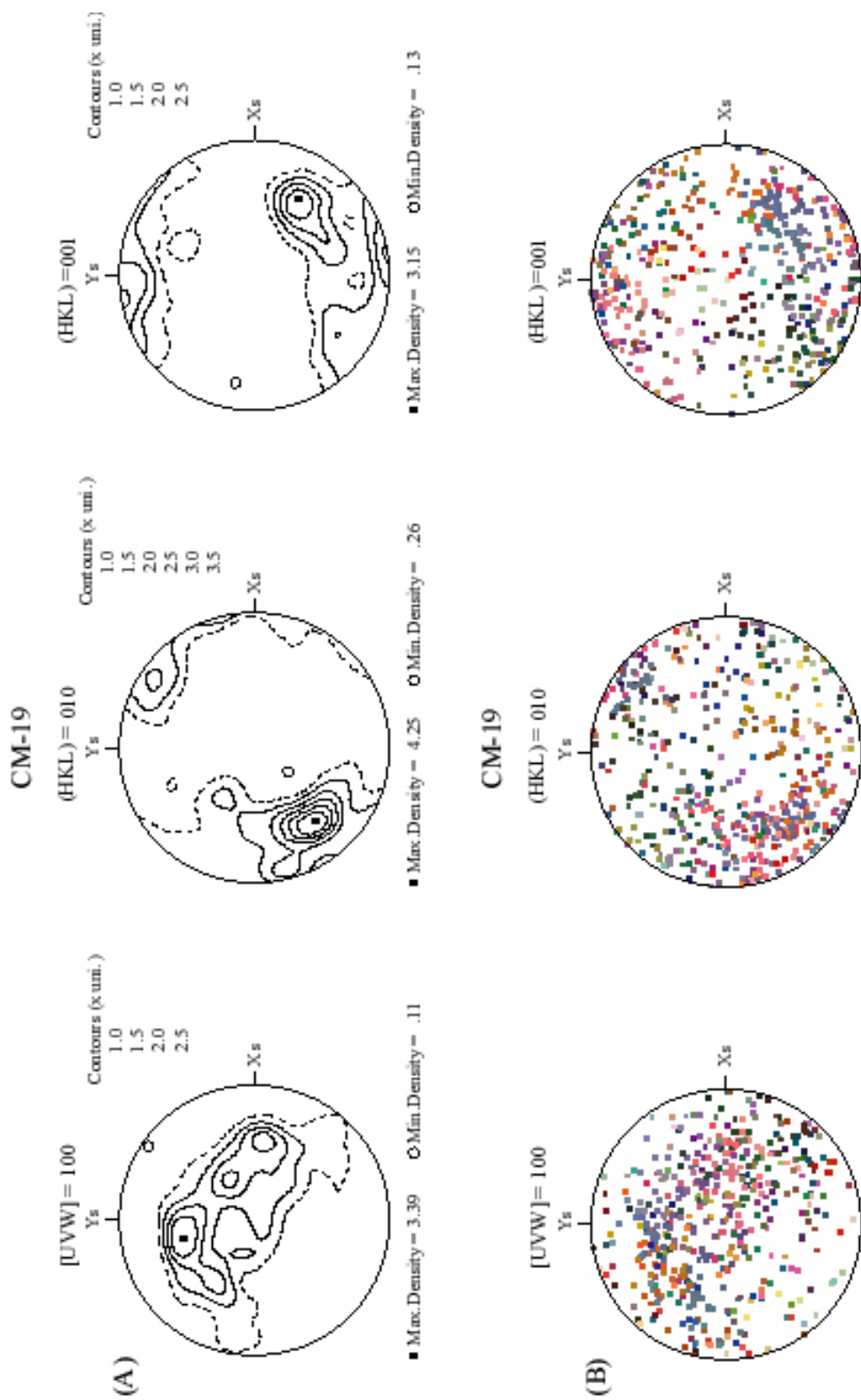


Figura VI.11 - Figuras pólos, nas formas de contornos (A) e de pontos (B), de grãos de plagioclásio da amostra CM19 do Maciço de Samaritana/Carapussê. Varredura feita em linhas com espaçamento de 3 mm entre elas. Iguais projeções de área, hemisfério inferior, dados não polares, 507 medidas.

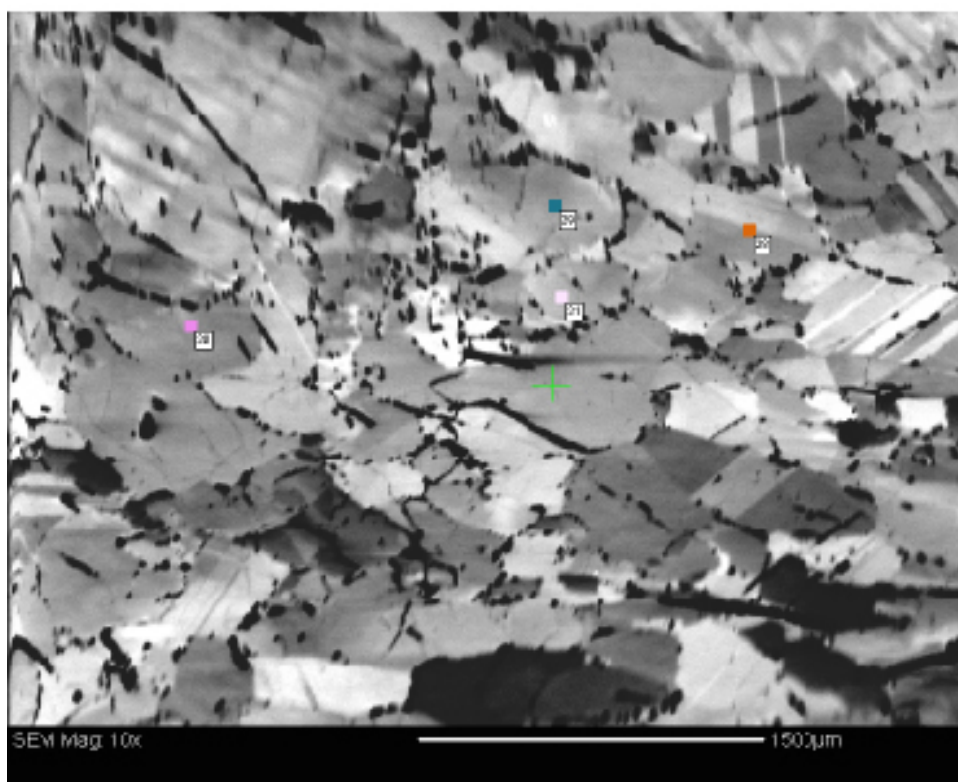
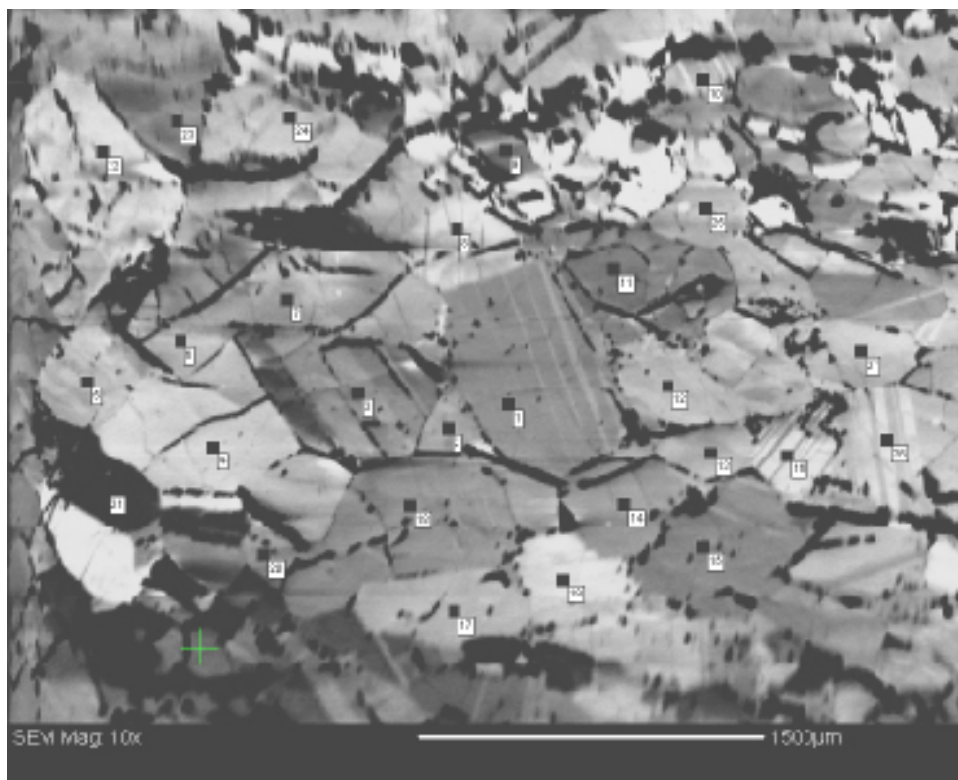


Figura IV.12 - Imagens da matriz de plagioclásio efetuadas no MEV (Lâmina CM19 - Maciço de Samaritana/Carapussê).

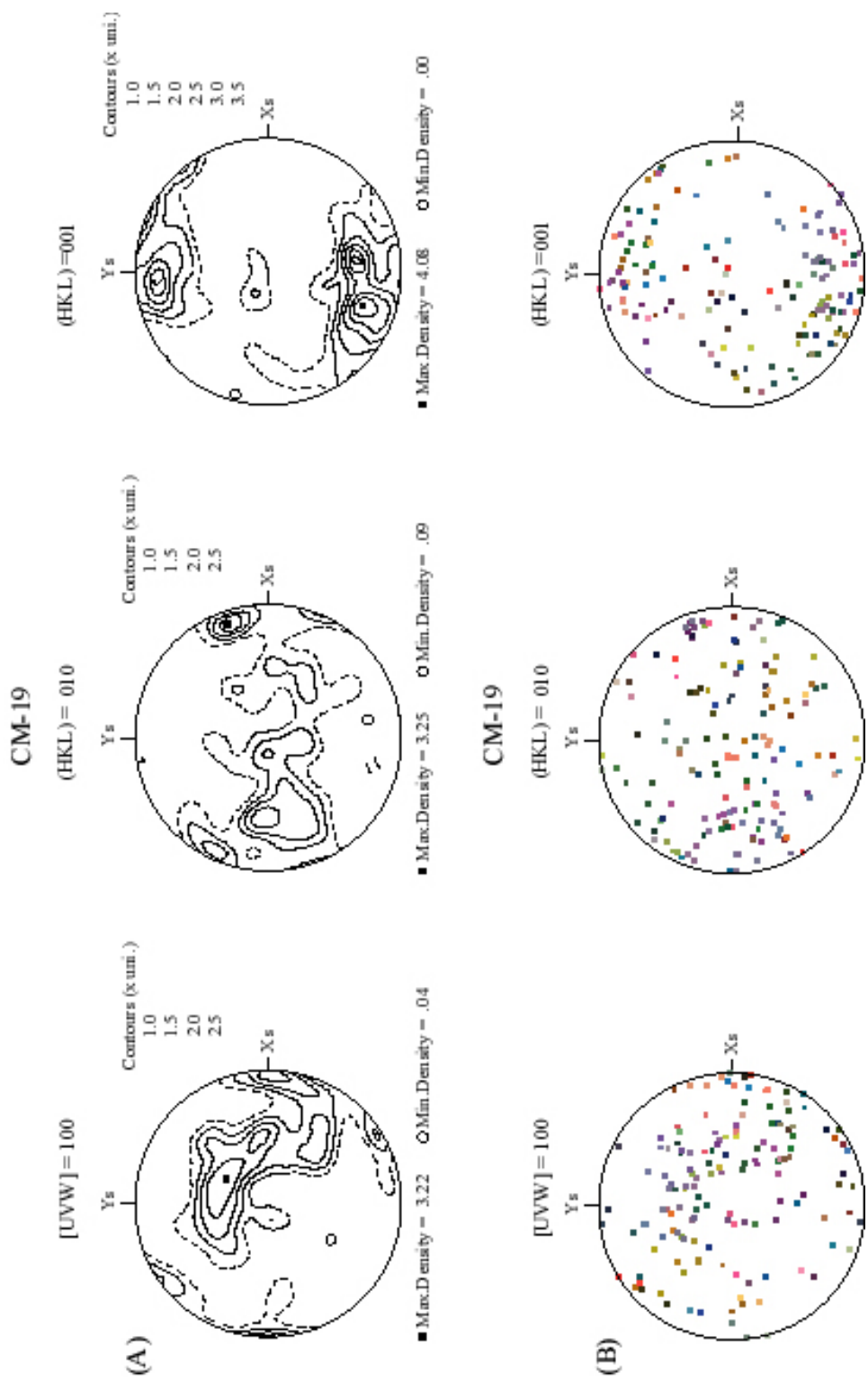


Figura VI.13 - Figuras pólos, nas formas de contornos (A) e de pontos (B), de grãos de plagioclásio da amostra CM19 do Maciço de Samaritana/Carapussê. Pontos feitos somente na matriz de plagioclásio com o auxílio de imagens. Iguais projeções de área, hemisfério inferior, dados não polares, 150 medidas.

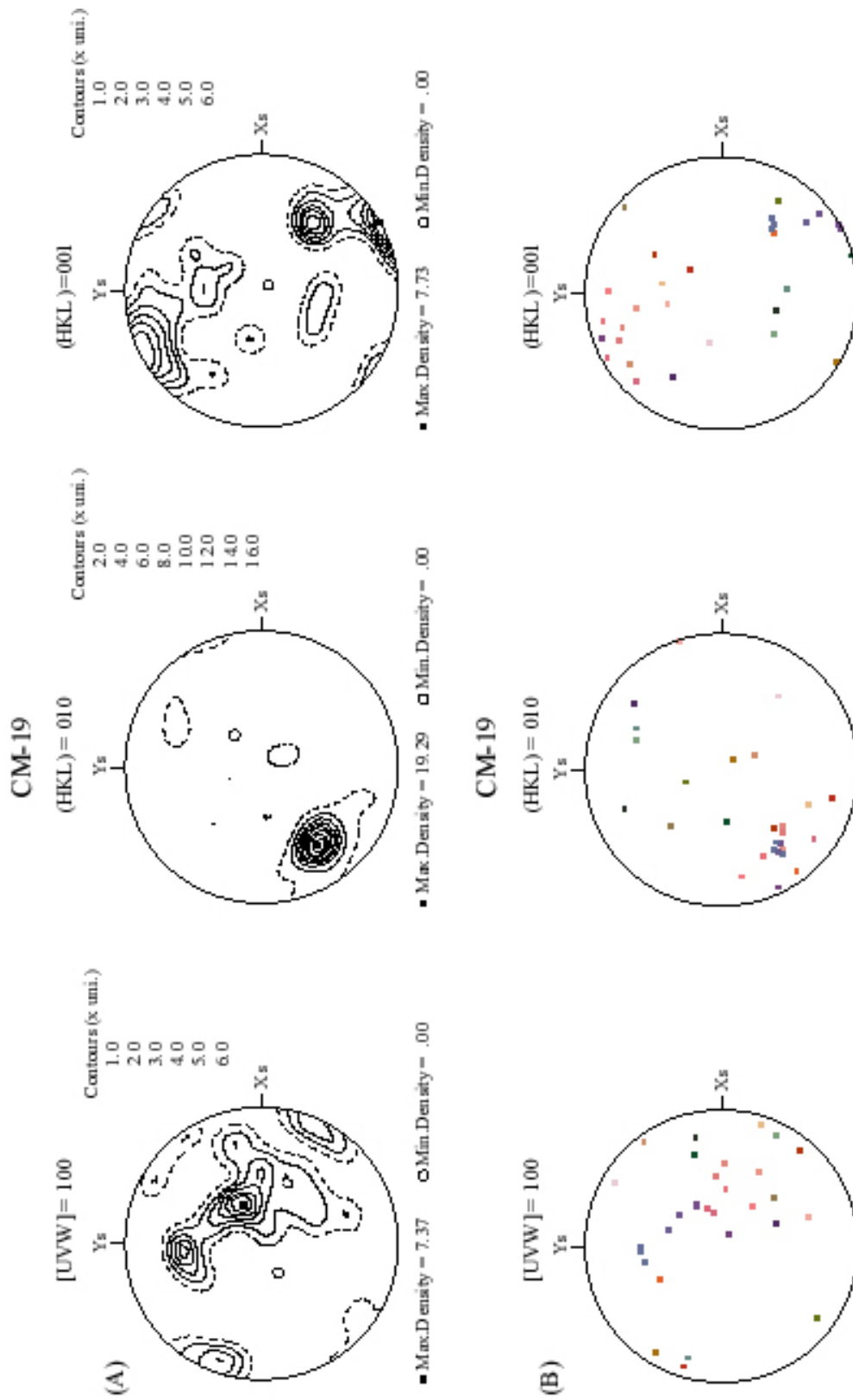


Figura VI.14 - Figuras pólos, nas formas de contornos (A) e de pontos (B), de grãos de plagioclásio da amostra CM19 do Maciço de Samaritana/Carapussê. Pontos feitos somente nos porfiroclastos de plagioclásio com o auxílio de imagens. Iguais projeções de área, hemisfério inferior, dados não polares, 30 medidas.

