UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005121

OS GRANITÓIDES DEFORMADOS DA REGIÃO DE
PIÊN (PR): UM PROVÁVEL ARCO MAGMÁTICO DO
PROTEROZÓICO SUPERIOR

Adilson Machiavelli

Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome
Presidente:	Dr. M.A.S.Basei
Examinadores:	Dr. M.C.H.de Figueiredo
	Dr. H.H.G.J.Ulbrich

ass.

SÃO PAULO

1991

ÍNDICE

Resumo	04
Abstract	06
I - Introdução	07
I.1 - Localização da área e acessos	07
I.2 - Objetivos	07
I.3 - Metodologia	07
I.4 - Auxílios financeiros	09
I.5 - Agradecimentos	09
II - Geologia Regional	11
II.1 - Trabalhos anteriores	11
II.2 - Maciço de Joinville	12
II.2.1 - Nappe Rio Iguaçu	14
II.2.2 - Cráton Luis Alves	15
II.2.3 - Batólito Paranaguá	16
II.2.4 - Granitóides do Maciço de Joinville	17
II.2.5 - Geocronologia do Maciço de Joinville	18
II.2.5.1 - Complexo Granulítico de Santa Catarina	18
II.2.5.2 - Batólito Paranaguá	20
II.2.5.3 - Terrenos Gnaíssico-Migmatíticos	21
III - Geologia da região de Piên - São Bento do Sul	23
III.1 - Generalidades	23
III.1.1 - Complexo Granulítico de Santa Catarina	23
III.1.2 - Corpos ultrabásicos a básicos	32
III.1.2.1 - O Complexo Básico-Ultrabásico de Piên	35
III.1.3 - Granitóides Deformados	37
III.1.3.1 - Considerações gerais	49
III.1.3.2 - Geoquímica dos Granitóides Deformados	53
III.1.4 - Granito Agudos	66
IV - Geocronologia da área	75
V - Considerações sobre a evolução geotectônica	79
VI - Conclusões	81
VII - Bibliografia	84

Apêndice I - Correspondência entre os pontos selecionados dos trabalhos de conclusão de curso da turma 1987 da Universidade Federal do Paraná e aqueles plotados no mapa do anexo 1 que não se encontram acompanhados por letras	90
Apêndice II - Dados químicos referentes as Granitóides Deformados	98
Apêndice III - Dados analíticos K-Ar Dados analíticos Rb-Sr Dados analíticos U-Pb	100

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

1.1 - Mapa de localização e acessos a área	08
2.1 - Compartimentação tectônica do Maciço de Joinville (PR-SC)	13
2.2 - Esquema das principais nappes de empurrão da porção sul brasileira (PR-SC)	14
3.1 - Diagrama QAP mostrando a composição modal estimada dos gnaisses granulíticos quartzo-feldspáticos do Complexo Granulítico de Santa Catarina	28
3.2 - Diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior, de frequência de polos da foliação principal (S_n) dos gnaisses granulíticos do Complexo Granulítico de Santa Catarina	31
3.3 - Evidências de mobilidade de elementos, observadas em lâmina petrográfica correspondente ao Granito Sudeste, fácies 1, do domínio dos Granitóides Deformados	43
3.4 - Diagrama QAP mostrando a classificação petrogenética dos Granitóides Deformados, segundo STRECKEISEN (1976) e petrotectônica, segundo LAMEYRE & BOWDEM (1982)	50
3.5 - Diagrama Schmidt-Lambert hemisfério inferior, de frequência de polos das foliações S_n e S_{n+1} para os Granitóides Deformados	51
3.6 - Diagramas de Harker (SiO_2 X óxidos) para os Granitóides Deformados	55
3.7 - Diagramas de Harker (SiO_2 X óxidos) para os Granitóides Deformados	56
3.8 - Diagrama SiO_2 X traços para os Granitóides Deformados	57
3.9 - Diagrama AFM para os Granitóides Deformados	58
3.10 - Diagrama SiO_2 X $\log CaO/(Na_2O + K_2O)$ para os Granitóides Deformados	59
3.11 - Diagrama $(Y + Nb)$ X Rb para os Granitóides Deformados	60
3.12 - Aranhogramas dos Granitóides Deformados	61
3.13 - Diagrama R_1-R_2 para os Granitóides Deformados	63
3.14 - Diagrama mostrando o comportamento dos elementos terras raras dos Granitóides Deformados	65
3.15 - Representação esquemática de cristais de quartzo manteados por hornblendas, observados ao microscópio, em um litotipo ocorrente em uma zona de transição entre o Granito Agudos e os corpos básicos incluídos nele	73
4.1 - Diagrama isocrônio Rb/Sr para os gnaisses granulíticos quartzo-feldspáticos do Cráton Luis Alves	75
4.2 - Diagrama isocrônico Rb/Sr para os Granitóides Deformados representantes da Nappe Rio Iguaçu	77

4.3 - Diagramas concórdia U-Pb em zircões para amostras dos Granitóides Deformados da Nappe Rio Iguaçu	78
--	----

FOTOGRAFIAS

3.1 - Aspecto macroscópico de um gnaiss quartzo-feldspático do Complexo Granulítico de Santa Catarina	24
3.2 - Aspectos macroscópicos dos gnaisses granulíticos do Complexo Granulítico de Santa Catarina	26
3.3 - Aspectos macroscópicos gerais do Granito Sudeste, fácies 1, do domínio dos Granitóides Deformados	38
3.4 - Aspectos macroscópicos gerais do Granito Sudeste, fácies 2, do domínio dos Granitóides Deformados	41
3.5 - Aspecto macroscópico do Granito Noroeste, fácies 3, do domínio dos Granitóides Deformados	45
3.6 - Aspecto macroscópico do Granito Noroeste, fácies 4, do domínio dos Granitóides Deformados	49
3.7 - Aspecto geral de um milonito da zona de contato entre os Granitóides Deformados e o Domínio Meridional	53
3.8 - Aspecto macroscópico geral do Granito Agudos	66
3.9 - Aspectos macroscópicos dos corpos de diorito-gabros inclusos no Granito Agudos	69
3.10 - Aspecto geral de um litotipo ocorrente em uma zona de transição existente entre o Granito Agudos e as rochas básicas inclusas nele	72

RESUMO

Localizada a aproximadamente 100 Km a sul de Curitiba a área objeto deste trabalho apresenta dois domínios litológicos principais: Um domínio meridional de rochas granulíticas e um domínio setentrional de rochas granitóides cálcio-alcálinas deformadas. Além destes litotipos ocorrem ainda rochas ultrabásicas a básicas, um corpo granitóide isótropo e rochas vulcano-sedimentares da Bacia de Campo Alegre, sedimentares da Bacia do Paraná e depósitos aluvionares recentes.

O domínio das rochas granulíticas está constituído essencialmente por gnaisses granulíticos quartzo-feldspáticos com ou sem hiperstênio, bandados ou listrados, englobando porções menores de piroxenitos e, mais raramente, anfibolitos.

O domínio dos granitóides cálcio-alcálino deformados apresenta dois corpos principais, denominados informalmente de Granitos Sudeste e Noroeste, sendo que o primeiro está subdividido nas fácies 1 (hornblenda quartzo-monozodiorito a quartzo-monzonito) e 2 (biotita monzogranito a granodiorito) e o segundo nas fácies 3 (biotita-hornblenda quartzo monzodiorito a monzogranito) e 4 (biotita monzogranito).

O conjunto destes granitóides apresenta padrões geoquímico, geocronológico e petrográfico correspondente a granitóides originados em ambiente de arco vulcânico maduro e, de forma geral, apresentam claras evidências de metamorfismo de baixo grau (zona da biotita) associado a uma deformação cisalhante.

A feição estrutural principal em todos estes corpos de granitóides é uma foliação gnaíssica (S_1) mais ou menos desenvolvida, caracterizada pela orientação preferencial de quartzo, dos minerais máficos (biotita e/ou hornblenda) e dos feldspatos, notadamente quando componentes da matriz, e que apresenta como direção modal uma atitude de N43E/71NW.

A passagem entre estes dois domínios está marcada por uma zona de cisalhamento resultante do cavalgamento dos granitóides deformados sobre o domínio granulítico.

Os corpos ultrabásicos a básicos encontram-se, em geral, deformados e metamorfisados em grau baixo, constituindo-se predominantemente por serpentinitos, talco xistos, tremolita-talco xistos, com porções menores de anfibolitos, metagabronoritos, metaolivina gabronoritos e metanoritos. Estes corpos são encontrados quer em meio aos litotipos correspondentes ao domínio granulítico, quer em meio aos granitóides deformados, ou mesmo na zona de transição entre estes dois domínios, podendo representar, pelo menos em parte, restos de um fundo oceânico.

Um corpo granitóide isótropo, denominado de Granito Agudos, encontra-se intrudido no domínio granulítico, tendo como limite norte, na área representada pelo anexo 1, a

mesma falha de cavalgamento que separa o domínio granulítico do domínio dos granitóides deformados.

Dentro deste corpo granítico ocorrem dois corpos básicos, gabro-dioríticos, de cores verdes, escuras a acinzentadas, granulometria média a fina, eventualmente grossa, podendo apresentar megacristais de piroxênios, anfibólios e plagioclásio, mostrando, geralmente, uma desestabilização, mais ou menos intensa, da mineralogia original da rocha - plagioclásio, piroxênio, olivina e anfibólio - em um processo essencialmente hidrotermal.

Geocronologicamente, o domínio granulítico apresenta neste trabalho, uma errócrona Rb-Sr com 2107 ± 69 Ma, com razão inicial de $0,70284 \pm 0,00024$ e três idades K-Ar em biotitas, com valores de 1910 ± 47 Ma; 1672 ± 77 Ma e 655 ± 9 Ma, que indicam o metamorfismo e soerguimento destes litotipos no Ciclo Transamazônico, bem como a abertura do sistema K-Ar nas proximidades do contato deste domínio com os granitóides deformados, indicada pela idade de 655 Ma em um biotita-piroxenito próximo a este contato.

Quanto ao domínio dos granitóides cálcio-alcálinos deformados, a metodologia Rb-Sr forneceu, unindo-se os dados apresentados neste trabalho com dados ainda inéditos de J.M.REIS NETO e O.SIGA JR. duas retas paralelas com idades em torno de 610 Ma e razões iniciais próximas de 0,705 e 0,707, e pelo método U-Pb em zircões, dados preliminares indicaram duas idades, 716 ± 15 Ma e 797 ± 158 Ma, sugestivas da geração destes granitóides durante o Ciclo Brasileiro. Pela metodologia K-Ar em biotitas, obteve-se dois valores, um de 592 ± 30 Ma e outro de 561 ± 15 Ma, que indicam, em contraste com o domínio granulítico, que o resfriamento regional nessa área deu-se ao final do Proterozóico Superior.

ABSTRACT

The Piên-São Bento do Sul (PR-SC) area shows two majors contrasted lithological domains separated by a thrust shear zone that carried the deformed granitoids domain from the northern part over the southern granulitic gneissic domain. Associated with these two regional terrains several basic to ultrabasic bodies and isotropic granitoid plutons may be found. The western part of the area is covered by the Paleozoic sedimentary sequences of the Paraná Basin.

The granulitic domain is composed by massif to banded (hiperstene) quartzofeldspathic gneissic rocks with enclaves of piroxenites and amphibolites. By its turn, the granitoids domain comprises: amphibole bearing quartz monzodiorites to quartz monzonites; biotite monzogranite to granodiorite; biotite-amphibole quartz monzodiorite to monzogranite and a biotite monzogranite that show different shearing levels. The geochemical data for these granitoids points to a calc alkaline composition related to a mature volcanic arc origin.

The basic to ultrabasic rocks located in both domains were, like the granitoids, submitted to a regional low grade metamorphic episode. Serpentinites, talc schists and tremolite-talc schists are the most common rocks. Despite the absense of chemical data, these rocks are interpreted at least partially, as obducted ophiolitic slices representing roots of a previous ocean floor.

The geochronological data shows a Rb-Sr errorchron of 2107 Ma for the granulite metamorphism. Late Proterozoic ages - 610 Ma (metamorphism?) on whole-rock Rb-Sr isochron and 716 $\pm$ 15 and 797 $\pm$ 158 Ma (igneos emplacement?) in U-Pb zircon - were obtained for the granitoids in the northern domain.

The K-Ar data on biotites display to the granulitic domain ages of 1910, 1670 and 655 Ma, the last one the nearest of the granitoid domain. To this latter one, ages of 592 and 561 Ma were obtained by the same methodology.

I. INTRODUÇÃO:

I.1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E ACESSOS

A região estudada situa-se na divisa dos estados do Paraná e Santa Catarina, em suas regiões centro-leste (sul do Paraná e norte de Santa Catarina), englobando parte dos municípios de Agudos do Sul e Piên no Paraná e Campo Alegre e São Bento do Sul em Santa Catarina, abrangendo uma área total de cerca de 612 Km², disposta na forma de um polígono cuja dimensão maior, no sentido N-S, possui cerca de 36Km, com uma largura de 17Km (Fig.1.1).

As principais localidades abrangidas pelo mapeamento são Piên, Campinas dos Crispins, Campina dos Maias e Trigolândia, no Paraná e Fragosos, Mato Preto e São Bento do Sul em Santa Catarina.

O acesso, a partir da cidade de Curitiba(PR), pode ser feito pela BR-116 em direção sul, até o trevo para São Bento do Sul(SC), onde se toma a PR-419 até a área. Partindo-se de Florianópolis(SC) o acesso pode ser feito pela BR-101 em direção norte até o trevo para Jaraguá do Sul(SC), onde toma-se a rodovia SC-301, até a área, passando por Corupá(SC), em direção a São Bento do Sul, ou então, seguindo-se pela BR-101 até o trevo para Campo Alegre-SC, tomando-se a BR-280 até o local mapeado. A área é cortada ainda pela estrada de ferro que liga as cidades de Porto União(SC)-União da Vitória(PR) ao porto de São Francisco do Sul(SC), passando pela cidade de São Bento do Sul.

I.2 - OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivos principais, a determinação, através de métodos radiométricos, das idades das rochas graníticas deformadas ocorrentes na metade norte da área em estudo e verificar como se dá a passagem destas rochas para as rochas granulíticas de idades transamazônicas e arqueanas ocorrentes na porção sul.

I.3 - METODOLOGIA

Com o intuito de alcançar os objetivos propostos, utilizou-se das seguintes ferramentas:

1) Levantamentos bibliográficos durante todas as fases de elaboração do trabalho, desde a fase inicial de cumprimento dos créditos mínimos até a redação desta dissertação.

2) Confecção de um mapa geológico de semi-detalhe, na escala 1:100.000, apoiado em trabalhos de campo, mapas já realizados aos quais se teve acesso, fotointerpretação e análise de lâminas petrográficas.

Fig.1.1 Mapa de localização e acessos à área
 Fonte: Carta geológica do Brasil ao milionésimo, folha Curitiba-SG 22; DNPM-MME (modificada).

Quanto à confecção do mapa (anexo 1) deve-se esclarecer que os pontos plotados no mesmo, acompanhados por letras (am ou pp), foram descritos pelo autor em diferentes etapas de campo, enquanto que os pontos não acompanhados por letra alguma foram selecionados dos trabalhos de conclusão de curso da turma de 1987 da Universidade Federal do Paraná, sendo que a correlação entre os pontos descritos pelas equipes que participaram destes trabalhos e os pontos plotados no mapa hora apresentados estão no apêndice I.

3) Datações radiométricas, utilizando-se das metodologias K-Ar em minerais, Rb-Sr em rocha total e U-Pb em zircões.

4) Análises químicas de rochas correspondentes ao domínio mapeado como Granitóides Deformados.

I.4 - AUXÍLIOS FINANCEIROS

Durante a realização do trabalho obteve-se apoio financeiro das seguintes entidades:

CAPES - Bolsa de estudo para mestrado, no período de 01/08/88 a 28/02/89.

CNPq - Bolsa de estudo para mestrado, no período de 01/03/89 a 28/02/91.

FINEP-FNDCT - Auxílio para realização de uma etapa de campo em setembro/89, dentro do convênio FINEP - IG-USP nº. 43.89.0256.00.

FAPESP - Auxílio para a realização de duas etapas de campo, uma em julho e outra em setembro de 1990, e pagamento das análises químicas de rochas, dentro do projeto de processo nº 90/0937-9 (em vigor).

I.5 - AGRADECIMENTOS

Este trabalho, além dos auxílios financeiros acima expostos, pelos quais somos gratos às respectivas entidades, obteve ainda, apoio de um considerável número de pessoas, seja na forma da prestação de seus trabalhos, caso específico do todo o pessoal que trabalha no Centro de Geocronologia e na Biblioteca do Instituto de Geociências (IGC) da USP, seja pelas discussões e sugestões que contribuíram de alguma forma na execução do trabalho, como foi o caso de alguns colegas e professores do IGC-USP.

A todas estas pessoas, expressamos a nossa gratidão. Porém, algumas delas necessário se faz que sejam nominadas, como forma de um reconhecimento maior, pelo seu auxílio. Estes são os casos do Prof. Osvaldo Siga Jr., um "co-orientador informal" durante todas as fases de elaboração do trabalho; do Prof. Koji Kawashita, quer por seu auxílio no tocante à obtenção das idades radiométricas, quer por seu auxílio extra-universidade, de suma importância; do Prof.

Mario C.H. Figueiredo pelo auxílio no tratamento e interpretação dos dados químicos e revisão crítica de parte do texto; do Prof. Valdecir de Assis Janasi pelo seu auxílio nas descrições petrográficas e por suas críticas e sugestões bastante construtivas; aos colegas Sérgio B.Citrone, que expôs seu próprio carro ao atoleiro para que pudéssemos realizar uma etapa de campo e José Maria Azevedo Sobrinho pelo seu auxílio na descrição das lâminas petrográficas e aos Srs. Dalton Machado da Silva, pela montagem e encardenação desta dissertação e Jaime de Souza Marcos pela qualidade da parte fotográfica.

Ao Prof. Miguel A.S.Basei fica o nosso agradecimento especial, pela sua orientação ao trabalho que, cremos, foi exercida da melhor forma possível.

II - GEOLOGIA REGIONAL

II.1 - TRABALHOS ANTERIORES

Os primeiros trabalhos que fazem referência à geologia da área, regionalmente, datam muito provavelmente do final do século passado ao início deste século, conclusão esta obtida através de referências a estes trabalhos encontradas em publicações posteriores. Porém, dado ao desconhecimento da localização dos originais, o acesso aos mesmos se mostrou impossibilitado.

Os artigos mais significativos da primeira metade deste século são, dentre outros, o de MORAES REGO & GUIMARÃES (1926), que fazem referência a alguns granitos e "gneiss" de Santa Catarina; o de DUTRA (1926), que traz referências à Série "Itajahy", às rochas graníticas do Complexo "Crystallino" e à "gneiss" variados de idade "archeana" na região de São Bento do Sul-SC; de MALAMPHY et al. (1933), que apresentaram a primeira aplicação de métodos geofísicos de prospecção (magnetometria) para a pesquisa de possíveis estruturas petrolíferas no Brasil, sendo que um dos perfis realizados partiu de Mafra (SC), chegando até Campo Alegre (SC), passando por Oxford (São Bento do Sul-SC); de CARVALHO & PINTO (1938), com referências ao Complexo Brasileiro, à Série Itajaí e à Série Brusque e MAACK (1947) que descreve rochas metamorfoseadas arqueanas do Complexo Cristalino Brasileiro, o Grupo Itajaí e a ocorrência de riolitos e sedimentos piroclásticos no planalto de Campo Alegre. Esta foi, aparentemente, a primeira menção a rochas vulcânicas nesta região, pois a julgar pelos mapas apresentados em trabalhos pretéritos, a mesma era tida como formada por sedimentos pertencentes à Série Itajaí, considerados como parte integrante da Bacia do Paraná.

No final da década de 60, início da de 70, destacam-se os trabalhos da Comissão da Carta Geológica do Paraná que confeccionaram, entre outras, as Folhas Geológicas de Piên (TREIN et al., 1969a), Tijucas do Sul (TREIN et al., 1969b) e Mandirituba (MARINI, et al., 1970), todas na escala 1:70.000. Da mesma equipe que editou os mapas acima, destacam-se na área, os trabalhos de FUCK et al. (1967a) sobre os migmatitos do Complexo Cristalino Brasileiro, no Paraná; de TREIN & FUCK (1967) e FUCK et al. (1967b), na correlação que fazem entre o Grupo Castro, a Formação Guaratubinha e o Grupo Itajaí (incluindo as rochas vulcano-sedimentares da região de Campo Alegre); e de FUCK et al. (1969) sobre a geologia do litoral, da Serra do Mar e de parte do primeiro planalto do estado do Paraná.

Em tempos mais recentes deve-se destacar os trabalhos de GIRARDI (1974, 1976), GIRARDI et al. (1974) e GIRARDI & ULBRICH (1980) sobre o Complexo Básico-Ultrabásico de Piên e rochas adjacentes. Sobre este complexo, as primeiras

referências encontram-se na Folha Geológica de Piên (TREIN et al., 1969a). Destacam-se ainda os trabalhos de HASUI et al. (1975) sobre o Maciço Mediano de Joinville, de HARTMANN et al. (1979) que cunharam o termo Complexo Granulítico de Santa Catarina, para o até então conhecido Grupo Taboleiro, definido por SCHULZ Jr. & ALBUQUERQUE (1969, in: HARTMANN et al., op.cit.); de KAUL (1980) que denominou de Cráton Luis Alves à região correspondente ao complexo granulítico e os trabalhos de KAUL & TEIXEIRA (1982); WERNICK & OLIVEIRA (1982); BASEI (1985); BASEI & TEIXEIRA (1987); HARTMANN (1988); BASEI et al. (1988); FIGUEIREDO et al. (1990); SIGA JR et al. (1990a e b) e BASEI et al. (1990a e b, 1991) que tratam de aspectos geológicos gerais e/ou específicos da região na qual se insere a área ora comentada.

II.2 - MACIÇO DE JOINVILLE

Os terrenos granulito-migmatíticos, constituídos em sua maior parte por rochas de médio a alto grau metamórfico que ocorrem entre os cinturões dobrados Apiaí e Tijucas foram denominados por HASUI et al. (1975) como Maciço Mediano de Joinville, cuja região tipo compreende uma área de 20.000 Km² situada desde Santa Catarina até, no mínimo, São Paulo. Seus limites com a Faixa de Dobramentos Apiaí à nordeste e com a Faixa de Dobramentos Tijucas à sudeste dá-se por meio de lineamentos transcorrentes.

Litologicamente, ainda segundo HASUI et al. (op.cit.) o maciço está constituído principalmente por gnaisses da fácies granulito e anfibolito, migmatitos e sequências ultramáficas, que encontram-se recortadas por diversos tipos de rochas cataclásticas, intrusões granitóides e diques de composições e idades variadas, estando parcialmente recobertas por sequências vulcânicas e sedimentos de cobertura, em particular do Proterozóico Superior ao Paleozóico Inferior.

Procurando dar uma interpretação mais mobilista a este conjunto litológico, BASEI et al. (1988, 1990a) e SIGA JR et al. (1990a, b) redefiniram o termo Maciço Mediano de Joinville para Maciço de Joinville utilizando-o apenas como referência geográfica e representando-o como um agrupamento de três grandes domínios geológico-geotectônicos distintos, denominados de Domínio Setentrional, Domínio Costeiro e Domínio Meridional. Dando continuidade aos trabalhos na região, estes autores redefiniram o Domínio Setentrional como Nappe Rio Iguaçu (BASEI et al. 1990b) e, em um trabalho ainda inédito (BASEI et al. 1991), estes 3 domínios são descritos como Domínio I, correspondente à Nappe Rio Iguaçu, Domínio II, correspondente ao Batolito Paranaguá (BASEI et al. 1990b) e Domínio III, correspondente ao Cráton Luis Alves (KAUL, 1980) (Fig.2.1). A seguir descrevem-se estes

Fig. 2.1 Compartimentação tectônica do Maciço de Joinville (PR e SC) (Extraída de BASEI et al. 1991).

três diferentes domínios geológico-geotectônicos levando-se em consideração os trabalhos dos autores supra citados.

II.2.1 - NAPPE RIO IGUAÇU

Esta nappe tem como limites os metassedimentos da Faixa Apiaí (Açungui e Setuva) à norte, a frente de cavalgamento que a coloca sobre os ortogranulitos do Cráton Luis Alves tanto à sul como à leste e, à oeste, está coberta pelos sedimentos da Bacia do Paraná.

A constituição preferencial da nappe é de rochas gnáissico-migmatíticas onde as unidades de biotita-anfibólio-gnaisses bandados e anfibolitos dividem as áreas de exposição com gnaisses graníticos e migmatíticos cinza rosados a francamente róseos, finamente foliados, maciços ou bandados, incluindo porções de granitóides deformados. Diversas gerações de granitóides tardi a pós-tectônicos cortam as rochas gnáissicas regionais e são comuns os mobilizados quartzo-feldspáticos que mostram variações entre termos francamente foliados até porções tardias isotrópas que cortam o bandamento.

Estes terrenos são interpretados como representantes da infra-estrutura do Cinturão Ribeira (Setuva + Açungui) que estaria cavalgada sobre os terrenos mais antigos do domínio granulítico meridional (Fig.2.2).

Do ponto de vista estrutural, a foliação dominante nessas rochas é uma superfície S_c de cisalhamento dúctil, caracterizada pelo estiramento e achatamento de minerais com desenvolvimento de olhos de quartzo e feldspato, que passa, em diversos locais, para uma estrutura plano-linear com predomínio do estiramento sobre o achatamento. Esta foliação S_c representaria, em grande parte das rochas granito-gnaíssicas observadas, a primeira foliação (S_1) imposta nas mesmas. No domínio dos gnaisses bandados, essa foliação S_c seria no mínimo uma S_m .

