

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE PORTO ALEGRE

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA
FOLHA JOINVILLE - SG. 22-Z-B

ESCALA 1:250.000

ESTADO DE SANTA CATARINA

Carlos Moacyr da Fontoura Iglesias
Henrique Zerfass
Marco Aurélio Schneiders da Silva
Carla Klein



Porto Alegre
2011

CPRM - SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE PORTO ALEGRE

Rua Banco da Província 105 – Santa Tereza

Rio Grande do Sul – RS – 90840-030

FAX: (11) 3233-7772

TEL: (51) 3476-7300

<http://www.cprm.gov.br>

151

Iglesias, Carlos Moacyr da Fontoura

Geologia e recursos minerais da Folha Joinville - SH. 22–Z–B,
Escala 1:250.000, Estado de Santa Catarina / Carlos Moacyr da
Fontoura; Henrique Zerfass; Marco Aurélio Schneiders da Silva ; Carla
Klein. -- Porto Alegre: CPRM, 2011.

106 p.: il. color.

Programa Geologia do Brasil

ISBN: 978-85-7499-301-0

1. Geologia Regional–Brasil–Santa Catarina. 2. Recursos
Minerais–Brasil– Santa Catarina. I. Zerfass, Henrique. II. Silva, Marco Aurélio
Schneiders da III. Klein, Carla. IV. Título.

CDD 558.164
CDU 55(816.4)

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

EDISON LOBÃO

Ministro de Estado

**SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E
TRANSFORMAÇÃO MINERAL**

CLÁUDIO SCLIAR

Secretário

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

MANOEL BARRETTO DA ROCHA NETO

Diretor-Presidente

MANOEL BARRETTO DA ROCHA NETO

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

JOSÉ RIBEIRO MENDES

Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

FERNANDO PEREIRA DE CARVALHO

Diretor de Relações Institucionais e

Desenvolvimento

EDUARDO SANTA HELENA

Diretor de Administração e Finanças

REGINALDO ALVES DOS SANTOS

Chefe do Departamento de Geologia – DEGEO

**SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE PORTO
ALEGRE**

JOSÉ ALCIDES FONSECA FERREIRA

Superintendente

EDUARDO CAMOZZATO (interino)

Gerente de Geologia e Recursos Minerais

JOSÉ LEONARDO SILVA ANDRIOTTI

Gerente de Relações Institucionais e

Desenvolvimento

Crédito de autoria

Carlos Moacyr da Fontoura Iglesias

Henrique Zerfass

Marco Aurélio Schneiders da Silva

Carla Klein

Créditos de Autoria da Nota Explicativa

1 - Introdução

Carlos Moacyr da Fontoura Iglesias

2 - Geologia Regional

Carlos Moacyr da Fontoura Iglesias

3 - Unidades Litoestratigráficas

Carlos Moacyr da Fontoura Iglesias

Carla Klein

Andreia Oliveira Monteiro da Silva Gross

4 - Geologia Estrutural e Evolução Tectônica

Carlos Moacyr da Fontoura Iglesias

5 - Recursos Minerais

Carlos Moacyr da Fontoura Iglesias

6 - Geoquímica Prospectiva

José Leonardo Silva Andriotti

Carlos Moacyr da Fontoura Iglesias

Mapa Geológico

Carlos Moacyr da Fontoura Iglesias

Henrique Zerfass

Marco Aurélio Schneiders da Silva

Carla Klein

SIG Geológico

Carlos Moacyr da Fontoura Iglesias

Ademir Evandro Flores

Álvaro Belotto Perini

Colaboradores

Andréa Sander

Andreia Oliveira Monteiro da Silva Gross

Carlos Augusto Provenzano

Eduardo Camozzato

João Angelo Toniolo

Norberto Lessa Dias

Ricardo Cunha Lopes

Wilson Wildner

Apoio Técnico

Ademir Evandro Flores (Cartografia Digital)

Ana Lúcia Borges Fortes Coelho (Bibliotecária)

Edegar dos Santos Dias (Técnico em Geociências)

Eraldo Guidugli Machado (Técnico em Geociências)

João Henrique Wustrow Castro (Laboratório)

Conteúdo	
RESUMO	10
ABSTRACT	12
1 INTRODUÇÃO.....	14
1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	14
1.2 ASPECTOS SOCIOECONÔMICOS	15
1.3 ASPECTOS FÍSIOGRÁFICOS.....	15
1.4 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS	16
2 GEOLOGIA REGIONAL	19
2.1 TRABALHOS ANTERIORES	19
2.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	31
3 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS.....	33
3.1 MICROPLACA LUIS ALVES - COMPLEXO GRANULÍTICO DE SANTA CATARINA.....	34
3.1.1 Unidade Máfica-Ultramáfica Barra Velha (A4PP2 μ bv)	35
3.1.2 Gnaisses Granulíticos Luis Alves (A4PP2la)	36
3.1.3 Paragneisses Luis Alves (A4PP2gla)	37
3.1.4 Charnockito Postema (A4PP2 γ po).....	39
Ortogneisses graníticos-granodioríticos e granitoides Paleoproterozoicos.....	39
3.1.5 Ortogneisses Pomerode (PP2po).....	39
3.1.6 Metagranito-granodiorito Rodeio (PP2 γ ro)	41
3.1.7 Suíte Rio da Luz (PP2 γ rl)	42
3.2 CINTURÃO DOM FELICIANO	43
3.2.1 Complexo Gnáissico-Migmatítico São Miguel (PP2sm).....	43
3.2.2 Augen Gnaiss Navegantes (PP2 γ na)	43
3.2.3 Complexo Camboriú (NP3 γ cgc)	44
Migmatitos Morro do Boi (NP3 γ cmb)	44
3.2.4 Granito Morro do Parapente (NP1 γ mp).....	44
3.2.5 Grupo Brusque (NPbr)	44
Formação Botuverá (NPbrb).....	44
Litofácies Metapelítica (NPbrbp)	45
Litofácies metapsamítica rítmica (NPbrbsr)	45
Litofácies Quartzítica (NPbrbq)	45
Litofácies Metarrítmica (NPbrbr).....	45
Litofácies Metapsamítica (NPbrbps).....	45
3.2.6 Suíte Valsungana (NP3 γ v).....	45
3.2.7 Suíte Nova Trento (NP3 γ nt).....	45