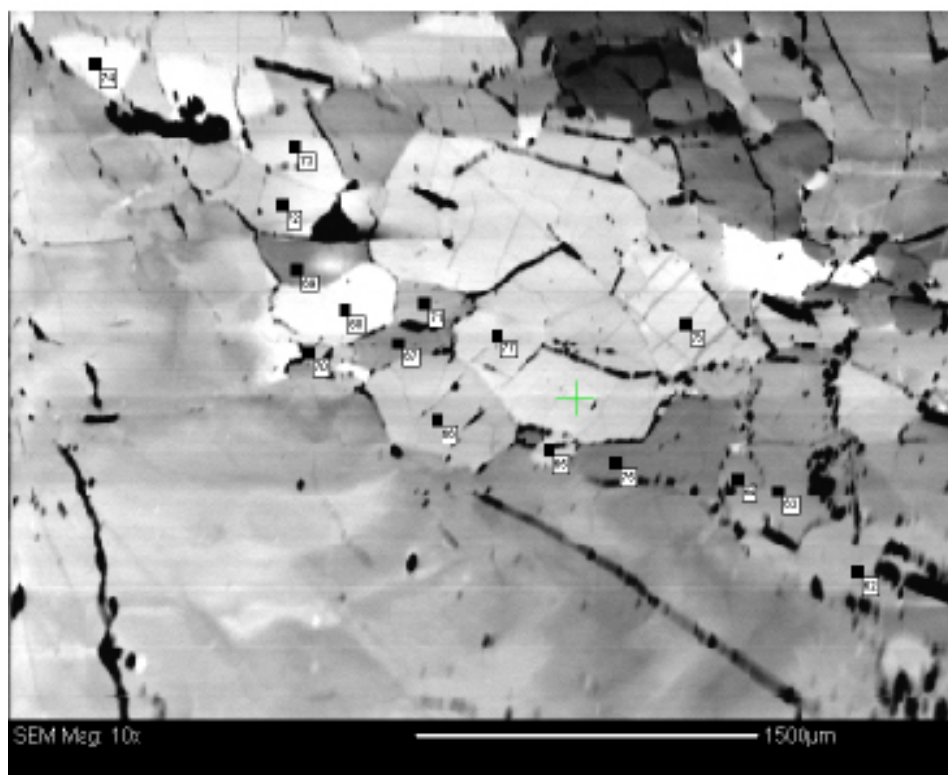
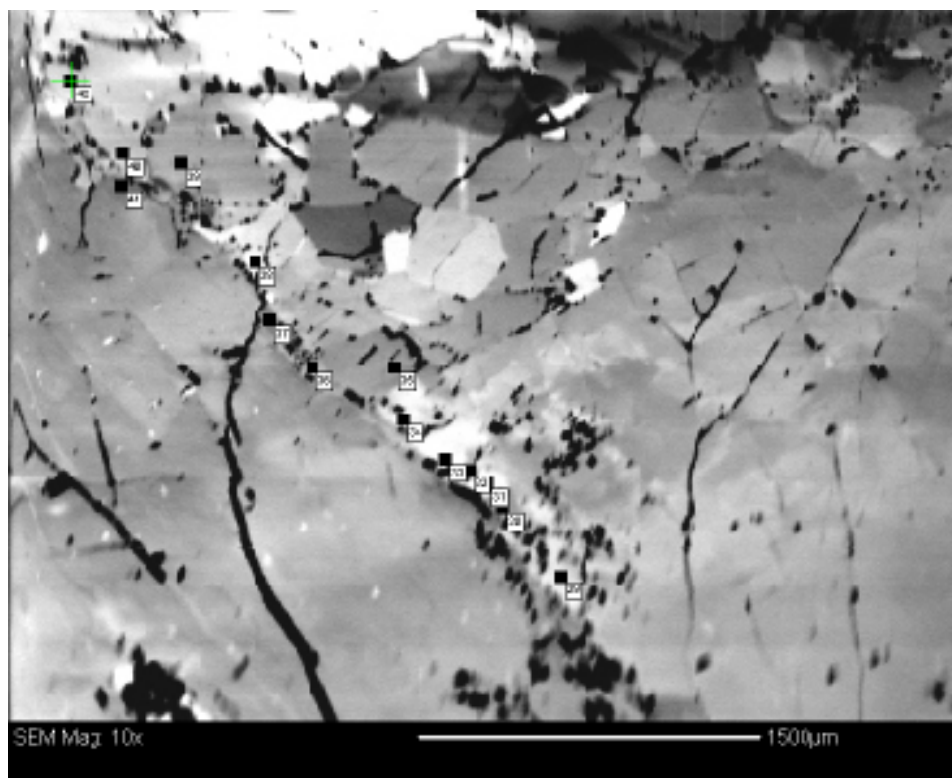


Figura IV.15a - Imagens da matriz de plagioclásio que está ao redor de um porfiroclasto de plagioclásio efetuadas no MEV (Lâmina CM19 - Maciço de Samaritana/Carapussê).

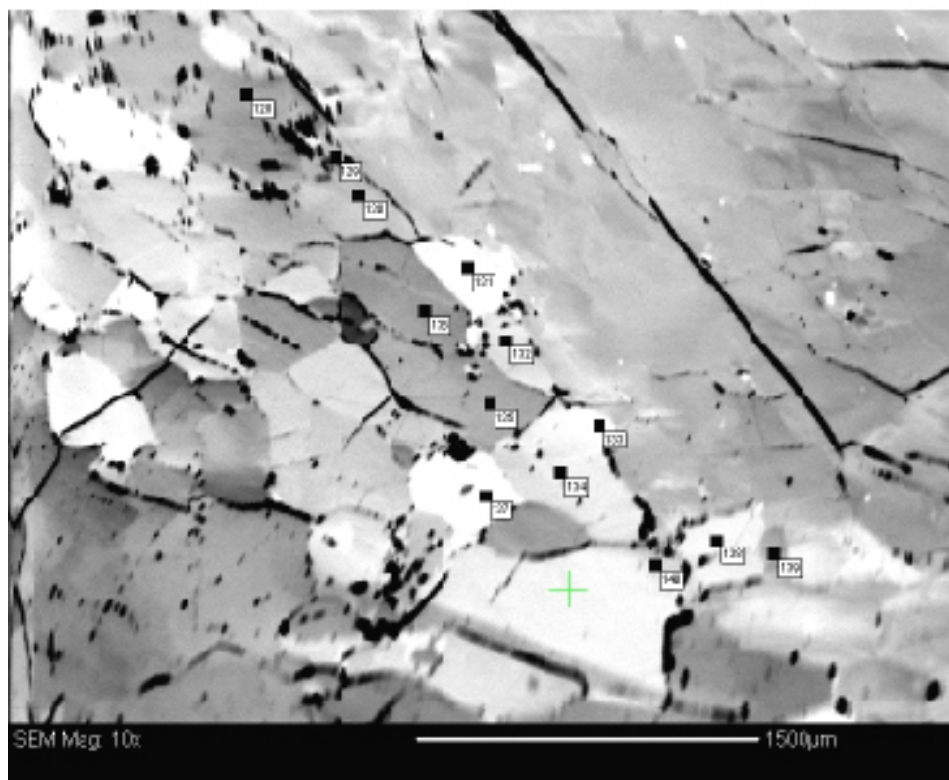
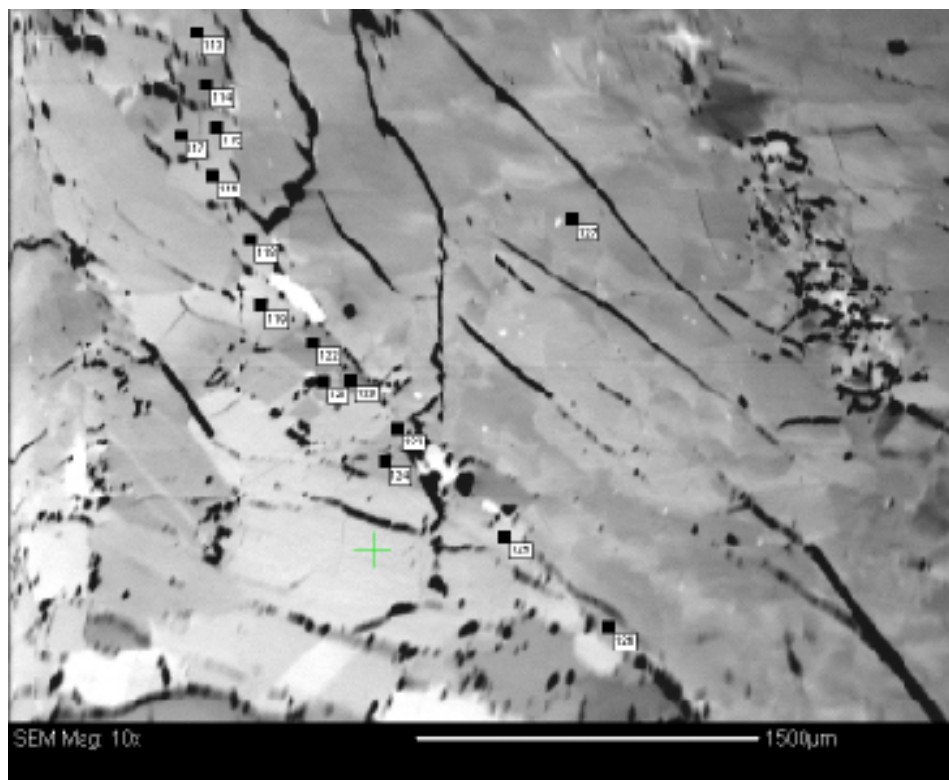


Figura IV.15b - Imagens da matriz de plagioclásio que está ao redor de um porfiroclasto de plagioclásio efetuadas no MEV (Lâmina CM19 - Maciço de Samaritana/Carapussê) (cont.).

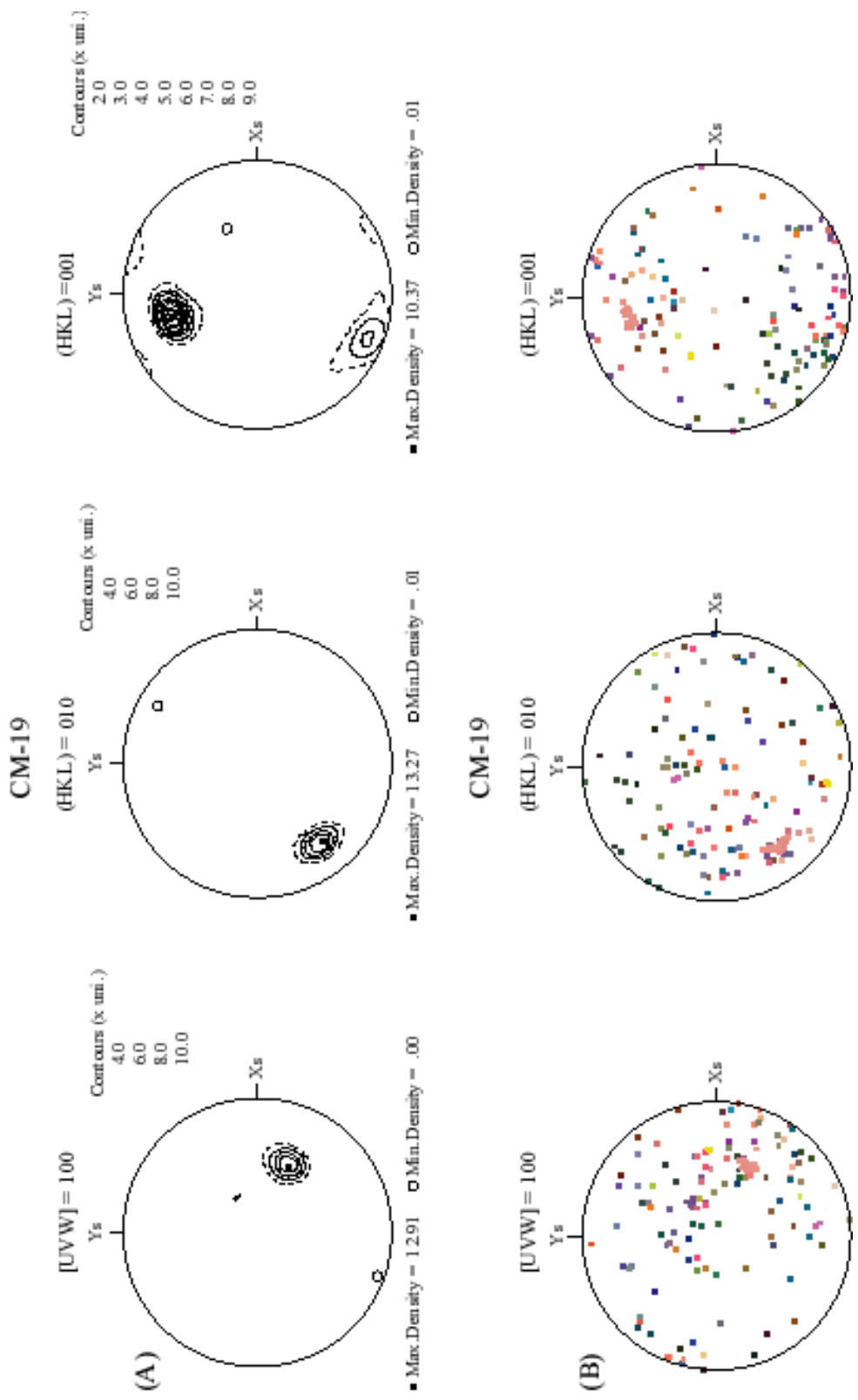


Figura VI.16 - Figuras pólos, nas formas de contornos (A) e de pontos (B), de grãos de plagioclásio da amostra CM19 do Maciço de Samaritana/Carapussê. Pontos feitos somente nos grãos de plagioclásio da matriz que estão ao redor de um porfiroclasto de plagioclásio com o auxílio de imagens. Iguais projeções de área, hemisfério inferior, dados não polares, 150 medidas.

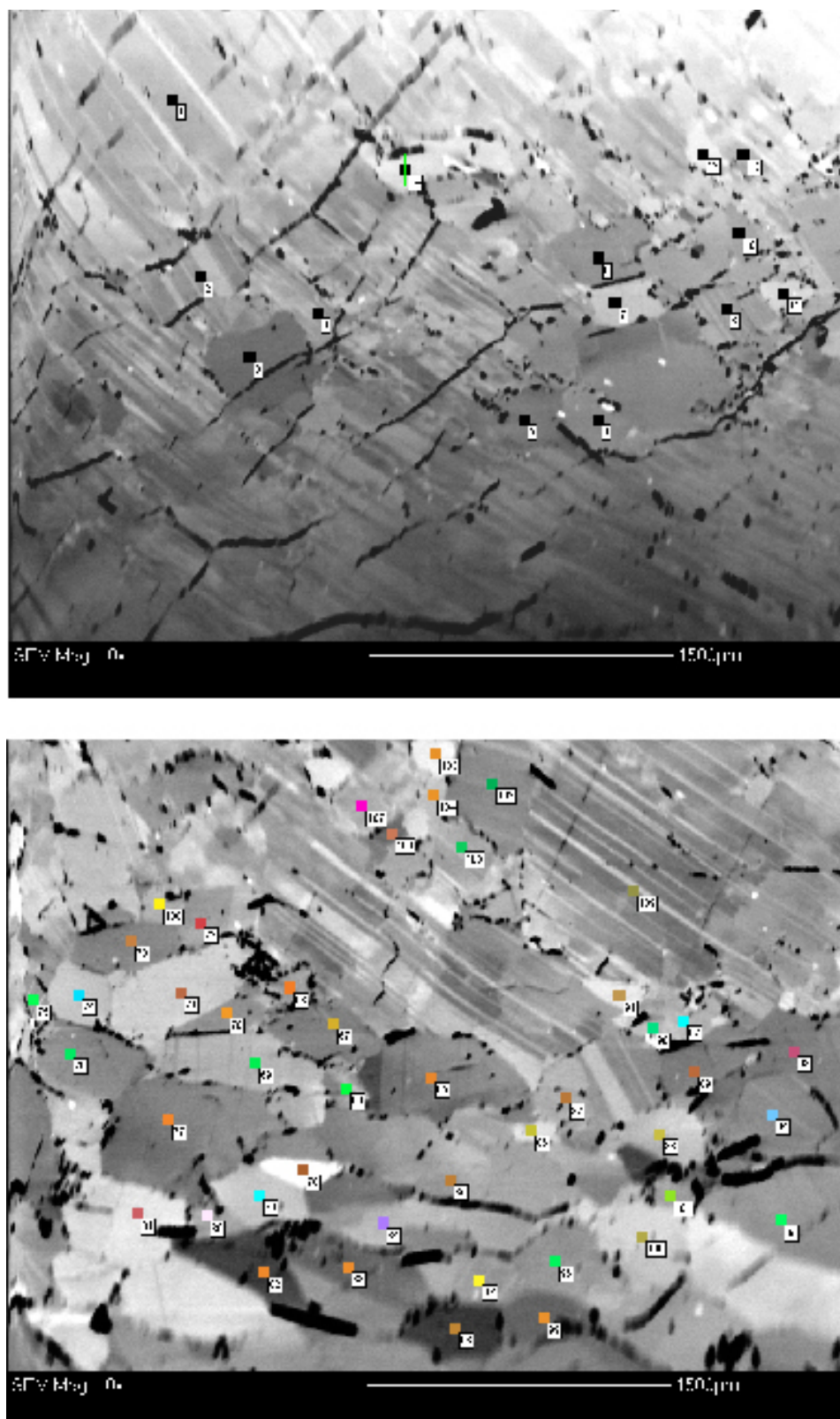


Figura IV.17 - Imagens da matriz de plagioclásio que adentra um porfiroclasto de plagioclásio efetuadas no MEV (Lâmina CM19 - Maciço de Samaritana/Carapussê).