A superfície S_c deve ter se desenvolvida quando da formação das grandes nappes que teriam vergência para sul. As poucas informações disponíveis sobre o sentido de movimento, tais como a rotação de porfiroclastos e relações entre as superfícies S_c e S_s confirmam ser esse o sentido principal de transporte. A superfície S_c foi dobrada pelo menos por duas fases tardias que seriam as responsáveis pelos dobramentos amplos observados na escala regional.

Em toda a porção sul da Nappe Rio Iguaçu, a zona de contato com o Cráton Luis Alves está assinalada pela ocorrência frequente de corpos básico-ultrabásicos onde se destacam os serpentinitos e talco-xistos de Piên. No trecho a sul de Tijucas, rumo a Dona Francisca, a proximidade dos granulitos meridionais é igualmente assinalada por uma grande quantidade de corpos básicos a ultrabásicos. Esse cordão de metabásicas pode representar restos de material oceânico obductado, definindo desta maneira, uma possível sutura (ofiolítica?) entre os terrenos antigos à sul e a crosta mais jovem à norte.

II.2.2 - CRÁTON LUIS ALVES

Este domínio tem como limite norte e oeste, a Nappe Rio Iguaçu, a leste o contato é, em parte, com o Batólito Paranaguá, por falhas, de rejeito direcional e de cavalgamento e, em parte, atingiria o litoral. A sul seu limite está definido pelas frentes de cavalgamento do Cinturão Dom Feliciano. A oeste encontra-se recoberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná.

Representa, em grande parte, a exposição de terrenos de alto grau metamórfico, que estariam constituídos originalmente, segundo FIGUEIREDO et al. (1990), por uma suíte ígnea básica-intermediária-ácida incluindo, em menor parte, diferenciados básicos em meio a granitóides tonalito-granodioríticos. Subordinadamente ocorrem gnaisses kinzingíticos, quartzitos, formações ferríferas bandadas e migmatitos. Os corpos básicos tem expressões diversas, desde pequenas inclusões a nível de afloramento, até grandes corpos quilométricos, como é o caso das exposições nos arredores de Barra Velha. Todas essas rochas teriam protolitos arqueanos e que teriam sido posteriormente

metamorfisadas em grau médio a alto durante o Ciclo Transamazônico (2,2 a 1,8 bilhões de anos), constituindo-se no Complexo Granulítico de Santa Catarina de HARTMANN et al. (1979).

Esses terrenos tiveram um comportamento, em geral, estável durante a evolução das faixas adjacentes, permanecendo frios (idades K-Ar pré brasileiras) enquanto que, lateralmente, os cinturões sofriam o metamorfismo, a granitogênese e as deformações do Ciclo Brasileiro.

Os efeitos brasileiros nesse domínio teriam se manifestado por reativações localizadas em zonas de falhas, por uma granitogênese anorogênica, com a geração dos granitos Subida, Corupá, Pirai, Dona Francisca, Serra Geral, Agudos (em parte) e Morro Redondo, e por uma reativação localizada nas bordas, norte e oeste, do domínio.

A principal característica estrutural desse domínio está representada por uma foliação S_n que pode ser caracterizada em inúmeros locais, como uma fina xistosidade de fluxo nos corpos maciços e como uma superfície de transposição S_m nos corpos de granulitos bandados. Ela seria, igualmente, uma superfície de xistosidade S_m nos gnaisses kinzingíticos e nos migmatitos. Esta superfície está deformada em dobras amplas e abertas, regionais, observadas localmente em pedreiras e bons afloramentos mas, principalmente, na análise dos esterogramas.

Esse domínio representaria um bloco antigo e estável sobre o qual foram jogados, por grandes cavalgamentos, os domínios alóctones dos cinturões de dobramentos adjacentes. Uma interpretação alternativa (BASEI et al. 1991), é de que este domínio represente um microcontinente subductado, em parte, sob a Nappe Rio Iguaçu.

II.2.3 - BATÓLITO PARANAGUÁ

Ocupa pequena parte na porção nordeste do Maciço de Joinville. Seu limite leste é determinado pela linha de costa enquanto que à norte e à oeste, seu contato com o Cráton Luis Alves se faz por falha de cavalgamento, que coloca este domínio costeiro sobre o cráton, com um transporte para NW. À sudoeste, o contato do Batólito Paranaguá com o Cráton Luis Alves é dado por uma falha transcorrente (Lineamento do Rio Palmital).

Segundo BASEI et al. (1990a) o Batólito Paranaguá está representado, em grande parte, por granitóides que caracterizam como complexo ígneo polifásico onde predominam anfibólio-biotita granitóides porfiróides, cortados por granitos equi e inequigranulares e que possui como encaixantes xistos aluminosos, sequências paragnáissicas com biotita gnaisses, mica xistos, quartzitos, com frequentes intercalações de anfibolitos e unidades de ortognaisses onde destacam-se biotita-anfibólio gnaisses bandados.

Litologicamente o Batólito Paranaguá caracteriza-se por granitóides grosseiros, com frequentes variações composicionais, onde o tipo mais comum é um granitóide a base de quartzo, plagioclásio, microclínio e biotitas e/ou hornblenda, apresentando ainda opacos, zircão, apatita e titanita como acessórios. É comum também a presença de sericita e epidotos, sendo que estes ocorrem principalmente nas rochas afetadas por cataclase.

A deformação nesses corpos é variável, apresentando-se ora bem foliados, com os megacristais na forma de "augens", ora praticamente não deformados, onde se observa uma fina clivagem, subordinada às feições ígneas do granitóide (fluxo magmático). São frequentes zonas de cisalhamento que desenvolvem faixas miloníticas espessas que podem estar relacionadas a falhas transcorrentes ou a falhas de cavalgamento com sentido de transporte para oeste.

II.2.4 - GRANITÓIDES DO MACIÇO DE JOINVILLE

Os granitóides que ocorrem no Maciço de Joinville, em um total de 16 corpos, conhecidos pelos nomes de "granitos" Subida, Corupá, Pirai, Dona Francisca, Morro Redondo, Agudos, Serra Alta, Serra da Igreja, Marumbi, Anhangava, Serra da Graciosa, Alto Turvo, Guaraú, Mandira, Serra do Paratiú e Ilha do Cardoso, fazem parte da Suíte Intrusiva Serra do Mar de KAUL et al. (1982, In: KAUL, 1984) caracterizada como um conjunto maior de "stocks" e pequenos batólitos de granitos e granitóides que apresenta um total de 28 corpos.

O sub-conjunto listado de 16 corpos, corresponde àquele que apresenta, segundo KAUL (1984), terrenos encaixantes correspondentes a um "domínio geocronológico" denominado de "Domínio do Arqueano e Proterozóico Inferior", geograficamente correspondente ao Maciço de Joinville.

O caráter dos corpos ígneos, no conjunto maior, seria essencialmente anorogênico, e os dados petrográficos, litoquímicos e geocronológicos permitiram a KAUL (op cit) caracterizá-los como: 1 - alcalinos a peralcalinos; 2 - diversificados em granitos propriamente ditos, biotita-granitos, microgranodioritos, granitos cataclásticos, sienitos, quartzo-sienitos sódicos, alaskitos, riebeckita-granitos, aegirina-granitos e riebeckita-aegirina-granitos; 3 - aparentemente do tipo hipersolvus; 4 - fortemente diferenciados; 5 - gerados em um ambiente tectônico distensional; 6 - relacionados a processo de "rifting" continental; 7 - provenientes do manto, da base da crosta ou produtos de interação manto com a crosta; 8 - classificados como granitos anorogênicos ou do tipo I de CHAPEL & WHITE (1974), ou tipo A de LOISELLE & WONES (1979) ou ainda, suíte 4 de STRONG (1980); 9 - metalogeneticamente especializados em Sn, W, Mo, Nb, F e, quicá, outros elementos.

A geometria dos granitos de Suíte Intrusiva Serra do Mar, ainda segundo KAUL (op.cit) é bastante variada, com formas desde bem próximas à circulares, até quase retilíneas, com termos intermediários tais como: quase retangulares; aproximadamente losangulares; lembrando "meia-lua"; e bastante irregulares. Todavia, quase todas estas formas estariam, com maior ou menor intensidade, alongadas na direção geral NE-SW, coincidente com a direção principal de alinhamento das intrusões. O tamanho varia desde 15 a 400 Km², com uma concentração maior no intervalo de 15 a 100 Km².

A idade geral da granitogênese anorogênica em questão ainda não está totalmente conhecida, mas os dados que se tem pelos métodos Rb-Sr em rocha total e K-Ar em anfibólio, biotita e feldspatos, encontram-se em um intervalo em torno de 600 a 500Ma (KAUL, op.cit).

II.2.5 - GEOCRONOLOGIA DO MACIÇO DE JOINVILLE

O padrão geocronológico observado para o Maciço de Joinville, permitiu a BASEI et al. (1988, 1990a e b, 1991) e SIGA JR et al. (1990a e b) o reconhecimento de três domínios geocronológicos maiores para o setor sudeste paranaense e nordeste catarinense: Os terrenos antigos do Complexo Granulítico de Santa Catarina (Cráton Luís Alves) à sul; os Terrenos Gnaíssico-Migmatíticos do Proterozóico Inferior e/ou Médio e Superior (Nappe Rio Iguaçu) à norte, e os Terrenos Granito-Gnaíssicos do Proterozóico Superior (São Francisco do Sul-Paranaguá, Batólito Paranaguá) à leste. Estes domínios geocronológicos serão descritos a seguir tendo-se por base os trabalhos dos autores supra-citados.

II.2.5.1 - COMPLEXO GRANULÍTICO DE SANTA CATARINA

Estes terrenos refletem um padrão geocronológico compatível com uma estabilização tectônica ao final do Proterozóico Inferior. Os estudos radiométricos estão concentrados principalmente nos arredores de Luís Alves, onde foram obtidas as principais idades arqueanas. Atualmente são disponíveis determinações pelos métodos Pb-Pb e Rb-Sr em rocha total, U-Pb em zircões, esfenos e mozanitas além de K-Ar em plagioclásios, biotitas e anfibólios.

As análises K-Ar dispersas pelo domínio indicaram idades entre 3.500-3.400 Ma a 2.900-1.600 Ma, havendo, de modo contrastante com o padrão observado nos demais domínios, um agrupamento significativo ao redor de 1.800 Ma. Nas proximidades de Piên (PR), os dados K-Ar apresentados por GIRARDI (1974) para este domínio, distribuem-se entre 1960 a 1570 Ma, com duas idades mais jovens, de 1018 e 1454 Ma, obtidas em plagioclásios. Os resultados são interpretados como indicativos, no geral, do resfriamento do Ciclo Transamazônico, ratificando que a área foi preservada, de

uma maneira geral, da superimposição termal do Ciclo Brasileiro.

As determinações isocrônicas Rb-Sr provenientes de granulitos da região de Luís Alves indicaram idade de 2.663 $\pm$ 60 Ma, para uma relação inicial (Ri) de 0,7040. Migmatitos provenientes dos arredores de Luís Alves permitiram delinear em diagrama isocrônico dois alinhamentos sendo um superior, representativo das porções mesossomáticas, com idade de 2.800 Ma para uma Ri próxima de 0,702 e outro inferior, com idade da ordem de 1.900 Ma e Ri de 0,7046, representativo das frações leucossomáticas.

Rochas granulíticas localizadas entre Indaial e Blumenau revelaram em diagrama isocrônico, idades de 2.200 Ma para uma Ri de 0,7015.

Para os granulitos localizados imediatamente a sul de Piên, dados Rb-Sr apresentados por GIRARDI (1974) e retrabalhados por BASEI et al. (1988), forneceram em diagrama isocrônico idade de 2.067 Ma, com uma Ri de 0,7024.

As idades transamazônicas são interpretadas como produto da superimposição desse ciclo sobre rochas mais antigas. As baixas razões Sr^{87}/Sr^{86} iniciais seriam decorrentes do fato dessas rochas apresentarem originalmente baixos teores de Rb e altos de Sr, com uma razão média Rb/Sr da ordem de 0,02, comum para terrenos granulíticos empobrecidos em Rb.

As análises Pb-Pb em rocha total efetuadas em granulitos quartzo-feldspáticos, apresentaram uma isócrona com má distribuição de pontos, o que provoca uma grande imprecisão na determinação da idade. O resultado de 2.100 Ma reforçaria, entretanto, a importância do Ciclo Transamazônico na evolução geológica regional, enquanto que o alto valor de μ_1 , da ordem de 8,9, indicaria claramente que essas rochas não teriam sido incorporadas à crosta nessa época, confirmando as indicações das outras metodologias.

O método U-Pb em zircões fornece, com exceção de alguns valores K-Ar da região de Barra Velha, os resultados mais antigos obtidos na área. Foram datados granulitos quartzo-feldspáticos e migmatitos estromáticos no trecho Luís Alves-Itajaí, que indicaram, em ambos os casos, origem arqueana. As idades dos interceptos superiores, respectivamente de 2.400 a 2.840 Ma, podem não ter uma significação geológica precisa pois nestes afloramentos não foram observadas idades transamazônicas por outros métodos. A explicação dada, é que a posição atual dos zircões seria uma combinação de sucessivas modificações introduzidas pelos episódios que atuaram na área, devendo os dados serem interpretados através de um modelo de polígono de crises, cujos vértices estariam próximos de 2.200, 2.400-2.600 e maior que 3.000 Ma. Após o evento transamazônico, os zircões teriam sofrido, por difusão, uma perda contínua de Pb radiogênico até atingirem a posição atual. Igualmente

difícil é a interpretação dos interceptos inferiores, pois em ambos os casos, os valores obtidos são mais jovens do que as idades K-Ar. Para os granulitos, uma análise de monazita forneceu idade de 570 Ma, a qual é atribuída a um evento hidrotermal, localizado em zonas de falhas, da fácies xisto-verde e de baixa temperatura, que teria gerado, além da monazita, muito epidoto.

II.2.5.2 - BATÓLITO PARANAGUÁ

Os dados geocronológicos disponíveis para este setor apresentados por BASEI et al. (1990a), mostram diversas determinações radiométricas pelos métodos Rb-Sr em rocha total, U-Pb em zircões, Sm-Nd em rocha total (TDM) e K-Ar em minerais.

Através da metodologia Rb-Sr, os autores acima citados apresentam 10 determinações radiométricas de anfibólio-biotita granitóides porfiróides de amostras coletadas a oeste de Paranaguá e nas proximidades de Guaraqueçaba. Estes dados apresentaram um bom alinhamento, com exceção de uma amostra mais rica em Rb, que posicionou-se um pouco acima da reta, definindo uma isócrona com idade de 543 ± 21 Ma, com uma relação inicial Sr^{87}/Sr^{86} (Ri) de 0,7083. A idade foi interpretada como relativa a época de formação das rochas amostradas e a Ri interpretada como alta demais para representar derivação mantélica, mas não o suficiente para assegurar uma derivação crustal.

Esta mesma metodologia apresenta ainda mais duas idades um pouco mais antigas, obtidas em diagramas isocrônicos de referência por TEIXEIRA (1982). A primeira, com 3 pontos, correspondentes a um granodiorito, um gnaiss e um granitóide coletados na Ilha de São Francisco do Sul, forneceu 607 ± 2 Ma, com uma Ri de $0,7101 \pm 0,0001$, e a segunda, obtida pelo acréscimo de mais dois pontos à primeira, um migmatito da região de Morretes-Cacatu e um protomilonito da região de Garuva, forneceu uma idade de 621 ± 13 Ma, com Ri de $0,7101 \pm 0,0003$.

O método U-Pb apresenta a análise de 5 frações de zircões provenientes de amostras coletadas em um ponto próximo a Paranaguá. Destas cinco análises, três apresentaram-se bem alinhadas no diagrama concórdia, posicionando-se próximas ao intercepto superior da curva concórdia, indicando uma idade de 614 ± 9 Ma. As outras duas frações posicionaram-se acima deste alinhamento, apresentando, ao se considerar a idade de 614 Ma como intercepto inferior, uma idade próxima de 2.300 Ma para o intercepto superior, indicando a presença de zircões com memória isotópica pretérita.

A idade de 614 Ma foi interpretada como relativa à época de cristalização dos zircões, enquanto que o intervalo 614 - 543 Ma foi interpretado como relativo ao período

principal de formação das paragêneses minerais dessas rochas, caracterizando assim, a intensidade e a grande expressão do Ciclo Brasileiro neste domínio.

Idades modelo Sm-Nd (TDM) foram obtidas para três amostras. Destas, duas, uma coletada a oeste de Paranaguá e outra próximo a Guaraqueçaba, indicaram, respectivamente, idades de 1910 Ma e 2020 Ma, enquanto que a terceira, coletada em uma pedreira entre Matinhos e Paranaguá, mostrou uma idade de 2.910 Ma. Os valores de Nd calculados para uma idade de 620 Ma forneceram, respectivamente, valores de -12,1; -16,4 e -20,3, que são indicativos de longo período de residência crustal dos protólitos que deram origem aos granitóides deste batólito.

Pelo método K-Ar, os sete dados apresentados, obtidos em biotitas de rochas graníticas, distribuíram-se em um intervalo de 460 a 530 Ma, caracterizando ser este o período de resfriamento regional deste setor.

II.2.5.3 - TERRENOS GNAÍSSICO-MIGMATÍTICOS

Para os Terrenos Gnaíssico-Migmatíticos regionais, os resultados mais confiáveis referem-se à determinações Rb-Sr apresentadas por BASEI et al. (1988) em rochas localizadas à norte de Curitiba. Entretanto, estes dados ainda devem ser observados com cuidado pois apresentam um alinhamento muito pobre de pontos, indicado pelas altas imprecisões das idades, caracterizando mais "errócronas" do que isócronas.

As idades mais antigas foram obtidas em um diagrama isocrônico relativo a amostras obtidas exclusivamente na pedreira da CESB, em Curitiba, que forneceu uma idade de 1.506 $\pm$ 134 Ma, com Ri de 0,714, indicativa de retrabalhamento de material com vida crustal anterior. Padrão similar foi observado em rochas de afloramentos vizinhos, que indicaram idade isocrônica Rb-Sr de 1.380 Ma para uma Ri de 0,716.

Alguns dados K-Ar de rochas anfibolíticas e migmatíticas também acusaram idades no intervalo de 1.400 - 1.200 Ma, indicando, possivelmente, o resfriamento desta unidade, que teria se desenvolvido no Proterozóico Médio.

Idades mais jovens, relacionadas ao Ciclo Brasileiro foram obtidas pelas metodologias Sm-Nd em minerais, Rb-Sr em rocha total e K-Ar em biotitas, para rochas gnaíssico-migmatíticas também localizadas nos arredores de Curitiba.

Pela metodologia Sm-Nd em minerais separados (granada, plagioclásio e anfibólio), BASEI et al. (1990b) apresentaram uma idade isocrônica de 550 Ma para os gnaisses desta região, sendo que este valor foi interpretado como relativo à época de reequilíbrio das paragêneses minerais às novas condições de pressão e temperatura quando da colocação destes gnaisses em níveis crustais superiores durante uma tectônica do tipo nappe (Nappe Rio Iguaçu).

Um diagrama isocrônico Rb/Sr construído a partir de rochas coletadas na Pedreira Atuba (proximidades de Curitiba), indicou idade de 612 ± 40 Ma para uma R_i de 0,716. No mesmo afloramento foi obtida uma idade K-Ar em biotita de 580 Ma, caracterizando o resfriamento desta unidade.

Existem ainda alguns dados K-Ar que distribuíram-se entre 700-480 Ma, demonstrando que certos setores deste domínio sofreram aquecimentos superiores a 500°C durante a evolução brasileira.

Importantes atividades plutônicas, de caráter tardi a pós-tectônica foram caracterizadas radiometricamente no intervalo de 600-540 Ma. Tal granitogênese, intrudida tanto no Complexo Granulítico de Santa Catarina como nos Terrenos Gnaíssicos-Migmatíticos, está representada por inúmeros "stocks" e batólitos graníticos, tais como os maciços Agudos, Corupá, Dona Francisca, Morro Redondo, Graciosa e Pirai, representantes, em parte, da Suíte Intrusiva Serra do Mar, de KAUL et al. (1982, In: Kaul, 1984).

Infelizmente, os dados geocronológicos disponíveis para esta suíte são ainda muito inexpressivos, não permitindo uma melhor caracterização evolutivo-temporal para a mesma.

III - GEOLOGIA DA REGIÃO DE PIÊN - SÃO BENTO DO SUL

III.1 - GENERALIDADES

Localizada a aproximadamente 100 Km ao sul de Curitiba(PR), a área mapeada encontra-se numa região caracterizada por rochas de alto grau metamórfico, pertencentes ao Complexo Granulítico de Santa Catarina (Domínio Meridional), granitóides deformados representantes dos Terrenos Gnaissico-Migmatíticos (Nappe Rio Iguaçu) e rochas ultrabásicas a básicas, que se apresentam na região de contato entre estes dois domínios. Ocorre também um corpo granitóide não deformado (Granito Agudos) e dois corpos básicos, gabro-dioríticos, incluídos neste granitóide (vide mapa geológico, anexo1).

As demais unidades encontradas na área estão representadas por depósitos vulcano-sedimentares da Bacia de Campo Alegre, sedimentos da Bacia do Paraná, diques ácidos, diques básicos e depósitos aluvionares. Estes últimos litotipos apenas terão sua presença registrada uma vez que os mesmo não foram objeto de estudo.

Antes de passarmos a descrever as litologias que foram objeto de estudo neste trabalho, deve-se esclarecer que as porcentagens modais de cada mineral, dada pelo valor entre parênteses à esquerda do mineral citado ou, quando na forma de tabela, pelo valor correspondente a intersecção da identificação do ponto com o mineral listado, foram obtidas por estimativas visuais, não tendo sido efetuada contagem de pontos em nenhuma amostra. Esclareça-se também, que os pontos citados e não precedidos pelas letras AM ou PP foram descritos por MACHIAVELLI et al.(1987), sendo que a correlação entre a numeração do ponto citado e a do ponto descrito por estes autores, encontra-se no apêndice I.

III.1.1 - COMPLEXO GRANULÍTICO DE SANTA CATARINA

Este agrupamento de rochas possui como seus litotipos principais na região mapeada, gnaisses granulíticos quartzo-feldspáticos com ou sem hiperstênio, bandados ou listrados, com porções menores de piroxenitos e, mais raramente, anfibolitos.

Gnaisses granulíticos quartzo-feldspáticos: Serão tratadas aqui tanto as rochas caracterizadas em lâmina como pertencentes ao grau forte de metamorfismo (zona regional do hiperstênio) de WINKLER (1978), denominados de gnaisses granulíticos, bem como os gnaisses de composição essencialmente quartzo-feldspática que, apesar de não possuírem mineralogia característica do grau forte, devem ter atingido tal grau, haja visto a íntima associação em campo entre estes dois tipos de gnaisses e a observação, em algumas lâminas petrográficas, de feições sugestivas da

desestabilização completa de ortopiroxênios, em rochas essencialmente quartzo-feldspáticas (p.e., ponto 46).

Os gnaisses quartzo-feldspáticos são representados por rochas de granulação fina a grossa, leucocráticos, ocorrendo de forma intercalada com os gnaisses granulíticos e marcadas pela alternância de bandas compostas por quartzo, feldspatos e biotita, com outras formadas por quartzo e feldspatos, caracterizando um bandamento composicional (Foto 3.1).

Foto 3.1 Aspecto macroscópico de um gnaisse quartzo-feldspático do Complexo Granulítico de Santa Catarina (ponto AM57), que mostra um bandamento composicional paralelo à foliação S_n e a ocorrência de uma foliação S_{n+1} , oblíqua à S_n .

Dispondo-se geralmente de forma paralela ao bandamento composicional, ocorre a orientação dos minerais definindo assim, uma foliação S_n . Eventualmente, ocorre também uma orientação de minerais de forma oblíqua ao bandamento definindo assim, uma foliação S_{n+1} .

O comportamento dos minerais com relação a foliação S_n apresenta-se da seguinte forma: O quartzo normalmente mostra-se muito estirado e por vezes lenticularizado; a biotita encontra-se normalmente em aglomerados lenticularizados segundo a direção da S_n e os feldspatos estão em alguns casos orientados pela xistosidade S_n (com lenticularização) e em outros não. Em alguns casos, os

níveis de quartzo estão dobrados em uma de suas extremidades, formando pequenas dobras intrafoliais. Com relação à foliação S_{n+1} , esta também se caracteriza pela orientação da biotita, dos feldspatos e do quartzo, embora de maneira mais sutil e nem sempre visível.

As observações microscópicas, além de confirmar o forte estiramento mineral e a lenticularização à que foram submetidos estes gnaisses, permitiu definir a textura como sendo granolepidoblástica e identificar as seguintes mineralogias:

Pontos	21	35	39	48	AM57
quartzo	30	30	37	35	35
K-feldspato	15	10			10
plagioclásio	20	20	45	50	50
biotita	10	15	10	10	3
muscovita	10	10			
epidoto	10	5		5	
clorita		10			2
carbonato			5		
opacos	5				

O plagioclásio normalmente encontra-se com elevado grau de saussuritização e varia consideravelmente em sua quantidade (de 20 a 50%). O quartzo varia muito pouco (30 a 37%) o mesmo acontecendo com a biotita (10 a 15%). A presença de muscovita, clorita, epidoto e opacos como acessórios é sistemática, sendo ocasionais a apatita, zircão, tremolita e carbonatos. O K-feldspato aparece em quantidades apreciáveis somente em três amostras.