3.3	MICROPLACA CURITIBA	45
3.3.1	Complexo Máfico – Ultramáfico Piên (NP3 μ p)	45
3.3.2	Suíte Rio Piên (NP3 γ p)	46
	Granito Poço Frio (NP3 γ ppf).....	47
	Monzogranito Doce Grande (NP3 γ pdg)	47
	Granito Rio Piên (NP3 γ prp).....	47
	Litofácies Quartzo monzodioritos (NP3 γ prpm)	47
	Litofácies Granodioritos (NP3 γ prpg)	47
	Litofácies Leucogranodioritos (NP3 γ prpl)	47
3.4	CINTURÃO GRANÍTICO COSTEIRO – BLOCO PARANAGUÁ	47
3.4.1	Complexo São Francisco do Sul (PP2 γ sfs).....	47
3.4.2	Formação Rio das Cobras (NPrc)	48
3.4.3	Suíte Morro Inglês (NP3 γ mi)	48
3.4.4	Granito Rio do Poço (NP3 γ rp).....	49
3.4.5	Granito Estrela (NP3 γ es).....	49
3.5	MAGMATISMO ALCALINO-PERALCALINO ANOROGÊNICO	50
3.5.1	Suíte Serra do Mar (NP3 γ m).....	50
	Granito Rio Negro (NP3 γ mrn).....	50
	Litofácies Monzo-sienogranitos (NP3 γ mrns).....	50
	Litofácies Granitos Híbridos (NP3 γ mrnh)	51
	Rio Negro – Rochas gabróicas (NP3 δ mrng).....	51
	Granito Tarumã (NP3 γ mta)	51
	Granito Agudos do Sul (NP3 γ mas).....	51
	Granito Morro Redondo (NP3 γ mmr).....	51
	Granito Dona Francisca (NP3 γ mdf)	51
	Granito Piraí (NP3 γ mpi).....	52
	Granito Corupá (NP3 γ mco).....	52
	Granito Saltinho (NP3 γ mst)	52
	Granito Bruaca (NP3 γ mbr)	52
3.6	BACIAS NEOPROTEROZOICAS	52
3.6.1	Bacias de Campo Alegre, Corupá, Joinville, Campo Alegre Oeste e Alto Palmeira	52
	Formação Bateias (NP3b)	56
	Membros Papanduvinha e São Bento do Sul (NP3bcg).....	56
	Membro Rio do Bugre (NP3brb).....	56
	Formação Corupá (NP3cor)	56

Grupo Campo Alegre (NP3ca).....	57
Formação Rio Negrinho (NP3can)	57
Formação Avenca Grande (NP3cag)	57
Formação Serra de São Miguel (NP3cam)	57
Formação Fazenda Uirapurú (NP3cau).....	57
Formação Rio Turvo (NP3rt).....	57
Formação Arroio Água Fria (NP3af).....	57
3.6.2 Bacia do Itajaí	57
Grupo Itajaí (NP3ij).....	57
Formação Gaspar (NP3ijga)	57
Formação Garcia (NP3ijg).....	57
Litofácies siltito e arenito fino a médio, rítmico (NP3ijgr).....	57
Litofácies conglomerado (NP3ijgc)	57
Litofácies arenito com conglomerados intercalados (NP3ijga)	58
Litofácies siltitos e argilitos (NP3ijgs)	58
Formação Apiúna (NP3ija).....	58
3.7 BACIA DO PARANÁ.....	58
3.7.1 Grupo Paraná (Dpr)	60
Formação Furnas (D1f)	60
3.7.2 Grupo Itararé (C2P1i)	62
Formação Campo Mourão (C2cm)	62
Formação Taciba (P1t).....	66
3.7.3 Formação Serra Geral (K1βsg).....	68
Diques e Sills de Diabásios (K1δdb)	68
3.8 INTRUSIVAS ALCALINAS (Kλ)	70
3.9 DEPÓSITOS SEDIMENTARES CENOZOICOS INCONSOLIDADOS	70
3.9.1 Depósitos colúvio-eluvionares (Q1c).....	70
3.9.2 Depósitos praias antigos (Q1pr)	70
3.9.3 Depósitos praias atuais (Q2pr)	70
3.9.4 Depósitos de pântanos e mangues (Q2pm)	70
3.9.5 Depósitos de planície de maré arenosos (Q2ma)	70
3.9.6 Depósitos aluvionares (Q2a)	70
4 GEOLOGIA ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO TECTÔNICA	71
4.1 INTRODUÇÃO.....	71
4.1.1 ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS ESTRUTURAIS E AEROGEOFÍSICOS.....	72
MICROPLACA LUIS ALVES	72

	Análise Estrutural	73
	Levantamentos Aerogeofísicos	75
	MICROPLACA CURITIBA	77
	Complexo Máfico-Ultramáfico Piên	77
	Suíte Rio Piên	77
	BLOCO PARANAGUÁ.....	77
	CINTURÃO DOM FELICIANO	77
	Augen Gnaiss Navegantes	77
	Grupo Brusque.....	78
	BACIAS NEOPROTEROZOICAS	78
	Bacia de Campo Alegre	78
	Gráben Corupá	78
	Bacia do Itajaí	78
5	RECURSOS MINERAIS.....	79
5.1	FERRO E MANGANÊS	79
5.2	CAULIM E PEGMATITOS (FELDSPATOS).....	79
5.3	OURO	80
5.3.1	Bloco Baiano	80
5.3.2	Bloco Cabeceiras do Carlinhos	80
5.3.3	Blocos Atoleiro e Boa Vista.....	80
5.3.4	Bloco Ceval	80
5.3.5	Blocos Schramm e Subida	80
5.3.6	Bloco Limão	81
5.4	CORÍNDON.....	82
5.5	CALCÁRIOS E MÁRMORES	82
5.6	ARDÓSIAS.....	82
5.7	FLUORITA.....	82
5.8	AREIA	82
5.9	PEDREIRAS PARA BRITA E SAIBREIRAS	83
5.10	ROCHA ORNAMENTAL.....	83
5.11	ÁGUA MINERAL	83
6	PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA	84
6.1	PLANEJAMENTO	84
6.2	AMOSTRAGEM.....	84
6.2.1	Sedimentos de Corrente.....	84
6.2.2	Concentrados de Bateia	84

6.3	PREPARAÇÃO E ANÁLISES.....	84
6.3.1	Sedimentos de Corrente.....	84
6.3.2	Concentrados de Bateia	85
6.4	TRATAMENTO DOS DADOS ANALÍTICOS	85
6.4.1	Sedimentos de Corrente.....	85
6.5	ESTUDO DAS CORRELAÇÕES LINEARES	88
6.6	ESTATÍSTICA DESCRITIVA UNIVARIADA	88
6.6.1	Ouro e Prata	88
6.6.2	Bismuto, Arsênio, Antimônio e Mercúrio.....	90
6.6.3	Molibdênio	91
6.6.4	Cobre, Chumbo e Zinco	92
6.6.5	Ferro e Manganês.....	93
6.6.6	Cromo, Cobalto e Níquel	94
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	96
8	REFERÊNCIAS	100

RESUMO

O mapeamento geológico da folha SG.22-Z-B – Joinville, na escala 1:250.000 faz parte do Programa Geologia do Brasil – Levantamentos Geológicos Básicos, que vem sendo executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM. A Folha Joinville situa-se no extremo nordeste do estado de Santa Catarina, divisa com o sudeste do estado do Paraná, sendo limitada pelos paralelos 26°00' e 27°00' de latitude sul e pelos meridianos de 48°00' e 49°30' de longitude oeste. Sua área total é de aproximadamente 16.000 km², sendo cerca de 10.000 km² continentais e a restante, a leste, ocupada pelo Oceano Atlântico.

A Folha Joinville está dividida em quatro domínios geotectônicos, caracterizados como: a) Microplaca Luis Alves, de idade Arqueana - Paleoproterozoica; b) Microplaca Curitiba, Paleoproterozoica retrabalhada no Neoproterozoico; c) Cinturão Dom Feliciano; e d) Cinturão Granítico Costeiro - Bloco Paranaguá, do Neoproterozoico. Na porção oeste ocorrem as rochas sedimentares paleozoicas da Bacia do Paraná e a leste ocorrem os sedimentos holocênicos da Planície Costeira.