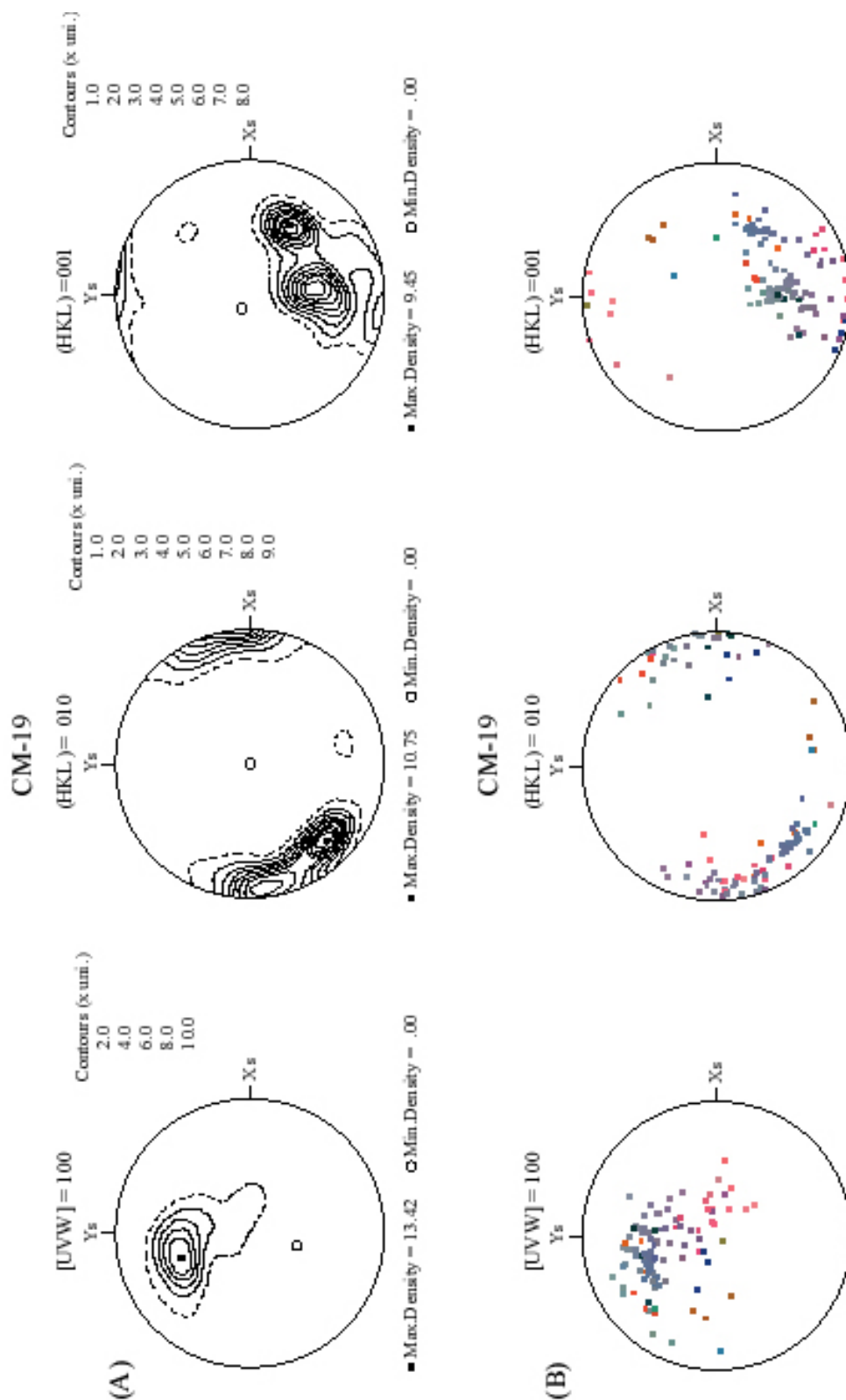


Figura VI.18 - Figuras pólos, nas formas de contornos (A) e de pontos (B), de grãos de plagioclásio da amostra CM19 do Maciço de Samaritana/Carapussê. Pontos feitos nos grãos de plagioclásio da matriz que adentram um porfiroclasto de plagioclásio com o auxílio de imagens. Iguais projeções de área, hemisfério inferior, dados não polares, 109 medidas.

A recristalização dinâmica é um processo que está intimamente ligado à deformação por deslizamento e que contribui também à formação de uma orientação preferencial das redes cristalinas dos minerais nessas rochas. Ela geralmente acontece por rotação progressiva de subgrãos e por nucleação/migração dos limites dos grãos. Um dos critérios microestruturais que permite distinguir entre estes dois processos é a orientação cristalográfica dos grãos recristalizados em relação aos grãos parentais. Uma rotação progressiva de subgrãos implica em um controle dos grãos recristalizados em relação ao grão parental, ou seja, os grãos recristalizados mostram uma ligeira desorientação relativamente aos grãos parentais. Durante a recristalização, as orientações cristalográficas dos grãos mudam e os grãos de certas orientações podem crescer enquanto outros são consumidos. O crescimento e o consumo de cristais, bem como o processo de recristalização dominante, dependem fortemente das densidades de discordâncias e da ativação de determinados sistemas de deslizamento. Estes sistemas, por sua vez, dependem da orientação do cristal em relação à direção principal de esforço.

As figuras pólos dos grãos de plagioclásio da matriz ao redor do porfiroclasto mostram uma similaridade com as figuras pólos do porfiroclasto, sugerindo que estes grãos foram formados por rotação de subgrãos. Mas, quando se analisa as figuras pólos obtidas por pontos ao invés das figuras pólos obtidas por contornos, observa-se que existem duas famílias de grãos de plagioclásio da matriz: uma com a mesma orientação do porfiroclasto, evidenciando o processo de rotação de subgrãos, e a outra que apresenta uma dispersão dos grãos, evidenciando que nem todos os grãos da matriz foram formados por este processo.

Nas amostras estudadas dos maciços da Samaritana e de Carapussê, não há indícios de redução dos tamanhos dos porfiroclastos por fraturamento. As evidências apontam para a deformação do plagioclásio em altas temperaturas e baixas taxas de deformação, onde o plagioclásio se deforma principalmente por deslizamento de discordâncias. A presença de subgrãos permite concluir que a rotação progressiva de subgrãos foi um dos processos de recristalização que atuou nestes maciços. Após cessada a deformação, a temperatura deve ter se mantido elevada, o que favoreceu a migração dos limites dos grãos através de um processo de difusão, resultando na poligonização de grande parte dos grãos da matriz.

A dispersão das orientações cristalográficas observadas nos grãos de plagioclásio da matriz que adentram um dos porfiroclastos e nos grãos que estão em volta de um dos porfiroclastos, sugere que nem todos os cristais da matriz foram formados por uma recristalização progressiva de subgrãos.

CAPÍTULO I

Discussões e Conclusões

Neste capítulo, são apresentadas as discussões e conclusões advindas desta pesquisa, a partir dos dados de química mineral e de geoquímica isotópica e das análises das microestruturas e orientações preferenciais cristalográficas do plagioclásio, para os maciços de Rio Piau, Samaritana/Carapussê e Potiraguá. Vale ressaltar que, para o estudo das microestruturas e mecanismos de deformação do plagioclásio, não foi dada a mesma ênfase para todos os maciços estudados porque os mecanismos de deformação do plagioclásio nos campos rúptil e transicional rúptil-dúctil são relativamente bem entendidos. O grande desafio, ainda hoje, é a resposta do plagioclásio à deformação no campo dúctil, o que justificou um maior detalhamento para o Maciço de Samaritana/Carapussê, que apresenta este tipo de deformação. Esta abordagem final também será feita por maciço.

M.1 - Maciço do Rio Piau

As rochas anortosíticas estudadas do Maciço do Rio Piau são constituídas principalmente de plagioclásio cálcico e de minerais máficos. Os piroxênios são os minerais máficos mais abundantes e, de forma subordinada, ocorrem anfibólio, biotita e óxidos de Fe-Ti. Os principais minerais acessórios encontrados foram olivina, apatita, quartzo e feldspato alcalino.

Os cristais de plagioclásio das rochas anortosíticas do Maciço do Rio Piau apresentam-se de várias formas: (i) equidimensionais e subédricos, de contatos bem definidos e geminação tipicamente magmática; (ii) equidimensionais, sem geminação e de contatos irregulares; e (iii) como pequenos cristais com características dos dois tipos anteriores. Ocasionalmente, aspectos de deformação plástica incipiente, tais como geminação mecânica em cunha nas bordas dos grãos, *kinks* e extinção ondulante estão presentes. Frequentemente encontram-se microfraturados, saussuritizados e com feições de ex-solução nas bordas, com a formação de albita, pequenos cristais de quartzo intersticial devido à liberação da sílica pela alteração dos minerais, e de K-feldspato. A composição do plagioclásio foi determinada em algumas amostras, o que permitiu classifica-los como labradorita e bitownita (An_{56-76}).

Os piroxênios ocorrem como cristais euédricos a subédricos e repletos de inclusões, como pequenos cristais recristalizados e poligonizados, e como ex-soluções. Frequentemente são substituídos por anfibólio, biotita e clorita. Não apresentam aspectos de deformação. O clinopiroxênio, de composição $En_{27-30}Wo_{30-43}Fs_{28-44}$, foi classificado como augita. O ortopiroxênio, de composição $En_{36-38}Wo_{1,4-1,5}Fs_{61-62}$, foi classificado como ferrossilita. As lamelas de exsolução de clinopiroxênio em ortopiroxênio, sugerem que estes tenham sido

originalmente pigeonitas submetidas a um processo de inversão. Neste caso, a ocorrência destas lamelas revela um histórico de temperaturas elevadas e de cristalização e resfriamento lentos. A presença de ortopiroxênio, que é uma fase mineral indicativa de condições de temperatura da fácies granulito, sugere temperaturas de cristalização superiores a 850°C para este maciço.

A presença constante de ortopiroxênio nos diversos litotipos que compõem o corpo atesta a saturação em sílica do magma original, apontando para a sua natureza toleítica. Segundo Cawthorn & Davies (1983), a adição de um componente silicoso a um magma basáltico primário, causa seu movimento para o campo de estabilidade dos ortopiroxênios, sendo esta uma característica comum de toleítos continentais. A cristalização de ortopiroxênio antes do clinopiroxênio em complexos máfico-ultramáficos, é um fenômeno típico de magmas toleíticos de ambientes continentais, segundo Campbell (1985). Ainda segundo este autor e também de acordo com Huppert & Sparks (1985), a presença de ortopiroxênio em corpos máfico-ultramáficos continentais estaria relacionada a fenômenos de contaminação crustal do magma parental com as rochas encaixantes de natureza granítica.

O anfibólio ocorre como pequenos cristais euédricos, de coloração castanha, incluso nos grãos de plagioclásio, sugerindo que seja magmático, como aglomerados de cristais euédricos e de coloração castanha, e como cristais nitidamente metamórficos, sendo produtos de alteração do clinopiroxênio. As análises químicas para este mineral efetuadas nas inclusões dentro dos grãos de plagioclásio e nos demais cristais euédricos permitiram classificar este anfibólio como ferropargasita.

A substituição parcial do clinopiroxênio pelo anfibólio revela um reequilíbrio metamórfico em condições de fácies anfibolito. Por sua vez, a presença de minerais de mais baixo grau metamórfico (mica, carbonato, epidoto) aponta para uma interação destas rochas anortosíticas com fluidos hidrotermais de baixa temperatura, com a conseqüente geração de paragêneses da fácies metamórfica xisto-verde.

Cruz (1989), utilizando a geotermometria Opx-Cpx de Wood & Banno (1973) e Wells (1977), obteve temperaturas de 830 a 870°C para este maciço, e sugeriu que estas fases minerais poderiam ter sido magmáticas, mas que foram reequilibradas em condições *subsolidus* no metamorfismo regional. As temperaturas obtidas neste trabalho, através da utilização do geotermômetro Hb-Pl de Holland & Blundy (1994), variaram entre 868 °C e 874 °C \pm 40°C, para um intervalo de pressão entre 5 e 10 kbar. Estes dados sugerem que o Maciço do Rio Piau foi colocado em temperaturas superiores a 850°C e a pressões entre 5 e 10 kbar, que correspondem a condições de fácies granulito. A ausência de granada em todos os litotipos estudados não permitiu a utilização de geobarômetros e, conseqüentemente, as pressões e profundidades de colocação deste maciço não puderam ser determinadas.

Atualmente, o modelo petrogenético mais favorável para a evolução das rochas anortosíticas é o de Ashwal (1993). Segundo este modelo, a evolução destas rochas estaria ligada, inicialmente, ao fracionamento de produtos de derivação mantélica seguido da flotação e acumulação dos cristais de plagioclásio no topo de câmaras magmáticas, os quais, posteriormente, se encaixariam no segmento basal da crosta. A derivação mantélica do Maciço do Rio Piau é demonstrada pela sua mineralogia composta de plagioclásio cálcico coexistindo com olivina, orto e clinopiroxênio, óxidos de Fe-Ti e apatita.

O Maciço do Rio Piau foi classificado por Cruz *et al.* (1999) como anortosito do tipo maciço, segundo a classificação de Ashwal (1993), apesar da pequena dimensão deste corpo (80 km²) quando comparada com os grandes complexos ígneos de idade Proterozóica existentes no mundo. A fonte do magma e o ambiente geodinâmico de colocação dos anortositos do tipo maciço ainda são motivos de controvérsias e não existe consenso quanto à natureza do magma parental nem quanto à origem primária destes magmas, se mantélica ou crustal. Atualmente, acredita-se que os anortositos do tipo maciço cristalizaram de duas fontes: (i) fusões derivadas do manto que sofreram contaminação crustal com o fracionamento de olivina e piroxênios em profundidade; e (ii) fusões de rochas gabróicos a jotuníticas aluminosas primárias derivadas da crosta continental inferior.

Embora classificado como anortosito do tipo maciço por Cruz *et al.* (1999), o Maciço do Rio Piau, assim como os de Carapussê e Samaritana, também apresentam características de intrusões máficas acamadadas. As rochas do Maciço do Rio Piau, embora tenham sofrido metamorfismo, ainda guardam muitos aspectos de uma mineralogia ígnea primária. As rochas deste maciço são cumuláticas e são caracterizadas por minerais cumulus, principalmente plagioclásio, que foram concentrados e acumulados por cristalização fracionada. Um aspecto característico das intrusões máficas acamadadas é a ocorrência de um acamadamento ígneo definido pela concentração de um ou mais minerais cumulus (Hess 1989). Os três principais tipos de acamadamento são o de fase (ou cristalização), o críptico e o rítmico. O acamadamento de fase resulta do aparecimento ou desaparecimento de um ou mais minerais.

O Maciço do Rio Piau é constituído de anortositos, gabronoritos de granulação grossa, leucogabronoritos, gabronoritos de granulação fina, gabros a olivina, gabronoritos a olivina e magnetita, e rochas ricas em Fe-Ti. As texturas mais freqüentes nas rochas anortosíticas são as granoblásticas e cataclásticas, sendo que ocasionalmente encontram-se texturas primárias do tipo adcumulato e, mais raramente, texturas ofíticas. Este conjunto de litologias foi formado pelo processo de cristalização fracionada (Cruz 1989) e parece representar um acamadamento de fase.

As intrusões máficas acamadadas ricas em anortositos foram colocadas em todos os períodos do tempo geológico, do Arqueano (Stillwater) ao Terciário (Dufek), contrastando com os outros tipos de anortositos que mostram, aparentemente, restrições temporais. Eles também apresentam uma grande variação de

tamanho, podendo ocorrer como pequenas intrusões de poucos km² até enormes complexos intrusivos de mais de 60.00 km².

A escassez de dados isotópicos e geocronológicos vem sendo um problema para se decifrar o cenário de colocação dos maciços gabro-anortosíticos do Sul da Bahia, principalmente em relação aos Maciços de Rio Piau e Samaritana/Carapussê uma vez que, segundo Bordini (2003), o Maciço de Potiraguá é Neoproterozóico. Nestes maciços, minerais que fornecem idades de cristalização confiáveis, tais como zircão e monazita, são inexistentes ou ocorrem em quantidades muito pequenas que ainda não foi possível a sua separação para datação. Além disso, as próprias rochas anortosíticas geralmente mostram pequenas variações nas razões isotópicas, o que dificulta a obtenção de uma boa isócrona em rocha total. Cruz & Sabaté (1995) e Sabaté & Cruz (1998), em concordância com o modelo proposto por Figueiredo & Barbosa (1993), sugerem que os maciços gabro-anortosíticos do Sul da Bahia seriam os marcadores de uma geossutura profunda, expressão da interface do Bloco Jequié e do Cinturão da Costa Atlântica. Ainda segundo estes autores, as colocações destes maciços estariam relacionadas a uma dinâmica de cisalhamento sinistral, contemporânea ao metamorfismo granulítico datado de 2,1 Ga (Ledru *et al.* 1994), e mecanismos de *pull-apart* foram propostos para explicar o alojamento destes magmas mantélicos na crosta continental profunda.

Dados isotópicos Sm/Nd do Maciço do Rio Piau adquiridos nesta pesquisa permitiram inferir que os magmas que geraram este maciço foram extraídos no Arqueano. As idades modelo T_{DM} obtidas variaram entre 3.427 e 4.016 Ma e os ϵ_{Nd} na idade modelo (T_{DM}) foram todos positivos, com valores que variaram de 0,48 a 1,15. Estes ϵ_{Nd} (T_{DM}) positivos sugerem que os magmas foram derivados de uma fonte mantélica e que na época da sua extração não estavam contaminados por material crustal. Os ϵ_{Nd} negativos obtidos nas idades de 2,6 Ga, 2,0 Ga, 1,9 Ga e atual, apontam para uma contaminação crustal cada vez maior ao longo do tempo. Estes dados sugerem que o magma parental do Maciço do Rio Piau teve uma origem mantélica e que, posteriormente à sua extração, foi contaminado com material crustal.

Como já foi visto no capítulo IV, uma isócrona Sm/Nd obteve uma idade de cristalização de $2,9 \pm 0,4$ Ga para o Maciço do Rio Piau (Vignol 1987), e portanto ele seria Arqueano. Posteriormente, Sabaté & Cruz (1995) e Cruz & Sabaté, com base em argumentos estruturais, sugeriram que este maciço seria Paleoproterozóico. Se realmente a colocação deste maciço fosse Paleoproterozóica, como explicar o longo tempo de residência crustal, entre 1,6 e 2,0 Ga? Levando em consideração o tempo de residência crustal, o intervalo de idade de cristalização entre 3,3 e 2,5 Ga proposto por Vignol (1987) seria mais realístico para a cristalização deste maciço do que uma cristalização a 2,0 Ga.