Os gnaisses granulíticos são normalmente de granulação média a fina, leuco a melanocráticos, portadores de um bandamento pronunciado até quase maciços. A xistossidade S_n , normalmente paralela a um bandamento composicional milimétrico, é marcada pela orientação de minerais máficos (anfibólio, piroxênio e/ou biotita), feldspatos (plagioclásio e K-feldspato, que eventualmente podem estar lenticularizados) ou quartzo (normalmente bem estirado). Localmente pode-se observar a ocorrência de uma segunda foliação (S_{n+1}), também caracterizada pela orientação de minerais máficos, feldspatos e quartzo, embora de forma incipiente, bem como a ocorrência de uma clivagem de fratura (S_{n+2}).

A mineralogia essencial dos gnaisses granulíticos permitiu separá-los em félsicos, compostos essencialmente por plagioclásio, K-feldspato e quartzo, sendo a presença de minerais máficos tais como piroxênio, biotita, anfibólio e granada mais restrita (Foto 3.2A), e gnaisses granulíticos máficos, proporcionalmente menos expressivos que os félsicos, e que possuem quantidades apreciáveis de

Foto 3.2 Aspectos macroscópicos dos gnaisses granulíticos do Complexo Granulítico de Santa Catarina, mostrando a relação entre as foliações S_n e S_{n+1} . A) Gnaiss granulítico félsico (ponto AM80); B) Gnaiss granulítico máfico, com granada (Gr) (ponto AM140).

plagioclásio, piroxênio e/ou anfibólio e mais subordinadamente quartzo, granada e pirita (Foto 3.28).

Um aspecto notável dos gnaisses granulíticos quartzo-feldspáticos em campo é a rápida variação apresentada ao longo dos perfis realizados, seja na granulacão, na proporção entre plagioclásio e os minerais máficos ou na quantidade de quartzo e K-feldspato existente na rocha. Este último item permite que de um granulito máfico típico passe-se em questão de metros, em um mesmo afloramento, a um granulito félsico ou mesmo para um gnaisse quartzo-feldspático, sem que seja observada qualquer evidência que indique um contato definido entre estes diferentes tipos de rochas, o que dificulta sobremaneira a distinção destes litotipos em mapa.

Microscopicamente, confirmam-se características tais como estiramento do quartzo e a lenticularização de plagioclásio. As texturas encontradas são normalmente granoblásticas, eventualmente nematoblásticas.

As mineralogias observadas em lâmina nos gnaisses granulíticos estão mostradas a seguir, onde c-piroxênio = clinopiroxênio, o-piroxênio = ortopiroxênio e Tr/Act = tremolita e/ou actinolita.

ponto	3	30	42	46	AM70	AM80	AM140
quartzo	10		44	35	5	15	4
K-feldspato				25	3	5	4
plagioclásio	40		44	28	35	50	46
anfíbólio	15	55			10		
c-piroxênio	6	10	8		10	6	12
o-piroxênio	4	5	4		10	9	10
biotita					20		6
clorita	10			7		10	
Tr/Act	10	15		5	5		
granada							10
apatita		5					
carbonato		5					
opacos	5	5					8
epidoto						3	
titanita						2	

A amostra da paragênese 46 está relacionada como um possível granulito mediante a presença em lâmina de núcleos arredondados, formados por tremolita com bordas de reação proeminentes, que acompanham os contornos destes núcleos. Esta feição é devida, provavelmente, a um metamorfismo posterior ao formador do granulito, causador da desestabilização de pretéritos ortopiroxênios. Feições semelhantes, porém com ortopiroxênios reliquiais, são observadas em outras lâminas (p.ex. AM70).

A presença de muscovita, epidotos, zircão, clorita, tremolita e opacos como acessórios é sistemática, havendo entretanto, variações em suas proporções.

Quando analisados em um diagrama QAP (Fig.3.1), os gnaisses granulíticos quartzo feldspáticos apresentam uma composição que varia de tonalítica a monzogranítica, com exceção das amostras AM70 e AM140, dois granulitos máficos, que apresentaram composição quartzo diorítica.

Fig.3.1 Diagrama QAP mostrando a composição modal estimada dos gnaisses granulíticos quartzo-feldspáticos do Complexo Granulítico de Santa Catarina. 3b) Monzogranítica; 4) Granodiorítica; 5) Tonalítica e 10*) Quartzo diorítica.

Com relação ao metamorfismo que gerou este grupo de rochas, a presença de ortopiroxênio garante que este tenha se situado no grau forte, em especial na zona regional do hiperstênio de WINKLER (1978). Para aquelas amostras onde não ocorre ortopiroxênio, a íntima associação em campo com as rochas que o possuem e a passagem, como vimos, em questão de poucos metros, e de forma gradacional, de rochas com hiperstênio para rochas sem este mineral, nos indicam claramente que ambas foram submetidas ao mesmo evento metamórfico de grau forte. Um evento metamórfico posterior foi o responsável pela formação das paragêneses a seguir:

- Clorita + tremolita/actinolita + saussurita.
- Biotita +/- clorita, epidoto, muscovita e opacos.
- tremolita + opacos +/- (carbonato + uralita).
- +/- uralita +/- biotita +/- saussurita.
- clorita + tremolita + saussurita +/- opacos.

Estas associações mineralógicas normalmente dispõem-se na forma de uma desestabilização de minerais pretéritos (p.ex. bordas de reação). Segundo WINKLER (op.cit.), a paragênese tremolita/actinolita + clorita + epidoto + albita + quartzo +/- biotita (ou stilplomelano) +/- muscovita +/- carbonato, além de ser característica de metamorfismo de rochas básicas, seria diagnóstica do grau fraco, mais especificamente, da zona da clinozoizita-albita-actinolita-clorita, o que define uma isógrada de temperatura mínima para este evento entre 350°C e 390°C.

Deste modo, assume-se que os gnaisses granulíticos derivaram de rochas essencialmente ígneas, preferencialmente intermediárias a ácidas e, mais subordinadamente, de composição básica. Para os gnaisses quartzo-feldspáticos também admite-se uma derivação a partir de rochas ígneas, de composição intermediária a ácida, uma vez que rochas metassedimentares nestas condições de metamorfismo, tenderiam a apresentar uma maior variedade mineralógica, tais como a presença extensiva de almandina, estauroлита, cordierita e alguma das espécies de Al_2SiO_5 . Estas constatações vêm de acordo com as afirmações de KAUL & TEIXEIRA (1982), WERNICK & OLIVEIRA (1982), BASEI (1985), BASEI et al. (1988), HARTMANN (1988) e FIGUEIREDO et al. (1990), entre outros, que admitem uma origem ígnea, para a maioria das rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina.

O conjunto de características deste grupo de rochas, tais como o fato de tratar-se de rochas gnaissicas quartzo-feldspáticas tipicamente foliadas, com bandas máficas e félsicas, contendo biotita e/ou hornblenda, com hiperstênio, plagioclásio, K-feldspato e quartzo em proporções variadas, onde a composição mais comum varia de tonalítica a monzogranítica, com provável derivação ígnea, é típico do conjunto de características petrográficas gerais dos terrenos granulíticos conforme WINDLEY (1977, 1984).

Piroxenitos: Macroscopicamente são rochas de granulação média a fina, preto-esverdeada, aparentemente com minerais cristalizados sem uma orientação preferencial, compostas por biotita e um mineral prismático de coloração esverdeada. Em lâmina a mineralogia observada foi (ponto AM27) (65)clinopiroxênio + (20)biotita + (10)ortopiroxênio +/- (05)carbonato.

Anfibolitos: - De ocorrência localizada, estas rochas caracterizam-se por possuírem coloração cinza-média, granulação média a grossa e portarem uma xistosidade aparentemente anastomosada. Em lâmina delgada identificou-se a seguinte paragênese (ponto 1): (30)hornblenda + (15)actinolita, + (15)plagioclásio + (10)epidoto + (7)biotita + (7)quartzo + (5)K-feldspato + (5)apatita + (5)carbonato.

A xistosidade principal desta rocha, aparentemente de caráter cataclástico, é dada pela orientação principalmente da actinolita e, mais subordinadamente, da biotita, que contornam porfiroblastos principalmente de hornblenda, sugerindo tratar-se de uma S_{n+1} . A paragénese hornblenda + plagioclásio + biotita + quartzo + K-feldspato é indicativa de que a rocha foi formada no mínimo em um metamorfismo de grau médio, podendo no entanto representar condições metamórficas de até alto grau.

A paragénese actinolita + clorita + epidoto + quartzo + carbonato é diagnóstica para o grau fraco, indicando um retrometarmorfismo. Esta possibilidade fica bem clara em lâmina delgada onde se observa núcleos arredondados de antigas hornblendas transformadas na associação mineralógica acima referida.

Esta reação (hornblenda = actinolita + clinozoizita + clorita + quartzo), reflete condições de temperatura mínima de aproximadamente 350 °C (abaixo deste valor a clorita não é formada junto a esta associação) e máxima de 500 °C.

A rocha pretérita deste anfibolito deve ser uma rocha ígnea de composição básica, visto que, segundo WINKLER (op.cit.), os xistos verdes (ou anfibolitos) derivados de pelitos têm muito mais quartzo e fengita, menos clorita, albita e epidoto e geralmente não incluem actinolita.

Resumindo, pode-se sugerir que o Complexo Granulítico de Santa Catarina sofreu pelo menos três fases de metamorfismo. A primeira fase (Fm_n) caracterizaria-se por um metamorfismo de grau forte com pressão total (Pt) muito maior que a pressão de água (P_{H_2O}). A segunda fase (Fm_{n+1}), se caracterizaria novamente por um metamorfismo de médio a alto grau e, finalmente, teria ocorrido uma terceira fase (Fm_{n+2}) caracterizada por um retrometarmorfismo de grau fraco sobre as rochas anteriormente formadas e que se mostra de maneira mais clara, quanto maior à proximidade deste domínio com o dos Granitóides Deformados. Uma fase metamórfica pré- Fm_n deve ter ocorrido, uma vez que a foliação gerada nesta fase caracteriza-se como uma foliação de transposição, ou seja, S_n equivaleria a, no mínimo, S_{n-1} .

Com relação a geologia estrutural da área mapeada como Complexo Granulítico de Santa Catarina, a análise que se faz aqui é bastante superficial, suficiente apenas para dar uma noção da complexidades estrutural deste domínio que, para um perfeito entendimento demandaria um estudo bem mais detalhado.

A foliação principal observada (S_n), caracteriza-se como uma foliação gnáissica bem desenvolvida, marcada pela orientação de feldspatos, piroxênios, anfibólios e biotita, além de apresentar, como regra geral, um forte estiramento mineral, notadamente do quartzo e subordinadamente, dos feldspatos.

Esta foliação S_{m1} representaria, no mínimo, uma foliação de transposição S_{m2} , haja visto a presença, tanto em lâmina (ponto 35) como em afloramentos (ponto AM43) de pequenas dobras intrafoliais, indicativas de uma de foliação preterita. Ela estaria também associada a um bandamento composicional de origem tectônica.

A direção geral principal desta foliação S_{m2} é para NW com caimentos tanto para NE como para SW. Em estereograma (Fig.3.2) obtém-se como atitude modal principal N56W/76SW e verifica-se a ocorrência de um dobramento amplo desta foliação, cujo eixo β contruído apresenta como atitude S34E/50°.

FREQUÊNCIA DOS PONTOS

123 PONTOS

Fig.3.2 Diagrama Schmidt-Lambert hemisfério inferior, de frequência de polos da foliação principal (S_m) dos gnaisses granulíticos do Complexo Granulítico de Santa Catarina.

Além desta foliação principal foi possível observar em alguns pontos (p.ex. AM36) e em lâmina (p.ex. ponto 21), a ocorrência de uma foliação sub-paralela à anterior e ao

bandamento composicional tectônico, caracterizada pela orientação de quartzo, plagioclásio, K-feldspato e biotita, que foi interpretada como uma possível S_{n+1} (S_3).

Todas estas foliações teriam sido geradas em um ambiente que conferiria às rochas um comportamento plástico, ou seja, elas encontrariam-se sob condições de temperaturas de moderadas a altas, mesmo quando do dobramento verificado em estereograma.

Uma última fase de deformação, observável sobretudo nas regiões mais próximas ao contato com a Nappe Rio Iguaçu foi responsável pela geração, não generalizada, de uma clivagem de fratura posterior à S_{n+1} (S_{n+2}), que teria como direções gerais algo entre N40-60E com mergulhos verticalizados. Esta clivagem de fratura (S_4) teria se originado sob condições de comportamento predominantemente rúptil das rochas, indicando que estas já se encontravam mais frias quando sofreram esta deformação.

Uma comparação entre metamorfismo e deformação, vide abaixo, indica-nos a associação da fase metamórfica Fm_n com a foliação S_n , enquanto que a fase Fm_{n+1} poderia corresponder à foliação S_{n+1} . A associação entre a fase Fm_{n+2} com a clivagem de fratura S_{n+2} , embora provável, não foi possível caracterizar, uma vez que a análise de lâminas petrográficas não indicou a fase metamórfica Fm_{n+2} como estando associada a alguma deformação.

DEFORMAÇÃO			METAMORFISMO	
Fase	Superfície provável	Características	fase	Características
	S_1	xistosidade intrafolial	Fm_1	?
D_n	S_2	bandamento metamórfico	Fm_2	alto grau
D_{n+1}	S_3	xistosidade sub paralela a S_2	Fm_3	médio a alto grau
D_{n+2}	S_4	clivagem de fratura	$Fm_4?$	baixo grau

III.1.2 - CORPOS ULTRABÁSICOS A BÁSICOS

Existem três tipos principais de ocorrência de rochas ultrabásicas na área mapeada. O primeiro são de rochas que ocorrem na forma de lentes de, no máximo, poucas dezenas de metros de espessura e algumas centenas de metros de comprimento, em meio aos Granitóides Deformados.

Estas rochas apresentam-se, geralmente, alteradas e compõem-se predominantemente por serpentinitos, talco xistos, tremolita talco xistos, com porções menores de

anfibolitos, metagabronoritos, meta-olivina-gabronoritos e metanoritos.

Os serpentinitos caracterizam-se como rochas de coloração cinza esverdeada até arroxeada, de granulometria fina a média, e compostas essencialmente por serpentina, clorita e talco, sendo visível a ocorrência de polimorfos de, provavelmente, olivina e piroxênios. Possuem uma xistosidade forte, definida pela orientação dos minerais acima, sendo visível em alguns locais (ponto AM101), a ocorrência das superfícies de cisalhamento Sc e Ss.

Os xistos magnesianos ocorrem, normalmente, associados com gabronoritos e são rochas de coloração verde pálida, granulometria fina a média, textura lepidoblástica a nematoblástica, com forte xistosidade, definida pela orientação de talco, clorita ou tremolita. Algumas vezes podem apresentar pequenos nódulos ricos em manganês, dispersos pela rocha.

Os anfibolitos predominam como rochas máficas e encontram-se, em geral, como rochas mesocráticas, de coloração cinza esverdeada, granulometria fina a média, com textura nematoblástica a granonematoblástica, com uma foliação definida pela orientação de cristais de hornblenda e biotita.

O segundo tipo de ocorrência de rochas ultrabásicas a básicas, é como corpos, normalmente muito pequenos, intrusivos nas rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina. Destes corpos destaca-se, por seu tamanho e trabalhos realizados (p.e., GIRARDI 1974, 1976; GIRARDI & ULBRICH, 1980; RIBAS, 1984, entre outros), aquele que se encontra na localidade de Campina dos Maias, à sul de Piên.

Neste agrupamento de rochas são descritos os seguintes litotipos: xistos magnesianos, serpentinitos, metapiroxenitos, metagabronoritos, e anfibolitos.

Xistos magnesianos e serpentinitos: - Os xistos configuram litologias normalmente cinza-esverdeadas e de granulação fina a média. Geralmente bem foliados, possuem uma xistosidade de transposição com dobras rompidas e uma clivagem de crenulação, identificando-se localmente dobras em bainha (MACHIAVELLI et al. 1987).

Formados por talco, clorita, tremolita e serpentina em quantidades variáveis, apresentam localmente concentrações de pirita, e veios de quartzo de espessuras variadas. Em alguns locais identificaram-se concentrações de cristais centimétricos de tremolita.

Em lâmina delgada observa-se apenas uma direção de foliação, bem evidenciada pela orientação dos filos-silicatos. Estes conferem às rochas, invariavelmente, uma textura lepidoblástica e, eventualmente, porfiroblástica, dada por cristais maiores de clorita.

Observam-se também, níveis de serpentinas, sendo que esta feição, característica dos serpentinitos, não implica

necessariamente em uma foliação tectônica. As mineralogias observadas para os xistos e serpentinitos são:

ponto	7a	7b	8	11
talco	40		95	
serpentina	10	85		65
clorita	45			
brucita				20
opacos	5	15	5	15

Analisando-se estas associações minerais e de posse de informações macroscópicas e bibliográficas (principalmente WINKLER 1978), pode-se dizer que: a presença de serpentina indica uma P_{com} próxima de zero durante o metamorfismo que a formou. As associações crisotilo + brucita e crisotilo + talco permitem sugerir que houve um metamorfismo de grau fraco, cuja temperatura foi superior à da isógrada do limite grau incipiente/grau fraco (300 - 280 °C) e inferior à da isógrada da biotita estável para metapelitos (430 - 470 °C).

Metapiroxenitos: - São rochas normalmente densas, de granulometria média a fina e com coloração cinza-escura, quando não desestabilizadas, e cinza-esverdeada quando já sofreram, parcial ou totalmente, algum processo de serpentinitização e/ou talcificação. Maciças, são formadas quase que exclusivamente por piroxênios, podendo em alguns casos conter quantidades apreciáveis de talco e serpentina e mais subordinadamente, olivinas.

A paragénese identificada em lâmina delgada no ponto 15 foi (60)clinopiroxênio + (35)ortopiroxênio +/- (5)plagioclásio (andesina-labradorita).

Metagabronoritos: - Rochas de granulação desde fina a média, com elevada densidade e de coloração cinza a cinza esverdeada. Maciças, são compostas por piroxênio e subordinadamente plagioclásio. Ao microscópio identificou-se, no ponto AM142, a seguinte paragénese: (42)ortopiroxênio + (20)espinélio + (15)plagioclásio + (10)clinopiroxênio +/- (5)hornblenda +/- (5)uralita.

Embora tenha se observado tanto nesta rocha como no metapiroxenito, contato poligonal entre os cristais, somente esta feição não nos parece conclusiva para afirmarmos se tratar de uma rocha metamórfica de alto grau. O prefixo meta está sendo utilizado para indicar um metamorfismo de baixo grau, facilmente reconhecível pela ocorrência de pequenas quantidades de talco e serpentina, macroscopicamente identificáveis, além de quantidades moderadas de piroxênios uralitizados, carbonatos e plagioclásios saussuritizados.

Metanfíbolito: - Ocorrendo de forma restrita, nas proximidades do contato com o Complexo Granulítico de Santa Catarina, caracteriza-se como uma rocha de granulação média,

negro-esverdeada, muito alterada, na qual não foi observada qualquer orientação mineralógica. Sua paragênese em lâmina delgada mostrou (ponto 47) (45)actinolita + (30)epidoto + (15)hornblenda +/- (5)plagioclásio +/- (5)opacos.

A associação actinolita + epidoto substituindo cristais de hornblenda é diagnóstica de um metamorfismo no domínio de grau fraco.

O terceiro tipo de ocorrência dos corpos ultrabásicos a básicos, é na forma de um corpo alongado, ocorrente junto ao contato entre os Granitóides Deformados e o Complexo Granulítico de Santa Catarina, na localidade de Campina dos Crispins, a leste de Piên, onde os litotipos predominantes são serpentinitos e talco xistos.

Os serpentinitos caracterizam-se como rochas de coloração cinza esverdeada, de granulometria fina a média, e compostas essencialmente por serpentina, clorita e talco, sendo visível a ocorrência de polimorfos de, provavelmente, olivina e piroxênios. A relação textural destas rochas é confusa, devido ao arranjo dos cristais de serpentina, que chegam a formar estruturas em rede. No entanto, de uma maneira geral, a orientação dos minerais é bem visível, definindo assim, uma foliação S_n .

Os talco xistos são rochas de coloração cinza claro a verde acinzentado, de granulometria fina a média, compostos por talco, biotita, clorita e opacos que encontram-se, em geral, fortemente orientados, definindo uma foliação xistosa (S_n), bem característica.

Tanto nos talco xistos como nos serpentinitos, é possível observar-se, em alguns locais, a ocorrência do par de superfícies de cisalhamento S_c e S_s .

III.1.2.1 - O COMPLEXO BÁSICO ULTRABÁSICO DE PIÊN

Identificadas inicialmente quando da elaboração da Folha Geológica Piên (TREIN et al., 1969), as rochas representantes deste agrupamento litológico foram consideradas por GIRARDI (1974 e 1976), GIRARDI & ULBRICH (1980), como pertencentes a um complexo básico-ultrabásico constituído por um corpo básico central, composto predominantemente por hornblenda metagabros e por anfíbolitos e gnaisses anfíbolíticos, e por dois corpos predominantemente ultramáficos e ultrabásicos, adjacentes aos hornblenda metagabros e constituídos essencialmente por xistos magnesianos e serpentinitos, com porções menores de metaperidotitos, metapiroxenitos e metanoritos.

Segundo GIRARDI & ULBRICH (op.cit), a consanguinidade entre as rochas básicas (hornblenda metagabros) e ultrabásicas (xistos magnesianos e serpentinitos) estaria caracterizada pela íntima associação destes litotipos em campo e pela variação contínua nos parâmetros geoquímicos em

diagramas do tipo elementos maiores e traços em função do índice de Simpson $[100(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)]/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$.

Com relação a primeira evidência, verificou-se durante a elaboração deste trabalho, que a mesma pode ser contestada, notadamente com relação ao corpo ultrabásico localizado nas proximidades de Campinas dos Crispins (leste de Piên) que está colocado na região de contato entre os Granitóides Deformados e o Complexo Granulítico de Santa Catarina, estando envolto essencialmente por litotipos representantes do primeiro conjunto (vide anexo 1). Verifica-se também, a ocorrência de rochas ultrabásicas intrudidas em meio às rochas granulíticas, não associadas ao corpo básico principal, bem como a ocorrência de rochas ultrabásicas dispostas em meio aos Granitóides Deformados.

Quanto ao segundo argumento, é possível observar-se nos diagramas apresentados por GIRARDI & ULBRICH (op cit.), que, além da variação contínua nos parâmetros geoquímicos, existe uma quebra em alguns dos "trends" de variação, notadamente com relação aos elementos Zr, Sr e TiO_2 e, menos evidente, nos elementos Sc, Cr e Al_2O_3 . Além destas quebras, é possível verificar-se também, uma associação mais íntima entre os hornblenda metagabros e anfibolitos com os granulitos do que com as rochas ultrabásicas.

Com base nestas observações, sugere-se aqui, a possibilidade de que o corpo mapeado pelos autores supra citados como hornblenda metagabros, anfibolitos e gnaisses anfibolíticos, faça parte do conjunto maior mapeado como Complexo Granulítico de Santa Catarina.

Com relação às evidências de recristalização em estado sólido apresentadas pelas rochas ultrabásicas, tais como contato poligonal a 120° e a ocorrência de olivina envolvendo piroxênio, observadas em algumas amostras (p.e. AM142 e 15) e descritas e fotografadas por GIRARDI, 1974, que que as interpretou como resultantes de um evento metamórfico de alto grau, é aqui sugerido que estas feições possam representar uma recristalização em um ambiente de cadeia meso-oceânica ou estarem associadas a cavalgamentos intra-oceânicos, conforme interpretações de NICOLAS et al. 1980 e NICOLAS, 1989, para feições semelhantes observadas em ofiolitos.

Uma outra evidência que sugere que as rochas ultrabásicas não foram afetadas pelo mesmo evento metamórfico de alto grau que atingiu as rochas granulíticas, é o fato de que o padrão deformacional de ambas apresenta diferenças marcantes. Enquanto que as rochas granulíticas apresentam um forte estiramento de minerais, seja do quartzo, dos feldspatos ou dos minerais máficos, as rochas ultrabásicas apresentam uma deformação bem menos intensa, caracterizada essencialmente pela orientação de filossilicatos, sem estiramento mineral.

Ainda com relação ao padrão estrutural destas rochas, recorda-se que a atitude principal das rochas granulíticas é N56W/76SW (Fig.4.2), enquanto que as rochas ultrabásicas apresentam atitudes com direções predominantemente NE. Acrescente-se ainda, que o padrão de deformação destas, está muito próximo àquele observado nos Granitóides Deformados, apresentados no capítulo a seguir, inclusive no tocante à observação de superfícies de cisalhamento Sc e Ss, não caracterizadas no domínio granulítico.

Com base nestas evidências, conclui-se pela possibilidade da não existência de um Complexo Básico-Ultrabásico de Piên tal como inicialmente definido, uma vez que o corpo básico central deste complexo pode representar parte do Complexo Granulítico de Santa Catarina, não possuindo qualquer relação genética com as rochas ultrabásicas adjacentes e/ou intrudidas nele.

Com relação às rochas ultrabásicas, a sugestão que se faz, é de que estas representem, restos de um fundo oceânico imbricado tectonicamente entre os Granitóides Deformados e o Complexo Granulítico de Santa Catarina. Esta possibilidade é particularmente saliente para o corpo ultrabásico ocorrente na região de Campinas dos Crispins, que encontra-se colocado exatamente na zona de contato entre o domínio dos Granitóides Deformados e o domínio granulítico.

III.1.3 - GRANITÓIDES DEFORMADOS

Estão representados na área por granitóides heterogeneamente deformados, que apresentam composições variadas, desde termos intermediários até francamente ácidos e que, de forma geral, possuem claras evidências de metamorfismo associado com uma deformação cisalhante.

O tratamento dos dados químicos e isotópicos referentes a estes granitóides, permitiu separá-los em dois corpos principais denominados, informalmente, de Granito Sudeste e Granito Noroeste que, por sua vez, foram subdivididos, também informalmente, nas fácies 1 e 2 para o primeiro corpo e fácies 3 e 4 para o segundo.