A Microplaca Luis Alves, de idade Arqueana-Paleoproterozoica (2,76 – 2,17 Ga) perfaz cerca de 60% da área da folha, ocupando sua porção central e está constituída principalmente por gnaisses granulíticos e granitoides deformados do Complexo Granulítico de Santa Catarina. O detalhamento geológico mostrou uma variada gama de gnaisses enderbíticos (Gnaisses Granulíticos Luis Alves), charnockitos (Charnockito Postema), quartzitos, formações ferríferas bandadas, gnaisses calcicossilicatados (Paragnaisses Luis Alves) metapiroxenitos – metaultramafitos (Unidade Máfica-Ultramáfica Barra Velha), gnaisses quartzo-feldspáticos, dioríticos a granodioríticos (Ortognaisses Pomerode) e granitoides deformados Metagranito-granodiorito Rodeio e Suíte Rio da Luz.

A Microplaca Curitiba, de idade Paleoproterozoica rejuvenescida no Neoproterozoico (620 – 610 Ma) situa-se no canto noroeste da folha, já no estado do Paraná, correspondendo a um bloco tectônico justaposto com a Microplaca Luis Alves num movimento de NW para SE. Está constituído pela Suíte

Rio Piên (Machiavelli *et al.*, 1993; Harara, 1996; 2001), formada pelos granitos Rio Piên, Poço Frio e Doce Grande e pelo Complexo Máfico-Ultramáfico Piên, que se caracteriza como uma porção ofiolítica obductada sobre os gnaisses granulíticos do Complexo Granulítico de Santa Catarina, ao longo da Zona de Sutura Piên – Tijucas.

O Cinturão Dom Feliciano, de idade Paleoproterozoica a Neoproterozoica, está representado por gnaisses e migmatitos do Complexo Gnáissico-Migmatítico São Miguel e Augem Gnaisse Navegantes, pelo Migmatito Morro do Boi do Complexo Camboriú, pela sequência metavulcanossedimentar do Grupo Brusque, intrudida pelas suítes Valsungana e Nova Trento. As rochas sedimentares do Grupo Itajaí preenchem a bacia de mesmo nome.

O Bloco Paranaguá, conforme proposto por Basei *et al.* (1992), pertence ao Cinturão Granitoide Costeiro, com idade Neoproterozoica associado ao evento Brasileiro, e situa-se na borda E-NE da Microplaca Luis Alves, em contato por uma zona de cisalhamento NNW de movimentação sinistral (Zona de Falha Rio Palmital). É constituído por granitos gnáissicos e suítes graníticas de dimensões batolíticas, porfíricas, intrusivas na sequência metassedimentar da Formação Rio das Cobras.

No final da Orogênese Brasileira formaram-se as bacias vulcanossedimentares de Campo Alegre, Joinville, Campo Alegre Oeste, Corupá e Alto Palmeira, todas situadas na Microplaca Luis Alves, resultantes do rearranjo crustal decorrente do espessamento litosférico motivado pelo choque entre a Microplaca Curitiba e a Microplaca Luis Alves. Associado a esse evento de relaxamento crustal vários corpos graníticos anorogênicos foram intrudidos, variando entre afinidades alcalinas a peralcalinas (granitos e sienitos a hornblenda, biotita e riebeckita; aegirina-augita; arfvedsonita) relacionados à Suíte Serra do Mar.

A cobertura sedimentar da Bacia do Paraná ocupa o oeste da folha, sendo representada, no extremo NW, por uma pequena área de ocorrência da Formação Furnas, do Grupo Paraná, e o restante, até o limite SW,

pelas rochas sedimentares glaciais a periglaciais das formações Campo Mourão e Taciba, do Grupo Itararé.

O magmatismo Mesozoico é representado por diques e sills de diabásio associados à Formação Serra Geral. Foram também, identificadas rochas alcalinas subsaturadas ocorrendo na forma de diques e intrusão sub-vulcânica (com vulcânicas associadas) referidas ao magmatismo alcalino do Cretáceo registrado no entorno da Bacia do Paraná.

As coberturas holocênicas desenvolveram-se principalmente na Planície Costeira e nos vales dos rios Itajaí-Açu, Itajaí Mirim, Luis Alves, Itapocu e Cubatão (do norte).

A prospecção geoquímica regional constou da amostragem de sedimentos ativos de corrente e de concentrados de bateia. Foram encontradas dificuldades de amostragem na região litorânea e nos vales mais amplos, motivadas pela elevada ação antrópica, resultado do cultivo de lavouras de arroz e presença de áreas urbanizadas.

Os dados geofísicos provêm do levantamento do Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul (DNPM – CPRM, 1978), cujos dados de magnetometria campo total e gamaespectrometria (mapa ternário U-Th-K) foram reinterpretados e integrados ao mapa geológico.

ABSTRACT

The geological mapping of the SG.22-Z-B – Joinville Sheet, at 1:250,000 scale, is part of the Geology of Brazil Program - basic geological surveys, being done by the Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM. The Joinville Sheet is located in the far northeastern of Santa Catarina state, bordering the southeastern of Paraná state, being limited by parallels 26°00' and 27°00' south and the meridian of 48°00' and 49°30' west. Its total area is approximately 16,000 km², of which about 10,000 km² are continental and the remaining, in the east, is occupied by the Atlantic Ocean.

The Joinville sheet is divided into four geotectonic domains, characterized as follows: a) Luis Alves Microplate, of Archean to Paleoproterozoic age; b) Curitiba Microplate, of Paleoproterozoic age reworked in the Neoproterozoic; c) Dom Feliciano Belt and d) Granitic Coastal Belt - Paranaguá Block of the Neoproterozoic. In the western region occur the Paleozoic sedimentary rocks of the Paraná Basin and in the eastern region occur Holocene sediments of the Coastal Plain.

The Luis Alves Microplate, of Archean to Paleoproterozoic age (2.76 to 2.17 Ga) makes up about 60% of the sheet area, occupying the central portion and is composed primarily of granulitic gneisses and deformed granitoids of Santa Catarina Granulitic Complex. The detailed geological mapping showed a wide range of gneisses of enderbite composition (Luis Alves Granulitic Gneisses), charnockites (Postema charnockite), quartzites, banded iron formations, calc-silicate gneisses (Luis Alves Paragneisses), metamafigs, metapiroxenites and metaultramafics (Barra Velha Mafic-Ultramafic unit), quartz-feldspar gneiss, dioritic to granodioritic gneiss (Pomerode orthogneisses), deformed granitoids of Rodeio Metagranite-granodiorite, Rio da Luz Suite and Morro da Neve Granite.

The Curitiba Microplate, Paleoproterozoic in age and rejuvenated in the Neoproterozoic (620-610 Ma) is located in the northwest corner of the sheet, in the Paraná state, It corresponds to a tectonic block juxtaposed with the Luis Alves Microplate in a movement from NW to SE. It is compound by the Rio Piên Suite (Machiavelli et al. 1993; Harara, 1996, 2001), formed by

the Rio Piên granite, Poço Frio Granite and Doce Grande Granite and by the Piên Mafic-Ultramafic Complex, which features a portion of a obducted ophiolite over the granulitic gneisses of Santa Catarina Granulitic Complex, along the Piên - Tijucas Suture Zone.

The Dom Feliciano Belt, of Paleoproterozoic to Neoproterozoic age, is represented by gneisses and migmatites of the São Miguel Gneissic-Migmatitic Complex and of Navegantes Augen gneiss, the Morro do Boi Migmatite of Camboriu Complex, and the metavolcanosedimentary sequence of Brusque Group, the last intruded by the Valsungana and Nova Trento granitic suites. The sedimentary rocks of the Itajaí Group fills the basin with the same name.