Durante uma das missões de campo executadas nesta pesquisa, observou-se um enclave de uma rocha rica em óxido de Fe-Ti na rocha encaixante do Maciço do Rio Piau, conforme assinalado na figura III.3 (pág. 47).

Macêdo (com. pessoal), em seu trabalho de mapeamento regional na área em que o Maciço do Rio Piau está inserido, também encontrou um enclave de uma rocha rica em Fe-Ti na rocha encaixante deste maciço. Esta rocha é classificada como um charnockito do tipo CH6, de filiação cálcio-alcálica, datado em 2,05-2,02 Ga (Barbosa & Sabaté 2002). Dos tipos litológicos existentes nesta região, as rochas ricas em óxidos de Fe-Ti fazem parte do conjunto do Maciço do Rio Piau. Sendo assim, estes novos dados estruturais sugerem que a colocação do Maciço do Rio Piau é anterior à do charnockito CH6.

Análises isotópicas Ar/Ar para este maciço foram efetuadas em cristais de anfibólio de composição pargasítica. O método Ar/Ar pode fornecer idades de cristalização, se forem obtidas em minerais magmáticos, ou idades de resfriamento, se obtidas em minerais metamórficos. Segundo Cruz (com. verbal), a amostra selecionada para a datação poderia se tratar de uma borda resfriada. Os cristais de anfibólio apresentavam-se euédricos a subédricos, possuíam um aspecto magmático, e formavam uma camada rica neste mineral. Se o anfibólio fosse magmático, a idade obtida pelo método Ar/Ar seria a idade de cristalização. A idade obtida para este mineral, através do aquecimento em etapas, foi de 2023 ± 4 Ma (Corsini *et al.* 2004) e ela apresentou espectros de idades concordantes e pouco perturbados. Se o sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ congelasse quando o mineral cristalizou, o espectro de idade estaria perturbado e obteria diferentes idades platôs. Como o espectro de idade apresentou-se concordante e pouco perturbado, esta idade pode ser interpretada como a época do último resfriamento deste mineral em temperaturas mais baixas que 580°C , e provavelmente indicaria um evento tectonotermal, que possivelmente representaria a colisão Paleoproterozóica que ocorreu na região. Diante do exposto, provavelmente esta amostra não é uma borda resfriada nem o anfibólio é magmático.

O Maciço do Rio Piau está inserido no contexto geotectônico do Bloco Jequié. O metamorfismo de alto grau Paleoproterozóico que atingiu esta região, possui pressões médias de 7 kbar e temperaturas de cerca de 800°C , com seu pico a aproximadamente 2,0 Ga (Barbosa 1990, 1997), e é considerado como originário do espessamento crustal relacionado à superposição tectônica de blocos durante a colisão (Barbosa & Sabaté 2003). Se em 2023 ± 4 Ma foi o último *overprint* sofrido por este anfibólio e ele estava resfriado em temperaturas abaixo de 580°C , as quais são compatíveis com as da fácies anfibólito, isto pode significar que esta parte do Bloco Jequié na qual este maciço está inserido não esteve diretamente envolvida na colisão Paleoproterozóica e manteve-se relativamente preservada dos seus efeitos. Além disso, como foi visto no capítulo da geologia isotópica (Cap. IV), foi encontrada uma idade anormalmente alta para a primeira porção de Ar liberado da amostra do anfibólio deste maciço, que poderia estar refletindo os níveis mais altos de potássio das rochas granulíticas encaixantes. A similaridade entre a idade do charnockito encaixante (2,02 Ga) e a idade do anfibólio (2023 ± 4 Ma) que está em contato com este charnockito, poderia estar refletindo uma auréola de metamorfismo de contato deixada pelo charnockito na rocha anortosítica. Se assim for, em 2,02 Ga o Maciço do Rio Piau já estaria cristalizado.

Considerando-se a possibilidade do Maciço do Rio Piau ter se colocado no Arqueano, necessário se faz verificar as características dos anortositos arqueanos. Segundo Ashwal (1993), uma das principais características que estes anortositos possuem, quando as suas texturas primárias não são obliteradas pela deformação, é a presença de grandes cristais equidimensionais de plagioclásio cálcico envoltos por uma matriz máfica composta de agregados de minerais metamórficos de granulação fina ou de oikocristais de anfibólio de granulação grosseira. Os megacristais, com tamanhos variando de 0,5 a 30 cm, não têm zoneamento e os teores de anortita são maiores ou iguais a 80. As rochas anortosíticas do Maciço de Rio Piau não possuem nenhuma destas características.

As análises das microestruturas do Maciço do Rio Piau efetuadas ao microscópio óptico mostraram que os grãos de plagioclásio das rochas anortosíticas apresentam-se bastante microfraturados e com aspectos de uma deformação plástica intracristalina incipiente, tais como extinção ondulante, afinamento das geminações mecânicas, geminação em cunha, bandas de deformação, *kink bands* e pequenos encurvamentos dos planos de geminação. Estas microestruturas são evidências de que a deformação sofrida por este maciço deve ter ocorrido em condições de baixo grau metamórfico, a temperaturas entre 300 e 400°C. Nestas temperaturas, a reação do plagioclásio à deformação é mais ou menos rígida, o que é esperado uma vez que a temperatura de recristalização do plagioclásio é de cerca de 500°C. O comportamento rúptil ainda é dominante e é evidenciado por um microfraturamento interno, embora já seja assistido por algum movimento de discordâncias. As microestruturas produzidas por este tipo de comportamento freqüentemente se assemelham a estruturas plásticas cristalinas, embora elas sejam, de fato, rúpteis. Estruturas claramente separáveis, tais como *augen* e matriz ou manto-núcleo, inexistem nestas condições de baixo grau e não estão presentes nestas rochas. O crescimento simplectítico de feldspato e quartzo durante a deformação resultou na presença de mirmequita nas rochas deste maciço. Estas feições são sugestivas de deformação do Maciço do Rio Piau ocorreu no limite rúptil-dúctil.

Estudos de EBSD efetuados no MEV evidenciaram que a orientação preferencial cristalográfica é característica de uma deformação magmática.

M.2 - Maciço de Samaritana/Carapussê

O Maciço de Samaritana/Carapussê é constituído principalmente de plagioclásio. Os minerais máficos predominantes são os piroxênios e, de forma subordinada, ocorrem anfibólio, biotita e óxidos de Fe-Ti. Os principais minerais acessórios encontrados foram olivina, quartzo e feldspato alcalino. Assim como para o Maciço do Rio Piau, as análises de química mineral deste maciço tiveram como principal objetivo a obtenção de dados da composição do plagioclásio, visando o estudo das microestruturas. Eles também foram utilizados para o cálculo de geotermômetros, para efeito de comparação com os já existentes. A ausência de

granada neste maciço não permitiu o cálculo de geobarômetros, e conseqüentemente, as pressões e as profundidades na qual ele foi colocado não puderam ser determinadas.

Os cristais de plagioclásio apresentam-se como porfiroclastos deformados plasticamente e como pequenos grãos constituindo uma matriz de granulação fina recristalizada dinamicamente. Esta matriz envolve completamente os porfiroclastos, caracterizando uma distribuição bimodal dos tamanhos dos grãos. Os dados de composição química permitiram classificar o plagioclásio como labradorita, com teores médios de An_{60} , e mostraram que não existem variações significativas de composição entre os porfiroclastos e a matriz de plagioclásio.

Os piroxênios ocorrem na forma de grãos recristalizados e poligonizados contornando os porfiroclastos de plagioclásio e como cristais exsolvidos que, provavelmente, são relíquias de piroxênios ígneos. Ocasionalmente esta fase mineral exhibe clivagem encurvada. O clinopiroxênio encontrado nestes dois maciços, de composição $En_{28-31}Wo_{42-50}Fs_{24-28}$, é do tipo augita e diopsídio. A augita é comumente encontrada em rochas ígneas básicas, e é cristalizada em altas temperaturas. O ortopiroxênio, de composição $En_{37-39}Wo_{1,1-1,6}Fs_{60-61}$, foi classificado como ferrossilita.

Os grãos de anfibólio são preferencialmente de coloração castanho-esverdeada e ocorrem principalmente associados aos aglomerados de minerais máficos, podendo ser interpretados como produto da desestabilização dos piroxênios. Eles foram classificados como ferropargasita.

A biotita ocorre, preferencialmente, na forma de pequenas palhetas alongadas de coloração castanho clara contornando os porfiroclastos de plagioclásio e, subordinadamente, de coloração avermelhada, sem forma definida e associada aos aglomerados de minerais máficos constituídos por piroxênios, anfibólio e minerais opacos, sendo nitidamente produto de desestabilização destes minerais. As análises de química mineral efetuadas na biotita em forma de palhetas evidenciaram os altos teores de TiO_2 , que variaram de 5,241 a 5,663%, sugerindo que sejam metamórficas.

O Maciço de Samaritana/Carapussê foi classificado por Cruz & Sabaté (1995) e Sabaté & Cruz (1998) como anortosito do tipo maciço, segundo a classificação de Ashwall (1993), apesar da pequena dimensão deste corpo (14 km^2) quando comparado aos grandes complexos ígneos de idade Proterozóica existentes no mundo. Assim como o Maciço do Rio Piau, este maciço também possui características dos anortositos das intrusões acamadadas.

Os dados isotópicos Sm/Nd adquiridos nesta pesquisa permitiram inferir que o magma que gerou este maciço foi extraído no Arqueano. As idades modelo T_{DM} variaram entre 3.366 e 3.683 Ma. Os ϵ_{Nd} obtidos na idade modelo (T_{DM}) foram todos positivos e variaram de 0,83 a 1,22. Os $\epsilon_{Nd (T_{DM})}$ positivos para este maciço

sugerem que ele foi derivado de uma fonte mantélica e que na época da sua extração não estava contaminado por material crustal. Os ϵ_{Nd} negativos obtidos nas idades de 2,6 Ga, 2,0 Ga, 1,9 Ga e atual apontam para uma contaminação crustal cada vez maior ao longo do tempo.

Análises isotópicas Ar/Ar em biotita titanífera deste maciço forneceram uma idade de 1957 ± 4 Ma, que foi interpretada como idade de cristalização (Corsini *et al.* 2004). O espectro de idade determinado por aquecimento em etapas para este mineral mostrou-se relativamente plano e pouco perturbado. Neste diagrama, o Ar liberado durante as primeiras etapas de aquecimento forneceu idades um pouco mais baixas do que as demais, sugerindo que o Ar das bordas dos grãos continham um determinado percentual de Ar atmosférico, que poderia ser o resultado da difusão deste gás tanto entrando como saindo da biotita. Esta idade provavelmente indica um evento tectonotermal que, no caso do Maciço da Samaritana, estaria relacionado à deformação dúctil e a milonitização associadas com o movimento ao longo de uma zona de cisalhamento dúctil no limite NW deste maciço, e refletiria a colisão Paleoproterozóica que ocorreu nesta região.

A ausência de idades de cristalização confiáveis para este maciço não permitiu definir a sua ambiência tectônica.

Com base em argumentos estruturais, Cruz & Sabaté (1995) e Sabaté & Cruz (1998) sugerem que este maciço é Paleoproterozóico. Se esta hipótese for verdadeira e como este maciço possui uma filiação geoquímica de origem toleítica continental, para ele ter penetrado na crosta precisaria de zonas de fraqueza. No cenário geotectônico do Paleoproterozóico tinha-se um ambiente colisional. Zonas de fraqueza neste cenário poderiam ter ocorrido na fase de colapso do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, e ele ter penetrado na crosta nesta fase sendo, por conseguinte, sin a tardi-orogênicos. Mas se eles foram sin a tardi-orogênicos, como explicar o longo tempo de residência crustal para este maciço, algo em torno de 2,0 a 2,5 Ga?

As microestruturas dos porfiroclastos de plagioclásio do Maciço de Samaritana/Carapussê indicaram que a maioria deles exibe evidências ópticas de deformação intracristalina, que são torção da rede cristalina, encurvamento de geminação, paredes de discordâncias, formação de subgrãos e de novos grãos, geminações mecânicas com lamelas finas, em cunha e albíta-periclina nas suas bordas. A origem tectônica destas geminações ficou claramente demonstrada pela forma lenticular da maioria das lamelas, que se afinavam em direção ao centro dos grãos; pelo desenvolvimento ocasional de lamelas de geminação restritas às áreas marginais, especialmente nos limites, onde a concentração do esforço deveria ser esperada; e pela coexistência espacial com outros aspectos ópticos ou microestruturas relacionadas à deformação plástica intracristalina. Em alguns porfiroclastos, o efeito da deformação heterogênea é tão acentuado que faz com que se apresentem completamente encurvados, com acúmulo de deformação em determinadas partes e,

ocasionalmente, completamente dissecados. Já os porfiroclastos de forma globular e sem geminação se mostram mais resistentes e são pouco afetados pela deformação.

Os grãos de plagioclásio da matriz também exibem evidências ópticas de deformação intracristalina. É comum apresentarem geminação mecânica segundo as leis albita e periclina, geminação em cunha e encurvamento de geminação. Em proporções praticamente idênticas aos grãos geminados, eles também se apresentam límpidos, com a geometria dos limites dos grãos, variando de reta à ligeiramente suturada, chegando a formar junções tríplexes a 120°. Estes aspectos microestruturais estão de acordo com a interpretação de que os grãos da matriz foram formados por recristalização dinâmica.

Restauração e recristalização são dois processos importantes que ocorrem durante ou depois da deformação. A recristalização dinâmica (sin-tectônica) é evidenciada pela presença de grãos antigos e de grãos neoformados com limites irregulares e/ou aspectos de deformação óptica intracristalina, tais como extinção ondulante e limite de subgrãos. Por comparação, a restauração e a recristalização estática (pós-tectônica) é geralmente caracterizada pela presença de grãos sem deformação com limites retos ou ligeiramente curvos e por grãos poligonizados. A presença de texturas parcialmente recristalizadas, apresentando uma distribuição bimodal de tamanhos de grãos, agregados de pequenos grãos com tamanhos aproximadamente uniformes entre grandes grãos com extinção ondulante e com subgrãos do mesmo tamanho que os pequenos grãos, e a similaridade de composição entre matriz e porfiroclastos são evidências da atuação do mecanismo da recristalização dinâmica. Os pequenos grãos da matriz são, provavelmente, os novos grãos formados por recristalização dinâmica.

Experimentos efetuados a temperaturas de 900°C em anortositos (Tullis & Yund 1992) e a temperaturas de 800°C em labradorita (McLaren & Pryer 2001) e albita (Ji & Mainprice 1987) mostraram que a recristalização por rotação de subgrãos não ocorre em velocidades de deformação de $7,5-8,7 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ e a temperaturas superiores a 900°C. De acordo com Tullis (1983) e Simpson (1985), a recristalização completa de plagioclásio de composição intermediária requer temperaturas superiores a 500-550°C, que correspondem a condições da fácies anfíbolito inferior. A recristalização por rotação progressiva de subgrãos somente se torna importante em condições de transição entre as fácies anfíbolito e granulito (Tullis 1983, Olsen & Kohlstedt 1985, Ji & Mainprice 1990). Assim, as microestruturas que evidenciam a atuação do processo de rotação progressiva de subgrãos sugerem temperaturas de deformação da ordem de 700 a 900°C.

As microestruturas observadas nos porfiroclastos e na matriz de plagioclásio do Maciço de Samaritana/Carapussê atestam que a deformação ocorreu no campo dúctil. Não há indícios de redução do tamanho dos porfiroclastos por fraturamento. Ao contrário, as evidências apontaram para a deformação em altas temperaturas e baixas taxas de deformação, onde o plagioclásio se deforma principalmente por movimento de discordâncias. A matriz de plagioclásio foi formada pelos processos de recristalização por

rotação de subgrãos e por migração dos limites dos grãos. O processo de recristalização por rotação de subgrãos é atestado pelo extensivo desenvolvimento de subgrãos nas bordas e no interior dos porfiroclastos. Já a presença de pequenos grãos recristalizados sem deformação e poligonizados sugere que os obstáculos ao movimento de discordâncias foram removidos pelo processo de migração dos limites dos grãos. Estes processos de recristalização ocorrem em temperaturas entre 700 e 900°C, em condições que correspondem à transição entre as fácies anfíbolito e granulito. Após cessada a deformação, a temperatura deve ter se mantido elevada, o que favoreceu a recristalização por migração dos limites dos grãos através de um processo de difusão, resultando na poligonização de grande parte dos grãos da matriz.

A deformação no Maciço de Samaritana/Carapussê foi acomodada por diferentes mecanismos, sugerindo que ela ocorreu sob diferentes condições de temperatura e pressão, que podem ser dependentes da profundidade de colocação, do gradiente térmico durante a deformação e do intervalo de tempo entre colocação e deformação. A deformação que afetou estes maciços provavelmente ocorreu em temperaturas decrescentes, começando no estado magmático, com a orientação de forma dos porfiroclastos e segregação dos máficos, e continuando no estado sólido, após a cristalização das rochas, ainda em altas temperaturas. Porfiroclastos e grãos recristalizados apresentam uma orientação preferencial de forma incipiente. Os porfiroclastos de plagioclásio apresentam muitas microfraturas e estas se estendem, em menor proporção, para a matriz. Alterações de baixa temperatura atestam as condições de metamorfismo regressivo sofrido por estas rochas. As fraturas e as alterações de baixa temperatura possivelmente se formaram durante o soergimento destes maciços. A existência de fraturas atravessando indistintamente porfiroclastos e matriz, sugere que estas rochas passaram por um processo dútil posterior com a presença de fluidos.