A seguir far-se-á a descrição das características petrográficas gerais destes granitóides deformados, levando-se em consideração a separação proposta de fácies para cada corpo principal.

Granito Sudeste - fácies 1: - Trata-se de um hornblenda quartzo-monzodiorito a quartzo-monzonito a magnetita e titanita, de cores essencialmente cinzas, média a clara-rosa, leucocrático, com índice de cor em torno de 10, granulometria média, localmente apresentando megacristais de K-feldspato róseo (FKR), que podem ocorrer de forma concentrada em bandas métricas ou isolados, dispersos na rocha (Foto 3.3).

Foto 3.3 Aspectos macroscópicos gerais do Granito Sudeste, fácies 1, do domínio dos Granitóides Deformados, com a indicação da foliação S_N . A) Presença restrita de megacristais de K-feldspato (FK) (ponto AM132). B) Bandas com concentração de megacristais de K-feldspato (ponto AM110B).

Apresenta também enclaves centimétricos de composição básica, alongados segundo a foliação e ocorre em uma faixa estreita, orientada segundo NE, junto ao contato com o Complexo Granulítico de Santa Catarina e a nordeste de Piên.

A mineralogia principal da rocha observada em campo é dada por plagioclásio (40-50%), quartzo (15-25%), K-feldspato (20-30%), anfibólio + biotita (10-15%) ocorrendo ainda, como minerais acessórios ou secundários, opacos, epidoto e clorita. O K-feldspato, além de ocorrer como megacristais, ocorre também como matriz, com tamanho médio.

A foliação (S_n) que se observa nestes litotipos é facilmente evidenciada pela orientação dos minerais máficos e em menor grau, pelos feldspatos. O quartzo geralmente se mostra estirado, segundo a foliação, ajudando a defini-la.

A observação ao microscópio de lâminas referentes a esta fácies forneceu a seguinte mineralogia:

ponto	AM97	AM110A	AM132
plagioclásio	50	48	50
K-feldspato	32	27	25
quartzo	8	15	17
horblenda	6	7	6
biotita	4	3	2

O plagioclásio ocorre normalmente como cristais inequigranulares, anédricos, com bordas irregulares e algo saussuritizados. Comumente apresenta-se com uma orientação preferencial e, em geral, mostra-se zonado, com a saussuritização concentrando-se no núcleo dos cristais. Pode ocorrer como cristais maiores ou como grãos muito pequenos, formando uma matriz nas amostras mais deformadas. Neste caso, os grãos maiores possuem extinção ondulante e a matriz está orientada, definindo uma foliação (S_n), pouco saliente, embora bem visível. Quando em cristais menores, na matriz, mostra evidências de recuperação e recristalização. A amostra AM110A apresenta evidências de ter ocorrido microclinização parcial de alguns plagioclásios, indicando uma mobilidade, mesmo que em pequena escala, de elementos, no caso, de K. Há evidências também de ter ocorrido mobilidade de Na, indicada pela "invasão" de K-feldspato por plagioclásio, com a formação de mirmequitas.

O K-feldspato pode ser tanto o ortoclásio, como no caso da amostra AM110A, ou o microclíneo (caso da amostra AM97), ocorrendo localmente pequena quantidade de pertita. De maneira geral ocorre como cristais anédricos, com bordas bem irregulares, e inequigranulares, com cristais maiores, de até 1cm e cristais pequenos, milimétricos. Estes normalmente encontram-se dispersos na matriz, notadamente em amostras mais deformadas. Neste caso, os cristais maiores geralmente apresentam extinção ondulante e os cristais

menores, evidências de recuperação e recrystalização, sendo que uma orientação preferencial segundo a foliação S_n é sempre visível. A sericitização dos K-feldspatos é comum, bem como as inclusões de plagioclásio, quartzo e minerais acessórios, tais como apatita, epidoto e opacos, indicando uma cristalização tardia do K-feldspato.

O quartzo ocorre geralmente como cristais anédricos, com extinção ondulante suave a moderada, frequentemente apresentando evidências de recuperação e recrystalização e apresentando uma orientação preferencial que varia de pouco distinguível a bem evidente, dependendo da amostra analisada estar menos ou mais deformada.

A hornblenda ocorre normalmente como matriz e encontrando-se orientada segundo a foliação S_n , estando geralmente associada à biotita, titanita, epidotos, apatita e opacos, sendo frequente sua alteração para biotita e/ou clorita.

A biotita ocorre principalmente como produto da transformação das hornblendas, como está bem evidenciado na amostra AM110A, podendo, em alguns casos, representar cristais primários. Quando representa cristais primários, geralmente está deformada, com forte extinção ondulante, muito embora extinção ondulante e orientação preferencial segundo S_n seja uma feição comum à, praticamente, todas as biotitas. Em alguns raros casos a biotita ocorre junto ao plagioclásio, invadindo este, indicando claramente ter-se formado a partir de uma recrystalização em estado sólido.

Com relação aos minerais acessórios, destacam-se os opacos (3% na amostra AM110A) e a titanita, que ocorrem frequentemente associados. Dentre os opacos com certeza ocorre magnetita, evidenciada pela forma quadrática ou triangular de alguns cristais em lâmina e caracterizada quando da separação dos minerais magnéticos nas amostras que foram utilizadas nos processos de datação geocronológica.

Outros minerais acessórios sempre visíveis são o zircão, a apatita e a allanita, que ocorrem em pequena quantidade, em cristais isolados, dispersos pela lâmina ou então, como é mais frequente, como inclusões nos feldspatos.

A presença de clorita, como produto de alteração da hornblenda e/ou da biotita é sistemática, enquanto que a presença de sericita é mais restrita. Outros secundários bastante comuns são os epidotos, representados pelas fases zoisita, clinozoisita e pistacita. Da observação das lâminas permaneceu na dúvida a presença ou não de pumpelita.

Granito Sudeste - fácies 2: - Biotita monzogranito a granodiorito à magnetita e titanita, de cor cinza claro, rosada a avermelhada, leucocrático, com índice de cor em torno de 5 ou menos, com granulometria grossa a média, podendo ocorrer ou não megacristais de FKR (Foto 3.4). Sua ocorrência em campo dá-se na forma de um corpo alongado segundo NE e localizado imediatamente a SW de Piên até o

Foto 3.4 Aspectos macroscópicos gerais do Granito Sudeste, fácies 2, do domínio dos Granitóides Deformados, com a indicação da foliação S_N . A) Sem megacristais de K-feldspato (FK) (ponto AM95). B) Com megacristais de K-feldspato (ponto PP39).

contato com o Domínio Meridional, estendendo-se em direção NE até o fácies 1.

A observação de campo identifica este corpo como sendo formado por rochas compostas essencialmente por quartzo(25-35%), plagioclásio(35-45%), K-feldspato(35-45%) e máficos (biotita predominante) (5% ou menos), mostrando como minerais secundários epidoto, opacos e zircões. O K-feldspato pode ocorrer tanto como megacristais ou como matriz de tamanho médio.

A deformação nestas rochas está caracterizada por uma foliação incipiente, podendo em alguns pontos apresentar uma foliação mais desenvolvida, caracterizada principalmente pela orientação de feldspatos e quartzo, notadamente nas superfícies mais alteradas da rocha.

A observação ao microscópio permitiu a identificação da seguinte mineralogia:

ponto	AM22	AM94	AM95
plagioclásio	40	50	40
K-feldspato	35	25	30
quartzo	20	20	25
biotita	5	3	2

Ocorre ainda, como minerais acessórios, hornblenda, apatita, opacos, titanita, zircão e allanita, e como secundários, epidotos e clorita.

O plagioclásio ocorre como grãos maiores, inequigranulares e com contatos irregulares e/ou suturados. Normalmente mostram-se zonados, com saussuritização branda, principalmente na parte central dos cristais. Ocorre também como cristais menores formando uma matriz para os grãos maiores, mostrando neste caso contatos geralmente bem mais definidos, próximos à do tipo poligonal, indicando uma recristalização destes grãos, em estado sólido. É também relativamente frequente na matriz, a presença de contatos poligonais a 120° entre os cristais de feldspatos e quartzo.

De maneira geral, a matriz tende a mostrar-se em bandas irregulares, com uma orientação não muito evidente, mas perceptível, definindo uma foliação S_n . Boa parte dos cristais maiores de plagioclásio seguem esta orientação, bem como apresentam uma nítida extinção ondulante, pouco visível nos cristais menores. É frequente também a ocorrência de plagioclásio invadindo o K-feldspato, notadamente nos grãos maiores deste, com a formação de mirmequitas. Em raros casos parece ocorrer o contrário, ou seja, pequenos cristais de microclínio parecem se formar sobre os cristais maiores de plagioclásio. A amostra AM95 apresenta tanto evidências de microclinização parcial de plagioclásio, como a formação de mirmequitas (Fig.3.3), que indicam uma mobilidade relativa de elementos, de K no primeiro caso e de Na no segundo.

Fig.3.3 Evidências de mobilidade de elementos, observadas em lâmina petrográfica correspondente ao Granito Sudeste, fácies 1, do domínio dos Granitóides Deformados (ponto AM95). A) Microclinização de plagioclásio, indicando aporte de K. B) "Invasão" de K-feldspato por plagioclásio, formando mirmequitas, indicando o aporte de Na.

O K-feldspato ocorre normalmente como cristais inequigranulares, com grãos maiores, de até 1cm, e grãos milimétricos, dispersos na matriz. Em geral são anédricos, com faces bastante irregulares. Mostra também cristais sendo invadidos por plagioclásio, com a formação de mirmequitas nestes. Possui extinção ondulante e apresenta-se levemente sericitizado, podendo tratar-se tanto de microclínio, como de ortoclásio, neste caso, pertítico.

Quando em cristais menores na matriz, trata-se normalmente do microclínio e pode possuir contatos irregulares, suturados ou contatos poligonais a 120° . Em alguns casos ocorrem cristais de microclínio e plagioclásio associados, com contatos suturados, onde tem-se a impressão que um está substituindo o outro, não se podendo afirmar qual substitui e qual é substituído, embora a falta de mirmequita nos plagioclásio seja indicativa de substituição destes por microclínio.

O quartzo ocorre geralmente como cristais anédricos, com extinção ondulante suave a moderada, frequentemente apresentando evidências de recuperação e recristalização e apresentando uma orientação preferencial segundo a foliação S_n , que varia de pouco distinguível a bem evidente, dependendo da amostra analisada estar menos ou mais deformada.

A biotita ocorre dispersa na lâmina e, mais frequentemente, formando concentrações juntamente com a hornblenda e os epidotos, que mostram uma orientação preferencial não marcante, segundo a direção de orientação da matriz quartzo-feldspática. Normalmente a biotita apresenta cristais de opacos como inclusões, sendo estas inclusões orientadas e alongadas segundo a clivagem da

biotita. Apresenta também, com certa frequência, inclusões de quartzo e epidoto. Em alguns casos a biotita avança por sobre o plagioclásio, formando-se a partir da transformação destes. Pode mostrar extinção ondulante em alguns cristais.

A hornblenda ocorre em pequenas quantidades, em cristais bastantes irregulares e poiquilíticos, em geral mostrando-se transformados ou em transformação para biotita e, mais raramente, clorita. Os cristais observados encontram-se associados à biotita e a epidotos.

A apatita, bem como a allanita, ocorrem dispersas na lâmina, podendo ocorrer isoladamente, como inclusões, notadamente em feldspatos, ou associados a biotita e hornblenda ou a opacos.

Os opacos ocorrem dispersos na lâmina, associados a biotita, hornblenda e epidoto ou a apatita, podendo ainda ocorrer, com certa frequência, como inclusão em biotitas ou feldspatos. Dentre os opacos ocorre a magnetita.

A titanita ocorre dispersa na lâmina ou associada aos opacos ou a biotita, hornblenda e epidotos e o zircão ocorre disperso na lâmina, geralmente como inclusão nos feldspatos.

Com relação aos minerais secundários, destacam-se os epidotos, representados pelas fases zoisita, clinozoisita e pistacita, que ocorrem em proporções bastante variáveis, podendo representar até 3% da amostra (AM95), estando geralmente associados aos máficos e, mais raramente, dispersos na lâmina, frequentemente como inclusões em plagioclásio, e a clorita, que ocorre em pequenas quantidades, como alteração da hornblenda ou da biotita, neste caso, disposta no interior do cristal deste mineral, orientada segundo as linhas de clivagem do mesmo.

Granito Noroeste - fácies 3: - Biotita-hornblenda quartzo-monzodiorito a monzogranito à magnetita e titanita, de cor cinza médio a escuro, com pontuações róseas e esbranquiçadas, leucocrático, com índice de cor em torno de 15 e de granulometria média a grossa, podendo ocorrer megacristais de (FKR) (Foto 3.5) e, mais raramente, de plagioclásio. Sua ocorrência em campo dá-se na forma de dois corpos de espessuras variáveis, alongados em uma direção próxima de N30E, à norte de Piên.

A observação de campo identifica estas rochas como sendo compostas por plagioclásio (35-50%), anfibólio e biotita (10-25%), K-feldspato (15-30%) e quartzo (10-20%). Minerais secundários como epidoto, clorita e magnetita geralmente estão presentes. O K-feldspato pode constituir megacristais, embora seja mais comum como mineral disperso na matriz. O plagioclásio também pode ocorrer como cristal maior. Pequenas fraturas, preenchidas por quartzo ocorrem com relativa frequência. Os minerais máficos estão geralmente associados e possuem granulacão fina a média.

A deformação destas rochas é de caráter heterogêneo, havendo domínios com uma foliação moderada e outros com

foliação incipiente. Esta foliação principal (S_n) é determinada principalmente pela orientação de minerais máficos e de plagioclásio, podendo o quartzo apresentar um estiramento moderado. Possui caráter dúctil e em alguns pontos está obliterada por uma foliação mais rúptil (S_{n+1}), de caráter cataclástico, representada por material fragmentado e fraturado, ou finamente moído. Ambas foliações (dúctil e rúptil) apresentam a mesma direção geral NE, com mergulhos em torno de 60° para NW.

Foto 3.5 Aspecto macroscópico do Granito Noroeste fácies 3, do domínio dos Granitóides Deformados, mostrando a relação entre as foliações S_n e S_{n+1} , e um megacristal de K-feldspato (FK) (ponto AM16).

A observação ao microscópio de lâminas referentes a este corpo granitóide permitiu a identificação da seguinte mineralogia:

ponto	AM16	AM20	AM93	AM96
plagioclásio	40	33	46	60
K-feldspato	30	27	22	13
quartzo	15	25	17	12
horblenda	8	5	3	10
biotita	6	10	10	5

O plagioclásio ocorre como cristais anédricos e inequigranulares, com bordas irregulares, frequentemente saussuritizados e mirmequíticos, seja na forma de cristais maiores, de até 0,5 cm, ou como uma matriz fina, originada de trituração de cristais maiores. Os cristais maiores apresentam-se normalmente zonados, com a saussuritização concentrando-se no núcleo dos cristais. Geralmente mostram uma orientação preferencial, com a matriz fina contornando os grãos maiores. Mostra também, principalmente nos cristais menores, evidências claras de recuperação e recristalização embora na maior parte dos casos apresente-se deformado, com extinção ondulante. A matriz que contorna os grãos maiores possui duas direções preferenciais, oblíquas entre si em um ângulo de aproximadamente 45° , definindo assim duas foliações, S_n e S_{n+1} .

O K-feldspato ocorre geralmente como ortoclásio e mais raramente como microclínio, ocorrendo também, em pequena quantidade, pertita. Possui frequentemente inclusões, notadamente de plagioclásio e quartzo, mas também de hornblenda, biotita, apatita, zircão e opacos, estes em menor quantidade. Pode ocorrer como cristais maiores, de até 1cm, com bordas bem irregulares, normalmente serecitizados, deformados e com extinção ondulante, ou como matriz fina, milimétrica, triturada, recuperada e recristalizada, embora seja comum, mesmo nestes cristais, a ocorrência de extinção ondulante. Tanto os cristais maiores, como os componentes da matriz mostram-se orientados segundo a S_n e mais subordinadamente segundo a S_{n+1} , caso específico da matriz.

Quando na matriz, a fase dominante do K-feldspato pode ser o microclíneo (caso da amostra AM96) que encontra-se, normalmente, orientado segundo às duas foliações, de forma mais acentuada quando segundo a S_n e mais sutil quando segundo a S_{n+1} .

O quartzo ocorre essencialmente na matriz, em cristais anédricos e inequigranulares, com extinção ondulante e feições de recuperação e recristalização. Também ocorre como cristais estirados e orientados segundo as duas direções preferenciais da matriz. Esta orientação e estiramento varia de pouco distinguível a bem evidente, dependendo da amostra analisada estar menos ou mais deformada. Pode ocorrer ainda em sombras de pressão geradas pelos feldspatos maiores ou como inclusões, notadamente nos K-feldspatos.

A hornblenda ocorre como cristais anédricos, com faces bastante irregulares, e inequigranulares, sempre menores que os megacristais de feldspatos, fazendo parte da matriz destes. Ocorre geralmente orientada segundo as duas direções da matriz mas, principalmente, segundo a S_n , estando frequentemente associada à biotita, apatita, zircão, opacos, titanita e epidotos, podendo apresentar alguns destes

minerais como inclusão. É também frequente, a alteração da hornblenda para biotita e/ou clorita.

A biotita encontra-se normalmente como cristais muito pequenos, orientados segundo as duas direções preferenciais da matriz e por vezes deformados, com extinção ondulante. Pode representar tanto minerais primários, como também produto de alteração das hornblendas. Em alguns poucos cristais é possível encontrar biotita como inclusão em outro cristal de biotita, indicando a ocorrência de recristalização de biotita em estado sólido. Uma outra evidência desta recristalização em estado sólido é a ocorrência de biotitas junto a plagioclásios, invadindo este mineral.

A titanita e os opacos são os acessórios de maior expressão, ocorrendo normalmente associados aos minerais máficos e, no caso da titanita, orientados segundo as direções da matriz. Os opacos possuem uma distribuição mais aleatória, seja na matriz ou como inclusões, podendo-se verificar em alguns casos a ocorrência de opacos com formas quadráticas ou, raras vezes, triangulares, indicativas de magnetita. A ocorrência deste mineral foi caracterizada quando da separação dos minerais magnéticos nas amostras que foram utilizadas nos processos de datação geocronológica.

Outros minerais acessórios sempre visíveis são o zircão, a allanita e a apatita, que ocorrem em pequena quantidade, dispersos pela lâmina, frequentemente como inclusões nos feldspatos.

Deve-se destacar também, que, quando da separação dos zircões da amostra AM93, observou-se algumas palhetas de ouro.

Com relação aos minerais secundários, o destaque fica novamente para os epidotos, representados pelas fases zoisita, clinozoisita e pistacita que ocorrem em proporções bastante variáveis, frequentemente dispersos pela matriz. A presença de clorita, como produto de alteração da hornblenda e/ou da biotita é sistemática, enquanto que a presença de sericita é mais restrita.

Granito Noroeste - fácies 4: - Biotita monzogranito à magnetita e titanita, de coloração rosada, com pontuações cinzas, escuras e esbranquiçadas, leucocrático, com índice de cor variando entre 5 a 10, granulometria média a grossa, sendo comum a presença de megacristais de FKR (Foto 3.6).

Apresenta uma foliação gnaíssica (S_n) de caráter moderado a forte, originada por deformação cisalhante, sendo possível observar em alguns pontos a formação do par S/C. Uma segunda foliação (S_{n+1}), oblíqua à S_n , é frequentemente observada.

Sua ocorrência em campo dá-se na forma de um corpo orientado segundo uma direção NE, aproximadamente no centro da área mapeada com Granitóides Deformados.

Foto 3.6 Aspecto macroscópico do Granito Noroeste, fácies 4, do domínio dos Granitóides Deformados, mostrando a relação entre as foliações S_n e S_{n+1} e megacristais de K-feldspato (FK) (ponto AM14).

A observação de campo identifica estas rochas como sendo mineralogicamente compostas por quartzo (20-35%), K-feldspato (35-50%), plagioclásio (25-40%) e máficos (5%), mostrando como acessórios clorita, epidoto e opacos. A presença de enclaves máficos de granulometria fina e formas alongadas, paralelas à foliação é comum. Observa-se também, embora mais localmente, a presença de fraturas preenchidas por quartzo ou epidoto.

A análise ao microscópio da lâmina referente ao ponto AM14 forneceu a seguinte mineralogia: (30)plagioclásio + (40)K-feldspato + (22)quartzo + (8)biotita, ocorrendo como acessórios titanita, opacos, epidotos, zircão e clorita.

O plagioclásio ocorre como cristais anédricos e inequigranulares, frequentemente saussuritizados e mirmequíticos, seja na forma de cristais maiores, de até 0,5 cm, ou como uma matriz fina, originada de trituração de cristais maiores. Geralmente mostram uma orientação preferencial, com a matriz fina contornando os grãos maiores. Mostra também, principalmente nos cristais menores, evidências claras de recuperação e recristalização embora na maior parte dos casos apresente-se deformado, com extinção ondulante. A matriz que contorna os grãos maiores possui duas direções preferenciais, oblíquas entre si em um ângulo

de aproximadamente 45° , definindo assim duas foliações, S_n e S_{n+1} .

O K-feldspato ocorre geralmente como ortoclásio e mais raramente como microclínio. Possui frequentemente inclusões, notadamente de plagioclásio e quartzo, mas também de hornblenda, biotita, apatita, zircão e opacos. Pode ocorrer como cristais maiores, normalmente sericitizados, deformados e com extinção ondulante, ou como matriz fina, triturada, recuperada e recrystalizada, embora seja comum mesmo nestes cristais a ocorrência de extinção ondulante. Tanto os cristais maiores, como os componentes da matriz mostram-se orientados segundo a S_n e mais subordinadamente segundo a S_{n+1} , caso específico da matriz.

O quartzo ocorre essencialmente na matriz, em cristais anédricos e inequigranulares, normalmente com contatos suturados entre si e, mais raramente, com contatos poligonais a 120° , com extinção ondulante e feições indicativas de recuperação e recrystalização. Também ocorre como cristais estirados e orientados segundo as duas direções preferenciais da matriz. Pode ocorrer ainda em sombras de pressão geradas pelos feldspatos maiores ou como inclusões, notadamente nos K-feldspatos.

A biotita encontra-se normalmente como cristais muito pequenos, orientados segundo as duas direções preferenciais da matriz e por vezes deformados, com extinção ondulante. Em alguns poucos cristais é possível encontrar biotita como inclusão em outro cristal de biotita, indicativo de neoformação de biotita a partir de recrystalização em estado sólido.

A titanita e os opacos são os acessórios de maior expressão, ocorrendo normalmente associados aos minerais máficos e, no caso da titanita, orientados segundo as direções da matriz. Os opacos possuem uma distribuição mais aleatória, seja na matriz ou como inclusões, podendo-se verificar em alguns casos a ocorrência de opacos com formas quadráticas ou, raras vezes, triangulares, indicativas de magnetita. Quanto aos demais minerais acessórios, a apatita e o zircão, estes ocorrem normalmente como inclusões e dispersos pela lâmina.

Com relação aos minerais secundários, os epidotos ocorrem dispersos na matriz, geralmente associados aos minerais máficos, enquanto que a clorita, em pequeníssima quantidade, ocorre como produto de alteração da biotita, disposta segundo as direções de clivagem desta.

III.1.3.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

Quando analisados no diagrama QAP de STRECKEISEN (1976) (Fig. 3.4), os Granitóides Deformados mostram, no seu conjunto, estarem compostos por quartzo monzodioritos, quartzo monzonitos, granodioritos e monzogranitos, não sendo

possível verificar neste diagrama uma distinção entre os granitos Sudeste e Noroeste.

Utilizando-se da classificação petrogenética de LAMEYRE & BOWDEM (1982), verifica-se que estes granitóides fazem parte de um agrupamento de rochas correspondente a uma série intermediária entre a cálcio-alcálica granodiorítica de médio K e a cálcio-alcálica monzonítica, de alto K, com tendência maior para a primeira (Fig.3.4).

Fig.3.4 Diagrama QAP mostrando a classificação petrográfica dos Granitóides Deformados segundo a proposição de STRECKEISEN (1976). 3b)= monzogranito; 4)= granodiorito; 8*)= quartzo monzonito e 9*)= quartzo monzodiorito, e petrogenética, segundo LAMEYRE & BOWDEM (1982), com os "trends" das séries cálcio-alcálica granodiorítica, de médio K (B) e cálcio-alcálica monzonítica, de alto K (C).

A feição estrutural principal observada em todos os corpos dos Granitóides Deformados é uma foliação gnáissica (S_n) mais ou menos desenvolvida, caracterizada pela orientação preferencial do quartzo, dos minerais máficos (biotita e/ou anfibólio) e dos feldspatos, notadamente quando componentes da matriz, e que apresenta como direção modal, uma atitude de N43E/71NW (Fig.3.5). Esta estruturação apresenta um padrão bastante simples, principalmente se comparada à dos granulitos do Domínio Meridional.

O desenvolvimento desta foliação S_n deu-se, muito provavelmente, a partir de um cisalhamento simples, em condições predominantemente dúcteis a rúpteis e está caracterizada como sendo a primeira foliação visível nestes litotipos.

Uma segunda foliação (S_{n+1}) também é observada em alguns pontos e, a semelhança da primeira, também está caracterizada pela orientação preferencial de quartzo, minerais máficos e feldspatos, muito embora de forma bem menos intensa que a S_n . A atitude modal da foliação S_{n+1} , obtida em estereograma (Fig.3.5), é de N23E/66NW.

A geração da foliação S_{n+1} também pode estar associada a um processo de cisalhamento simples porém, em condições mais rúpteis do que dúteis. Os protomilonitos gerados durante a primeira fase e, mais restritamente, os protomilonitos e/ou protocataclasitos gerados durante a segunda fase de deformação mostram claramente, em alguns pontos (p.ex. AM05), que a relação entre as superfícies de cisalhamento S_c e S_s , indicam transporte de NW para SE em um processo de cavalgamento dos Granitóides Deformados sobre o Complexo Granulítico de Santa Catarina.