The Paranaguá Block, as proposed by Basei et al (1992), belongs to the Coastal Granitoid Belt with Neoproterozoic age associated with the Brasiliano event. It is situated on the E-NE edge of Luis Alves Microplate, in contact by a NNW shear zone with sinistral movement (Rio Palmital Fault Zone). It consists of granite gneiss and porphyritic granitic suites of batholith sizes, intrusive in the metasedimentary sequence of the Rio das Cobras Formation.

At the end of the Brasiliano Orogeny the volcanosedimentary basins of Campo Alegre, Joinville, Campo Alegre Oeste, Corupá and Alto Palmeira were built, all allocated over the Luis Alves Microplate, This event results from the crustal rearrangement of the lithosphere thickening driven by the clash between the Curitiba Microplate and Luis Alves Microplate. Associated with this event of crustal relaxation many anorogenic granite bodies were intruded, ranging from alkaline to peralkaline affinities (granites and syenites with hornblende, biotite and riebeckite, aegirine-augite, arfvedsonite) related to the Serra do Mar Suite.

The sediments of the Paraná Basin occupies the west of the sheet, being represented in the far NW, by a small area of the Furnas Formation, from Paraná Group, and the remainder, up to SW, by the sedimentary rocks of glacial to periglacial character of the Taciba Formation, from the Itararé Group.

The Mesozoic magmatism is represented by diabase dikes and sills associated with the Serra Geral Formation. Were also identified subsaturated alkaline rocks occurring in the form of dykes and sub-volcanic intrusion (associated with volcanic ash) referred to the Cretaceous alkaline magmatism recorded in the vicinity of the Paraná Basin.

Holocene covers were developed mainly in the Coastal Plain and river valleys of the Itajai-Açu, Itajai Mirim, Luis Alves, Itapocu and Cubatão (northern).

The geochemical survey consisted of regional sampling of stream sediments and panning concentrates. Sampling difficulties have been encountered in the coastal region and the valleys broader, driven by high anthropogenic action, resulting from the cultivation of rice fields and the presence of urban areas.

Geophysical survey data from the Serra do Mar Sul Aerogeophysical Project (DNPM - CPRM, 1978), aero magnetometry total field and gamma espectrometry (U-Th-K ternary map and total count) were reinterpreted and integrated into the geological map.

1 INTRODUÇÃO

1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área deste mapeamento compreende a Folha SG.22-Z-B – Joinville, situada no nordeste de Santa Catarina e extremo sudeste do Paraná. Os limites da área correspondem aos paralelos 26°00' - 27°00' de latitude

sul e os meridianos de 48°00' - 49°30' de longitude oeste. Ocupa uma superfície total de aproximadamente 16.000 km², sendo cerca de 1/3 dessa área coberta pelo Oceano Atlântico e os 2/3 restantes (10.000 km²) correspondem à área continental (Figura 1.1).

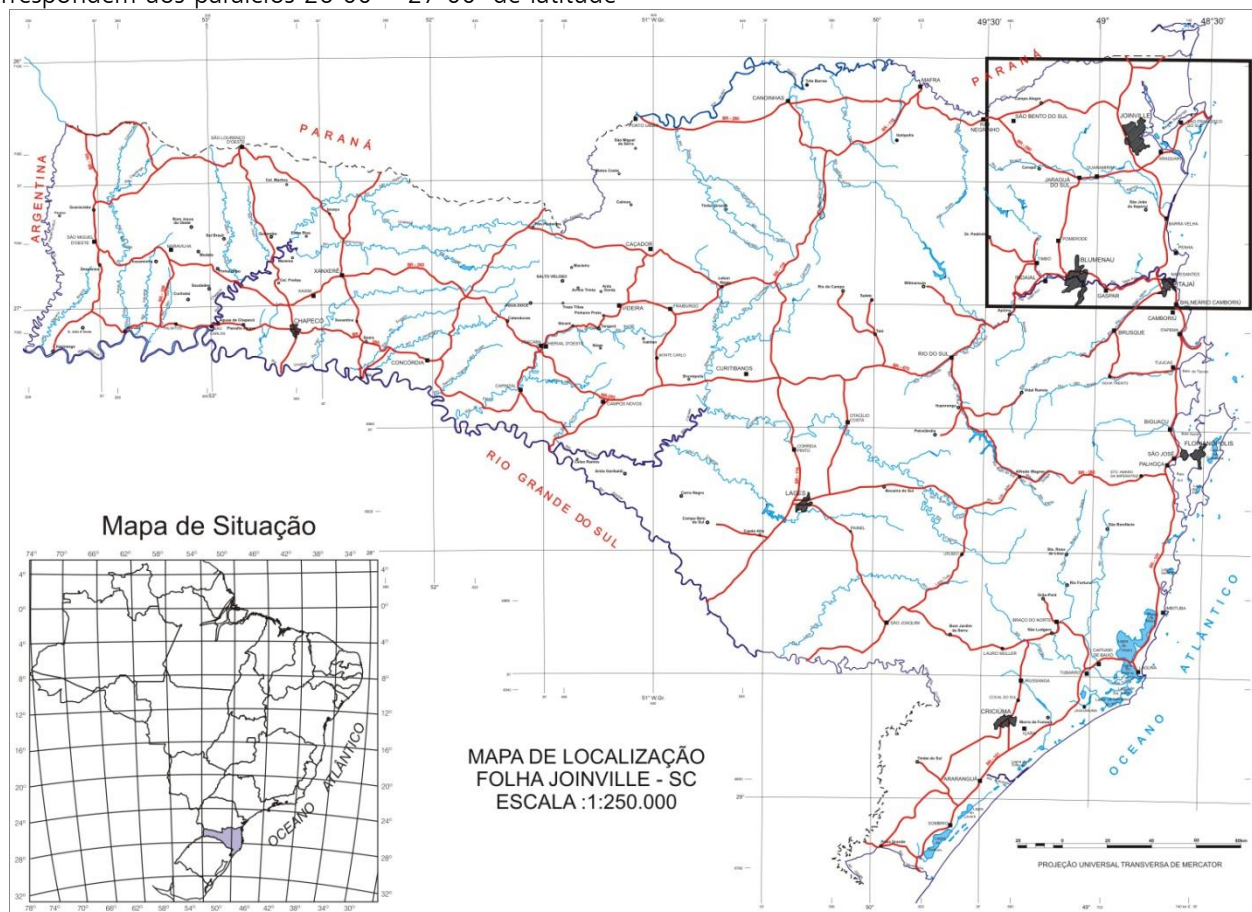


Figura 1.1 - Mapa de localização da Folha Joinville nos estados de Santa Catarina e Paraná

A Folha Joinville ocupa, total ou parcialmente, terrenos de trinta e sete municípios do Estado de Santa Catarina e cinco municípios do Estado do Paraná, sendo que Joinville, Blumenau, Jaraguá do Sul, Itajaí e São Bento do Sul estão entre os principais polos industriais e populacionais de Santa Catarina. A infra-estrutura é

representada pelas BR-101/BR-476, duplicadas, que atravessam a área no sentido sul-norte, próximo ao litoral, e as BR-470, BR-280 e SC-301 que cortam a área no sentido leste-oeste. Estradas estaduais asfaltadas e em macadame ligam todas as sedes municipais da região. Esta área também possui dois dos mais importantes

portos de Santa Catarina, o Porto de Itajaí e o Porto de São Francisco do Sul e os aeroportos de Navegantes, Joinville e Blumenau.