As figuras pólos dos porfiroclastos sugerem que estes possuem uma OPC coerente com a ativação do sistema de deslizamento (010)[001]. A análise das figuras pólos dos grãos de plagioclásio da matriz que adentram um porfiroclasto mostrou um paralelismo entre a orientação do porfiroclasto e de uma parte dos grãos da matriz, sugerindo que a rotação progressiva de subgrãos foi um dos mecanismos de recristalização responsáveis pela formação destes novos grãos. Mas também como havia uma dispersão entre a orientação do porfiroclasto e de uma outra parte dos grãos da matriz, é possível que nem todos os grãos da matriz em torno do porfiroclasto tenham sido formados por rotação de subgrãos.

As figuras pólos dos grãos da matriz ao redor do porfiroclasto mostram uma similaridade com a do porfiroclasto, sugerindo que os aqueles grãos foram formados por rotação de subgrãos. Contudo, as análises das figuras pólos com pontos ao invés de contornos mostraram que existe uma família de grãos da matriz com a mesma orientação do porfiroclasto, evidenciando o processo de rotação de subgrãos, mas que também existe uma dispersão destes grãos denotando que nem todos os grãos da matriz foram formados por este processo. A distinção entre uma textura completamente recristalizada e uma textura equigranular não recristalizada é muito difícil de ser feita. Entretanto, em um agregado de grãos formados por recristalização

dinâmica completa, os grãos mostrarão uma OPC, que é uma evidência de deformação interna, e um tamanho de grãos relativamente uniforme.

A dispersão das orientações cristalográficas observadas nos grãos da matriz que adentram um dos porfiroclastos e nos grãos da matriz que estão ao redor de um dos porfiroclastos, sugere que nem todos os grãos da matriz foram formados por uma recristalização progressiva dos porfiroclastos. A presença de cristais de quartzo e feldspato alcalino junto com a matriz que adentra um dos porfiroclastos aponta para uma rocha originalmente bimodal.

Geralmente, a intensidade da orientação cristalográfica aumenta inicialmente com a acumulação da deformação plástica, mas esta tende a ser estabilizada pela recristalização dinâmica. No plagioclásio, em particular, este mecanismo de deformação parece induzir frequentemente orientações cristalográficas fracas, mesmo em rochas muito deformadas (a forte deformação é marcada por outros minerais e pela estrutura macroscópica). Principalmente nos Maciços de Carapussê e da Samaritana, apesar da forte deformação destas rochas, as figuras pólos do plagioclásio mostraram orientações cristalográficas fracas.

M.3 - Maiço de Potiraguá

As rochas deste maciço são de textura grossa a muito grossa, inequigranulares, e compostas de 80 a mais de 90% de plagioclásio e é essencialmente magmática. Os grãos de plagioclásio são tabulares, euédricos a subédricos, com contatos retos a quase retos entre si, e formam uma rede contínua, praticamente inexistindo minerais máficos entre estes cristais. As geminações são largas, bem formadas, nítidas e atravessam todo o cristal, caracterizando uma geminação tipicamente magmática.

A análise microestrutural evidenciou que o Maciço de Potiraguá é o único dos maciços estudados onde não há qualquer evidência de uma deformação plástica. Quanto à deformação, esta foi essencialmente rúptil e deve estar relacionada à sua colocação em níveis crustais mais rasos. Os grãos magmáticos de plagioclásio são tabulares, paralelos a (010) e alongados paralelos a [100]. São euédricos a subédricos, com contatos retos a quase retos entre eles, e formam uma rede contínua, praticamente inexistindo minerais máficos e alterações secundárias entre estes cristais. As geminações dos grãos de plagioclásio são largas, bem formadas, nítidas e atravessam todo o cristal, caracterizando uma geminação tipicamente primária.

Ao microscópio óptico, não se observa nenhuma orientação preferencial de forma destes cristais, embora as figuras pólos obtidas através do EBSD mostrem uma orientação magmática característica. Em algumas amostras, a cataclase causou um fraturamento intenso na rocha, com os cristais de plagioclásio apresentando-se bastante fraturados, com deslocamento de geminação, formação de pares conjugados de fraturamento, e

com uma recristalização incipiente nas fraturas mais abertas. Nestas amostras, o principal processo de redução dos tamanhos dos grãos foi o fraturamento.

M.4 Recomendações e Sugestões

Para um maior aprofundamento dos assuntos abordados nesta tese, serão fornecidas a seguir algumas recomendações e sugestões para uma continuidade do presente trabalho:

1. aperfeiçoar e complementar o mapa geológico dos Maciços de Rio Piau, Samaritana e Carapussê, utilizando os novos equipamentos e ferramentas disponíveis, enfocando as rochas encaixantes e aspectos estruturais tais como foliações, lineações, atitudes de falhas, tanto nos maciços como nas encaixantes;
2. complementar o mapa geológico do Maciço de Potiraguá com alguns dos aspectos acima citados;
3. fazer uma amostragem orientada dos diversos litotipos dos Maciços de Rio Piau, Carapussê, Samaritana e Potiraguá bem como de suas encaixantes, para que se possa obter dados que permitam discutir a cinemática e a dinâmica da colocação destes corpos;
4. elaborar um estudo sistemático dos elementos das geminações mecânicas dos plagioclásios nos Maciços de Carapussê e Samaritana com o objetivo de localizar o campo do esforço que causou a geminação, determinando assim as paleodireções de esforços neste domínio do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá;
5. implementar estudos de anisotropia de susceptibilidade magnética (AMS);
6. complementar a amostragem para datar estes maciços por outros métodos, para que estes possam ser usados em combinação com os existentes, permitindo assim a definição de parâmetros petrogenéticos;
7. efetuar estudos em um MET para uma caracterização mais efetiva dos mecanismos de deformação.

RÊCIAS

- ABRAM M. B. 1993. *O corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Mirabela, Ipiaú-Ba: caracterização petrográfica, geoquímica, tipológica e implicações metalogenéticas*. Inst. de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 137p.
- ADAMS B. L., WRIGHT S. I., KUNZE K. 1993. Orientation imaging: the emergence of a new microscopy. *Metall. Trans.* 24A, 819-831.
- AGUE M. D., WENK H.-R., WENK E. 1990. Deformation microstructures and lattice orientations of plagioclase in gabbros from Central Austrália. In: *The Brittle-Ductile Transition in Rocks - The Heard Volume. Geophys. Monogr.* 61 73-186.
- ALAM M. N., BLACKMAN M., PASHLEY D. M. 1954. High angle Kikuchi patterns. *Proc. R. Soc. London*, 221: 224-242.
- ALIBERT C. & BARBOSA J. S. F. 1992. Âges U-Pb déterminés à la "SHRIMP" sur des zircons du Complexe de Jequié, Craton du São Francisco, Bahia, Brésil. 14 Réun. Sci. Terre (RST), Toulouse, France, p.4.
- ALMEIDA F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7 349-364.
- ALONSO M. & FINN E. J. 1979. *Fundamental university physics*.
- ALTENBERGER U., HAMM N., KRUEHL J. H. 1987. Movements and metamorphism north of the Insubric Line between Val Loana and Val d'Ossola (Italy). *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, 130 365-374.
- ASHBY M. F. 1972. A first report on deformation mechanism maps. *Acta metal.*, 20 887-897.
- ASHWAL L. D. 1993. *Anorthosites. Minerals and Rocks* 21. Springer-Verlag. 422p.
- ASHWAL L. D., AMILTON M. A., MOREL V. P. I, RAMBELOSON R. A. 1998. Geology, petrology and isotope geochemistry of massif-type anorthosite from southwest Madagascar. *Contr. Mineral. Petrol.*, 133: 389-401.
- AUFFRAY F., HUANG Z. H., WILLAIME C. 1983. Chemical modifications associated with plastic deformation in natural plagioclase feldspars. 3rd NATO Advanced Study Institute on "Feldspars, feldspathoids and their paragenesis". Rennes, France.
- AVÉ LALLEMANT H. G., MERCIER J.-C. C., CARTER N. L., ROSS J. V. 1980. Rheology of the upper mantle: inferences from peridotite xenoliths. *Tectonophysics*, 7 85-113.
- BARBOSA J. S. F. 1986. *Constitution lithologique et métamorphique de la région granulitique du Sud de Bahia, Brésil*. Thèse Doct., Univ. Paris VI, n°86-34, 300 p.
- BARBOSA J. S. F. 1990. The granulites of the Jequié complex and Atlantic Mobile Belt, Southern Bahia, Brazil - an expression of Archean Proterozoic plate convergence. In: D. Vielzeuf & P.H. Vidal (Eds.). *Granulites and Crustal Evolution*. Springer-Verlag, Clermont Ferrand, France. pp. 195-221.
- BARBOSA J. S. F. 1991. Projeto Geologia e Metalogenia do Domínio da Costa Atlântica da região granulítica do sul da Bahia, Brasil. Convênio SME/SGM/UFBA/PPPG (Relatório não publicado).

- BARBOSA J. S. F. 1997. Síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas metamórficas Arqueanas e Paleoproterozóicas do embasamento do Cráton do São Francisco na Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, **27** 241-256.
- BARBOSA J. S. F. & FONTEILLES M. 1989. Caracterização dos protólitos da região granulítica do sul da Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, **19(1)** 3-16.
- BARBOSA J. S. F. & DOMINGUEZ J. M. L. (Coords.). 1996. Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia. Escala 1:1.000.000. Secretaria da Indústria Comércio e Mineração do Estado da Bahia, SGM/PPPG/FAPEX/CPGG, Salvador-BA, 295p.
- BARBOSA J. S. F. & SABATÉ P. 2000. Geological and geochronological features and the Paleoproterozoic collision of the four Archean crustal segments of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil. *In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro. Special Symposium, D-2, Multidisciplinary Studies of Key Crustal-Scale Features. (CD-ROM).*
- BARBOSA J. S. F. & SABATÉ P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais Acad. Bras. Cienc.* **74** 343-359.
- BARBOSA J. S. F. & SABATÉ P. 2003. Colagem Paleoproterozóica de placas Arqueanas do Cráton do São Francisco na Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, **33**: 7-14.
- BARBOSA J. S. F. & SABATÉ P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precamb. Res.*, **133**: 1-27.
- BARBOSA J. S. F., CORRÊA GOMES L. C., MARINHO M. M., ALVES DA SILVA F. C. 2001. Geologia do segmento sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. *In: J.S.F. Barbosa, E.P. Oliveira, L.C. Corrêa Gomes, M.M. Marinho, R.C. Melo (Orgs.). I Workshop sobre o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. Geologia e guia de excursão. Salvador, CBPM, p. 48-79.*
- BARBOSA J. S. F., SABATÉ P., MARINHO M. M. 2003a. O Cráton do São Francisco: uma síntese. *Rev. Bras. Geoc.*, **33**: 3-6.
- BARBOSA J. S. F., CORRÊA GOMES L. C., MARINHO M. M., ALVES DA SILVA F. C. 2003b. Geologia do segmento sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. *Rev. Bras. Geoc.*, **33**: 33-48.
- BARRUOL G., MAINPRICE D., KERN, H., SAINT BLANQUANT M., COMPTE P. 1992. 3D seismic study of a ductile shear zone from laboratory and petrofabric data (Saint Barthélémy Massif, Northern Pyrénées, France). *Terra Nova*, **4** 63-76.
- BEN ISMAÏL W. 1999. *La Lithosphère Cratonique: Pétrophysique des Xénolites Mantelliques d'Afrique du Sud*. Université Montpellier II, Montpellier, França. Thèse Doctorat. 245 pp.
- BENN K. & ALLARD B. 1989. Preferred mineral orientations related to magmatic flow in ophiolite layered gabbros. *J. Petrol.*, **30** 925-946.
- BERRANGÉ J. P. 1966. Some critical differences between orogenic-plutonic and gravity-stratified anorthosites. *Geol. Rundsch.*, **5** 617-642.
- BERTHÉ D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P. 1979. Orthogneiss, mylonites and coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.*, **1**: 31-42.
- BJERG S., MOGESSIE A., BJERG E. 1995. A mineral formula calculation program (PAS-FORM).

- BOHLEN S. R. & BOETTCHER A. L. 1981. Experimental investigations and geological applications of orthopyroxene geobarometry. *Am. Mineral.*, **6** 951-964.
- BORDINI R. M. 2003. *Geologia do Maciço Anortosítico de Potiraguá, Sul da Bahia*. Inst. de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Tese de Doutorado, 171p.
- BORDINI R. M., CRUZ M. J. M., SABATÉ P. 1999. O maciço de Potiraguá no lineamento de intrusões gabro-anortosíticas do cinturão granulítico do Sul da Bahia (Brasil): especificidades geológicas e estruturais. In: VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis, Anais..., SBG, p. 48-51.
- BORDINI R. M., CRUZ M. J. M., MERLET C. 2001a. Transformações das composições químicas dos minerais nas rochas da interface anortosito/dolerito do maciço anortosítico de Potiraguá, Bahia. *Cadernos de Geociências* 6, Universidade Federal da Bahia, Salvador, p. 145-155.
- BORDINI R. M., CRUZ M. J. M., SABATÉ P., BARBOSA J. S. F. 2001b. Sm/Nd isotopic data of anorthositic and doleritic rocks from Potiraguá massif, South Bahia - Brazil. In: XIX Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal, Boletim de Resumos 17, SBG, p. 272-273.
- BORDINI R. M., CRUZ M. J. M., BURGOS C. M. G. 2002. Geochemical and structural characteristics of different types of anorthosites in the São Francisco craton, South Bahia, Northeast Brazil. In: XLI Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa, Anais..., SBG, p. 415.
- BORG I. Y. & HANDIN J. 1966. Experimental deformation of crystalline rocks. *Tectonophysics*, **3**: 249-258.
- BORG I. Y. & HEARD H. C. 1969. Mechanical twinning and slip in experimentally deformed plagioclases. *Contr. Mineral. Petrol.*, **23**: 28-35.
- BORG I. Y. & HEARD H. C. 1970. Experimental deformation of plagioclases. In: Experimental and natural rocks deformation. Paulitsch, P. (ed.), pp. 375-403.
- BORGES F. S. & WHITE S. H. 1980. Microstructural and chemical studies of sheared anorthosites, Roneval, South Harris. *J. Struct. Geol.*, **2**: 273-280.
- BORRADAILE G. J., BAYLY M. B., POWELL, C. McA. (Eds). 1983. Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics. Springer, New York.
- BOSSIÈRE G. & VAUCHEZ A. 1978. Déformation naturelle par cisaillement ductile d'un granite de grande Kabylie Occidentale (Algérie). *Tectonophysics*, **5**: 57-81.
- BOWEN N. L. 1917. The problem of the anorthosites. *J. Geol.*, **25** 209-243.
- BOWEN N. L. 1928. The evolution of the igneous rocks. Dover, New York, 332 p.
- BRAGG W. L. & BRAGG W. H. 1949. The crystalline state: A general survey. London, 264 pp.
- BRERETON N. R. 1970. Corrections for interfering isotopes in the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method. *Earth Planet Sci. Lett.*, **8**: 427-433.
- BRITO NEVES B. B. & CORDANI U. G. 1991. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precamb. Res.*, **5**: 23-40.

- BRODIE K. H. 1981. Variation in amphibole and plagioclase composition with deformation. In: G. S. Lister, H.-J. Behr, K. Weber and H. J. Zwart (Editors). *The Effect of Deformation on Rocks. Tectonophysics*, **8**: 385-402.
- BRODIE K. H. & RUTTER E. H. 1985. On the relationship between deformation and metamorphism, with special reference to the behavior of basic rocks. In: A.B. Thompson & D.C. Rubie (Editors), *Metamorphic New York*, pp. 138-179.
- BROWN W. L. & MACAUDIÈRE J. 1984. Microfracturing in relation to atomic structure of plagioclase from a deformed meta-anorthosite. *J. Struct. Geol.*, **5** 579-586.
- BROWN W. L. & MACAUDIÈRE J. 1986. Mechanical twinning of plagioclase in a deformed meta-anorthosite, the production of M-twinning. *Contr. Mineral. Petrol.*, **92**: 44-56.
- BROWN W. L., MACAUDIÈRE J., OHNENSTETTER M. 1980. Ductile shear zones in a meta-anorthosite from Harris, Scotland: textural and compositional changes in plagioclase. *J. Struct. Geol.*, **2**: 281-287.
- BUDDINGTON A. F. 1939. Adirondack igneous rocks and their metamorphism. *Geol. Soc. Am. Memoir* 7, 343 pp.
- BUDDINGTON A. F. 1975. Anorthosite-bearing complexes: classification and parental magmas. *Studies en Precambrians*. Dept. Geol., Univ. Bangalore, India. pp 115-141.
- BURGOS C. M. G., CRUZ M. J. M., ILDEFONSE B., TOMMASI A., VAUCHEZ A. 2003a. Mecanismos de deformação do plagioclásio dos maciços da Samaritana e de Carapussê através do método EBSD. IX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Búzios, Rio de Janeiro, Anais...p. 173-175.
- BURGOS C. M. G., CRUZ M. J. M., ILDEFONSE B., TOMMASI A., VAUCHEZ A. 2003b. Aspectos microestruturais das intrusões básicas do Cinturão Itabuna (Sul da Bahia, Brasil). IX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Búzios. Rio de Janeiro. Anais...p. 209-212.
- BURKHARD M. 1993. Calcite-twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *J. Struct. Geol.*, **15** 351-368.
- BYSTRICKY M. & MACKWELL S. J. 2001. Creep of dry clinopyroxene aggregates. *J. Geophys. Res.*, B, Solid Earth and Planets. **106** 443-454.
- CAHN R. W. 1983. Recovery and recrystallization. In: Cahn, R. W., Haasen, P. (Eds.). *Physical Metallurgy*. North Holland Physics Publ., Amsterdam, pp. 1595-1671.
- CAMPBELL I. H. 1985. The difference between oceanic and continental tholeiites: a fluid dynamic explanation. *Contrib. Mineral. Petrol.* **91**: 37-43.,
- CARTER N. L. & TSENN M. C. 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, **136** 27-63.
- CARTER N. L., BAKER D. W., GEORGE Jr R. P. 1972. Seismic anisotropy, flow, and constitution of the upper mantle. In: *Flow and Fracture of Rocks*. Geophys. Monogr. Ser., edited by H. C. Heard et al., vol. 16, pp 167-190, AGU, Washington, D. C.
- CAWTHORN R. G. & DAVIES G. 1983. Experimental data at 3 kbars pressure on parental magma to the Bushveld magma. *Contrib. Mineral. Petrol.* **83**: 128-135.
- CHRISTIANSEN F. G. 1986. Deformation of chromite: SEM investigations. *Tectonophysics*, **121**: 175-196.