Fig.3.5 Diagrama Schmidt-Lambert hemisfério inferior, de frequência de polos das foliações S_n e S_{n+1} para os Granitóides Deformados.

Em termos de metamorfismo, pode-se sugerir que a gnaissificação, ocorreu em um regime predominantemente dúctil, e foi responsável pela recristalização observada de quartzo e biotita e, eventualmente, de microclínio e plagioclásio. Esta neoformação de minerais ter-se-ia dado em condições de grau fraco, zona da biotita e deve estar associada à primeira fase de deformação. A segunda fase de deformação, de caráter rúptil, aparentemente não proporcionou a neoformação de minerais, mas apenas a sua trituração e ter-se-ia dado em condições de grau incipiente de metamorfismo.

A zona de contato entre os Granitóides Deformados, representantes dos Terrenos Gnáissico-Migmatíticos e o Complexo Granulítico de Santa Catarina está marcada por uma faixa de milonitos a protomilonitos com vários metros de espessura e balizada pela ocorrência de um número considerável de corpos ultrabásicos a básicos, normalmente serpentinizados e/ou talcificados.

A composição da faixa de milonitos a protomilonitos é essencialmente quartzo-feldspática, sendo comum a presença de óxidos e epidotos, bem como de filossilicatos que, em alguns locais, atingem até 30% da rocha. A granulometria é fina e a xistosidade milonítica bastante evidente, marcada pela disposição paralela dos filossilicatos e o forte estiramento dos cristais de quartzo (Foto 3.7). Porfiroclastos de quartzo com sombra de pressão assimétrica podem também estar presentes.

A análise destas sombras de pressão assimétricas, associada à constatação de lineações minerais com atitudes em torno de $50^{\circ}/N60W$, permitiu associar a geração destas rochas a um cavalgamento no sentido SE dos Granitóides Deformados por sobre a domínio granulítico. Lineações tardias com atitudes em torno de $25^{\circ}/N50E$ também foram observadas, indicando um rejeito direcional tardio para esta mesma zona de falha.

Ao microscópio identificou-se os milonitos como compostos da seguinte mineralogia (ponto 50): (45)quartzo + (25)(plagioclásio + K-feldspato) + (15)epidoto + (10)clorita +/- (5)biotita.

A textura é granoblástica, onde o quartzo mostra-se intensamente estirado. A associação epidoto + clorita +/- biotita, além de ocorrer junto aos cristais de feldspatos, dispõem-se em níveis preferenciais, às vezes paralelos à xistosidade milonítica, às vezes secante a ela em alto ângulo (normalmente preenchendo fraturas ou micro-falhas).

Dada principalmente a sua mineralogia e ao seu aspecto textural, acredita-se que se trate de um milonito formado às expensas dos Granitóides Deformados, ou então, que se trate de mobilizados graníticos gerados durante o cavalgamento.

Foto 3.7 Aspecto geral de um milonito da zona de contato entre os Granitóides Deformados e o Cráton Luis Alves, (ponto AM02), mostrando uma banda essencialmente quartzo-feldspática (mais clara) e uma banda com cerca de 15% de filossilicatos + epidotos (mais escura).

III.1.3.2 - GEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES DEFORMADOS

Serão tratadas neste capítulo, um conjunto de onze amostras dos Granitóides Deformados, que foram analisadas nos laboratórios da Geosol para elementos maiores, alguns traços e terras raras, e cujos resultados encontram-se no apêndice II.

Com relação à estas amostras analisadas deve-se esclarecer que as referentes aos pontos PP10 (localizada a aproximadamente 5 km a nordeste do ponto PP09, fora da área mapeada) e PP39, foram coletadas e analisadas, seja geoquimicamente, seja geocronologicamente, em conjunto com o Prof. O. SIGA JR. e correspondem, respectivamente, aos pontos MJ321 e MJ97 do referido professor.

Deve-se esclarecer também, que o tratamento dos dados geoquímicos foi feito, em parte, utilizando-se um programa de computador ("soft") criado, e ainda em desenvolvimento, por H.H.ENS & J.K.YAMAMOTO.

O tratamento e interpretação desses dados geoquímicos, juntamente com os dos dados isotópicos mostrados a seguir, no capítulo referente à geocronologia da área, permitiu a separação, como já foi dito, dos Granitóides Deformados em dois corpos distintos, denominados informalmente de Granito Sudeste e Granito Noroeste.

O Granito Sudeste encontra-se bem caracterizado pelas amostras AM94, AM95 e PP39, enquanto que o Granito Noroeste pelas amostras AM14, AM16, AM20 e PP10. As amostras AM93, AM96, AM97 e AM110A não mostram, geoquimicamente, uma clara acomodação em qualquer um dos dois granitos, muito embora, haja uma tendência maior de união entre as duas primeiras com o Granito Noroeste e das duas últimas com o Granito Sudeste.

Nos diagramas SiO_2 X óxidos, a separação destes dois corpos distintos está indicada, de forma mais clara, pelos diagramas SiO_2 X P_2O_5 (Fig.3.6A), SiO_2 X TiO_2 (Fig.3.6B), SiO_2 X MgO (Fig.3.6C) e SiO_2 X FeO_{tot} (Fig.3.6D), que sugerem a existência de dois magmas distintos, com evoluções levemente distintas, para a geração destes corpos graníticos.

Os diagramas SiO_2 X K_2O (Fig.3.7A) e SiO_2 X Na_2O (Fig.3.7B) também sugerem, embora de maneira menos evidente, a existência de dois conjuntos distintos de granitóides. Além disso, estes diagramas mostram ainda, que o Granito Sudeste possui uma composição caracteristicamente mais sódica e menos potássica que o Granito Noroeste.

Com relação aos diagramas SiO_2 X traços, a separação entre dois corpos graníticos distintos está bem caracterizada nos diagramas SiO_2 X Ce (Fig.3.8A), SiO_2 X La (Fig.3.8B) e SiO_2 X Zr (Fig.3.8C). Entretanto, nestes casos o indicativo é da existência de dois magmas distintos com evoluções claramente divergentes. O diagrama SiO_2 X Ba (Fig.3.8D) também sugere, embora de maneira mais sutil, a existência de dois corpos graníticos distintos.

O diagrama AFM (Fig.3.9) além de sugerir novamente o caráter cálcio-alcálico destas rochas, indicado inicialmente pelo diagrama QAP da Fig.3.4, também sugere que, tanto o Granito Sudeste como o Noroeste foram formados em um ambiente de arco magmático maduro, com as amostras dispondo-se segundo um "trend" equivalente ao formado por suítes vulcânicas correspondentes aos arcos magmáticos modernos Cascade-Chile Setentrional-Nova Guiné (in BROWN, 1982).

Com relação às amostras AM93 e AM96 e AM97 e AM110A, as duas primeiras plotaram, no diagrama AFM, sobre o "trend" de suítes vulcânicas de arcos magmáticos menos evoluídos, no caso, de Nova Zelândia-México-Japão, enquanto que as duas últimas plotaram em um ponto intermediário entre os "trends" equivalentes aos dos arcos da Nova Zelândia-México-Japão e Aleutas-Antilhas Menores.

Fig.3.6 Diagramas de Harker (SiO₂ X óxidos) para os Granitóides Deformados. Símbolos: círculos vazios = Granito Sudeste; círculos cheios = amostras AM97 e AM110A; cruces = Granito Noroeste; xises = amostras AM93 e AM96.

Fig.3.7 Diagramas de Harker (SiO_2 X óxidos) para os Granitóides Deformados. Símbolos iguais aos da Fig.3.6.

No diagrama SiO_2 X $\text{Log CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Fig.3.10), o caráter cálcio-alcálico dos Granitóides Deformados é reafirmado, com o índice de Peacock situando-se em torno de 57,5 para o Granito Sudeste e 56,7 para o Granito Noroeste. O índice correspondente ao Granito Sudeste foi obtido por um alinhamento aproximado entre as amostras AM94 e AM95, características deste granitóide, e a amostra AM110A, definida inicialmente como uma amostra que não apresenta um claro alinhamento em qualquer dos dois granitos porém, com uma tendência maior de se alinhar com o Granito Sudeste. A amostra PP39, outra característica do Granito Sudeste, dispôs-se, neste diagrama, segundo o "trend" do Granito Noroeste.

O diagrama da Fig.3.10 indica também, em clara concordância com o diagrama AFM, que os Granitóides Deformados ter-se-iam formados em um ambiente de arco magmático maturo, com os seus "trends" dispondo-se intermediariamente àqueles definidos para os Batólitos de Sierra Nevada e Alaska Range e para o arco continental da Nova Guiné.

Outra sugestão que se faz com base neste diagrama, é de que o Granito Noroeste pode ter se formado em um ambiente mais maturo do que o Granito Sudeste. Vale acrescentar que, segundo BROWN (op cit.), os "trends" petroquímicos espaciais, normais a um arco moderno, em uma determinada idade, são comparáveis aos "trends" temporais para uma

determinada localização. Isto quer dizer que as rochas definirão "trends" para ambientes mais maduros quanto mais jovens forem estas rochas ou quanto mais distantes elas estiverem da fossa, para um mesmo ambiente geotectônico.

Fig.3.8 Diagramas SiO₂ X traços para os Granitóides Deformados. Símbolos iguais aos do Fig.3.6.

Fig. 3.9 Diagrama AFM para os Granitóides Deformados, com a separação (linha cheia) entre os campos toleítico (T) e cálcio-alcálico (C.A.), sugerida por IRVINE & BARAGAR (1971), se eliminadas as rochas alcalinas, e os "trends" para suítes vulcânicas de arcos magmáticos modernos (linhas tracejadas), com a indicação do incremento da maturidade do arco (seta), segundo BROWN (1982). AL-AM = Aleutias-Antilhas Menores; NZ-ME-JA = Nova Zelândia-México-Japão e CA-CS-NG = Cascades-Chile Setentrional-Nova Guiné.

O diagrama $(Y + Nb) \times Rb$ de PEARCE et al. (1984) (Fig. 3.11) além de indicar, novamente, que se trata de um conjunto de rochas formadas em um ambiente de arco vulcânico, sugere também que os Granitóides Deformados possuem características geoquímicas semelhantes às de granitos intrudidos no prisma acrecionário do Alaska, bem como de granitos do Chile Central. Em todos os demais diagramas binários apresentados por PEARCE et al. (op.cit) e possíveis de serem utilizados (não exibidos aqui), as amostras caíram nos campos correspondentes a granitos de arco vulcânico (VAG).

Entretanto, deve ser lembrado que, segundo os autores supra citados, os granitos pós-colisionais são o principal

problema na tentativa de separação dos corpos graníticos, segundo seu ambiente de formação, através da utilização do diagrama $(Y + Yb) \times Rb$ (bem como dos outros diagramas discriminantes), uma vez que os mesmos plotam, normalmente, próximo ao topo do campo definido para os granitos de arco vulcânico, como exemplificado pelo Granito Adamello na Fig.3.11, bem como no campo correspondente aos granitos sin-colisionais.

Fig.3.10 Diagrama $SiO_2 \times \log CaO/(Na_2O + K_2O)$ para os Granitóides Deformados, com a separação (linhas tracejadas) dos campos cálcico, cálcio-alcalino e alcali-cálcico, adaptados da definição de PEACOCK (1931) e mostrando alguns "trends" para suítes intrusivas de arcos magmáticos, com a indicação (seta) do incremento da maturidade do arco, segundo BROWN (1982). Símbolos iguais aos da Fig.3.6.

Nos aranhogramas normalizados segundo um hipotético granito de cadeia oceânica (ORG) definido por PEARCE et al. (op cit.), algumas diferenças fundamentais entre os Granitos

Sudeste (Fig. 3.12A) e Noroeste (Fig. 3.12B), são observadas, tais como, um enriquecimento de Ba, Ce, Zr e Sm no segundo em relação ao primeiro, bem como o enriquecimento de Ce em relação ao Nb, apresentado pelo Granito Noroeste. A amostra AM97 também apresenta tal comportamento.

Fig. 3.11 Diagrama $(Y + Nb) \times Rb$ para os Granitóides Deformados, com os campos correspondentes aos granitos sin-colisionais (syn-COLG), de arco vulcânico (VAG), do interior de placa (WPG) e de cadeia oceânica (ORG) e os limites para os granitos de arco vulcânico do Chile Central (CC) e Alaska (AL) (linha cheia) e para o granito pós-colisional Adamello (AD) (linha tracejada). (PEARCE et al. 1984).

Uma comparação visual entre a Fig. 3.12 e diagramas semelhantes apresentados por PEARCE et al. (op cit.), permite associar os Granitóides Deformados, devido ao seu forte fracionamento, com os granitos sin-colisionais. Entretanto, uma análise mais atenta mostra que tanto o Granito Sudeste como o Noroeste apresentam enriquecimento de K, Rb e Ba em relação ao Nb, do Ce em relação ao Zr, de Sm em relação ao Y e Yb, bem como, baixos valores de Y e Yb em relação à composição normalizada, que são algumas características típicas dos granitos de colisão, sin e pós, e dos granitos de arco vulcânico do tipo cálcio-alcalino (PEARCE et al., op

Fig.3.12 Aranhogramas dos Granitóides Deformados, normalizados para um hipotético granito de cadeia oceânica (ORG), definido por PEARCE et al. (1984). A) Granito Sudeste + amostras AM97 e AM110A e B) Granito Noroeste + amostras AM93 e AM96. Símbolos iguais ao da Fig.3.6.

cit.). Vale lembrar que os granitos aqui estudados não possuem feições mineralógicas, geoquímicas ou isotópicas caracterísitcas de granitos sin-colisionais do tipo S.

Outras feições que chamam a atenção nos diagramas da Fig. 3.12 são o enriquecimento de Ba em relação ao Rb, principalmente no Granito Noroeste, com exceção de uma amostra, e o fato de que as amostras representativas do Granito Sudeste apresentam cada uma um comportamento diferente com relação a estes dois elementos, qual seja, uma apresenta enriquecimento de Ba em relação ao Rb, outra enriquecimento de Rb em relação ao Ba e a terceira apresenta uma relação aproximadamente igual para tais elementos. Vale acrescentar que, nos diagramas apresentados por PEARCE et al. (1984), somente nos granitos de arco vulcânico e de cadeia oceânica se observa enriquecimento, ou valores aproximadamente equivalentes, de Ba em relação ao Rb. Além disso, os granitos de cadeia oceânica apresentam um padrão de distribuição de elementos nos aranhogramas normalizados para ORG, completamente diferente do que é observado na Fig. 3.12 e os Granitóides Deformados não possuem qualquer semelhança com os plagiogranitos de cadeias oceânicas.

Segundo ainda PEARCE et al. (op cit.), os granitos de arcos vulcânicos podem variar sua localização desde oceânicos até continentais, e sua composição desde toleíticos, passando por cálcio-alcálinos até shoshoníticos. Os granitos de arcos toleíticos, oceânicos, plotam predominantemente nos campos quartzo-diorito e tonalito do diagrama de Streckeisen, possuindo hornblenda como mineral ferromagnésiano principal e são cálcicos pela classificação de Peacock. Os granitos de arcos cálcio-alcálinos, que podem ser tanto oceânicos como continentais, plotam principalmente nos campos correspondentes a quartzo-diorito, quartzo-monzonitos, tonalitos e granodioritos pelo diagrama de Streckeisen, possuindo hornblenda e biotita como minerais ferromagnésianos característicos e, geralmente, correspondem a suítes cálcio-alcálinas pela classificação de Peacock. Os granitos de séries cálcio-alcálinas de alto K e shoshoníticas, formados em margens continentais ativas, plotam predominantemente nos campos de quartzo-monzonitos, granodioritos e granitos (s.s.) do diagrama de Streckeisen, possuindo biotita $\pm$ hornblenda como minerais ferromagnésianos dominantes e correspondem a suítes cálcio-alcálinas e álcali-cálcicas de acordo com a classificação de Peacock.

No diagrama R_1-R_2 (Fig. 3.13), todas as amostras plotaram no campo definido por BATCHELOR & BOWDEN (1985) como correspondente ao dos granitóides tardi-tectônicos. Contudo, verifica-se que neste diagrama, amostras oriundas de arcos vulcânicos evoluídos podem também plotar no campo correspondente aos granitóides tardi-tectônicos, como exemplificado pela amostra de referência QMP R13, um quartzo monzonito pórfiro (BALDWIN & PEARCE, 1982), do distrito de El Salvador, Chile Central, caracterizado por PEARCE et al. (1984) como tendo sido formado em um ambiente de arco

vulcânico do tipo cálcio-alcálico. O conjunto de amostras do distrito de El Salvador, foi utilizado inclusive, como um exemplo de granitóides originados em um ambiente de arco vulcânico do tipo cálcio-alcálico, quando do trabalho de PEARCE et al. (op cit.) onde foi proposta a utilização de diagramas discriminantes com elementos traços, tais como nas Fig.3.11 e Fig.3.12, para a interpretação tectônica de rochas graníticas.

Fig.3.13 Diagrama R_1-R_2 para os Granitóides Deformados, com uma amostra, QMP R13, correspondente a um quartzo monzonito pórfiro, do Chile Central (BALDWIN & PEARCE, 1982).

A possibilidade de que granitóides formados em um ambiente de arco magmático de margem continental ativa, possam plotar no campo correspondente ao dos granitóides de soerguimento pós-colisional do diagrama R_1-R_2 , é também sugerida por FIGUEIREDO et al. (1990), com relação aos Granitóides Pinheiro Machado, uma unidade do Batólito Pelotas, no Estado do Rio Grande do Sul.

Os elementos terras raras (Fig. 3.14) mostram de maneira bastante clara e de forma coerente com alguns diagramas vistos anteriormente (Figs.3.6, 3.7, 3.8, 3.10 e

3.12), a existência de, pelo menos, dois granitóides diferentes, Granito Sudeste (Fig.3.14C) e Granito Noroeste (Fig.3.14D).

O fato de a Fig.3.14C mostrar um fracionamento de terras raras bem menos intenso que o da Fig.3.14D, sugere que o Granito Sudeste tenha se originado de um magma menos evoluído do que aquele que originou o Granito Noroeste. Esta possibilidade é condizente com a sugerida pela Fig.3.10 que indicou o Granito Noroeste como tendo se formado em um ambiente de arco vulcânico mais maturo do que o do Granito Sudeste.

Os elementos terras raras sugerem também que, além da existência de dois granitóides distintos, representados pelas amostras AM14, AM16, AM20 e PP10 (Granito Noroeste) e pelas amostras AM94, AM95 e PP39 (Granito Sudeste), as demais amostras, AM93, AM96, AM97 e AM110A podem representar um terceiro corpo granitóide. Esta possibilidade é ainda sugerida pelos diagramas $MgO \times SiO_2$ (Fig.3.6C), $Ce \times SiO_2$ (Fig.3.8A), $La \times SiO_2$ (Fig.3.8B) e $Ba \times SiO_2$ (Fig.3.8D).

Entretanto, os demais diagramas que mostram a separação dos Granitóides Deformados em dois conjuntos distintos, principalmente a Fig.4.12, indicam de forma mais ou menos clara, que as amostras AM93 e AM96 fazem parte do conjunto representado pelo Granito Noroeste, enquanto que as amostras AM110A e, menos claramente, AM97, do Granito Sudeste.

Os dados isotópicos Rb-Sr disponíveis para estes granitóides, apresentados no capítulo sobre a geocronologia da área (a seguir), quando reunidos com dados isotópicos ainda inéditos, de O.SIGA JR. e J.M.dos REIS NETO, sugerem a existência de apenas dois corpos graníticos, com exceção da amostra AM97. Dados geoquímicos também inéditos de J.M.dos REIS NETO mostram a existência de apenas dois corpos granitóides diferentes.

A conclusão que se faz após o tratamento dos dados geoquímicos referentes aos Granitóides Deformados é de estes são formados por dois conjuntos distintos de rochas, denominados de Granito Sudeste, caracterizado pelas amostras AM94, AM95, PP39 e, possivelmente, AM110A e Granito Noroeste, caracterizado pelas amostras AM14, AM16, AM20, PP10 e, possivelmente, AM93 e AM96. A amostra AM97 pode corresponder tanto ao Granito Sudeste como a um terceiro granitóide, distinto dos acima caracterizados.

Com relação ao ambiente de formação deste conjunto de rochas, a indicação mais provável, observada em praticamente todos os diagramas que possuam função discriminante, é de elas foram formadas em um ambiente de arco vulcânico maturo, segundo definição de BROWN (1982), correspondente a um arco vulcânico cálcio-alcálico de margem continental ativa, segundo PEARCE et al. (1984).

Fig. 3.14 Diagramas mostrando o comportamento dos elementos terras raras dos Granitóides Deformados. A) Todas as amostras; B) Amostras AM93 e AM96 (círculos cheios) e AM97 e AM110A (xises); C) Granito Sudeste; D) Granito Noroeste. Condrito segundo EVENSEN et al. (1976).

III.1.4 - GRANITO AGUDOS

Trata-se de um granitóide que aflora a leste da cidade de Piên, intrudido no Complexo Granulítico de Santa Catarina e limitado à norte pela mesma falha que coloca em contato o domínio da Nappe Rio Iguaçu com o Domínio Meridional. Este limite norte vale para a área mapeada que se encontra representada no anexo 1. À nordeste desta região, o Granito Agudos ocorre intrusivo também no domínio da Nappe Rio Iguaçu, ou seja, à norte da falha que separa os dois domínios supra citados.

Macroscopicamente apresenta-se como um granitóide isótropo, leucocrático, de cor predominantemente cinza esverdeado a rosada, principalmente quando já mostra evidências de alteração. Possui granulometria variando de média a grossa, localmente fina, estado composto por cerca de 25-30% de quartzo, cerca de 5% ou menos de máficos, biotita predominante e 65-70% de feldspatos, com forte predomínio de K-feldspato (Foto 3.8) e cavidades miarolíticas preenchidas em parte por fluorita, quartzo bipiramidal, calcita e feldspatos. Apresenta, localmente, xenólitos de gnaisses granulíticos quartzo-feldspáticos.

Foto 3.8 Aspecto macroscópico geral do Granito Agudos (ponto AM109).

A observação ao microscópio de lâminas petrográficas referentes a este granitóide permitiu identificar a seguinte mineralogia:

pontos	AM91	AM108	AM109
K-feldspato	70	60	55
plagioclásio		5	8
quartzo	30	23	25
biotita			2
opacos		2	

Ocorre ainda, como minerais acessórios ou secundários, anfibólio, epidotos, clorita, apatita, zircão, titanita, opacos e carbonato.

O K-feldspato ocorre como cristais anédricos a subédricos, pertíticos a meso-pertíticos ou essencialmente meso-pertíticos (ponto AM91), inequigranulares, normalmente sericitizados e com inclusões de quartzo e, mais raramente, zircão, epidoto, opacos e plagioclásio.

O quartzo ocorre como cristais anédricos e inequigranulares, seja na forma de cristais maiores, com tamanhos de até 0,5 cm, dispersos pelas lâminas, ou na forma de cristais milimétricos, arredondados, como inclusão nos K-feldspatos. Geralmente são cristais límpidos, sem extinção ondulante ou extinção ondulante muito suave.

O plagioclásio ocorre normalmente como cristais pequenos, milimétricos, subédricos, por vezes com bordas irregulares, dispersos pelas lâminas, ou mais raramente, como inclusão em K-feldspatos. Apresentam-se com frequência zonados, havendo geralmente uma saussuritização mais intensa no núcleo dos cristais.

A biotita ocorre de forma constante, embora em pequenas quantidades (máximo de 2% na amostra AM109), em cristais anédricos, com bordas completamente irregulares e, geralmente, alterados para clorita e opacos. Na amostra AM109, a biotita ocorre seja como mineral primário, ou como alteração de anfibólios em aglomerados de biotitas verdes + carbonato + quartzo + epidoto ou, mais raramente, de biotita marrom e tremolita.

Os opacos ocorrem na forma de cristais granulares, geralmente corroídos, dispersos pela lâmina ou formando pequenas concentrações e, mais raramente, como inclusões nos K-feldspatos.

Anfibólio ocorre somente na amostra AM109 seja na forma de um mineral primário, provavelmente hastingsita, de ocorrência rara na lâmina, intersticial, indicando origem tardia e praticamente todo transformado na associação biotita verde + carbonato + quartzo + epidoto ou biotita marrom + tremolita, sendo este último mineral a segunda

forma de ocorrência de anfibólio, neste caso como mineral secundário.

Com relação aos demais minerais acessórios destacam-se o zircão e a apatita, sempre visíveis, ocorrendo de forma dispersa pela lâmina, e a allanita, de ocorrência ocasional.

Quanto aos minerais secundários, verifica-se as presenças de clorita, como produto da alteração de biotita, de epidotos, representados pelas fases zoisita/clinozoisita e de carbonato, mais restrita, como produto de alteração de anfibólio.

Englobados pelo Granito Agudos, verificou-se a existência de dois corpos básicos, gabro-dioríticos, mesocráticos a melanocráticos, isótipos, com cores verdes, escuras a acinzentadas, de granulometria grossa em alguns pontos, predominando porém, a granulometria de média a fina (Foto 3.9A). Macroscopicamente identifica-se estas rochas como compostas essencialmente por plagioclásio, piroxênio e anfibólio, havendo, em alguns locais, concentrações destes minerais com tamanhos de até 5cm, sugerindo a possibilidade de acumulação de cristais (Foto 3.9B).