1.2 ASPECTOS SOCIOECONÔMICOS

A área de mapeamento situa-se predominantemente na Grande Região do Litoral Norte de Santa Catarina (SANTA CATARINA, GAPLAN, 1986), formada pelas microrregiões homogêneas Colonial de Joinville, Litoral de Itajaí e Colonial de Blumenau. Esta área é a que apresenta maior urbanização (80%) e se notabiliza pelo desenvolvimento industrial, concentrando os maiores e principais polos industriais do estado de Santa Catarina. Na agricultura, destaca-se principalmente pela produção de arroz, banana e leite e também pelas grandes áreas de reflorestamentos de pinus e eucaliptos, que se distribuem tanto no litoral norte, como no Planalto de São Bento do Sul.

1.3 ASPECTOS FISIográficos

Situada na porção nordeste do Estado de Santa Catarina, a região possui um clima sub-tropical úmido, fortemente marcado por duas épocas distintas do ano, verão e inverno.

No verão predominam massas de ar equatoriais e tropicais, principalmente a Massa Equatorial Continental

proveniente da região amazônica, que provoca altas temperaturas e umidade, com chuvas intensas de convecção acompanhadas de descargas elétricas. Esse fenômeno é ampliado pelo efeito orográfico da Serra do Mar, elevando o índice pluviométrico, principalmente nos meses de dezembro a fevereiro.

No inverno, entradas de massas polares (Frente Polar Atlântica) empurram as massas tropicais e equatoriais para o norte e centro do país e a região sofre queda de temperatura e pluviosidade. A fronteira entre essas massas de ar de temperaturas diferentes é denominada de frente polar e se caracteriza por chuvas com trovoadas, seguidas de ar frio e seco. De forma geral, o inverno na região é caracterizado pela entrada da Frente Polar Atlântica com grande intensidade, seguida da Massa Polar Atlântica, que traz tempo bom e seco. Também não é raro ocorrerem períodos de sol e calor em pleno inverno, quando a massa polar é bloqueada pela Massa Tropical Atlântica, que nessa época domina o centro do país (KNIE, 2003).

As bacias hidrográficas da região pertencem principalmente ao Sistema de Drenagem da Vertente do Atlântico, representada pelas bacias dos rios Itajaí-Açu, Itapocu e Cubatão (norte), pela Baía da Babitonga e rio São João e, a noroeste, na divisa dos estados de Santa Catarina e Paraná, também pela bacia do rio Negro, formador do rio Iguaçu, pertencente à Vertente do Interior (Figura 1.2).

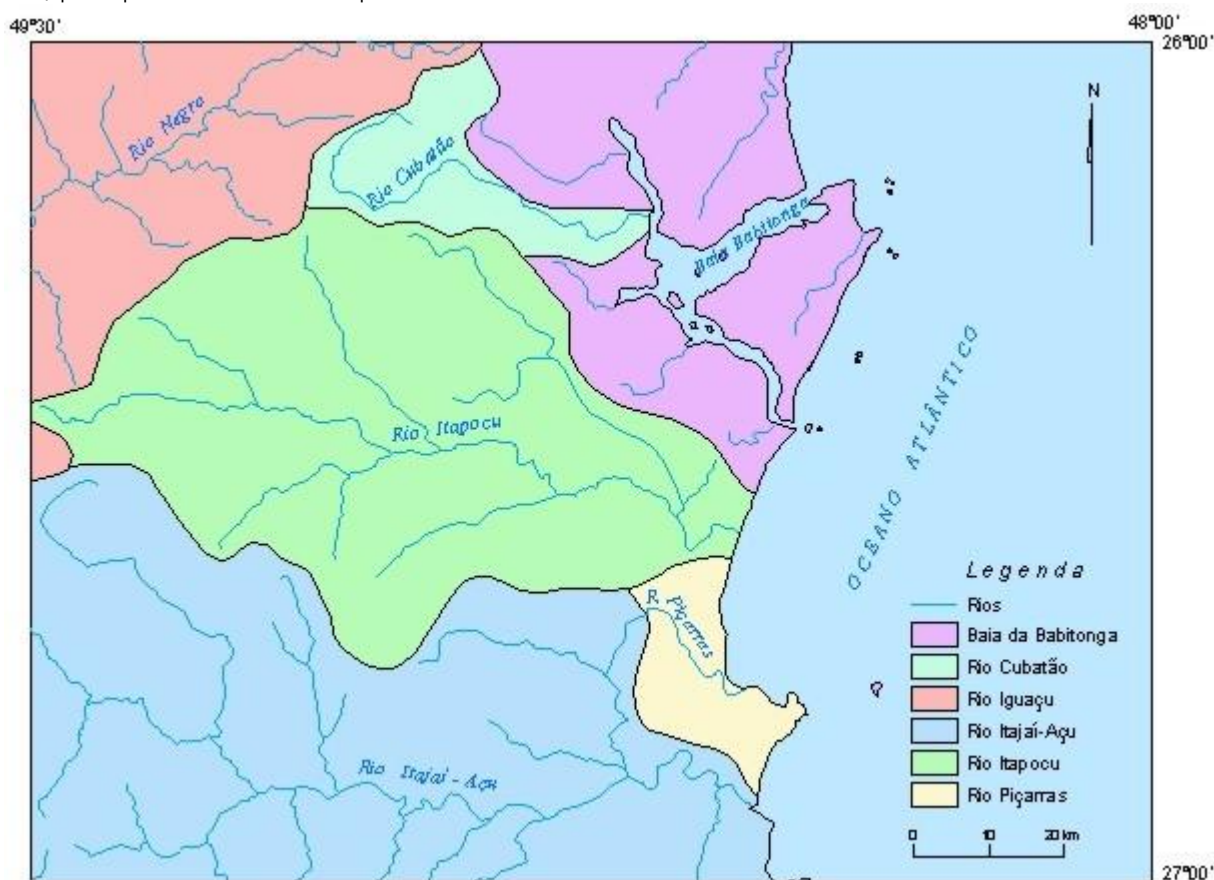


Figura 1.2 – Bacias hidrográficas da Folha Joinville (SANTA CATARINA, GAPLAN, 1986).

A vegetação enquadra-se no tipo fitoecológico da Floresta Ombrófila Densa, correspondente à Floresta Pluvial da Costa Atlântica, conforme sistematização adotada no Atlas de Santa Catarina (SANTA CATARINA, GAPLAN, 1986). Esta floresta abrange a parte oriental do estado, entre o planalto e o oceano. Sua área engloba as planícies litorâneas e, principalmente, as encostas íngremes da Serra do Mar e da Serra Geral, que formam vales profundos e estreitos. As condições ambientais dessa região favorecem o desenvolvimento de uma multiplicidade de vegetação com grande força

vegetativa. Esse tipo de floresta é estratificada podendo-se distinguir quatro estratos: árvores, arvoretas, arbustos e ervas. O estrato superior, que constitui a maior parte da floresta, é bastante denso, com árvores de vinte a trinta metros de altura que apresentam copas largas e folhagem verde escuro perenefoliada.

Os solos foram classificados segundo os conceitos e normas do Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (SANTA CATARINA, GAPLAN, 1986) e têm a seguinte distribuição regional na área (Figura 1.3).