- CORDANI U. G., BERNAT M., TEIXEIRA W., KAWASHITA H. 1974. Idades radiométricas das rochas alcalinas do Sul do Estado da Bahia. In: SBG Cong. Bras. Geol., 27, Porto Alegre, Anais, **6** 253-259.
- CORDANI U. G., SATO K., TEIXEIRA W., TASSINARI C. C. G., BASEI M. A. S. 2000. Crustal evolution of the South America plataform. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Tomaz Filho, D. A. Campos (Eds.). Tectonic evolution of South America. 31th Intern. Geol. Congr. Rio de Janeiro. p. 19-40.
- CORRÊA GOMES L. C. 2000. *Evolução dinâmica da Zona de Cisalhamento neoproterozóica de Itabuna-Itaju do Colônia e do magmatismo fissural alcalino associado (SSE do Estado da Bahia, Brasil)*. Inst. de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Tese de Doutorado, 236p.
- CORRIGAN D. & HANMER S. 1997. Anorthosites and related granitoids in the Grenville Orogen: a product of convective thinning of the lithosphere? *Geology*, **25** 61-64.
- CORSINI M., BURGOS C. M. G., FÉRAUD G., CABY R. 2004. Paleoproterozoic emplacement and cooling of two gabbro-norite/charnockite massifs from the Itabuna belt, southern Bahia, Brazil.
- COSTA L. A. M. & MASCARENHAS J. F. 1982. The high-grade metamorphic terrains in the interval Mutuípe-Jequié Archean and Lower Proterozoic of East-Central Bahia. In: Int. Symp. Archean and Early Proterozoic geologic evolution and metalogenesis. Salvador, SME/CBPM, p. 19-37.
- CRUZ M. J. M. 1989. *Le massif du Rio Piau: une intrusion de nature gabbroïque et anorthositique dans les terrains granulitiques du noyau Jequié-Brésil*. These Doct., Univ. Paris VI, n°89-4, 280 p.
- CRUZ M. J. M. & SABATÉ P. 1995. Existence d'un episode intrusif anorthositique au Paléoprotérozoïque dans les Provinces Archeennes de Bahia et d'Angola. In: Géodynamique du Paléoprotérozoïque, BRGM, Soc. Géol. France, Orleans, p.13.
- CRUZ M. J. M., SABATÉ P., BORDINI R. M., FRÓES R. J. B. 1999. Afinidades geoquímicas dos corpos gabro-anortosíticos do Bloco Jequié e Cinturão Itabuna-Costa Atlântica (Cráton do São Francisco, Bahia, Brasil). In: V Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa e VII Congresso Brasileiro de Geoquímica, Porto Seguro, p. 481-483.
- CRUZ M. J. M., SABATÉ P., BORDINI R. M. 2000. Géochimie des massifs de gabbro-anorthosites dans les terrains granulitiques du sud de Bahia (Brésil): contraintes pétrogenétiques. In: 18 RST Soc. Geol. France, Paris. Anais. Paris Soc. Geol. France, 2000. V.1. p.113.
- DALLMEYER R. D. 1979. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating; principles, techniques, and applications in orogenic terranes. In Lectures in isotope geology, pp. 77-104.
- DePAOLO D. J. 1988. Neodymium Isotope Geochemistry - An Introduction. Springer-Verlag.
- DePAOLO D. J.; G. J. WASSERBURG. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.*, **3**: 249-252.
- DEBAT P., SOULA J. C., KUBIM L., VIDAL J. L. 1978. Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (gneisses and pegmatites from Occitanie, southern France). *Lithos*, **11**: 113-146.
- DEER W. A., HOWIE R. A., ZUSSMAN J. 1963. Rock forming minerals. London, Longman. v.2a.
- DEER W. A., HOWIE R. A., ZUSSMAN J. 1966. An introduction to the rock forming minerals. Longman group, Harlow, 528 pp.

- DELL'ANGELO L. N. & TULLIS J. 1989. Fabric development in experimentally sheared quartzites. *Tectonophysics*, **10**: 1-21.
- DIMANOV A., LAVIE M. P., DRESEN G., INGRIN J., JAOL O. 2003. Creep of polycrystalline anorthite and diopside. *J. Geophys. Res.*, B, Solid Earth and Planets. 108:
- DINGLEY D. J. & FIELD D. P. 1997. Electron backscatter diffraction and orientation imaging microscopy. *Mater. Sci. Technol.*, **13**: 69-78.
- DORNBUSCH H. J., WEBER K., SKROTZKI W. 1994. Development of microstructure and texture in high-temperature mylonites from the Ivrea Zone. In: Bunge, H. J., Siegesmund, S., Skrotzki, W., Weber, K. (Eds.). *Textures of Geological Materials*. Deutsch Gesellschaft für Materialkunde, Oberursel. pp. 187-201.
- DRURY M. R. & URAI J. L. 1990. Deformation-related recrystallization processes. *Tectonophysics*, **12**: 235-253.
- DRURY M. R., HUMPHREYS, F. J., WHITE S. H. 1985. Large strain deformation studies using polycrystalline magnesium as a rock analogue. Part II: dynamic recrystallization mechanisms at high temperatures. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. **0** 208-222.
- DUCHESNE J. C. 1984. Massif anorthosites: another partisan review. In: W. L. Brown (Ed.). *Feldspars and Feldspathoids*. Reidel, Dordrecht, p. 411-433.
- EGYDIO-SILVA M. & MAINPRICE D. 1999. Determination of stress direction from plagioclase fabrics in high grade deformed rocks (Além Paraíba shear zone, Ribeira fold belt, southeastern Brazil). *J. Struct. Geol.*, **21**: 1751-1771.
- EMSLIE R. F. 1978. Anorthosite massif, rapakivi granites, and late Proterozoic rifting of North America. *Precamb. Res.*, **7** 61-98.
- EMSLIE R. F. 1985. Proterozoic anorthosite massif. In: A. Tobi & J. L. R. Touret (Eds.). *The deep Proterozoic crust in the North Atlantic Provinces*. Reidel, Dordrecht, p. 39-60.
- FERGUSON C. C., LLOYD G. E., KNIPE R. J. 1987. Fracture mechanics and deformation processes in natural quartz; a combined Vickers indentation, SEM, and TEM study. In: Joseph Clancy White and Paul F. Williams (Eds), *Special session; rocks, minerals, and materials science*. *Can. J. Earth Sci.* **24** 544-555.
- FIGUEIREDO M. C. H. 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: a probably early-Proterozoic subduction-related magmatic arc. *J. South Am. Earth Sci.*, **20** 131-145.
- FIGUEIREDO M. C. H. & BARBOSA J. S. F. 1993. Terrenos Metamórficos de Alto Grau do Cráton do São Francisco. In: Dominguez J. M. L. & Misi A. (ed.), *O Cráton do São Francisco, Publicação Especial*, Salvador, SBG / SGM / CNPq. p. 63-83.
- FITZ GERALD J. D., ETHERIDGE M. A., VERNON R. H. 1983. Dynamic recrystallization in a naturally deformed albite. *Textures and Microstructures*, **5** 219-237.
- FRÓES R. J. B. & SOARES J. V. S. 1998. O corpo máfico-ultramáfico da fazenda Palestina, Bahia. XL Congr. Bras. Geol., Belo Horizonte, SBG, Anais. **1**: 480.
- GANDAIS M. & WILLAIME C. 1984. Mechanical properties of feldspars. In: W. L. Brown (Ed.). *Feldspars and Feldspathoids: Structures, Properties and Occurrences*. NATO Adv. Ser., C 137: Reidel, Dordrecht, pp. 207-246.

- GAPPAIS D. 1989. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indications. *Geology*, **17** 1144-1147.
- GATES A. E. & GLOVER L. 1989. Alleghanian tectono-thermal evolution of the dextral transcurrent hylas zone, Virginia Piedmont, USA. *J. Struct. Geol.*, **11**: 407-419.
- GOLDSTEIN J. I., NEWBURY D. E., ECHLIN P., JOY D. C., FIORI C., LIFSHIN E. 1981. Scanning Electron Microscopy and X-ray Microanalysis. New York, 673pp.
- GOODE A. D. T. 1978. High temperature, high strain rate deformation in the lower crustal Kalka intrusion, Central Australia. *Contr. Mineral. Petrol.*, **6** 137-148.
- GOTTSTEIN G. & MECKING H. 1985. Recrystallization. In: H. R. Wenk (ed.) Preferred orientation in deformed metals and rocks - an introduction to modern texture analysis. Academic Press, New York. pp. 183-218.
- GREEN J. C. 1992. Proterozoic rifts. In: K. C. Condie (Ed.). Proterozoic Crustal Evolution. Developments in Precambrian Geology 10, Elsevier, p. 97-151.
- GROSHONG R. H. 1988. Low-temperature deformation mechanism and their interpretation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **10** 1329-1360.
- GROVE T. L., FERRY J. M., SPEAR F. S. 1983. Phase transitions and decomposition relations in calcic plagioclase. *Am. Mineral.*, **68**: 41-59.
- GROWER R. J. W. & SIMPSON C. 1992. Phase boundary mobility in naturally deformed, high-grade quartzofeldspathic rocks: evidence for diffusional creep. *J. Struct. Geol.*, **14** 301-313.
- GUILLOPÉ M. & POIRIER J.-P. 1979. Dynamic recrystallization during creep of single-crystalline halite: an experimental study. *J. Geophys. Res.*, **84** 5557-5567.
- HADIZADEH J. & TULLIS J. 1992. Cataclastic flow and semi-brittle deformation of anorthosite. *J. Struct. Geol.*, **14** 57-63.
- HAMMARSTRON J. M. & ZEN E. A. 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.*, **71** : 1297-1313.
- HANMER S. 1982. Microstructure and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite. *J. Struct. Geol.*, **4** 197-213.
- HESS P. C. 1989. Origins of Igneous Rocks. Harvard University Press. 336p.
- HIGGINS M. D. & DOIG R. 1981. The Sept Iles anorthosite complex: field relationships, geochronology and petrology. *Can. J. Earth Sci.*, **18**: 561-573.
- HIGGINS M. D. & VAN BREEMEN O. 1996. Three generations of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay-Lac-Saint-Jean region of the Greville province, Canada. *Precamb. Res.*, **9**: 327-346.
- HIRTH G. & TULLIS J. 1989. The effects of pressure and porosity on the micromechanics of the brittle-ductile transition in quartzite. *J. Geophys. Res.*, **94** 17825-17838.
- HIRTH G. & TULLIS J. 1991. Mechanisms responsible for the brittle-ductile transition in experimentally deformed quartz aggregates. 1991 Spring Meeting Suppl., EOS Trans. Am. Geophys. Union. **72**: 286.

- HIRTH G. & TULLIS J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *J. Struct. Geol.*, **14** 145-159.
- HIRTH G. & TULLIS J. 1993. The effect of porosity on the strength of quartz aggregates experimentally deformed in the dislocation creep regime. *J. Geophys. Res.*, **98**: 12401-12412.
- HIRTH G. & TULLIS J. 1994. The nature of the brittle to plastic transition in quartz aggregates. *J. Geophys. Res.*, **99**: 11731-11747.
- HOBBS B. E. 1968. Recrystallisation of single crystal of quartz. *Tectonophysics*, **6** 353-401.
- HOBBS B. E. 1985. The geological significance of microfabric analysis. In: Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis (edited by Wenk, H.-R.). Orlando, Academic Press. 463-484.
- HOBBS B. E., MEANS W. D., WILLIAMS P. F. 1981. Geologia Estructural. Ediciones Omega, Barcelona, 518p.
- HOLLAND T. & BLUNDY J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contr. Mineral. Petrol.*, **116** 433 - 447.
- HOLLISTER L. S., GRISSOM G. C., PETERS E. K., STOWELL H. H., SISSON V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Mineral.*, **72** : 231-239.
- HUPPERT H. E. & SPARKS R. S. J. 1985. Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through the crust. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **77** 371-386.
- HUPPERT H. E. & SPARKS R. S. J. 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *J. Petrol.*, **29**: 599-624.
- HUNT T. S. 1863. In: Logan W. E., Murray A., Hunt T. S., Billings E. (eds.). Geology of Canada, report of progress from its commencement to 1863. Geol. Surv. Can. Rep. Prog. P. 22.
- IRVINE T. N. & BARAGAR W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**: 523 - 548.
- JENSEN L. N. & STARKEY J. 1985. Plagioclase microfabrics in a ductile shear zone from the Jotun Nappe, Norway. *J. Struct. Geol.*, **7** 527-541.
- JESUS M. L. 1997. O maciço gabro-anortosítico da Samaritana, Itamarí - Sul da Bahia, Brasil. Dissertação de Mestrado. IGEO/UFBA. Salvador-BA. 113 p.
- JI S. & MAINPRICE D. 1987. Experimental deformation of sintered plagioclase above and below the order-disorder transition. *Géodyn.Acta*, **1**: 113-124.
- JI S. & MAINPRICE D. 1988. Naturally deformed fabrics of plagioclase: implications for slip systems and seismic anisotropy. *Tectonophysics*, **137** 145-163.
- JI S. & MAINPRICE D. 1990. Recrystallization and fabric development in plagioclase. *J. Geol.*, **98**: 65-79.
- JI S., MAINPRICE D., BOUDIER F. 1988. Sense of shear in high-temperature movement zones from the fabric asymmetry of plagioclase feldspars. *J. Struct. Geol.*, **10** 73-81.
- JI S., SALISBURY M., HANMER S. 1993. Petrofabric, P-wave anisotropy and seismic reflectivity of high-grade tectonites. *Tectonophysics*, **222**: 196-226.

- JI S., ZHAO X., ZHAO P. 1994. On the measurement of plagioclase petrofabric. *J. Struct. Geol.*, **16** 1711-1718.
- JOHNSON M. C. & RUTHERFORD M. J. 1989. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17** : 837-841.
- KARATO S. 1987. Seismic anisotropy due to lattice preferred orientation of minerals: kinematic or dynamic? In: Manghnani, M. H., Sono, Y. (Eds.). High Pressure Research in Mineral Physics. *Am. Geophys. Un.*, pp. 455-471.
- KARATO S. 1988. The role of recrystallization in the preferred orientation of olivine. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. **5**: 107-122.
- KENKMANN T. & DRESEN G. 2002. Dislocation microstructure and phase distribution in a lower crustal shear zone - an example from the Ivrea Zone, Italy. *Int. J. Earth Sci.*, **91**: 445-458.
- KIKUCHI S. 1928. Diffraction of cathode rays by mica. *Jap. J. Phys.* vol. 5.
- KRIEGER LASSEN N. C. 1996. The relative precision of crystals orientations measured from electron backscattering patterns. *J. Microscopy*, **181**: 72-81.
- KRUHL J. H. 1987. Preferred lattice orientations of plagioclase from amphibolite and greenschist facies rocks near the Insubric Line (Western Alps). *Tectonophysics*, **135** 233-242.
- KRUSE R. & STÜNITZ H. 1999. Deformation mechanisms and phase distribution in mafic high-temperature mylonites from the Jotun Nappe, southern Norway. *Tectonophysics*, **30**: 223-249.
- KRUSE R., STÜNITZ H., KUNZE K. 2001. Dynamic recrystallization processes in plagioclase porphyroclasts. *J. Struct. Geol.*, **23**: 1781-1802.
- LAFRANCE B., JOHN B. E., FROST R. 1998. Ultra high-temperature and subsolidus shear zones: examples from the Poe Mountain anorthosite, Wyoming. *J. Struct. Geol.*, **20** 945-955.
- LANGDON T. G. 1985. Regimes of plastic deformation. In: Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis (edited by Wenk, H.-R.). Orlando, Academic Press. 219-232.
- LAPWORTH T., WHEELER J., PRIOR D. J. 2002. The deformation of plagioclase investigated using electron backscatter diffraction crystallographic preferred orientation data. *J. Struct. Geol.*, **4** 387-399.
- LAVES F. 1952. Mechanische zwillingsbildung in feldspäten in abhängigkeit von ordnung - unordnung der Si/Al - verteilung innerhalb des (Si/Al)₄₀₈ - gerütes. *Naturwissenschaften*. **39**: 546-547.
- LAWRENCE R. D. 1970. Stress analysis based on albite twinning of plagioclase feldspars. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**: 2507-2512.
- LAWRENCE R. D. 1978. Tectonic significance of petrofabric studies along Chewack-Pasyten fault, North Central Washington. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**: 731-743.
- LEAKE B. E., WOOLEY A. R., ARPS C. E. S., BIRCH W. D., GILBERT M. C., GRICE J. D., HAWTHORNE F. C., KATO A., KISCH H. J., KRIVOVICHEV V. G., LINTHOUT K., LAIRD J., MANDARINO J. A., MARESCH W. V., NICKEL E. H., ROCK N. M. S., SCHUMACHER J. C., SMITH D. C., STEPHENSON N. C. N., UNGARETTI L., WHITTAKER E. J. W., YOUZHI G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International

- Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Am. Mineral.*, **82**: 1019-1037.
- LEDRU P., COCHERIE A., BARBOSA J. S. F. 1993. O embasamento do Cráton do São Francisco no sudeste da Bahia: revisão geocronológica. In: II Simpósio do Cráton do São Francisco, Salvador, SBG/SGM/CNPq, Núcleo Bahia-Sergipe. Anais ... Salvador, p. 17.
- LEDRU P., COCHERIE A., BARBOSA J. S. F., JOHAN V., NOSTOT T. 1994. Âges du metamorphism granulitique dans le craton du São Francisco (Brésil): implications sur la nature de l'orogène transamazonien. *Comptes Rendus de la Academie Sciences. Paris. serie II*, v.318, p. 251-257.
- LINDSLEY D. H. & ANDERSON D. J. 1983. A two-pyroxene thermometer. *J. Geophys. Res.*, **88**, A887-A906.
- LLOYD G. E. & HALL M. G. 1981. Application of scanning electron microscopy to the study of deformed rocks. *Tectonophysics*, **8**: 687-698.
- LLOYD G. E. & FERGUSON C. C. 1986. A spherical electron-channeling pattern map for use in quartz petrofabric analysis. *J. Struct. Geol.*, **8**: 517-526.
- LLOYD G. E. & FREEMAN B. 1991. SEM electron channelling analysis of dynamic recrystallization in a quartz grain. *J. Struct. Geol.*, **13**: 945-954.
- LLOYD G. E. & FREEMAN B. 1994. Dynamic recrystallization of quartz under greenschist facies conditions. *J. Struct. Geol.*, **16** 867-881.
- LLOYD G. E., LAW R. D., SCHMID S. M. 1987. A spherical electron channelling pattern map for use in quartz petrofabrics analysis: correction and verification. *J. Struct. Geol.*, **9**: 251-253.
- LLOYD G. E., SCHMIDT N. H., MAINPRICE D., PRIOR D. J. 1991. Crystallographic textures. *Mineral. Mag.* **5** 331-345.
- LOUREIRO H. S. C. 1991. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - Mundo Novo. Folha SC.24-Y-D-IV, 1/100.000, Estado da Bahia. DNPM/CPRM, 196 p., 2 mapas.
- MACÊDO E. P. 2000. *Geoquímica do maciço anortosítico de Carapussê, Itamari-Bahia-Brasil*. Inst. de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 121p.
- MACKWELL S. J., ZIMMERMAN M. E., KOHLSTED D. L. 1998. High temperature deformation of dry diabase with application to tectonics on Venus. *J. Geophys. Res.*, **10**: 975-984.
- MAINPRICE D. & NICOLAS A. 1989. Development of shape and lattice preferred orientations: application to the seismic anisotropy of the lower crust. *J. Struct. Geol.*, **11(-2)** 175-189.
- MARINHO M. M., SABATÉ P., BARBOSA J. S. F. 1994. The Contendas-Mirante volcano-sedimentary belt. In: M. C. H. Figueiredo & A. J. Pedreira (Eds.). Petrological and geochronologic evolution of the oldest segments of the São Francisco Craton, Brazil. *Bull. IG-USP*, **17** 37-72.
- MARSHALL D. B. & WILSON C. J. L. 1976. Recrystallization and peristerite formation in albite. *Contr. Mineral. Petrol.*, **5** 55-69.
- MARSHALL D. B. & McLAREN A. C. 1977. Deformation mechanisms in experimentally deformed plagioclase feldspars. *Phys. Chem. Minerals*, **1**: 351-370.

- MARTIGNOLE J. 1996. Tectonic setting of anorthositic complex of the Grenville province, Canada. In: D. Demaiffe (Ed.). *Petrology and geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crust*, p 3-18.
- MASCARENHAS J. F. 1979. Evolução geotectônica do pré-cambriano do Estado da Bahia. In: H.A.V. Inda (ed.). *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Textos Básicos, SME-CPRM, **2**:57-165.
- McBIRNEY A. R., BAKER B. H., NILSON R. H. 1985. Liquid fractionation, Part 1: basic principles and experimental simulation. *J. Volc. Geotherm. Res.*, **24** 1-24.
- McLAREN A. C. & PRYER L. L. 2001. Microstructural investigation of the interaction and interdependence of cataclastic and plastic mechanisms in feldspar crystals deformed in the semi-brittle field. *Tectonophysics*, **335** 1-15.
- McLELLAND J., DALY J. S., McLELLAND J. M. 1996. The Grenville orogenic cycle (ca. 1350-1000 Ma): an Adirondack perspective. *Tectonophysics*, **26** 1-28.
- MEANS W. D. & REE J. H. 1988. Seven types of subgrain boundaries in octachloropropane. *J. Struct. Geol.*, **10** 765-770.
- MELO R. C. (org.). 1991. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Pintadas. Folha SC-24-Y-D-V. Escala 1 :100.000. DNPM/CPRM/SUREG-SA. 173p.
- MELO R. C., LOUREIRO H. S. C., PEREIRA L. H. M. 1995. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Serrinha. Folha SC-24-Y-D. Escala 1 :250.000. MME/CPRM/SUREG-SA. 80p.
- MERCIER J.-C. & NICOLAS A. 1975. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *J. Petrol.*, **16** 454-487.
- MERRIHUE C. & TURNER G. 1966. Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. *J. Geophys. Res.*, **71**: 2852-2857.
- MIDDLEMOST E. A. K. 1970. Anorthosites: a graduated series. *Earth Sci. Rev.*, **6** 257-265.
- MITCHELL J. N., SCOATES J. S., FROST C. D. 1995. High-Al gabbros in the laramie anorthosite complex, Wyoming: implications for the composition of melts parental to Proterozoic anorthosite. *Contr. Mineral. Petrol.*, **119**: 166-180.
- MITCHELL J. G. 1968. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method for potassium-argon age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **32**: 781-790.
- MITRA G. 1978. Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical processes involved in the deformation.
- MOLLI G. 1994. Microstructural features of high temperature shear zones in gabbros of the Northern Apennine Ophiolites. *J. Struct. Geol.*, **16** 1535-1541.
- MONTARDI Y. & MAINPRICE D. 1987. A TEM study of the natural plastic deformation of calcic plagioclase (An_{68-70}). *Bull. Minéral.*, **110** 1-14.
- MORIMOTO N., FABRIE J., FERGUSON A. K., GINZBURG I. V., ROSS M., SEIFERT F. A., ZUSSMAN J. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Min. Magaz.*, **5** (4): 535-550.
- MORSE S. A. 1982. A partisan review of Proterozoic anorthosites. *Am. Mineral.*, **6** 1087-1100.

- MOSHKIN V. N. & DEGELAISKAYA I. N. 1972. The precambrian anorthosites of the USSR. Proc 24th Int. Geol. Cong., Sect 2, 329-333.
- MÜGGE O. & HEIDE F. 1931. Einfache schiebungen am anorthit. *Neues Jb. Miner. Geol. Paläont.*, **4**: 163-171.
- NEWBURY D. E. & YAKOWITZ H. 1975. Contrast mechanisms of special interest in materials science. In: J. L. Goldstein & H. Yakowith (Eds.). *Practical Scanning Electron Microscopy: Electron and Ion Microprobe Analysis*. New York. Plenum Press.
- NICOLAS A. 1989. *Principes de tectonique*. Ed. Mason, 2^e édition révisée. 223 p.
- NICOLAS A. & POIRIER J.-P. 1976. *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. Wiley, New York.
- NILSON R. H., McBIRNEY A. R., BAKER B. H. 1985. Liquid fractionation, Part II: Fluid dynamics and quantitative implications for magmatic systems. *J. Volc. Geotherm. Res.*, **24** 25-54.
- OLESEN N. O. 1987. Plagioclase fabric development in a high-grade shear Jotunheimen, Norway. *Tectonophysics*, **14**: 291-398.
- OLSEN T. S. & KOHLSTEDT D. L. 1984. Analysis of dislocations in some naturally deformed plagioclase feldspars. *Phys. Chem. Miner.* **11**: 153-160.
- OLSEN T. S. & KOHLSTEDT D. L. 1985. Natural deformation and recrystallization of some intermediate plagioclase feldspars. *Tectonophysics*, **111**: 107-131.
- OLSON K. E. 1992. The petrology and geochemistry of mafic igneous rocks in the anorthosite-bearing Adirondack Highlands, New York. *J. Petrol.*, **33**: 471-502.
- OLSON K. E. & MORSE S. A. 1990. Regional Al-Fe mafic magmas associated with anorthosite-bearing terranes. *Nature*, **34** 760-762.
- OWENS B. E., DYMEK, R. F., TUCKER R. D., PODOSEK F. A. 1994. Age and radiogenic isotopic composition of a late- to post-tectonic anorthosite in the Grenville province: the Labrieville massif, Quebec. *Lithos*, **31**: 189-206.
- PAIXÃO M. A. P. & OLIVEIRA E. P. 1998. The Lagoa da Vaca Complex: an archaean layered anorthosite body on the western edge of the Uauá Block, Bahia, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **28(2)** 201-208.
- PARK Y. & MEANS W. D. 1996. Direct observation of deformation processes in crystal mushes. *J. Struct. Geol.*, **18**: 847-858.
- PASSCHIER C. W. 1982. Mylonitic deformation in the Saint-Barthélemy Massif, French Pyrenees, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotavhylyte. *GUA Pap. Geol. Ser.* **116** 1-173.
- PASSCHIER C. W. & TROUW R. A. J. 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag. 289p.
- PATERSON S. R., FOWLER Jr. T. K., SCHMIDT K. L., YOSHINOBU A. S., YUAN E. S., MILLER R. B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, **4** 53-82.
- PEDREIRA A. J., ARAÚJO A. A. F., SILVA B. C. E., PEDROSA C. J., ARCANJO J. B. A., OLIVEIRA J. E., GUIMARÃES J. T., QUEIRÓZ J. T., BRANCO P. M., AZEVEDO R. R., SOUZA S. L., NEVES

- J. P., MASCARENHAS J. F., BLADE L. V. 1975. Projeto Bahia II, Relatório final. Salvador. CPRM. 5 vol.
- PEDROSA SOARES A. C. & WIEDEMANN L. 2000. Evolution of the Araçuaí belt and its connection to the Ribeira belt, eastern Brazil. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Tomaz Filho, D. A. Campos (Eds.). Tectonic evolution of South America. 31th Intern. Geol. Congr. Rio de Janeiro. p. 265-286.
- PEDROSA SOARES A. C., NOCE C. M., VIDAL P. H., MONTEIRO R. L. B. P., LEONARDOS O. H. 1992. Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) Belt. *J. South Am. Earth Sci.*, **6** 33-47.
- PEIXOTO A. A., ROSA M. L. S., CONCEIÇÃO H., MACAMBIRA M. J. B., SCHELLER T. 2003a. Dados Geoquímicos e Isotópicos do Maciço Sienítico Itabuna, Sul do Estado da Bahia, Brasil. IX Congresso Brasileiro de Geoquímica, Belém-PA. Livro de Resumos Expandidos, p.442-443.
- PEIXOTO A. A., ROSA M. L. S., CONCEIÇÃO H. 2003b. Litogeoquímica das Rochas Alcalinas do Maciço Sienítico Itabuna, Região Sul do Estado da Bahia. XX Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza-CE. Boletim N°18, p.46.
- POIRIER J.-P. 1985. Creep of Crystals. Cambridge Univ. Press, London, 260pp.
- POIRIER J.-P. & NICOLAS A. 1975. Deformation induced recrystallization by progressive misorientation of subgrain boundaries, with special reference to mantle peridotites. *J. Geol.*, **83**: 707-720.
- POIRIER J.-P. & GUILLOPÉ M. 1979. Deformation induced recrystallization of minerals. *Bull. Minéral.*, **10**: 67-74.
- PRYER L. L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canadá. *J. Struct. Geol.*, **15** 21-36.
- RANDLE V. & ENGLER O. 2000. Introduction to Texture Analysis: Macrotecture, Microtexture and Orientation Mapping, Gordon and Breach, London.
- RICHARD L. R. 1994. Mineralogical and petrological data processing system (MINPET).
- RODDICK J. C. 1983. High precision intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standards. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, **47** 887-898.
- ROMEY W. D. 1968. An evaluation of some "differences" between anorthosite in massifs and in layered complexes. *Lithos*, **1**: 230-241.
- RONOV A. B. & YAROSHEVSKY A. A. 1969. Chemical composition of the Earth's crust. In: The Earth's Crust and Upper Mantle (edited by Hart, P. J.). Am. Geophys. Un., *Geophys. Monogr.*, **13**: 37-57.
- ROSA M. L. S., CONCEIÇÃO H., MACAMBIRA M. J. B., MARINHO M. M., MARQUES L. S. 2003. Idade (Pb-Pb) e aspectos petrográficos e litogeoquímicos do Complexo Alcalino Floresta Azul, Sul do Estado da Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, **33**(1):13-20.
- ROSA M. L. S., CONCEIÇÃO H., MARINHO M. M., MACAMBIRA M. J. B., CUNHA M. P., PEIXOTO A. A., MENEZES R. C. L., ALMEIDA R. N. 2004. Nd and Sr Isotopic Composition of the South Bahia Alkaline Province (NE Brazil). *Geoch. Cosmoch. Acta*, **68** (11):A648.
- ROSENBERG C. L. & STÜNITZ H. 2003. Deformation and recrystallization of plagioclase along a temperature gradient. The example of the Bergell tonalite. *J. Struct. Geol.*, **25** 391-410.

- RUFFET G., FÉRAUD G., AMOURIC M. 1991. Comparison of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ conventional and laser dating of biotites from the North Trégor Batholith. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, **5** 1675-1688.
- SÁ J. H. S. & BARBOSA J. S. F. 1990. Origem dos depósitos de barita de Pirai do Norte. In: XXXVI Congr. Bras. Geol., Natal, SBG. Bol. Resumos... Natal, v. 1, p. 122.
- SABATÉ P. 1991. Evolution transamazonienne et structures de collision dans le craton du São Francisco (Bahia, Brésil). In: Evolution crustale au Proterozoïque Inferieur (Afrique de l'ouest et Amerique du Sud). Reun. CNRS. Rennes (resumo).
- SABATÉ P. 1996. Estruturas e tectônica do embasamento Arqueano e Proterozóico Inferior do Estado da Bahia. In: Barbosa, J. S. F. & Dominguez, J. M. L. (coord.), Texto explicativo para o mapa geológico da Bahia ao milionésimo, Publicação Especial SICM/SGM, Salvador, p. 201-226.
- SABATÉ P. & CRUZ M. J. M. 1998. Configuração estrutural e contexto dinâmico das intrusões gabro-anortosíticas no cinturão granulítico da Costa Atlântica (Cráton do São Francisco, Bahia, Brasil). In: XL Congr. Bras. Geol. Belo Horizonte, SBG, Resumos. **1**: 19.
- SATO K. 1998. *Evolução crustal da plataforma Sul Americana com base na geoquímica isotópica Sm-Nd*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 297p.
- SATO K., TASSINARI C. C. G., KAWASHITA K., PETRONILHO L. 1995. O Método Geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas Aplicações. *An. Acad. Bras. Ci.*, **6** 313-336.
- SCHMID S. M. 1982. Microfabric studies as conditions of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. In: Mountain Building Processes (edited by Hsu, K. J.). Academic Press, London, 95-110.
- SCHMID S. M. & CASEY M. 1986. Complete fabrics analysis of some commonly observed quartz *c*-axis patterns. In: B. E. Hobbs & H. C. Heard (Eds.) Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies. The Paterson Volume. Am. Geophys. Un., *Geophys. Monogr.*, **36** 161-199.
- SCHMIDT N.-H. & OLESEN N. O. 1989. Computer-aided determination of crystal lattice orientation from electron channelling patterns in the SEM. *Can. Mineral.*, **27** 15-22.
- SCHMIDT M. W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**(3) : 304-310.
- SCOATES J. S. & CHAMBERLAIN K. R. 1997. Orogenic to post-orogenic origen for the 1.76 Ga Horse Creek anorthosite complex, Wyoming, USA. *J. Geol.*, **10** 331-343.
- SEIFERT K. E. 1964. The genesis of plagioclase twinning in the Nonewaug granite. *Am. Mineral.*, **9**: 297-320.
- SEIFERT K. E. 1965. Deformation bands in albite. *Am. Mineral.*, **6** 1469-1472.
- SEIFERT K. E. & VERPLOEG A. J. 1977. Deformation characteristics of experimentally deformed Adirondack anorthosite. *Can. J. Earth. Sci.*, **14** 2706-2717.
- SEIXAS S. R. M. 1994. *Estudo geológico petrográfico. e petroquímico das rochas granulíticas da área de Almadina no Estado da Bahia*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 198p.
- SELLARS C. M. 1978. Recrystallization of metals during hot deformation. *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A*. **288**: 147-158.

- SERONT B., MAINPRICE D., CHRISTIANSEN N. I. 1993. A determination of the three-dimensional seismic properties of anorthosite: comparison between values calculated from the petrofabric and direct laboratory measurements. *J. Geophys. Res.*, **98**: 2209-2221.
- SHELLEY D. 1979. Plagioclase preferred orientation, foreshore group metasediments, bluff, New Zealand. *Tectonophysics*, **8**: 279-290.
- SHELLEY D. 1989. P, M and G tectonites: a classification based on the origin of mineral preferred orientations. *J. Struct. Geol.*, **11**: 1039-1044.
- SHELLEY D. 1992. Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures, and mineral preferred orientations. Chapman & Hall, London,
- SILVA L. C. 1991. *Geoquímica, petrologia e evolução dos granulitos depletados e não depletados da Bahia*. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 143 p.
- SILVA L. C., McNAUGHTON N. J., MELO R. C., FLETCHER I. R. 1997. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade Complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprint of the eastern Jequié Craton, NE Brazil. In: SBG, Internat. Symp. on Granites and Assoc. Mineralis., Salvador, Abstracts. **1**: 282-283.
- SILVA L. C., ARMSTRONG R., DELGADO I. M., PIMENTEL M., ARCANJO J. B., MELO R. C., TEIXEIRA L. R., JOST H., CARDOSO FILHO J. M., PEREIRA L. H. M. 2002. 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.*, **33**: 501-502.
- SILVA FILHO M. A., MORAES FILHO O., GIL C. A. A., SANTOS R. A., SILVA I. C., SAMPAIO A. R., SILVA FILHO G. R., PEDREIRA A. J., FERREIRA A. V. F., BRUNI D. C. 1974. Projeto Sul da Bahia. Convênio DNPM/CPRM, Salvador/CPRM. Relatório Final, 15v.
- SIMMONS E. C. & HANSON G. N. 1978. Geochemistry and origin of massif-type anorthosites. *Contr. Mineral. Petrol.*, **6**: 119-135.
- SIMPSON C. 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *J. Struct. Geol.*, **7**: 503-511.
- SMITH J. V. 1974. Feldspar minerals. Springer-Verlag, Berlin. vol. 1. 567-569.
- SMITH J. V. & BROWN W. L. 1988. Feldspar minerals, vol. 1. Springer, Berlin Heidelberg New York.
- SODRÉ BORGES F. & WHITE S. H. 1980. Microstructural and chemical studies of sheared anorthosites, Roneval, South Harris. *J. Struct. Geol.*, **2**: 273-280.
- SOUTO P. G. 1972. *Geologia e petrografia da área de Potiraguá, Bahia-Brasil*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 65 p.
- STARKEY J. 1964. Glide twinning in the plagioclase feldspars. In: Reed-Hill, Hirth, and Rogers, Editors, Deformation Twinning: Metallurgical Soc. Conf., v. 25, p. 177-191.
- STRECKEISEN A. 1976. *To each plutonic rock its proper name*. Amsterdam. *Earth Sci. Rev.*, **12**: 1-33.
- STÜNITZ H. 1998. Syndeformational recrystallization - dynamic or compositionally induced. *Contr. Mineral. Petrol.*, **131**: 219-236.