A observação ao microscópio de lâminas petrográficas referentes a estes corpos básicos permitiu a identificação da mineralogia mostrada a seguir, onde Tr/Act = tremolita e/ou actinolita, c-piroxênio = clino-piroxênio e o-piroxênio = orto-piroxênio.

ponto	AM90	AM122	AM124A	AM126
plagioclásio	55	50	45	50
c-piroxênio		10	10	30
o-piroxênio		5		5
hornblenda		5		
Tr/Act	30		25	
biotita	10	25	10	10
clorita	5		10	
opacos	5	5		5

Como minerais acessórios ou secundários identificou-se também, a ocorrência de quartzo, K-feldspato, epidoto, serpentina, apatita, sericita, zircão e titanita.

O plagioclásio apresenta-se normalmente como um mineral zonado, subédrico, ripiforme e com bordas corroídas. Seu tamanho é variável, desde poucos milímetros até 1,5 cm (AM90). O grau de alteração deste mineral também é variável, havendo amostra (ponto AM90) onde a saussuritização é quase que completa e amostra (ponto AM126), onde esta alteração é pouco pronunciada, concentrando-se apenas na parte central do mineral.

Os piroxênios, tanto o clino como o orto, normalmente se mostram como minerais anédricos, xenomórficos, de tamanhos mais ou menos constantes em torno de 0,1 a 0,3 cm,

Foto 3.9 Aspectos macroscópicos dos corpos de diorito-gabros incluídos no Granito Agudos. A) Rocha dominante, de granulometria fina a média (ponto AM122) e B) Rocha de granulação grossa, indicando acumulação de cristais (ponto AM90).

fraturados e, geralmente, alterando-se para biotita, tremolita/actinolita e, mais raramente, serpentina.

A hornblenda também apresenta-se como mineral anédrico, inequigranular, representando porém tanto minerais primários, como minerais secundários, da alteração e/ou transformação de piroxênios.

Os minerais tremolita/actinolita ocorrem sempre como transformação de minerais pretéritos, havendo em alguns casos, como no ponto AM90, em que ocorre uma completa transformação de piroxênios, identificados pela presença de raros cristais reliquiais, para tremolita/actinolita e serpentina.

A biotita também ocorre como mineral primário e mineral secundário. Neste caso observa-se com certa frequência (como no caso da amostra AM122), a cristalização de biotita a partir de piroxênio ou hornblenda, invadindo o plagioclásio, chegando em alguns casos a atravessar este último mineral.

A clorita ocorre, normalmente, como produto da alteração de anfibólios e, mais frequentemente, de biotita.

O quartzo e o K-feldspatos, nas lâminas em que aparecem, mostram-se como cristais anédricos e, nitidamente, intersticiais, indicando uma cristalização tardia destes minerais.

Os opacos ocorrem em quantidades apreciáveis em praticamente todas as amostras e de forma dispersa pela lâmina, normalmente como minerais anédricos, corroídos e inequigranulares.

Quanto aos demais minerais, a serpentina ocorre como produto de alteração dos piroxênios, normalmente em fraturas destes, o zircão e a titanita ocorrem dispersos pelas lâminas, embora este último ocorra normalmente associado aos opacos e em maior quantidade, os epidotos ocorrem também dispersos pelas lâminas e normalmente associados à máficos, enquanto que a apatita ocorre geralmente como minerais aciculares e, normalmente, em quantidades bastante apreciáveis.

O contato entre os dois corpos de rochas básicas e o Granito Agudos se dá, em geral, por uma zona de transição constituída, tanto por litotipos básicos, como por rochas ácidas.

Os litotipos básicos caracterizam-se por apresentarem cores cinza-esverdeadas, média a escura, granulometria fina a média, e estarem compostos por plagioclásio, minerais máficos (anfibólio e piroxênio), e, mais raramente, quartzo e K-feldspato. O quartzo encontram-se, principalmente, em pequenos agregados ou em cristais arredondados e, normalmente, manteados por minerais máficos, enquanto que o K-feldspato ocorre geralmente associado ao quartzo, como megacristais.

As rochas ácidas são identificadas como de cores claras, cinza-clara a rosada, de granulometria média, inequigranulares, e compostas por K-feldspatos, ocasionalmente como megacristal, plagioclásio, quartzo, biotita e, raramente, anfibólio. O quartzo pode ocorrer tanto como cristais anédricos, dispersos pela rocha, ou como cristais arredondados, manteados por anfibólios, enquanto que os minerais máficos ocorrem seja na forma de minerais isolados (principalmente a biotita), seja na forma de pequenos agregados, apresentando neste caso, tanto biotita como anfibólio e, quicá, piroxênio.

Em alguns locais observou-se a ocorrência destes dois litotipos de forma associada, como se um estivesse englobando o outro (Foto 3.10). Nestes casos, a feição que mais chama a atenção, além da aparente mistura entre os dois tipos de rochas, é a presença frequente de cristais arredondados de quartzo, manteados por máficos, principalmente anfibólio, tanto na rocha ácida como na rocha básica, e a presença, restrita, de plagioclásio também manteado por máficos, na rocha ácida.

A observação de lâminas referentes a estes litotipos permitiu a identificação da seguinte mineralogia:

ponto	AM111	AM120	AM124B	AM129A
plagioclásio	45	15	40	60
K-feldspato	5	35	30	2
quartzo	5	20	25	3
anfibólios	25	15		10
piroxênios	3	5		10
biotita	10		5	15
clorita	5			

Como minerais acessórios ou secundários identificou-se ainda titanita, epidotos, opacos, apatita, zircão e sericita.

O plagioclásio apresenta-se normalmente como um mineral subédrico a anédrico, raramente euédrico, de hábito tabular, ou ripiforme, inequigranular, com bordas corroídas. Encontra-se frequentemente zonado, com a saussuritização, quando presente, concentrando-se na porção central do mineral. Observa-se também, com certa frequência, a ocorrência de plagioclásios manteados por K-feldspatos, bem como a ocorrência, menos frequente, de plagioclásios manteados por anfibólios.

O K-feldspato ocorre como cristais anédricos a subédricos, com contornos, por vezes, bastante irregulares, pertíticos a meso-pertíticos, inequigranulares, com megacristais de até 1cm, normalmente sericitizados e, em alguns casos, manteados por albita.

Foto 3.10 Aspecto geral de um litotipo ocorrente em uma zona de transição existente entre o Granito Agudos e as rochas básicas incluídas nele (ponto AM112). Atente para a presença de quartzo (QZ) manteado por máficos, tanto na porção ácida (cor clara) como na porção básica (cor escura) da amostra, bem como a presença de K-feldspato na porção máfica e de plagioclásio manteado por máficos, na porção ácida.

O quartzo ocorre como cristais anédricos e inequigranulares, com formas bastante irregulares ou arredondadas, sendo bastante comum, principalmente no ponto AM120, a presença de quartzo manteado por anfibólios (Fig.3.14).

Os anfibólios ocorrem normalmente como minerais anédricos a subédricos, por vezes com faces corroídas, inequigranulares, estando representados principalmente por minerais primários, hornblenda e, mais raramente, por minerais secundários, tremolita/actinolita, originados da alteração e/ou transformação de piroxênios e hornblendas. Sua forma de ocorrência que mais chama a atenção é como pequenos cristais circundando cristais de quartzo. Ocorrem também de forma dispersa pela lâmina.

Os piroxênios, estão representados tanto pelo clino como pelo orto, e encontram-se normalmente como minerais anédricos, xenomórficos, aproximadamente equigranulares, sendo pouco comum, embora presente, sua alteração para

tremolita/actinolita. Uma feição que chamou a atenção nos piroxênios foi o fato de não ter sido observado o contato destes minerais com feldspatos, embora ele ocorra em contato com o quartzo.

Fig. 3.15 Representação esquemática de cristais de quartzo manteados por hornblendas, observados ao microscópio em um litotipo ocorrente em uma zona de transição entre o Granito Agudos e os corpos básicos incluídos nele (p. AM120).

A biotita encontra-se normalmente como cristais pequenos, anédricos, com bordas normalmente bem irregulares, dispersos pela lâmina, e em processo de alteração, pouco intensa, para clorita. Os opacos ocorrem na forma de cristais granulares, geralmente corroídos, dispersos pela lâmina ou formando pequenas concentrações e, mais raramente, como inclusões nos K-feldspatos.

Com relação aos minerais acessórios destacam-se os opacos, com cerca de 3% no ponto AM129A e a titanita, até 2% no ponto AM124B. O zircão, a apatita e a allanita também são sempre visíveis, ocorrendo de forma dispersa pela lâmina.

As presenças de minerais secundários é sistemática, destacando-se os epidotos, representados pelas fases zoisita/clinozoisita e a clorita, como produto da alteração das biotitas. A presença da sericita, como produto da alteração do K-feldspato, é mais restrita.

A observação de feições tais como quartzo manteados por anfibólios e plagioclásios corroídos e manteados por K-feldspato e por anfibólio, são indicativas de que estas rochas representam uma fase de mistura entre um magma ácido, no caso, Granito Agudos, e um magma básico, no caso, os dois corpos de diorito-gabros, observados no interior deste corpo granítico.

Um outro indicativo desta provável mistura de magmas, é a existência de amostras onde se observa a ocorrência de rochas ácidas associadas à rochas básicas, de uma maneira tal, que dá a impressão de que uma está englobando a outra, ou vice-versa.

Observando-se as características petrográficas do Granito Agudos e a sua disposição espacial, conclui-se que o mesmo deve representar um granito alcalino, tardi a pós-tectônico, intrusivo na zona de falha que separa o domínio granulítico do domínio dos Granitóides Deformados.

Após a colocação deste granito, a falha que separa os dois domínios citados, deve ter sofrido uma reativação transcorrente, com uma movimentação destrógi, o que provocou o deslocamento em direção NE, da porção norte do corpo granítico, em relação à sua porção sul. Isto explica o fato de o Granito Agudos estar limitado à norte, na área representada pelo anexo 1, pela mesma falha que separa o Cráton Luis Alves da Nappe Rio Iguaçu, enquanto que a NE da área mapeada ele ocorre intrudido em meio aos Granitóides Deformados.

Embora não se tenha ainda, dados geoquímicos e/ou isotópicos, pode-se sugerir que a fonte provável do magma que deu origem ao Granito Agudos, deve ser crustal (base da crosta), enquanto que a fonte provável do magma que originou as rochas básicas inclusas no granito, deve ser mantélica.

Com base nas evidências de mistura de magmas observadas entre o Granito Agudos e as rochas gabro-dioríticas inclusas nele, pode-se sugerir, que a evolução dos magmas que originou estes corpos, apesar de suas fontes diferentes, deve ter sido contemporânea, o que permitiu que houvesse esta fase de mistura.

IV - GEOCRONOLOGIA DA ÁREA

Além dos dados Rb-Sr e K-Ar apresentados por GIRARDI (1974), já referidos no capítulo sobre a geologia regional, apresenta-se neste trabalho, algumas idades inéditas, que foram obtidas nos laboratórios do Centro de Geocronologia do IG-USP (CPGeo). Os dados analíticos destas novas datações encontram-se no apêndice III.

Para os gnaisses-granulíticos do Cráton Luis Alves, obteve-se, em diagrama isocrônico Rb-Sr em rocha total, uma idade de 2.107 ± 69 Ma, com uma razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} (R_i) baixa, de $0,70284 \pm 0,00024$ (Fig. 4.1) e três novas idades K-Ar em biotita, que forneceram, para o ponto AM70 1910 ± 47 Ma; para o ponto AM53, 1672 ± 77 Ma e para o ponto AM27, 655 ± 9 Ma.

Fig. 4.1 Diagrama isocrônico Rb/Sr para os gnaisses-granulíticos quartzo-feldspáticos do Cráton Luis Alves

A baixa R_i obtida na metodologia Rb-Sr é interpretada, por se tratar de rochas granulíticas, como indicativa de materiais crustais pretéritos que teriam sido empobrecidos na relação Rb/Sr durante o metamorfismo de alto grau, e não como sugestiva de uma incorporação de material mantélico à crosta na idade isocrônica obtida.

Esta interpretação ganha mais sentido quando se leva em consideração que datações efetuadas na região de Luis Alves para este mesmo conjunto litológico, apresentaram, além de idades em torno de 2.100 Ma, idades mais antigas, tanto na metodologia Rb-Sr, como no método U-Pb em zircões (BASEI, 1985; BASEI et al. 1988).

A idade de 655 Ma, obtida em biotitas de um piroxenito distante cerca de 650 metros do contato entre os Granitóides Deformados e o Complexo Granulítico de Santa

Catarina, é aqui interpretada como uma abertura do sistema K-Ar durante o Ciclo Brasileiro, em rochas do domínio granulítico ocorrentes nas proximidades deste contato.

O amplo intervalo de tempo indicado pela metodologia K-Ar, de 1909 a 1671 Ma, desconsiderando-se o valor de 655 Ma, ou então de 1960 a 1570 Ma ou 1960 a 1018 Ma, conforme desconsidere-se ou não, dos dados de GIRARDI (1974), as idades obtidas em plagioclásios, também são indicativas da abertura parcial do sistema K-Ar em uma idade pós transamazônica.

Esta abertura parcial, seja no sistema Rb-Sr, seja no sistema K-Ar, poderia estar relacionada a eventos localizados, relacionados a zonas de falhas, como já sugerido por BASEI (1985) ou então a um evento de aquecimento regional que atingisse no máximo o grau fraco de metamorfismo. Deve-se lembrar aqui, que a observação de lâminas petrográficas referentes ao Complexo Granulítico de Santa Catarina identificou uma fase metamórfica (Fm3) que está caracterizada por um retrometamorfismo de grau fraco sobre rochas granulíticas formadas anteriormente.

A possibilidade de a abertura parcial dos sistemas radiométricos terem se dado em um evento de baixo grau metamórfico é também sugerida pelo fato de que as idades K-Ar mais jovens, 1018 Ma e 1454 Ma, foram obtidas, por GIRARDI (op.cit.), em plagioclásios, que são minerais com baixa temperatura de fechamento para o sistema K-Ar (cerca de 200°C).

Para as rochas granitóides deformadas, representantes da Nappe Rio Iguaçu, os dados Rb-Sr mostraram um espalhamento de dados de maneira tal que, a primeira vista, seria impossível determinar por este método qual a idade destas rochas. Felizmente, de posse das informações geoquímicas que indicaram claramente a existência de dois conjuntos de rochas formados a partir de dois magmas distintos, separou-se os dados Rb-Sr conforme estas informações, obtendo-se assim uma isócrona de 3 pontos para a fácies 1 do Granito Sudeste, que forneceu uma idade de 609 ± 36 Ma com uma R_i de $0,70437 \pm 0,00018$ (Fig.4.2). A amostra AM22, embora não tenha sido analisada geoquimicamente, está posta neste conjunto por seu posicionamento espacial e por sua semelhança petrográfica com as amostras AM94 e AM95.

Com relação ao Granito Noroeste, admite-se que o mesmo tenha uma idade semelhante ao Granito Sudeste porém, com uma razão inicial um pouco mais elevada. Não se traçou uma isócrona para este conjunto por não se ter certeza do posicionamento da amostra AM97 que, de acordo com seu posicionamento espacial e os dados geoquímicos, estaria num ponto de transição entre estes dois corpos graníticos, podendo inclusive representar um terceiro corpo granítico.

Fig. 4.2 Diagrama isocrônico Rb/Sr para os Granitóides Deformados representantes de Nappe Rio Iguaçu.

Deve-se salientar também, que se forem utilizados dados Rb-Sr ainda inéditos de O.SIGA JR. e J.M.REIS NETO, é perfeitamente possível traçar-se duas isócronas paralelas com idades em torno de 610 Ma e razões iniciais próximas a 0,7046, para o Granito Sudeste e 0,707, para o Granito Noroeste.

Os dados U-Pb em zircões são ainda parciais, e experimentais (os primeiros obtidos nos laboratórios do CPGeo), indicando para a amostra do ponto PP10 (localizado a cerca de 5 km a NW do ponto PP09, fora da área mapeada), uma idade de 716 ± 15 Ma no diagrama concórdia, com intercepto inferior forçado ao zero e uma idade de 797 ± 158 Ma para a amostra correspondente ao ponto AM93, também com intercepto inferior forçado ao zero (Fig. 4.3).

As idades K-Ar em biotitas de 592 ± 30 Ma para o ponto AM94 e 561 ± 15 Ma para o ponto AM93 mostram claramente que a idade de resfriamento regional do último evento que teria afetado estas rochas se situa no final do Ciclo Brasileiro e deve estar associado ao cavalgamento, acompanhado de um metamorfismo de no mínimo baixo grau (zona da biotita), destes litotipos sobre o Domínio Meridional.

Fig.4.3 Diagramas concórdia U-Pb em zircões para amostras referentes aos Granitóides Deformados da Nappe Rio Iguaçu.

V - CONSIDERAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

As primeiras rochas a se formarem na área foram as representantes do Complexo Granulítico de Santa Catarina de HARTMANN et al. (1979) (Cráton Luis Alves, KAUL, 1980). Estes litotipos, do que pôde ser observado quando das análises petrográficas ao microscópio, devem ter uma origem essencialmente ígnea, o que estaria de acordo com as afirmações de KAUL & TEIXEIRA (1982); WERNICK & OLIVEIRA (1982); BASEI (1985), MACHIAVELLI et al. (1987) e BASEI et al. (1988), entre outros.

Quanto ao ambiente gerador destas rochas ígneas primordiais, FIGUEIREDO et al. (1990), baseados principalmente em análises geoquímicas, sugerem que as mesmas teriam sido rochas plutônicas formadas em um ambiente de arco insular.

A idade de formação destes protólitos granulíticos estaria, segundo BASEI (1985), em torno de 2.800 Ma. Posteriormente, os mesmos teriam sido metamorfisados em grau alto em dois eventos distintos, um em torno de 2.400 Ma e outro em torno de 2.000 Ma (idade transamazônica) e em grau baixo, em um evento localizado apenas em zonas de falhas, em torno de 570 Ma.

Além disso, foi possível verificar neste trabalho, que a porção norte do Cráton Luis Alves sofreu um evento metamórfico de grau incipiente a baixo mais amplo, que deve estar associado ao cavalgamento dos Granitóides Deformados sobre o Complexo Granulítico de Santa Catarina.

Com relação aos Granitóides Deformados indica-se que a idade de geração dos mesmos esteja em um intervalo cuja idade inferior deve estar próxima a 610 Ma, idade provável do metamorfismo de, no mínimo grau baixo, que afetou estas rochas e, com uma idade superior próxima a 716 Ma, idade provável dos zircões.

Esta interpretação leva em consideração que, devido à proximidade dos pontos referentes aos zircões da amostra PP10 com a curva concórdia da Fig. 4.3, estes minerais tenham se formado diretamente do magma que originou os Granitóides Deformados. Leva em consideração também que, devido ao seu alto erro, à idade obtida dos zircões referentes a amostra AM93, também da Fig. 4.3, não possui muita confiabilidade.

Com relação ao ambiente de formação deste conjunto de rochas, a indicação mais provável, observada em praticamente todos os diagramas que possuam função discriminante, é de elas foram formadas em um ambiente de arco vulcânico maduro, segundo definição de BROWN (1982), correspondente a um arco vulcânico cálcio-alcálico de margem continental ativa, segundo PEARCE et al. (1984).

A ocorrência de um granitóide com uma composição mais sódica (Fig. 3.7, pag. 56), com um índice de Peacock maior (Fig. 3.10, pag. 59), caracteristicamente menos fracionado em

elementos incompatíveis (Fig. 3.12, pag. 61) e elementos terras raras (Fig. 3.14, pag. 65) e com uma razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} (Ri) menor (Fig. 4.2, pag. 77) à sudeste (Granito Sudeste) em contrapartida à um granitóide mais potássico, com um índice de Peacock menor, mais fracionado em elementos incompatíveis e terras raras e com uma Ri mais alta à noroeste (Granito Noroeste), sugere que este arco magmático estaria sobreposto a um "slab" com mergulho para NW.

Quanto aos corpos ultrabásicos a básicos, sugere-se a possibilidade de que os mesmos representem, pelo menos em parte, notadamente com referência aos corpos ocorrentes na região de Campinas dos Crispins, restos de um fundo oceânico imbricado tectonicamente entre os Granitóides Deformados e o Complexo Granulítico de Santa Catarina, quando do fechamento do oceano que existiria entre estes dois domínios.

Não se descarta contudo, a possibilidade dos corpos ultrabásicos a básicos representarem, em maior ou menor grau, corpos intrusivos relacionados a um evento distensional, quando ocorrentes dentro do Complexo Granulítico de Santa Catarina ou representarem megaxenólitos, quando ocorrentes em meio aos Granitóides Deformados.

A zona de sutura entre o domínio dos Granitóides Deformados (Nappe Rio Iguacu) e o domínio granulítico (Cráton Luis Alves), está representada por uma faixa de cisalhamento que sugere o cavalgamento dos litotipos representantes do primeiro domínio, sobre os granulitos meridionais, com presença frequente de veios quartzo-feldspáticos e de corpos ultrabásicos a básicos de pequeno a médio porte.

Quanto ao Granito Agudos, cuja idade estaria em torno de 580 Ma (GIRARDI, 1974; O. SIGA Jr., informação verbal), este deve ter se posicionado após a sutura entre o domínio dos Granitóides Deformados e o domínio granulítico, na zona de falha que marca esta sutura. Uma reativação transcorrente destrógiro desta falha, provocou o deslocamento em direção NE da porção norte do granito, em relação à sua porção sul.

Com base na interpretação de que o metamorfismo que afetou os Granitóides Deformados se deu em torno de 610 Ma e de que o Granito Agudos posicionou-se após a sutura entre o Cráton Luis Alves e a Nappe Rio Iguacu, conclui-se que esta sutura deve ter se dado entre 610 Ma e 580 Ma.

VI - CONCLUSÕES

As conclusões deste trabalho podem ser divididas em dois conjuntos: Àquelas que dizem respeito aos objetivos iniciais do trabalho e àquelas que surgiram como uma decorrência natural de uma maior compreensão sobre a área estudada.

Quanto às primeiras, verificamos que as idades das rochas granito-gnáissicas ocorrentes na metade norte da área giram em torno de 670 ± 50 Ma para a sua formação. Posteriormente, estas rochas devem ter sido submetidas a um evento metamórfico de, no mínimo, grau baixo (zona da biotita), em torno do 610 Ma, sendo que o resfriamento regional deste último evento deve ter se dado em torno de 570 Ma.

As idades transamazônicas para as rochas granulíticas confirmaram-se, seja pela metodologia Rb-Sr de cerca de 2.100 Ma, seja pelas idades K-Ar de cerca de 1.800 Ma para o seu resfriamento regional. A idade de 655 Ma obtida em biotitas de um piroxenito deste domínio, ocorrente próximo ao contato com as rochas granitóides deformadas apenas salienta que esta rocha sofreu uma abertura do sistema biotita por se encontrar próxima à região de contato.

A passagem entre as rochas granitóides de idades brasileiras ocorrentes na metade norte da área e as rochas granulíticas de idades transamazônicas ocorrentes na metade sul, é feita por uma zona de cisalhamento inclinada, que indica a colocação das rochas graníticas sobre as rochas granulíticas.

Esta zona de cisalhamento está marcada tanto pela presença de protomilonitos a ultramilonitos, bem como pela presença constante de veios quartzo-feldspáticos e corpos ultrabásicos a básicos, geralmente metamorfisados em condições de baixo grau, transformados em serpentinitos e xistos magnesianos.

Esta mesma zona de cisalhamento pode ter sofrido ainda, em um evento posterior ao cavalgamento, uma movimentação transcorrente, como atestam as lineações horizontalizadas observadas.

Com relação ao segundo conjunto de conclusões destacam-se os Granitóides Deformados, os quais, como foi possível verificar neste trabalho, estão formados por pelo menos, dois grupos distintos de granitóides, denominados informalmente de Granito Sudeste, subdividido nas fácies 1 e 2 e Granito Noroeste, com as fácies 3 e 4.

O Granito Sudeste fácies 1 é representado por um hornblenda quartzo-monzodiorito a quartzo-monzonito à titanita e magnetita, de cor cinza média a rósea, com índice de cor (IC) = 10, de granulometria média, inequigranular, localmente com megacristais de feldspato-K róseo (FKR), enquanto que o fácies 2 é constituído por um biotita

monzogranito a granodiorito à titanita e magnetita, de cor cinza claro, rosado a avermelhado (IC = 5 ou menos), de granulometria grossa a média, com ou sem megacristas de FKR

O Granito Noroeste fácies 3 é descrito como um biotita hornblenda quartzo-monzodiorito a monzogranito à titanita e magnetita, de cor cinza média a escura (IC = 15), de granulometria média a grossa, inequigranular, com megacristas de FKR e plagioclásio e o fácies 4 como um biotita monzogranito à titanita e magnetita, de coloração rosada (IC de 5 a 10), de granulometria grossa e média, inequigranular, com megacristas de FKR. Localmente esta fácies apresenta uma faixa de granulometria fina a média, intensamente cisalhada.

O ambiente de formação deste conjunto de rochas, foi interpretado como equivalente a um arco vulcânico maduro, segundo definição de BROWN (1982), correspondente a um arco vulcânico cálcio-alcálico de margem continental ativa, segundo PEARCE et al. (1984).

Com relação às rochas ultrabásicas a básicas estas foram interpretadas como representantes, pelo menos em parte, de restos de um assoalho oceânico, obductado e imbricado entre os domínios granulíticos e graníticos, quando do fechamento do oceano que existiria entre estes dois domínios.

Esta interpretação é particularmente saliente para o corpo ultrabásico ocorrente a leste de Piên (localidade de Campina dos Crispins), visto que o mesmo encontra-se predominantemente em meio à litotipos representantes do domínio dos Granitóides Deformados, junto a zona de falha que marca a passagem deste domínio para o domínio granulítico.