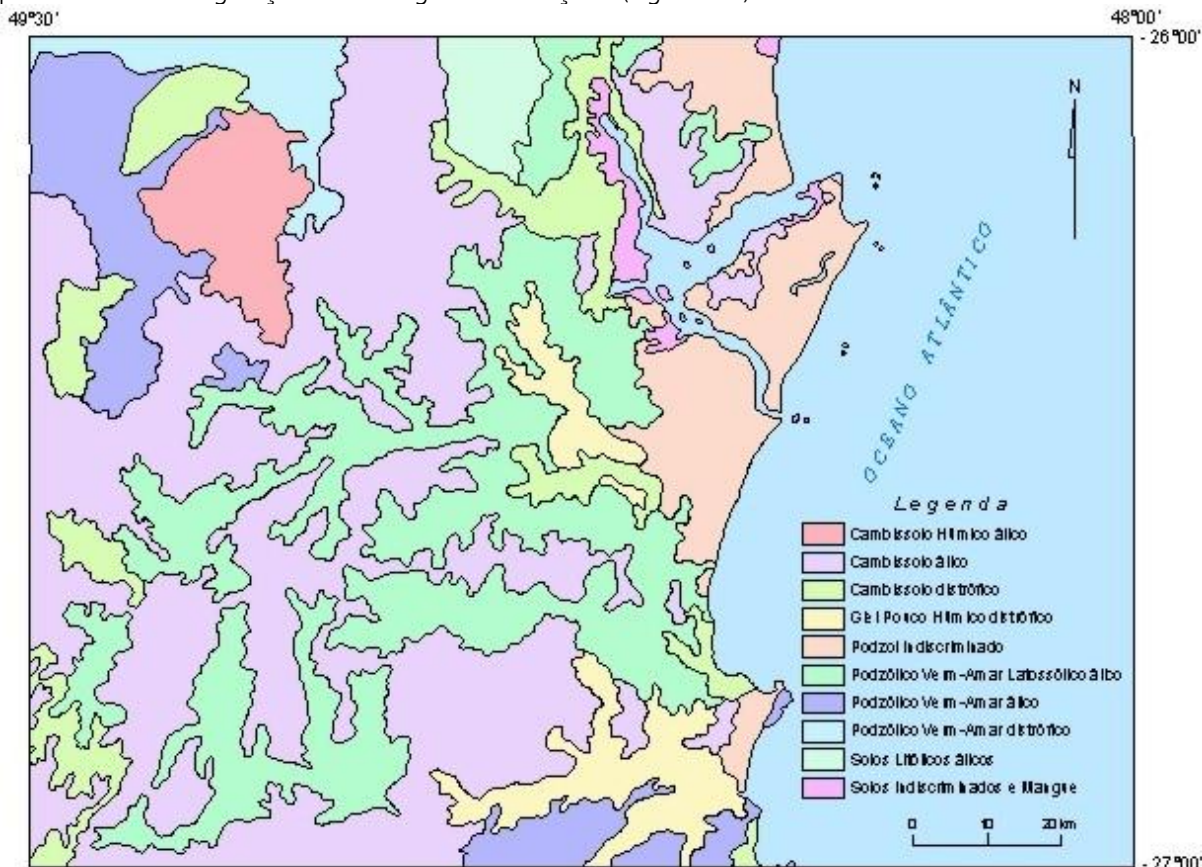


Figura 1.3 – Tipos de solos da Folha Joinville (SANTA CATARINA, GAPLAN, 1986)

Predominam as classes de cambissolos álicos, cambissolos distróficos e podzólicos vermelho-amarelo latossólico álico nos terrenos mais acidentados do embasamento, além de podzóico vermelho-amarelo álico e podzóico vermelho-amarelo distrófico nas porções noroeste e sudeste da área. Cambissolo húmico álico corresponde ao planalto da bacia vulcanossedimentar de Campo Alegre, também no noroeste da área. No litoral predomina o podzol indiscriminado com horizonte A turfoso e moderadamente arenoso a arenoso, com areias quartzosas marinhas, em um modelado plano e também solos indiscriminados de mangue.

1.4 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

De acordo com o Mapa Geomorfológico do Atlas de Santa Catarina (SANTA CATARINA, GAPLAN, 1986), na área, podem ser identificados quatro domínios morfoestruturais: 1) Domínio dos Embasamentos em Estilos Complexos; 2) Faixa de Dobramentos Remobilizados; 3) Bacias e Coberturas Sedimentares; e 4) Depósitos Sedimentares (Figura 1.4).

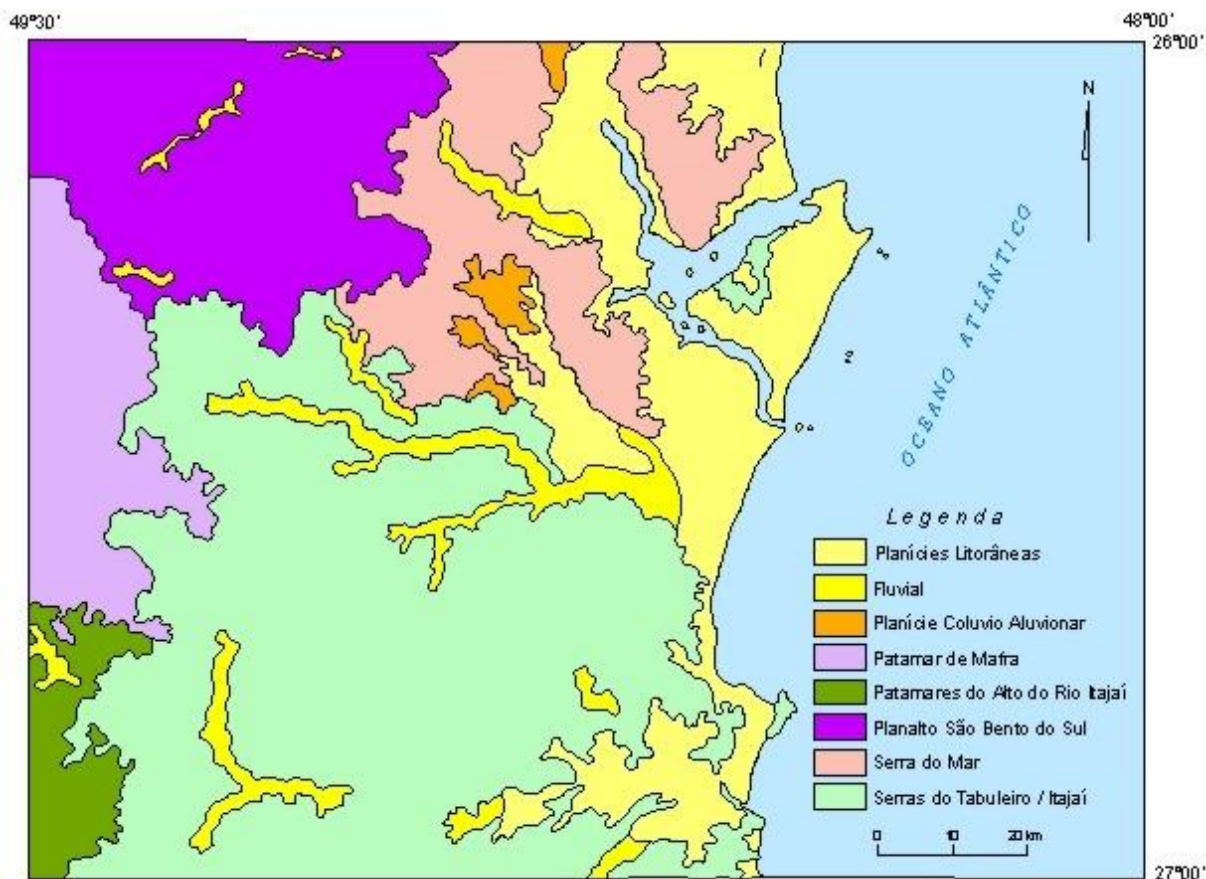


Figura 1.4 – Domínios Geomorfológicos da Folha Joinville (SANTA CATARINA, GAPLAN, 1986)

O Domínio dos Embasamentos em Estilos Complexos corresponde à extensa Região Geomorfológica das Serras do Leste Catarinense com sua unidade geomorfológica Serras do Tabuleiro – Itajaí, que se estende regionalmente no sentido norte-sul de Joinville até Laguna. A caracterização geomorfológica da unidade na área é marcada pela presença de serras com grande dissecação do relevo, que se acha, em parte, controlada estruturalmente, resultando em um modelado de dissecação diferencial com relevo caracterizado por vales profundos com encostas íngremes e sulcadas, separadas por cristas bem marcadas na paisagem. As serras de Jaraguá e Luis Alves são exemplos típicos desta unidade geomorfológica, assim como, ao longo dos vales dos rios Itajaí-Açu, Itajaí-Mirim e Itapocu, ocorrem morros isolados, na forma de meia laranja, em meio à planície aluvial, que também são característicos. A presença de encostas íngremes e vales profundos favorece a atuação de processos erosivos e a formação de depósitos de tálus.