- STÜNITZ H., FITZ GERALD J. D., TULLIS J. 2003. Dislocation generation, slip systems, and dynamic recrystallization in experimentally deformed plagioclase single crystals. *Tectonophysics*, **37**: 215-233.
- SUWA K. 1979. Plagioclase twin laws and fabrics in three specimens of anorthosites. *Lithos*, **12**: 99-107.
- TEIXEIRA W., KAMO S. L., ARCANJO J. B. A. 1997. U-Pb zircon and baddeleyite age and tectonic interpretation of the Itabuna suite, São Francisco craton, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **10** 91-98.
- TEIXEIRA W., SABATÉ P., BARBOSA J. S. F., NOCE C. M., CARNEIRO, M. A. 2000. Archean and paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco craton. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Tomaz Filho, D. A. Campos (Eds.). Tectonic evolution of South America. 31th Intern. Geol. Congr. Rio de Janeiro. p. 101-138.
- TONIATTI G. & BARBOSA J. S. F. 1973. O manganês de Maraú, Bahia: Avaliação de Reservas. In: XXVII Congr. Bras. Geol., Aracaju, SBG, Anais..., Aracaju, v. 2, p. 121-430.
- TULLIS J. 1979. High temperature deformation of rocks and minerals. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **17** 1137-1154.
- TULLIS J. 1983. Deformation of feldspars. In: P. H. Ribbe (ed.) Feldspars mineralogy. *Mineral Soc. Am. Rev. Mineral.*, **2**: 297-323.
- TULLIS J. & YUND R. A. 1977. Experimental deformation of dry Westerly Granite. *J. Geophys. Res.*, **82**: 5705-5718.
- TULLIS J. & YUND R. A. 1980. Hydrolitic weakening of experimentally deformed Westerly granite and Hale albite rock. *J. Struct. Geol.*, **2**: 439-451.
- TULLIS J. & YUND R. A. 1985. Dynamic recrystallization of feldspar: a mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*, **13**: 238-241.
- TULLIS J. & YUND R. A. 1987. Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspars: mechanism and microstructures. *Geology*, **15** 606-609.
- TULLIS J. & YUND R. A. 1991. Diffusion creep in feldspars aggregates: experimental evidence. *J. Struct. Geol.*, **13**: 987-1000.
- TULLIS J. & YUND R. A. 1992. The brittle-ductile transition in feldspar aggregates: an experimental study. In: B. Evans, Teng Fong Wong (Editors), Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks. Internat. Geophys. Ser. Vol. 51, Academic Press, NY, 89-118.
- TULLIS J., DELL'ANGELO L., YUND R. A. 1990. Ductile shear zones from brittle precursors in feldspathic rocks: the role of dynamic recrystallization. In: B. E. Hobbs & H. C. Heard (Eds.) Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies. *AGU, Geophys. Monogr.*, **5** 67-81.
- TURNER J. S. & CAMPBELL I. H. 1986. Convection and mixing in magma chambers. *Earth Sci. Rev.*, **23**: 255-352.
- TURNER G. 1971. Argon 40-argon 39 dating: The optimization of irradiation parameters. *Earth Planet. Sci. Lett.* **10** 227-234.
- TURRIN B. D. 2003. A Tutorial on the ⁴⁰Ar/³⁹Ar Step-Heating Dating Technique. Site na internet: <http://www.diggles.com/bturrin/40Ar.html>.
- ULLEMEYER K., HELMING K., SIEGESMUND S. 1994. Quantitative texture analysis of plagioclase. In:

- Bunge H.-J., Siegesmund S., Skrotzki W., Weber K. (Eds.). Textures of Geological Materials. Deutsche Gesellschaft für Metallkunde, Oberursel, pp. 93-108.
- URAI J., MEANS W. D., LISTER G. S. 1986. Dynamic recrystallization of minerals. In: H. C. Heard, B. E. Hobbs (eds) Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies - The Paterson Volume. *AGU, Geophys. Monogr.*, 36: 161-199.
- VALARELLI J. V., BARBOSA J. S. F., HIPÓLITO R., BELLO S. B. M. 1992. Paragênese do protominério metamórfico de manganês de Maráú, Bahia. In: XXXII Congr. Bras. Geol., Salvador, SBG. Anais..., Salvador, v. 3, p. 819-835.
- VANCE J. 1961. Polysynthetic twinning in plagioclase. *Am. Mineral.*, **6** 1097-1119.
- VENABLES J. A. & HARLAND C. J. 1973. Electron back-scattering patterns - a new technique for obtaining crystallographic information in the scanning electron microscope. *Phil. Mag.*, **27** 1193-1200.
- VERNON R. H. 1965. Plagioclase twins in some mafic gneisses from Broken Hill, Australia. *Mineralog. Mag.* **35** 488-507.
- VERNON R. H. 1975. Deformation and recrystallization of a plagioclase grain. *Am. Mineral.*, **6** 884-888.
- VERNON R. H. 1981. Optical microstructure of partly recrystallized calcite in some naturally deformed marbles. *Tectonophysics*, **8**: 601-612.
- VIGNOL L. M. M. 1987. *Etudes géochimiques des granulites du Brésil et de la Zone d'Ivree: Lês éléments (K, Rb, Sr, Sm, Nd) et les isotopes radiogeniques (Sr et Nd)*. Institut du Phisique du Globe de Paris, Diplome d'Etudes Approfondies.
- VOLL G. 1976. Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **6** 641-647.
- WAKEFIELD J. 1977. Mylonitization in the Lethakane shear zone, eastern Botswana. *J. Geol., Soc. London.* **133**: 263-275.
- WANG Z. H. & LU H. F. 2000. Ductile deformation and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Changle-Nanao ductile shear zone, southeastern China. *J. Struct. Geol.* **22**: 561-570.
- WELLS P. R. A. 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contr. Mineral. Petrol.*, **6**: 129-139.
- WENK H.-R. & CHRISTIE J. M. 1991. Comments on the interpretation of deformation textures in rocks. *J. Struct. Geol.*, **13(10)** : 1091-1110.
- WENK H.-R., BUNGE H. J., JANSEN E., PANNETIER J. 1986. Preferred orientation of plagioclase: neutron diffraction and U-stage data. *Tectonophysics*, **126** 271-284.
- WHITE S. 1975. Tectonic deformation and recrystallization of oligoclase. *Contr. Mineral. Petrol.*, **6** 287-304.
- WHITE J. C. & MAWER C. K. 1988. Dynamic recrystallisation and associated exsolution in perthites: evidence of deep crystal thrusting. *J. Geophys. Res.*, 93: 325-337.
- WHITE S. H., BURROWS S. E., CARRERAS J., SHAW N. D., HUMPHREYS F. J. 1980. On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, **2**: 175-187.

- WILLAIME C., CHRISTIE J. M., KOVACS M.-P. 1979. Experimental deformation of K-feldspar single crystals. *Bull. Minéral.*, **10**: 168-177.
- WILSON N. 1987. Combined Sm-Nd, Pb/Pb and Rb-Sr geochronology and isotope geochemistry in polymetamorphic Precambrian terrains: examples from Brazil and Channel Island, U.K. Master of Science. Unpublished Master's Thesis. Oxford University, UK. 54 pp.
- WINDLEY B. F. 1986. The evolving continents. John Wiley & Sons, 399 p.
- WOOD B. J. & BANNO S. 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contr. Mineral. Petrol.*, **4**: 109-124.
- XIE Y., WENK H.-R., MATTHIES S. 2003. Plagioclase preferred orientation by TOF neutron diffraction and SEM-EBSD. *Tectonophysics*, **30** 269-286.
- XUE S. & MORSE S. A. 1993. Geochemistry of the Nain massif anorthosite, Labrador: magma diversity in five intrusions. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, **5** 3925-3948.
- YAVUZ F. 1998. New Amphcal. A program to classify microprobe wet chemical amphibole analyses. P.K. 90, 81302. Kadiköy, Istanbul, Turkey.
- YAVUZ F. 1999. New Amphcal. A revised program for microprobe-derived amphibole analyses using the IMA rules. *Comp. Geosc.*, **23** 909-927.
- YAVUZ F. 2001. Pyrox: A computer program for the IMA pyroxene classification and calculation scheme. *Comp. Geosc.*, **25** 97-107.
- YAVUZ F. & ÖZTA T. 1997. Bioterm - A program for evaluating and plotting microprobe analyses of biotite from barren and mineralized magmatic suites. *Comp. Geosc.*, **23** 897-907.
- YUND R. A. 1986. Interdiffusion of NaSi-CaAl in peristerite. *Phys. Chem. Miner.*, **13**: 11-16.
- YUND R. A. & TULLIS J. 1991. Compositional changes of minerals associated with dynamic recrystallization. *Contr. Mineral. Petrol.*, **10**: 346-355.
- YUND R. A., QUIGLEY J., TULLIS J. 1989. The effect of dislocations on bulk diffusion in feldspars during metamorphism. *J. Metam. Geol.*, **7** 337-341.
- ZEUCH D. H. 1982. Ductile faulting, dynamic recrystallization, and grain size sensitive flow of olivine. *Tectonophysics*, **83**: 293-308.
- ZWART H. J., MARTENS M., VAN DER MOLEN I., PASSCHIER C. W., SPIERS C., VISSERS R. C. M. (editors). 1987. Macro-Meso-Micro Deformation. *Tectonophysics*, 135.

Annealing

Termo originado na metalurgia para designar os processos de restauração e recristalização estática induzida por um aquecimento passivo de um material previamente deformado. O termo é também usado para a interpretação de microestruturas em rochas.

Banda de deformação (Deformation band)

Bandas distintas de extinções diferentes que são partes de um mesmo cristal. É uma forma mais localizada de extinção ondulante onde ocorreu alguma concentração de discordâncias.

Bulging

Processo de migração local de um limite de grão para dentro de um grão vizinho com uma alta densidade de discordâncias, eventualmente produzindo novos cristais. É um processo importante na recristalização por migração de limites de grãos (GBM).

Deformação (Deformation)

Mudança na forma e orientação de objetos ou volumes de rochas de um estado inicial para um estado final (sentido geral).

Deformação (Strain)

Tem um sentido mais restrito que deformação, que é a mudança na forma de um objeto ou de parte de uma rocha.

Deformação coaxial

Termo usado para fluxo ou deformação progressiva com eixos principais da deformação finita permanecendo paralelos ao ISA.

Deformação em estado estacionário (Steady-state deformation)

Deformação que resulta de um balanço entre os processos de endurecimento e restauração.

Deformação finita (Finite deformation ou Finite strain)

Deformação acumulada sobre um período finito de tempo.

Deslizamento de discordância (*Dislocation glide*)

Movimento de discordâncias em uma rede cristalina sem salto de discordância. Descreve o movimento das discordâncias ao longo de um plano durante o deslizamento ou deformação plástica. É uma das principais formas de acomodar a deformação (*strain*). O efeito associado a este mecanismo é o endurecimento (*hardening*).

Discordância (*Dislocation*)

Defeito linear em um cristal.

Endurecimento (*Work hardening*)

Processo que opera em altas temperaturas e que expressa o fato de quanto mais um cristal se deforma, mais ele se torna difícil de se deformar. Isto pode ser discutido em termos de esforços internos. Este é um dos processos que contribuem para o aumento da resistência do material antes da fratura.

Esforço de cisalhamento resolvido crítico (*Critical resolved shear stress - CRSS*)

Propriedade de um sistema de deslizamento em um cristal. O CRSS define em qual esforço cisalhante resolvido sobre um plano de deslizamento uma discordância começará a se mover.

Esforço deviatório (*Deviatoric stress*)

Componente não-hidrostático ou litostático do esforço, definido como $(\sigma_n - \sigma_{\text{médio}})$, onde σ_n é a tensão normal sobre a superfície e $\sigma_{\text{médio}}$ é a tensão média.

Esforço diferencial (*Differential stress*)

Componente não-hidrostático ou litostático do esforço, geralmente definido como $(\sigma_1 - \sigma_3)$.

Estrutura manto e núcleo (*Core-and-mantle structure*)

Núcleo cristalino deformado, geralmente um único cristal arrodado por um manto do mesmo mineral finamente granulado. Admite-se que esta estrutura se desenvolve por recristalização dinâmica preferencial na camada mais externa de um único grande cristal deformando em resposta à deformação intracristalina. Estruturas manto-núcleo em feldspatos são comuns em rochas sujeitas à deformação de baixo a médio grau.

Fluxo de Cobble (*Cobble creep*)

Difusão no estado sólido ao longo dos limites dos grãos.

Fluxo de difusão no estado sólido (*Solid-state diffusion creep*)

Processo de deformação no qual os cristais somente podem se deformar por migração de vacâncias através da rede cristalina

Fluxo de discordância (*Dislocation creep*)

Movimento de discordâncias em uma rede cristalina acomodada por salto. É uma combinação entre o deslizamento (*slip*) e o salto (*climb*).

Fluxo de plasticidade cristalina (*Crystalplastic flow*)

Deformação permanente por mecanismos de deformação intracristalinos.

Fluxo difusão (*Diffusion creep*)

Deformação através da migração de vacâncias através da rede cristalina.

Geminação mecânica (*Deformation twin*)

Geminação formada por deformação. É comum em carbonatos e plagioclásio deformados.

Lamela de deformação (*Deformation lamella*)

Lamela intracristalina de relevo óptico ligeiramente diferente do grão hospedeiro, consistindo de uma rede cristalina defeituosa ou de arranjos de inclusões submicroscópicas.

Limite de grão (*Grain boundary*)

Superfície de junção entre dois cristais de um mesmo material, mas de orientações diferentes. O limite do grão pode ser caracterizado pelo ângulo de rotação pelo qual a rede cristalina de um grão pode ser deduzida da rede cristalina do outro grão (3 graus de liberdade) e pela orientação do limite em uma das duas redes cristalinas (2 graus de liberdade). Eles são importantes nos processos de fluxo (*creep*) e durante a recristalização.

Limite de subgrão (*Subgrain boundary*)

Arranjos de discordâncias que efetuam uma pequena desorientação angular (aproximadamente 1°) entre duas regiões contíguas de um cristal (subgrãos).

Mapa de mecanismos de deformação (*Deformation mechanism map*)

Diagrama mostrando as condições de esforço e temperaturas homólogas para as quais mecanismos de deformação específicos são predominantemente ativos; cada mapa somente é válido para um mineral específico e um tamanho de grão.

Recristalização dinâmica (*Dynamic recrystallisation*)

Recristalização durante a deformação intracristalina. Ela ocorre por nucleação, migração dos limites dos grãos e/ou rotação de subgrãos.

Recristalização por migração dos limites dos grãos (*GBM - grain boundary migration recrystallisation*)

Recristalização por migração dos limites dos grãos em resposta a diferenças na densidade de discordâncias entre dois grãos.

Recuperação ou restauração (*Recovery*)

Processo de alta temperatura que expressa o fato de que os esforços internos que levam ao endurecimento podem ser aliviados por processos termalmente ativados, permitindo assim a continuação da deformação.

Salto de discordância (*Dislocation climb*)

Movimento de uma discordância para fora do seu plano de deslizamento, normalmente feito através da migração de vacâncias para o local da discordância. O movimento da discordância não é restrito a um plano, e este processo ocorre durante a recristalização. É um processo de restauração que tem como efeito o amolecimento (*softening*).

Tensor de deformação (*Deformation tensor*)

Tensor que descreve a deformação finita, incluindo strain e rotação.

Trama ou textura (*Fabric*)

Configuração espacial e geométrica completa de todos os componentes que estão contidos em uma rocha (Hobbs *et al.* 1976) e que são penetrativamente e repetidamente desenvolvidos através de um volume de rochas sob consideração. Isto inclui aspectos tais como foliação, lineação, OPC e tamanho dos grãos.

O termo também pode ser definido como a orientação relativa de partes de uma massa de rochosa.

Vetor de Burgers

Vetor que indica o deslocamento de uma rede cristalina associada a uma discordância.

Sharp extinction

Uma única orientação de extinção por todo o cristal implicando em uma baixa densidade de discordâncias.

Subgrão (*Subgrain*)

Pequenas regiões dentro de um grão com extinção uniforme mas claramente relacionadas a outros subgrãos em orientação, os quais juntos formam um grão inteiro. Considera-se uma desorientação de 7° como suficiente para declarar que duas regiões contíguas constituem subgrãos. São aspectos deformacionais de baixas temperaturas formados por migração e acumulação de discordâncias de mesmo final e freqüentemente se concentram nas bordas dos grãos.