Acrescente-se ainda o fato de que os dados geoquímicos e geocronológicos indicam fortemente uma origem em um ambiente de arco magmático do tipo andino para os Granitóides Deformados, e que a passagem destes granitóides para os gnaisses existentes à norte dá-se de uma forma gradacional, não havendo um contato nítido e brusco entre eles, assim, sobra como alternativa a região à sul dos Granitóides Deformados para a ocorrência do oceano que invariavelmente está ligado a um arco magmático do tipo andino.

Desta forma, o Complexo Básico Ultrabásico de Piên segundo a concepção de GIRARDI (1974, 1976) e GIRARDI & ULBRICH (1980), necessitaria, no mínimo, ser redefinido, haja visto inclusive, a possibilidade de que o corpo básico principal definido por estes autores, pode na verdade representar um granulito básico do Complexo Granulítico de Santa Catarina.

Outra modificação que este trabalho provocou é quanto a forma e tamanho do Granito Agudos que, por se encontrar intrudido no Cráton Luis Alves e balizado a norte, pelo

menos em parte, pela mesma falha que separa este domínio do domínio correspondente aos Terrenos Gnaissico-Migmatíticos, deve ter seu tamanho fortemente reduzido daquele que tradicionalmente é apresentado (p.e. KAUL, 1984).

Esta característica de colocação espacial, associada às informações petrográficas e a idade de aproximadamente 580 Ma para este corpo granítico (O. SIGA Jr, informação verbal), nos leva a supor a sua colocação após o evento principal de colisão entre os domínios da Nappe Rio Iguaçu e Cráton Luis Alves.

Assim sendo, conclui-se que a sutura entre a Nappe Rio Iguaçu e o Cráton Luis Alves, deve ter se dado em torno de 610 Ma, idade do metamorfismo das rochas granitóides deformadas, e 580 Ma, idade provável do Granito Agudos.

VII - BIBLIOGRAFIA

- BALDWIN, J.A. & PEARCE, J.A. -1982- Discrimination of productive and nonproductive prophyritic intrusions in the Chilean Andes. *Economic Geology*, 77; 664-674.
- BARBOSA, J.S.F. e FONTEILLES, M. -1989- Caracterização dos protólitos da região granulítica do sul da Bahia-Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 19; 3-16.
- BASEI, M.A.S. -1985- O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. São Paulo, 195p (Tese de doutorado - Instituto de Geociências-USP).
- BASEI, M.A.S. & TEIXEIRA, W. -1987- Geocronologia do pré-cambriano/epaleozóico de Santa Catarina. In: SILVA, L.A. da e BORTOLUZZI, C.A. (eds) - Texto explicativo para o mapa geológico do estado de Santa Catarina - E = 1:500.000. DNPM - CRM. Série Mapas e Cartas de Síntese nº 3, seção geologia, 3: 91-130, Florianópolis.
- BASEI, M.A.S., SIGA JR, O., VASCONCELLOS, J.P.B.C. de e SILVA, P. C.S. da - 1988 -Evolução geotectônica dos terrenos pré-cambrianos a eo-paleozóicos dos estados do Paraná e Santa Catarina. Relatório projeto FAPESP nº. 87/0175-9 (inédito).
- BASEI, M.A.S., SIGA JR, O., REIS NETO, J.M. dos - 1990a - O Batólito Paranaguá: Proposição, idade, considerações petrogenéticas e implicações tectônicas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36; Natal, 1990. Anais, Natal 1990, v. 4, p. 1684-1699.
- BASEI, M.A.S., SIGA JR, O., MACHIAVELLI, A. - 1990b - Tectônica de nappes do Proterozóico Superior e Eopaleozóico da porção sul brasileira. In: 3ª. Reunião Internacional do Projeto 270 - PICO - Eventos do Paleozóico Inferior da América Latina e suas relações com a gênese do Gondwana. Instituto de Geociência-USP, São Paulo-SP (no prelo).
- BASEI, M.A.S., SIGA JR, O., MACHIAVELLI, A., MANCINI, F. -1991- Evolução Tectônica do Maciço de Joinville (PR-SC). submetido ao Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, 3; Rio Claro.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. -1985- Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 45; 43-55.
- BENVENUTTI, L.R., SANTOS, M.R. dos e YAMASHITA, R.M. -1987- Relatório e mapa geológico da região de Frágosos-Avenquim (SC) Rel. Graduação, UFPr (inédito).
- BIONDI, J.C. -1986- Depósitos de minerais metálicos de filiação magmática. T.A. Queiros e CBMM, São Paulo, 602 p.
- BOWDEN, P., BATCHELOR, R.A., CHAPPEL, B.W., DIDIER, J., LAMEYRE, J. -1984- Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 35; 1-11.
- BROWN, G.C. -1982- Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. In: THORPE, R.S. (ed). *Andesites*. J. Wiley & Sons, 437-461.
- CARVALHO, P.F. de & PINTO, E.A. -1938- Reconhecimento geológico

- no estado de Santa Catarina. Bol. Serviço Geológico e Mineralógico, 21; 29-56.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. -1974- Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, 8, p.173-174.
- DAWSON, J.B., CARSWELL, D.A., HALL, J. and WEDEPHOL, -1986- Introduction. In: DAWSON, J.B., CARSWELL, D.A., HALL, J. and WEDEPHOL, K.H. (eds). The nature of the lower continental crust. *Geol.Soc.Spec.Publ.* n°. 24; vii-viii.
- DEWEY, J.F. -1986- Diversity in the lower continental crust. In: DAWSON, J.B., CARSWELL, D.A., HALL, J. and WEDEPHOL, K.H. (eds). The nature of the lower continental crust. *Geol.Soc. Spec.Publ.*, n°. 24; 71-78.
- DIDIER, J., DUTHOU, J.L., LAMEYRE, J. -1982- Mantle and crustal granites: Genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J.Volcanol.Geotherm.Res.*, 14 p.125-132.
- DRURY, J.F., HARRIS, N.B.W., HOLT, R.W., REEVES-SMITH, G.I. and WIGHTMAN, R.T. -1984- Precambrian tectonics and crustal evolution in South India. *J.Geology*, v.92; 1-20.
- DUPUY, C., DOSTAL, J., FRATTA, M. -1982- Geochemistry of the Adamello Massif (Northern Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80; 41-48.
- DUTRA, E.B. -1926- Reconhecimento topographico e geologico no Estado de Santa Catharina. Bol.Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 21; 29-56.
- ELLIS, D.J. -1987- Origin and evolution of granulites in normal and thickened crust. *Geology*, v.15; 167-170.
- FAURE, G. -1977- Principles of Isotope Geology. New York, John Wiley. 2nd ed., 589p.
- FIGUEIREDO, M.C.H. -1989- Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: A probable early proterozoic subduction-related magmatic arc. *J.South Am.Earth Sci.*, 2; 131-145.
- FIGUEIREDO, M.C.H., BASEI, M.A.S., MANTOVANI, M.S.M., FRYER, B.J. -1990a- O Complexo Granulítico de Santa Catarina: Um arco insular arqueano? In: *Jornadas Científicas do Instituto de Geociências-USP, Boletim Especial dos Trabalhos Publicados*, São Paulo, 1990.
- FIGUEIREDO, M.C.H., FRAGOSO CESAR, A.R.S., KRONBERG, B.S. -1990b- Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 36; Natal, 1990. *Anais*, Natal 1990, v.4, p.1623-1738.
- FRIEND, C.R.L. -1983- The link between charnockite formation and granite production: evidence from Kabbaldurga, Karnataka, southern India. In: *ATHERTON, M.P. and GRIBBLE, C.D. (eds). Migmatites, melting and metamorphism*. Shiva Publishing Ltd., Nantwich (U.K.); 264-276.
- FUCK, R.A., TREIN, E., MARINI, O.J. -1967a- Geologia e petrografia dos migmatitos do Paraná. *Bol.Paranaense de Geociências*, 23-25; 5-41.
- FUCK, R.A., MARINI, O.J., TREIN, E. -1967b- A formação guaratu-

- binha. Bol. Paranaense de Geociências, 23-25; 237-256.
- FUCK, R.A., TREIN, E., MURATORI, A. e RIVEREAU, J.C. -1969- Mapa geológico preliminar do litoral, da Serra do Mar e parte do primeiro planalto do estado do Paraná. Bol. Paran. Geoc., 27; 123-151.
- FYFE, W.S. -1987- Granites and thermal structures in the lithosphere. Geologische Rundschau, 76(1), p.15-22.
- GASPARINI, P. and MANTOVANI, M.S.M. -1979- Geochemistry of charnockites from São Paulo state, Brazil. Earth Planet. Sci. Lett., 42; 311-320.
- GIRARDI, V.A.V. -1974- Petrologia do complexo básico-ultrabásico de Piên-PR. São Paulo, 146p (Tese de livre-docência - Instituto de Geociências-USP).
- GIRARDI, V.A.V. -1976- Geologia e petrologia do complexo básico-ultrabásico de Piên-PR. Rev. Bras. Geoc., 6(2); 109-124.
- GIRARDI, V.A.V., CORDANI, U.G., CANDIDO, A., MELFI, A.J., KAWASHITA, K. -1974- Geocronologia do complexo básico-ultrabásico pré-brasiliano de Piên, PR. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28; Porto Alegre, 1974. Anais, Porto Alegre, v.6 p.245-251.
- GIRARDI, V.A.V. e ULBRICH, H.G.J. -1980- Origin and evolution of the Piên mafic-ultramafic complex, southern Brazil. J. Geol., 88(3); 251-269.
- HARRIS, N.B.W., PEARCE, J.A., TINDLE, A.G. -1986- Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M. P. & RIES, A.C. (eds). Collision Tectonics. Geological Society Special Publication, 19; 67-81.
- HARTMANN, L.A. -1988- Geoquímica de terras raras e geotermobarometria de granulitos de Dom Pedrito e Luís Alves, no extremo sul do Brasil. Geochimica Brasiliensis, 2; 1-14.
- HARTMANN, L.A., SILVA, L.C. e ORLANDI FILHO, V. -1979- O Complexo Granulítico de Santa Catarina. Descrições e implicações genéticas. Acta Geologica Leopoldensia, 3(6); 93-112.
- HASUY, Y., CARNEIRO, C.D.R. e COIMBRA, A.M. -1975- The Ribeira folded-belt. Rev. Bras. Geoc., 5(4); 257-266.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. -1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian J. Earth Sciences, 8; 523-548.
- ISHIARA, S. -1977- The magnetite-series and the ilmenite-series granitic rocks. Soc. Mining Geol. Japan, 27; 293-305.
- ISHIARA, S. -1981- The granitoid series and mineralization. Econ. Geol. Volume do 75º. Aniv., p.458-484.
- IYER, S.S., CHOUDHURI, A. and CORDANI, U.G. -1987- Granulite facies rocks of Brazil; a review of their geologic setting, geochronological evolution, petrographic and geochemical characteristics. J. Geol. Soc. of India, v.29; 309-326.
- KAUL, P.F.T. -1979- Pré-cambriano e eopaleozóico do nordeste de Santa Catarina e leste do Paraná: Reavaliação de dados e correlações com a África. II Simp. Reg. Geol. Rio Claro.

- KAUL, P.F.T. -1980- O cráton de Luis Alves. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31: Balneário Camboriu, 1980. Anais, Balneário Camboriu, 1980, v.5; p.2677-2683.
- KAUL, P.F.T. -1984- Significado dos granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do sudeste do Brasil, no âmbito das folhas SG.22 - Curitiba e SG.23 - Iguape. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais, Rio de Janeiro, 1984, v.6, p.2.815-2.825.
- KAUL, P.F.T. & TEIXEIRA, W. -1982- Archean and early proterozoic complexes of Santa Catarina, Paraná and São Paulo states, south-southeastern Brazil - an outline of their geological evolution. *Rev. Bras. Geoc.*, 12(1-3); 172-182.
- KRUBNIKI, E., RECUERO, J.C. e MORO, R.de P.X. -1987- Relatório e mapa geológico da área de Piên-Poço Frio. Rel. Graduação UFPr. (inédito).
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. -1982- Plutonic rocks types series: Discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volcanology and Geothermal Res.*, 14: 169-186.
- LAMEYRE, J., ROCCI, G., DIDIER, J. -1974- Granites orogéniques et granites cratoniques - Refléxions sur un aspect fondamental de la geotectonique. Anais do centenário da Société Géologique Belgique. Géologie des domaines cristallines, Liège, p.183-221.
- LE BAS, M.J.; LE MAITRE, R.W.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B. -1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrology*, 27(3); 745-750.
- MAACK, R. -1947- Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. *Arq. Biologia e Tecnologia Instituto de Biol. e Pesquisa. Tecnol.*, 2; 67-153. Curitiba.
- MACHIAVELLI, A., GUIMARÃES, G.B. e KFFURI, R. -1987- Relatório do mapa geológico da região de Campina dos Maias (Piên-PR) e Fundação (São Bento do Sul-SC). Rel. Graduação UFPr. (inédito).
- MALAMPHY, M.C.; SOUZA, H.C.A.de; AMARAL, I.C.do -1933- Prospeção magnética no norte de Santa Catharina. *Bol. Serviço Geológico e Mineralógico*, 85: 1-31.
- MARINI, O.J.; TREIN, E.; FUCK, R.A.; DAIRIKI, T.; DAIRIKI, S. -1970- Folha Geológica Mandirituba, E. 1:70.000. Comissão da Carta Geológica do Paraná, Curitiba.
- MORAES REGO, L.F.de & GUIMARÃES, D. -1926- Estudo geológico e petrographico da jazida de magnetita de Anitapolis, Estado de Santa Catharina. *Bol. Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, 21; 1-27.
- NEWTON, R.C. -1987- Petrologic aspects of precambrian granulite facies terrains bearing on their origins. In: KRONER, A. (ed) *Proterozoic lithospheric evolution. Geodyn. Series* v.17, Amer. Geophys. Union; 11-26.
- NEWTON, R.C.; SMITH, J.V.; WINDLEY, B.F. -1980- Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. *Nature*, 288; 45-49.

- NICOLAS, A. -1989- Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Dordrecht, Kluwer Acad. Publ. 367p.
- NICOLAS, A.; BOUDIR, F.; BOUCHEZ, J.L. -1980- Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments. American J. Science, 280; 192-210.
- PARELLADA, C.I., ESPINOSA, E.I. e SECCO, L. -1987- Relatório e mapa geológico da região de Trigolândia. Rel. de Graduação UFPr. (inédito).
- PEACOCK, M.A. -1931- Classification of igneous rocks series. J. Geology, 39, 54-67.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. -1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrology, 25; 956-983.
- PEUCAT, J.J. & VIDAL, P. -1988- Geochronology. In: ZOUBEK, V., COGNÉ, J., KOZHOUKHAROV, D., KRAUTNER, H.G. - Precambrian in younger fold belts. European Variscides, the Carpathians and Balkans (International Geological Correlation Programme, project 22). Chichester, John Wiley. p. 49-67.
- PITCHER, W.S. -1980- Granite type and tectonic environment. In: ISHIHARA, S. & TAKENOUCHI, S. (Eds.) Granite magmatism and related mineralization. Soc. Mining Geologist of Japan, Mining Geology Special Issue, 8; 19-40.
- PITCHER, W.S. -1987- Granites and yet more granites forty years on. Geologische Rundschau, 76(1), p. 51-79.
- RIBAS, S.M. -1984- Projeto Piên. Relatório final integrado; texto e anexos. Mineropar, Curitiba-PR. (inédito).
- SCHEVICIW, F.G.P. -1980- Alteração intempérica dos termos ultramáficos do complexo de Piên (PR) - Estudo mineralógico-geoquímico. São Paulo (dissertação de mestrado - Instituto de Geociências-USP).
- SIGA JR., O., BASEI, M.A.S., MACHIAVELLI, A. -1990a- Evolução geotectônica do Maciço de Joinville - PR e SC. In: Jornadas Científicas do Instituto de Geociências-USP, Boletim Especial dos Trabalhos Publicados, São Paulo, 1990, p. 116-118.
- SIGA JR., O., BASEI, M.A.S., KAWASHITA, K. -1990b- Perfil térmico K-Ar através do Maciço de Joinville (PR e SC) e do Cinturão Dom Feliciano (SC) - Implicações tectônicas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36. Natal, 1990. Anais, Natal 1990. v. 6, p. 2773-2785.
- SILVA, L.C. -1984- Os terrenos metamórficos de médio a alto grau do pré-cambriano de Santa Catarina. In: XXXIII Congr. Bras. Geol., SBG, v. 6; 3069-3082.
- STRECKEISEN, A. -1976- To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Rev., 12, p. 1-33.
- STRON, D.F. -1980- Granitoid rocks and associated mineral deposit of eastern Canada and western Europe. In: STRANGWAY, D.W. (ed). The Continental Crust and its Mineral Deposit. Geological Association of Canada, Special Paper, 20; 741-769.

- TEIXEIRA, W. -1982- Considerações sobre os dados radiométricos e evolução geocronológica. In: Projeto Radambrasil, Folhas SG-21 - Assunción, SG-22 - Curitiba e SG-23 - Iguape, Florianópolis (rel. interno), 130p.
- TREIN, E.; FUCK, R.A. -1967- O Grupo Castro. Bol Paranaense de Geociências, 23-25; 257-305.
- TREIN, E.; MURATORI, A.; BASUMALLICK, S.; FUCK, R.A.; MARINI, O. J.; DAIRIKI, J.; DAIRIKI, M. -1969a- Folha Geológica Piên, E. 1:70.000, Comissão da Carta Geológica do Paraná, Curitiba.
- TREIN, E.; FUCK, R.A.; MURATORI, A.; DAIRIKI, J.; DAIRIKI, M. -1969b- Folha Geológica Tijucas do Sul, E. 1:70.000, Comissão da Carta Geológica do Paraná, Curitiba.
- TRESCASES, J.J. e SCHEVCIW, F.G.P. -1980- Mineralogia e geoquímica de alteração meteórica das rochas ultramáficas de Piên-Paraná-Brasil. In: XXXI Congr. Bras. Geol. v.4; 2353-2367
- WANG, L., ZHU, W., ZHANG, S. -1984- The evolution of two petrogenesis-mineralization series of granites in the southern China. Geochemistry, 3(1) p.1-13.
- WEAVER, B.L. & TARNEY, J. -1983- Elemental depletion in archaean granulite-facies rocks. In: ATHERTON, M.P. and GRIBBLE, C.D. (eds). Migmatites, melting and metamorphism; Shiva Publishing Ltd., Nantwich (U.K.); 250-263.
- WERNICK, E. & OLIVEIRA, M.A.F. -1982- Composition of archaean granulites from southern Brazil and its implication for the nature of the early crust. Rev. Bras. Geoc. 12(2); 403-409
- WINDLEY, B.F. -1977- The evolving continents. John Wiley and Sons Ltd., Bristol. 385pp.
- WINDLEY, B.F. -1981- Phanerozoic granulites. J. geol. Soc. London, v.138, 745-751.
- WINDLEY, B.F. -1984- The archaean-proterozoic boundary. In: NAQVI, S.M., GUPTA, H.K. and BALAKRISHNA (eds). Lithosphere: Structure, dynamics and evolution. Tectonoph., v.105; 43-53
- WINDLEY, B.F. & TARNEY, J. -1986- The structural evolution of the lower crust of orogenic belts, present and past. In: DAWSON, J.B.; CARSWELL, D.A.; HALL, J.; WEDEPOHL, K.H. (eds). The nature of the lower continental crust. Geol. Soc. Spec. publ., nº. 24; 221-230.
- WINKLER, H.G.F. -1978- Petrogénesis de rocas metamórficas. H. Blume Ediciones, Madrid. 346p.

APÊNDICE I

CORRESPONDÊNCIA ENTRE OS PONTOS SELECIONADOS DOS TRABALHOS
DE CONCLUSÃO DE CURSO DA TURMA 1987 DA UNIVERSIDADE FEDERAL
DO PARANÁ E AQUELES PLOTADOS NO MAPA DO ANEXO 1 QUE NÃO SE
ENCONTRAM ACOMPANHADOS POR LETRAS.

PONTOS SELECIONADOS DE MACHIAVELLI, GUIMARAES E KFURI, 1987

PTS. AUTO RES	PTS. MAPA	LITOLOGIA	MINERALOGIA	ATITUDES
3	1	Plag Anf gn	(20)Hbl, (15)Act, (10)Plag(Olig-And) (10)Ep, (07)Bio, (05)Fsk, (05)Ap, (05)Carb	Sn=N65W/SV., N70W/SV.
10	3	gn granolitico	(40)Plag(Olig-And), (15)Hbl, (10)Tr/Act, (10)Qz, (10)Cl, (10)Px(Opx+Cpx), (05)Opa	Sn=N25W/85NE, N55W/75SW
12	5	gn granolitico		Sn=N50W/SV. Sn+1=N40E/26NW, N45E/53NW
16	7	xisto magnes. serpentinito	16a=(45)Cl, (40)Ta, (10)Srp, (05)Opa 16c=(85)Srp, (15)Opa	
18	8	Ta xisto	(95)Ta, (05)Opa	
20	9	Ta xisto		Sn=N75W/40NE F. empur. N50W/30NE D. falha N55W/60NE
21	10	Ta xisto		Sn=N45E/30NW
22	11	serpentinito	(65)Srp, (20)Bru, (15)Opa	N50E/30SE N50E/55NW
23	12	Ta xisto		Sn=N70E/45NW Sn+1(?) N20E/55NW
24	13	Gn granolitico		Sn=N50E/45NW
26	15	metapiroxenito (metawebster.)	(60)Cpx, (35)Opx, (05)Plag(And-Lab)	
27	16	Ta Cl xisto		N45E/60NW, N60E/60NW
38	18	maf. Plag gn		Sn=N40W/SV.
39	19	gn alterado		Sn=N70W/SV.
41	20	gnaisses Tr Ta xisto		Sn=N65W/55SW Sn+1=N75E/65NW
42	21	gn Qz-Feldspat	(30)Qz, (20)Fsk, (15)Plag(Olig-And), (10)Bio, (10)Mu, (10)Ep, (05)Opa	
44	23	Ta xisto serpentinito		Sn=N40W/60NE Sn+1=N65E/SV.
46	25	Qz Anf Plag gn		Sn=N68W/58NE, In=1/N72E
48	27	serpentinito		Sn=N75W/21NE, N73W/52NE
49	28	gn alterado		Sn=N80E/64NW, N75W/47NE
50	29	cont. bacia-em- basamento		Sn=N35W/68NE
51	30	gn granolitico	(55)Anf(Hbl+Pargasita), (15)Px(Opx+Cpx) (15)Tr, (05)Opa, (05)Ap, (05)Carb+Uralita	Sn=N64W/87NE, N70W/SV. N77W/70NE, N73W/SV. Fr=N45E/70SE
52	31	gn alterado		Sn=N70W/87NE
53	32	gn Qz-Feldspat		Sn=N85W/SV., Sn+1=N80E/SV
54	33	gn Qz-Feldspat		Sn=N50W/60NE, N65W/SV
55	34	milonito		Sn=N83E/SV.
56	35	gn Qz-Feldspat	(35)Qz, (20)Olig, (15)Bio, (10)Cl, (10)Mu, (05)Fsk, (05)Ep	Sn=N85W/88NE
57	36	Ol piroxenito serpent./talca		Sn=N50W/SV., N75W/SV Sn+1=N35E/SV.
58	37	Ol piroxenito		Sn=N80E/SV, Fr=N-S/70W

PTS.	PTS.	LITOLOGIA	MINERALOGIA	ATTITUDES
AUTO	MAPA			
RES				
61	38	Anf Plag gn		Sn=N80E/50NW, N60W/60NE N60W/58NE, Sn+1=N15W/S
63	39	gn Qz-Feldspat	(45)And, (37)Qz, (10)Bio, (05)Carb	
64	40	gn Qz-Feldspat		Sn=N40W/SV.
65	41	serpentinito		
66	42	gn granolitico	(44)Plag(Olig-And), (44)Qz, (08)Cpx, (04)Opx.	
67	43	microgranito (dique)	(40)Qz, (35)Plag(Olig-And), (20)Fsk, (05)Opa	dir.N80W.
68	44	serpentinito		Sn=N35W/SV.
69	45	Qz Anf Plag gn		Sn=N85W/65NE
70	46	gn granolitico	(35)Qz, (30)Fsk, (23)Olig, (07)Cl, (05)Tr	Sn=N60W/SV.
72	47	anfibolito, gnaissé, "glimerito", milonito	(45)Act, (30)Ep, (15)Hbl, (05)Opa, (5)Plag	Sn anfib.=N30W/45NE, N60W/72NE, N80E/Vert Sngn=N08W/45NE, N55W/43NE Sn milon.=N85W/vert
73	48	gn Qz-Feldspat	(50)Plag(Olig-And), (35)Qz, (10)Bio, (05)Ep	Sn=N73W/67NE, N60W/55NE N50W/46NE, N60W/46NE
74	49	serpentinito, conglomerado		Sn=N65E/SV., N60E/63NW N80W/70SW, N80E/Vert N65E/70SE
75	50	milonito	(45)Qz, (25)Plag+Fsk, (15)Ep, (10)Cl, (03)Bio	Sn=N75E/SV.
78	51	granodiorito gnaissificado	(35)Olig, (20)Qz, (20)Bio, (15)Fsk, (05)Ep (05)Hbl	
79	52	granodiorito gnaissificado		Sn=N70E, N85E, N75E/SV. N70E, N80E, E-W/SV.
80	53	serpentinito, Tr Cl Ta xisto		Sn=N78W, E-W/18N Sn+1=N25E/67NW