O Domínio da Faixa de Dobramentos Remobilizados corresponde às unidades geomorfológicas das Escarpas e Reversos da Serra do Mar e do Planalto de São Bento do Sul. Este domínio caracteriza o norte da área, onde o Planalto de São Bento do Sul forma um altiplano no nível de 850-950 m de altura, com relevo ondulado a fortemente ondulado (declividade de 8 a 45%) formando colinas com formato côncavo-convexas e vertentes curtas, o qual é limitado a

sul e leste pelas encostas escarpadas da Serra do Mar, com altitude máxima da ordem de 1500 m e declividades acima de 75%, marcadas por cristas e vales encaixados, onde a amplitude altimétrica, devido à profundidade dos vales, é grande e por onde descem rios encachoeirados.

O Domínio das Bacias e Coberturas Sedimentares corresponde às unidades geomorfológicas do Planalto Centro-Oriental de Santa Catarina (Patamares do Alto Rio Itajaí) e Patamar Oriental da Bacia do Paraná (Patamar de Mafra), que estão associados às rochas da Bacia do Paraná e ocupam toda a faixa oeste da área mapeada. O relevo deste domínio varia de uma superfície quase plana, de baixa energia, colinosa, que resultou de um modelado de dissecação homogênea, no Patamar de Mafra, a uma intensa dissecação com patamares e vales estruturais em consequência da adaptação da rede de drenagem à estrutura monoclinial da Bacia do Paraná, nos Patamares do Alto Rio Itajaí. A ocorrência de extensos patamares e relevos residuais de topo plano, limitados por escarpas (mesas), deve-se à presença de litologias de diferentes resistências à erosão, como alternância de arenitos mais resistentes e folhelhos que são mais facilmente erodidos.

O Domínio dos Depósitos Sedimentares corresponde às unidades geomorfológicas da Planície Costeira. A subunidade das Planícies Litorâneas Marinhas e Flúvio-marinhas, é formada por áreas planas resultante da acumulação marinha em praias, canais de maré, cordões litorâneos, dunas, plataformas de abrasão e terraços arenosos que, com a evolução e recuo do mar

passaram a ter a ação de processos flúvio-marinhos decorrentes do retrabalhamento fluvial através da formação de canais e rios, mangues, deltas, diques marginais e terraços arenosos. Esta unidade ocorre desde a região do baixo rio Itajaí-Açu e Itajaí-Mirim até sua foz no sul-sudeste da área, se desenvolvendo em uma faixa estreita de sedimentos marinhos junto à costa atlântica até a foz do rio Itapocu, a partir de onde se alarga para oeste formando uma faixa plana predominante com

morros isolados até a Baía de Guaratuba no Paraná. Esta região abarca o baixo curso dos rios Itapocu, Pirai e Cubatão, o rio Palmital, a Baía da Babitonga, a Ilha de São Francisco do Sul e os rios Saí-Mirim, Saí-Guaçu e São João. A subunidade das Planícies Colúvio-Aluvionares é restrita às calhas dos rios nos vales acima do nível da planície litorânea, sendo importantes os rios Itapocu, Pirai, Cubatão e Itajaí-Açu.

2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 TRABALHOS ANTERIORES

Dutra (1926) realizou seções topográficas e geológicas entre Maфра-Blumenau e Florianópolis-Lages, descrevendo rochas e ocorrências minerais. Nesse trabalho foram reconhecidos e descritos folhelhos argilosos e argilo-arenosos, arenitos e quartzitos que ocorrem ao longo do rio Itajaí-Açu desde o Morro da Subida até Blumenau. Este pacote de rochas sedimentares foi denominado de “Série Itajaí”.

Carvalho e Pinto (1938) publicaram o primeiro mapa regional abrangendo o leste catarinense onde empregaram a denominação de “Complexo Brasileiro” para o conjunto de rochas granítico-migmatíticas dessa faixa, propuseram a designação de “Série Brusque” para os filitos, filitos grafitosos, micaxistos, quartzitos e calcários, que correlacionaram com a “Série Açunguí” de São Paulo e “Série Porongos” do Rio Grande do Sul. Finalmente fizeram a primeira correlação das coberturas da “Série Itajaí” com as existentes na “Série Camaquã”, no Rio Grande do Sul.

Maack (1947) estabeleceu três divisões para o relevo de Santa Catarina: Litoral, Paisagem da Escarpa Marginal e Plano de Declive do Planalto Interior. Compartimentou as unidades geológicas em “arqueano”, representado por gnaisses, gnaisses graníticos, leptinitos e migmatitos; “Série Brusque”, de idade eo-algonquiana, com xistos inferiores e superiores e granitos caledonianos; “Série Itajaí”, eo-paleozoica, subdividida em Formação Ibirama, inferior e Formação Gaspar, superior, distinguindo, no topo, o conglomerado Blumenau, além de intrusões graníticas caledonianas representadas por granitos, quartzo-pórfiros e riolitos.

Almeida (1948) distinguiu seis grandes unidades geomorfológicas na região oriental de Santa Catarina. Em 1949, Almeida propôs a designação de Formação Campo Alegre para os vulcanitos e tufitos observados na região de Campo Alegre, correlacionando-os às rochas vulcânicas das proximidades de Blumenau.

Takeda (1958) elaborou um esboço geológico do estado de Santa Catarina na escala 1:2.000.000, estabelecendo quatro regiões distintas no território

catarinense: Embasamento Cristalino; Faixa Sedimentar Gonduânica; Planalto de Lavas; e Zona de Sedimentação Recente. Takeda propôs a compartimentação geotectônica do pré-cambriano, subdividindo-o em três blocos crustais, onde os blocos setentrional e meridional, constituídos por rochas arqueanas graníticas, granito-gnáissicas e migmatitos do embasamento cristalino, seriam separados por um bloco central, constituído pelas séries Brusque e Itajaí, atribuídas respectivamente ao algonquiano e ao cambriano.

Loczy (1966), no estudo da evolução paleogeográfica e geotectônica da Bacia do Paraná e do seu embasamento, observou que em seu setor oriental, as rochas neopaleozoicas e mesozoicas apresentavam a direção principal NNW-SSE, fazendo um ângulo de 55° com a direção geral NE-SW das rochas pré-cambrianas. Propôs denominar essas orientações de “Direção Geral Gonduânica da Bacia do Paraná” e “Direção Geral do Embasamento Cristalino”, respectivamente.