PONTOS SELECIONADOS DE BENVENUTTI, SANTOS E YAMASHITA, 1987

PTS AUTO RES	PTS MAPA	LITOLOGIA	MINERALOGIA	ATITUDES
18	54	gnaisse		f1=N20E/SW.
26	55	gn (Qz Bio Anf Plag)		f1=N40W/SV Fr=N20E/SV., N80W/SV.
27	56	Diop Micr And granoblastito	(35)And, (20)Micr, (10)Diop, (10)Bio, (10) Opa, (05)Hbl, (05)Qz, (05)Cian(?), (Tr)Cl	Fr=N20E/NW, N80E/5NW E-W/45N
30	57	gn felsico		f1=N20W/SV Fr=N40W/47SE, N20E/35SE
33	58	gnaisse		f1=N70E/SV. (evid. falha)
34	59	granolito char noenderbitico	(35)And, (20)Srp, (10)Qz, (10)Diop, (10) Hyp, (05)Bio, (Tr)Cl, Zir, Opa, (10)Cian???	
38	60	Qz Anf Plag gn (gn felsico)	(25)Olig, (25)Micr, (20)Hbl, (20)Qz, (10)Cl, (Tr)Bio, Carb, Zir	N50W/55SW
42A	61	m-peridotito	(40)Px(Cpx+Diop), (30)Ol, (20)Srp, (5)Opa	
47	63	serpentinito		f1 catacl. N50E/65NW, N30E/75NW
55	64	Micr Qz Lab gn	(25)Lab, (20)Qz, (15)Micr, (10)Cl, (10)Srp (10)Act, (05)Ser, (05)Opa, (Tr)Ep, Ap, Bio	
58	65	Qz Anf Plag gn	(30)Micr, (20)And, (15)Qz, (15)Tr/Act (10)Cl, (05)Ser, (05)Ep, (Tr)Opa	
61	66	gnaisse		N20W/SV., N50W/SV.
70	67	Plag Anf gn	(40)Plag, (40)Hbl, (10)Cl, (05)Tr/Act (05)Ap, (Tr)Ep, Zr, oxidos	
71	68	Anf Plag gn	(40)Plag, (20)Hbl, (15)Cl, (10)Qz, (05)Ep, (05)Ap, (05)Bio, (Tr)Zr, Carb	
73	69	protocatacla- sito (granul.)	(35)Qz, (30)And, (20)Cl, (10)Hyp, (05)Opa, (05)Ep, (Tr)Zoiz, Zr	
75	70	gnaisse		N60W/75NE
76	71	Hy piroclasio granolito	(40)And, (20)Hbl, (15)Bio, (10)Hyp, (05)Qz (05)Opa, (Tr)Micr, Zr	
76a	m-trondjemito		(45)And, (40)Qz, (05)Bio, (05)Cl, (05)Ser	
77	72	Anf Plag gn	(35)Olig, (20)Hbl, (10)Bio, (10)Cl, (10)Qz (05)Diop, (05)Ep, (05)Micr, (Tr)Opa	
83	73	Charnoquito granoblastito	(35)And, (20)Micr, (20)Qz, (15)Hbl, (05)Diop, (Tr)Ser, Ap, Opa, Zr	
85	74	granolito charnoquitico	(25)Hbl, (20)Bio, (20)And-Lab, (20)Micr, (10)Qz, (05)Ap, (Tr)Diop, Hyp, Zr	
85a	Hyp piroclasio granolito		(40)And, (25)Bio, (15)Hbl, (05)Ser, (05)Qz (05)Fsk, (05)Hyp+Diop, (Tr)Ap, Zr	
88	75	Anf Plag gn	(40)Lab, (25)Hbl, (15)Cl, (10)Ser, (05)Gr, (05)Opa, (Tr)Ep	
91	76	gnaisse		bn. gn. =N50W/SV., N60W/SV.
92	77	dique micro-gr	(40)Fsk(Ort), (40)Qz, (05)Opa, (Tr)Cl	
92a	Hyp piroclasio sio granol.		(35)And, (20)Micr, (15)Srp, (15)Diop, (10)Qz, (05)Hyp, (Tr)Opa, Ser, Ap	
Pcb	79	Anf Plag gn	(35)And, (20)Hbl, (10)Bio, (10)Diop, (10) Micr, (10)Qz, (10)Cl, (Tr)Ep, Ap, Ser, Carb	

PONTOS SELECIONADOS DE PARELLADA, ESPINOSA E SECCO, 1987

PTS. AUTO RES	PTS. MAPA	LITOLOGIA	MINERALOGIA	ATITUDES
12	80	Qz Olig gn	(45)Olig, (35)Qz, (10)Gr, (05)Musc, (05)Micr, (05)Cl, (05)Opa	
13	81	Diop And gran	(40)And, (15)Diop, (10)Hbl, (10)Cl, (10)Act, (10)Opa, (05)Qz	
15	82	Anf Qz Plag gn		N45W/75NE, N55W/65SW, E-W/40S
16	83	gr Agudos		
19	85	monzogranito	(45)Qz, (25)Ort, (20)Olig-And, (05)Bio (05)Cl, (Tr)Opa(Mag), Ap, Alan, Zr	
21	86	sienogranito	(55)Fsk, (30)Qz, (10)Olig, (05)Bio, (Tr)Cl, Opa(Mag), Esf, Zr	
31	87	gn alterado		f1=N40W/40NE, N45W/40NE N40W/50NE, N55W/50NE
38	88	Qz And gn (tonalito)	(40)And, (20)Qz, (10)Cl, (10)Gr, (05)Musc, (05)Bio, (05)Ep, (05)Ox.Fe, (Tr)Opa	
40	89	Anf Plag gn		band=N85E/45NW, E-W/45N cliv. frat.=N25E/50NW
41	90	Cum And gn	(45)And, (20)Cum, (15)Act, (10)Cl, (05)Qz, (05)Opa	bn=N80W/50NE, N65W/45NE
43	91	Qz Plag gn		f1=EW/N, N80W/40NE
50	92	gn (felsico)		N50W/10NE, Fr=N65E/Vert
53	93	Qz Plag Anf gn		bn=N75E/25NW, N80E/30NW N80E/85NW, N65E/35NW N80E/55NW N60E/35NW, N80E/20NW "slik-side" 30/40, 35/29
		Ta xisto serpentinito		
54	94	granito	Obs. macro(40)Qz, (30)Plag, (15)Anf, (15)Bio e Fsk	
56	95	granito	Obs. macro(20)Qz, (20)Fsk, (10)Plag, (10)Anf e Bio	
67	96	m-Bio piroxe- nito	(80)Aug(ou Diop), (15)Bio, (05)And, (Tr)Tr/Act, Uralita, Esf, Opa	
68	97	Act And gn	(55)And, (20)Act/Tr, (10)Qz, (10)Diop (05)Opa	
70	98	Micr Qz Oli gn	(30)Qz, (30)Olig, (25)Micr, (10)Bio, (05)Ep, (Tr)Cl, Opa	N65W/70NE, N70W/70NE
71	99	And Act/Tr gn granulito	(35)Tr/Act, (30)And, (15)Hbl, (10)Diop, (10)Cl, (Tr)Hyp, Opa	N80W/80SW
		Tr Hbl And gn	(40)And, (25)Hbl, (25)Tr, (05)Cl, (03)Srp, (02)Hyp, (02)Diop, (Tr)Ep, Opa	
74	100	Anf gnaiss		bn=N60W/60NE, N50W/50NE N55W/50NE
86	101	Qz gnaiss		bn=N65W/55NE, N50W/50NE
89	102	serpentinito		
94	103	granito	obs. macro (30)Qz, (25)Fsk, (20)Plag, (15)Anf+Bio	

PTS. AUTO RES	PTS. MAPA	LITOLOGIA	MINERALOGIA	ATITUDES
96	104	metagabro	(40)And-Lab, (20)Hbl, (15)Cl, (10)Opa (10)Esf, (05)Leuc, (Tr)Musc	N50E/SV
99	105	serpentinito		
101	106	Plag Qz gn, serpentinito, Ta xisto	(45)Olig, (35)Qz, (15)Cl, (05)Ep, (Tr)Opa	bn gn=N80E/75SE Serpentina = 175/10 Dir.=E-W E-W/75W (bn compos.)
102	107	Anf Plag Qz gn		
106	108	Act Olig gran	(70)Olig, (20)Act, (10)Cl, (Tr)Opa, Px	
107	109	Hyp Qz Olig granulito	(60)Olig, (30)Qz, (10)Hyp, (Tr)Act, Opa	
109	110	Olig Qz gn (xenolito)	(45)Olig, (45)Qz, (05)Bio, (05)Act, (Tr)Cl, Opa	
118	111	Hbl And gn	(25)And, (20)Hbl, (15)Ep, (10)Qz, (10)Cl, (10)Micr, (5)Alan, (5)Musc, (Tr)Ap	dir.veio catacl. N60E bn comp.NS
128	112	serpentinito, Qz gnaiss		contato = N70E/60SE Fr gn=N20W/SV., N50E/85SE
130	113	Plag Qz Anf gn		bn compos. N75E
131	114	Cum Gr Diop gn Ta xisto	(30)Diop, (20)Cum, (20)Gr(Alm), (15)And, (10)Cl, (05)Opa	bn=N40W/40NE, N45W/50NE Talco=N40W/60NE
133	115	Ta xisto		dir.acam. N50E
135	116	serpentinito	(80)Srp, (05)Ol, (05)Px(Hyp), (05)Tr, (05)Opa	
148	117	And granulito	(80)Olig-And, (15)Px, (05)Opa, (Tr)Qz	
149	118	Qz Plag Anf gn (c/ Gr 25cm)		bn=N55W/35NE, E-W/SV. N80W/50NE, N80W/60NE Fr=N10E/40NW, N60E/80NW
150	119	Cum And gn serpentinito	(50)And, (40)Cum, (05)Ep, (05)Cl, (Tr)Gr	
154	120	And Act/Tr granulito	(40)Act/Tr, (30)And, (15)Cl, (05)Diop, (05)Qz, (05)Opa, (Tr)Ep	N80W/45NE

PONTOS SELECIONADOS DE KRUBNIKI, RECUERO E MORO, 1987

PTS.	PTS. LITOLOGIA	MINERALOGIA	ATITUDES
AUTO MAPA			
RES			
10	121 Plag Hbl gn	(60)Hbl, (30)And-Olig, (04)Ap, (03)Zoiz/ ClZoiz, (02)Opa, (01)Tit, (Tr)Zr	N65W/90, N34W/90, N55W/90 N60W/90, N50W/74NE
15	122 monzo-gr folia	(35)Qz, (25)Micr, (20)Olig, (07)Hbl, (07)Bio, (6)Ep, (Tr)Zr, Ap, Tit, Gr, Opa	
18	123 Zoiz/ClZoiz Cl	(50)Ser, (30)Cl, (20)Zoiz/Clzoiz,	N75E, N65E
19	124 serpentinito (pedreira)	(Tr)Carb, Tr	Fr=N60E/40NW, N65E/50NW N70E/60NW, N50E/50NW N60E/50NW, N45E/60NW
21	125 Tr Cl Ta xisto		fl=N60E, N50E, N70E, N45E, N55E/SV.
22	126 tonalito (foliado)	(52)And, (20)Qz, (20)Bio, (02)Micr, (02)Opa, (01)Hbl, (01)ClZoiz, (01)Tit, (Tr)Alan, Carb	
23	127 tonalito (foliado)	(30)Qz, (25)And, (10)Tit, (10)Opa, (08)Hbl (07)Bio, (05)Micr, (05)Ep, (Tr)Zr, Ap	
27	128 Bio Qz Olig Micr gn	(37)Micr, (20)Olig, (15)Qz, (15)Bio, (05)Tr, (04)Ep, (03)Ap, (01)Opa, (Gr macr)	
28	129 Qz Bio Olig Micr gn	(45)Micr, (35)Olig, (15)Bio, (05)Qz, (Tr)Cl, Carb, Ap, Zoiz/ClZoiz	bn=N40W/90, N45W/90 N55W/90, N60W/90, N70W/90
32a	130 Cl Qz Olig gn	(45)Olig, (40)Qz, (10)Cl, (05)Zoiz/ClZoiz (Tr)Musc, Opa	bn=N60W/SV.p/NE
32b	Cl Tr gn	(45)Tr/Act, (35)Cl, (15)Opa, (05)Hyp	
33	131 Gabronorito (Hiperito)	(30)Hyp, (30)Lab, (20)Esp(Pleonasto), (10)Aug, (10)Opa, (Tr)Tr, Qz	Fr=N65E, N75E, N80E/Vert
42	133 gr foliado		N40E/SV.
45	134 Cl Act And gn	(47)And-Olig, (40)Act, (10)Cl, (02)Zoiz/ ClZoiz, (01)Ap, (Tr)Opa	N70W/50NE, N75W/60NE
46	135 Bio And Hbl gn gnaisse	(43)Hbl, (25)And-Olig, (20)Bio, (05)Act, (03)Ap, (03)Zoiz/ClZoiz, (01)Tit, (Tr)Opa	
47	136 Bio Alb Micr gnaisse	(45)Micr, (25)Alb-Olig, (15)Bio, (10)Zoiz ClZoiz, (04)Tit, (01)Ap, (Tr)Musc, Carb	
48	137 gr foliado		N65E, N50E/V., Bn=N10W/90
51	138 gr foliado (f.catacl.)		N40E, N50E, N55E, N75E/90
52	139 serpentinito		N70E, N75E, E-W/90
53	140 monzo-gr pro- tomilonitico	(30)Qz, (25)Micr, (25)Olig, (10)Hbl, (10)Bio, (Tr)Ep, Opa	
55	141 gr foliado		Fr=N50E, N45E, N80E
58	142 Act Olig gn	(77)Olig, (20)Act, (Tr)Cl, Zoiz/ClZoiz, Ap, Zr, Opa, Bio	
61	143 Anf Plag gn		EW/50N, N70W/50NE N75W/60NE
63a	144 monzo-gr pro- tomilonitico	(35)Qz, (20)Micr, (15)Olig, (15)Bio, (10)Ep, (05)Hbl, (Tr)Tit, Opa	

PTS AUTO RES	PTS MAPA	LITOLOGIA	MINERALOGIA	ATTITUDES
63b		monzo-gr pro- tomilonitico	(40)Qz, (20)Micr, (10)And, (10)Hbl, (08)Ep (06)Bio, (02)Alan, (02)Tit, (01)Ap, (01)Zr	
64	145 gr	foliado		N55E/80NW, N60E/85NW
66	146 gr	foliado		N60E/90, N60E/90
67	147 Hbl And gn		(52)And-Olig, (30)Hbl, (10)Zoiz/CiZoiz, (05)Cl, (02)Carb, (01)Opa, (Tr)Tr, Ap	
72	148 Cl Ta xisto			N10E/10NW
75	149 gr	protomilon.		N60E, N55E/90
77	150 gr	ultramilon.	(40)Qz, (40)Felds, (10)Cl, (08)Opa, (02)Bio, (Tr)Tit	N55E, N40E, N20E/90
79	151 monzo-gr fo- liado		(35)Qz, (35)Micr, (25)Olig, (05)Bio, (Tr)Musc, Opa, Ep, Ox.Fe	
80	152 monzo-gr pro- tomilonitico		(30)Qz, (20)Micr, (15)And, (15)Hbl, (15)Bio, (05)Tit, (Tr)Opa, Ep, Ap, Zr	
81	153 monzo-gr fo- liado		(40)Qz, (25)Micr, (20)And, (05)Hbl, (05)Bio, (05)Ep, (05)Opa, (Tr)Tit, Zr	
83	154 Ol ortopiroxe- nito (peridot)		(30)Hyp, (30)Enst, (20)Ol, (10)Opa, (10)Esp (Pleonasto)	Fr=N80E, E-W/90 eixo dobra N75W/55 Sn xisto EW/70N
85	155 Diop Hbl And granulito gn		(40)And-Olig, (30)Hbl, (20)Diop, (10)Bio, (Tr)Hyp, Ap	
86	156 Anf Plag gn			bn=N50W/90
87	157 Qz Olig gn		(45)Olig, (44)Qz, (10)Cl, (Tr)Gr	bn=N70W,EW,N80W, N85W/90

APÊNDICE II

ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL
REFERENTES AOS GRANITÓIDES DEFORMADOS

APÊNDICE II

DADOS QUÍMICOS REFERENTES AOS GRANITÓIDES DEFORMADOS

GRANITO SUDESTE

GRANITO NOROESTE

Amostras AM97 AM110A PP39 AM94 AM95 AM96 PP10 AM93 AM20 AM16 AM14

elementos maiores e menores em % em peso.

SiO ₂	62,7	64,8	67,9	68,6	70,9	60,8	61,3	61,8	64,3	64,9	71,3
TiO ₂	0,29	0,34	0,18	0,21	0,17	0,54	0,66	0,48	0,47	0,50	0,35
Al ₂ O ₃	18,7	16,6	16,2	16,1	15,1	17,7	15,8	17,6	15,9	15,9	14,3
Fe ₂ O ₃	1,5	2,6	0,61	0,54	-	2,9	2,3	2,5	1,6	0,93	0,62
FeO	2,0	0,98	0,98	1,4	1,4	2,5	2,8	2,5	2,1	2,8	1,4
CaO	3,9	3,5	2,2	2,2	1,8	4,7	4,3	4,3	3,2	3,2	1,3
MgO	0,97	1,1	0,42	0,52	0,49	1,5	2,7	1,5	1,7	1,8	0,57
MnO	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,12	0,09	0,11	0,07	0,07	0,04
Na ₂ O	6,0	5,1	7,3	5,6	5,3	5,3	4,9	5,3	5,1	5,0	4,2
K ₂ O	2,5	3,3	3,3	3,5	3,9	2,7	3,2	2,6	3,9	3,8	5,2
P ₂ O ₅	0,19	0,19	0,06	0,10	0,07	0,30	0,37	0,31	0,27	0,25	0,14
BaO	0,17	0,17	0,18	0,15	0,082	0,17	0,22	0,18	0,25	0,26	0,15
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	0,006	-	0,097	-	-	-	-	-	-	-
F	0,062	0,092	0,062	0,070	0,096	0,14	0,037	0,10	0,14	0,058	0,092
CO ₂	0,20	0,40	0,20	0,20	0,10	0,10	0,40	0,20	0,10	0,10	0,10
H ₂ O ⁺	0,54	0,61	0,25	0,53	0,44	0,48	0,81	0,37	0,72	0,24	0,24
soma	99,80	99,87	99,91	99,89	99,92	99,95	99,90	99,85	99,82	99,81	100,00

traços e terras raras em ppm

Cl	50	150	48	37	52	180	130	84	65	52	59
Rb	69	86	84	110	160	54	63	57	78	93	130
Sr	1630	1240	1260	1350	690	1460	1190	1340	1300	1270	440
Nb	11	20	19	18	10	14	14	13	14	18	26
Y	12	14	-	28	-	21	16	17	15	18	15
Zr	160	150	120	140	89	210	220	180	230	260	290
La	19,450	14,690	8,206	8,967	13,210	35,540	59,860	25,500	60,060	56,600	51,430
Ce	43,940	40,830	18,850	25,720	27,640	83,930	119,860	60,430	100,800	107,300	102,700
Nd	19,200	17,960	9,526	12,160	10,460	36,340	43,730	27,590	37,720	40,850	32,680
Sm	2,787	2,802	1,392	1,986	1,528	5,726	6,439	4,293	5,182	5,396	4,287
Eu	0,784	0,709	0,401	0,565	0,365	1,468	1,495	1,086	1,154	1,293	0,741
Gd	1,851	1,904	0,995	1,671	1,131	3,923	4,078	2,067	3,237	3,643	2,262
Dy	1,144	1,281	0,594	1,404	0,705	2,473	2,470	1,880	1,763	2,033	1,429
Ho	0,222	0,000	0,090	0,345	0,128	0,000	0,471	0,369	0,323	0,400	0,266
Er	0,565	0,647	0,230	1,248	0,275	1,260	1,150	0,954	0,722	1,044	0,612
Yb	0,534	0,625	0,261	1,464	0,457	1,074	0,803	0,840	0,544	0,854	0,451
Lu	0,098	0,112	0,055	0,272	0,101	0,159	0,122	0,135	0,087	0,153	0,102

APÊNDICE III

DADOS ANALÍTICOS K-Ar

DADOS ANALÍTICOS Rb-Sr

DADOS ANALÍTICOS U Pb

IDADES POTÁSSIO - ARGÔNIO

Ponto mapa	SPK	material	rocha	%K	Ar ⁴⁰ rad (x 10 ⁻⁴) (ccSTP/q)	Ar atm (%)	idade (Ma)	erro (Ma)
---------------	-----	----------	-------	----	--	---------------	---------------	--------------

gnaisses granulíticos - Cráton Luis Alves

AM27	6766	biotita	piroxenito	7,7334	237,36	2,10	655	9
AM53	6762	biotita	granulito	5,1257	546,73	1,55	1672	77
AM70	6765	biotita	granulito	7,1138	937,61	0,71	1910	47

Granitóides Deformados - Nappe Rio Iguaçu

AM93	6760	biotita	granitóide	5,1623	131,79	4,49	561	15
AM94	6761	biotita	granitóide	6,3791	173,20	4,28	593	30

DADOS ANALÍTICOS RUBÍDIO - ESTRÔNCIO

Ponto mapa	SPR	material	X(RX)	erro	Ynorm.	erro	Rb (ppm)	Sr (ppm)
---------------	-----	----------	-------	------	--------	------	-------------	-------------

gnaisses granulíticos - Cráton Luis Alves

AM56	10928	granulito	0,329	0,009	0,71338	0,00008	63,0	555,0
AM57	10929	granulito	0,593	0,017	0,71746	0,00008	72,5	354,0
AM70	10930	granulito	0,145	0,004	0,70685	0,00008	57,0	1135,5
AM73	10931	granulito	0,397	0,011	0,71536	0,00007	56,0	409,0
AM80	10932	granulito	0,203	0,006	0,71044	0,00007	43,0	612,5

Granitóides Deformados - Nappe Rio Iguaçu

AM16	10922	granitóide	0,236	0,007	0,70853	0,00011	103,5	1270,0
AM20	10923	granitóide	0,176	0,005	0,70830	0,00012	83,5	1376,5
AM22	10924	granitóide	0,294	0,008	0,70684	0,00007	122,5	1206,5
AM94	10925	granitóide	0,249	0,007	0,70667	0,00011	106,5	1240,0
AM95	10926	granitóide	0,634	0,018	0,70991	0,00007	156,5	714,5
AM97	10927	granitóide	0,101	0,003	0,70645	0,00021	59,0	1697,5

DADOS ANALÍTICOS URÂNIO - CHUMBO

fração	concentrações		razões medidas	Pb radiogênico			razões U/Pb	Idades
	U	Pb	(s/correções)	(c/correções)			(c/correções)	(Ma)
	(ppm)	(ppm)	204/206	207/206	208/206	206/238	207/235	207/206

amostra PP10 - Granito Noroeste, fácies 3(?) (+/- 5 km à noroeste do ponto PP09)

NM(0)	255,45	28,61	0,004092	0,063080	0,18649	0,10028	0,87218	711
M(0)	286,38	31,64	0,002517	0,063314	0,18998	0,10022	0,87493	719

amostra AM93 - Granito Noroeste, fácies 3

M(1)	173,51	20,15	0,013900	0,064301	0,09118	0,08528	0,75608	751
M(0)	210,95	19,61	0,005590	0,072917	0,08757	0,09201	0,92505	1011
M(-1)	191,64	23,82	0,009800	0,066600	0,07249	0,10441	0,95876	825

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE PIÊN (PR) - SÃO BENTO DO SUL (SC)

LEGENDA

- Depósitos aluvionares
- Bacia do Paraná
- Bacia de Campo Alegre

cenozóico
paleozóico

MACICO DE JOINVILLE

- 1) Granito Agudos - Granitóide isótopo, de cor predominantemente rósea a cinza esverdeado, granulometria média a grossa, leucocráticos, com 5% ou menos, de biotita, 2) Corpos básicos, gabrodioríticos, isótopos, de cores verdes, escuras a acizentadas, de granulometria média a fina, inequigranular, localmente com megacristais centimétricos de piroxênios, anfibólios e plagioclásios, inclusos no Granito Agudos.
- Corpos ultrabásicos a básicos, predominando serpentinitos, talco xistos, tremolita talco xistos com porções menores de anfibolitos, metagabronoritos, metaolivina gabronoritos e metanoritos.

NAPPE RIO IGUAÇU

- Granitóides Deformados

- 1) Granito Sudeste, fácies 1 - Hornblenda quartzo-monzodiorito a quartzo-monzonito a titanita e magnetita, de cor cinza média a rósea, com índice de cor (IC) = 10, granulometria média, inequigranular, localmente com megacristais de K-feldspato róseo (FKR), 2) Granito Sudeste, fácies 2 - Biotita monzogranito a granodiorito, a titanita e magnetita, de cor cinza claro, rosado a avermelhado (IC = 5 ou menos), de granulometria grossa a média, com ou sem megacristais de FKR, 3) Granito Noroeste, fácies 3 - Biotita hornblenda quartzo-monzodiorito a monzogranito, a titanita e magnetita, de cor cinza médio a escuro (IC = 15), granulometria média a grossa, inequigranular, com megacristais de FKR e plagioclásio 4) Granito Noroeste, fácies 4 - Biotita monzogranito a titanita e magnetita, de coloração rosada (IC de 5 a 10), granulometria grossa a média, inequigranular, com megacristais de FKR. Localmente apresenta uma faixa de granulometria fina, intensamente cisalhada.

DOMÍNIO MERIDIONAL

- Complexo Granulítico de Santa Catarina Gnaisses granulíticos quartzo-feldspáticos, com ou sem hiperstênio, bandados ou listrados, com porções menores piroxenitos e, raramente, anfibolitos.

proteroz.
inferior
a
arqueano.

- falha de empurrão observada
- falha de empurrão inferida
- falha inferida
- contato litológico
- direção e mergulho da foliação principal

- AM05
- PP02

- pontos selecionados dos trabalhos de graduação da turma B7 a UFPr

- estrada asfaltada
- estrada de terra
- estrada de ferro
- rios
- limites urbanos

ESCALA APROXIMADA
1:100.000