Bartorelli *et al.* (1968) referenciam a presença de rochas ultramáficas na região de Barra Velha – Itajubá definindo-as como piroxenitos e anfibolitos. Destacam a existência de um corpo alongado, que acompanha a estrutura gnáissica da rocha encaixante regional, cuja direção aproximada é N20°W com mergulho alto. Realizaram datações radiométricas pelo método K-Ar em gnaisses e ultramafitos, cujas idades situaram-se em torno de 2,3 Ga.

Schulz Jr. e Albuquerque (1969) mapearam a Quadrícula Rio do Sul, na escala 1:250.000, e propuseram o nome “Grupo Taboleiro” para os gnaisses e migmatitos do Complexo Brasileiro e redefiniram a “Série Brusque” de Carvalho e Pinto (1938), classificando-a formalmente como Grupo Brusque. Reconheceram dois granitoides alojados no âmbito do Grupo Brusque, designados de Granodiorito Valsungana e Granito Guabiruba. Redefiniram a “Série Itajaí” como Grupo Itajaí, subdividindo-o em duas formações: Formação Garcia (inferior), representada por sedimentos finos; e Formação Baú (superior), composta predominantemente por sedimentos conglomeráticos, possivelmente depositado em discordância angular sobre a Formação

Garcia. Caracterizaram ainda a Formação Campo Alegre, representada por riolitos e o Granito Subida, de composição alaskítica, ambos intrusivos na Formação Garcia.

Teixeira (1969) realizou 13 datações geocronológicas através do método K-Ar em rochas da região leste e sudeste de Santa Catarina, obtendo idades muito próximas para as rochas graníticas: Quartzo monzonito Morro da Fumaça (566,2 Ma), Granodiorito Valsungana (537,4 Ma), Granito Jaguaruna (513,9 Ma), Granodiorito Rio Tubarão (498,3 Ma), Granito Rio Chicão (495,2 Ma), Riolito Campo Alegre (387,3 Ma) e diabásios da Formação Serra Geral (131,3 a 88,4 Ma).

Schulz Jr. et al. (1970) no mapeamento da Quadrícula Florianópolis, na escala 1:250.000, caracterizaram as seguintes unidades: Grupo Tabuleiro, Grupo Pedras Grandes, Formação Campo Alegre, Subgrupo Itararé e Formação Serra Geral. As rochas mais antigas da área, representadas por granitos, gnaisses e migmatitos, foram reunidas no Grupo Tabuleiro, ao qual foram atribuídas idades do pré-cambriano inferior a médio. No Grupo Brusque (pré-cambriano superior) foram caracterizados os ectinitos epizonais da Formação Botuverá e os granitoides intrusivos (Granodiorito Valsungana e Granito Guabiruba). O Grupo Pedras Grandes, também do pré-cambriano superior, foi subdividido nos granitos Jaguaruna, Rio Chicão, Imaruê e Palmeira do Meio, enquanto o Grupo Itajaí estaria representado apenas pelos riolitos da Formação Campo Alegre, para os quais foi atribuída idade eo-paleozoica.

Ebert (1971), estudando as rochas efusivas em torno da cidade de Campo Alegre (SC), utilizou a concepção de Fuck *et al.* (1967) que correlacionaram essas rochas àquelas da Formação Guaratubinha, descritas a SSE da cidade de São José dos Pinhais (PR), admitindo terem ambas a mesma idade. Propôs elevar a Formação Guaratubinha à categoria de Grupo, que seria composto por três formações: Formação Rio Turvo (sequência sedimentar superior), Formação Campo Alegre (sequência vulcânica) e Formação Bateias (sequência sedimentar inferior). Ebert (1971) cita datações K-Ar com idades da ordem de 450 Ma para o Grupo Guaratubinha, correlacionando-o ao Grupo Castro (PR). O autor afirmou ser inaceitável a hipótese manifestada repetidas vezes por outros pesquisadores, de que o Grupo Guaratubinha seria cronocorrelato ao Grupo Itajaí. Entre as várias observações, ponderou que o Grupo Itajaí é fortemente ondulado e até dobrado, o que nunca se observou no Grupo Guaratubinha; e que nos arcóseos e conglomerados da Formação Bateias, muitos fragmentos do embasamento mostram deformações mecânicas pós-cristalinas (milonitos, blastomilonitos, epignaisseis), enquanto que nas rochas do Grupo Itajaí, só se encontram minerais normais do embasamento cristalino. Observou, ainda, que existem seixos de arcóseos atribuídos ao Grupo Itajaí no conglomerado basal da Formação Bateias. Concluiu que a fase da formação pós-cristalina é mais recente que o Grupo Itajaí e que talvez esteja relacionada com o

fechamento pós-Itajaí, ocorrido antes da deposição da Formação Bateias.

Albuquerque et al. (1971), no mapeamento das quadrículas de Blumenau e Joinville, fazem referências à presença de rochas granulíticas a norte do Grupo Itajaí, sem no entanto, precisar a localização das amostras. Os autores concluem que o embasamento cristalino é constituído essencialmente por rochas ígneas básicas e ultrabásicas, que “após sofrer um aporte metassomático” formaram os gnaisses, granitos e migmatitos, dando origem às diferentes litologias do Grupo Tabuleiro.

Minioli (1972) afirmou que as rochas máficas-ultramáficas da região de Barra Velha – Piçarras são de origem magmática intrusiva. As litologias por ele descritas compreendem hornblenda gnaisses, migmatitos bandados e rochas ultramáficas (piroxenitos e websteritos). Como não foi possível a identificação do tipo e localização dos contatos entre as litologias da área, o autor suspeita que os mesmos tenham caráter transicional. Realizou estudos geocronológicos pelo método K-Ar em 25 amostras, definindo faixas de idade em torno de 3.400 Ma, 2.800 Ma e decrescentes até 2.200 Ma. Para este autor a idade de 3.400 Ma seria a época de formação das rochas, que teriam sofrido metamorfismo granulítico por volta de 2.800 Ma, enquanto que os valores ao redor de 2.200 Ma seriam idades mínimas relacionadas ao evento Transamazônico.

Cordani (1974), baseado nas datações K-Ar obtidas por Minioli (1972), afirma que os resultados obtidos são pré-brasilianos, indicando que a temperatura da região de Barra Velha não excedeu 200°C durante o Ciclo Brasileiro. Ainda baseado nas afirmações de Minioli (1972), não entende como os minerais podem ter sofrido metamorfismo de fácies granulito a 2.800 Ma sem ter perdido argônio. Esse autor sugere que a idade de 3.400 Ma represente o metamorfismo primário e, nesse caso, a idade de formação das rochas ultramáficas seria ainda anterior. Como conclusão, Cordani diz que a região de Barra Velha parece ter sido uma área cratônica durante a Orogênese Brasileira, tendo as rochas ultramáficas se formado antes de 3.400 Ma e afetadas por fenômenos tectônicos durante o Ciclo Transamazônico.

Carneiro et al. (1974) propuseram o nome “Maciço Barra Velha–Morretes” para as regiões entre Santa Catarina e Paraná onde ocorrem rochas dos complexos Cristalino e Tabuleiro, constituindo uma unidade do tipo “maciço mediano”.

Trainini (1974) realizou reconhecimento radiogeológico de detalhe da área de Campo Alegre (SC) para checar anomalias radiométricas definidas pela CNEN. Nesse trabalho, identificou e descreveu o Granito Serra Alta, de afinidade alcalina, possivelmente associado às vulcânicas riolíticas da Bacia de Campo Alegre.

Mônaco et al. (1974), na elaboração das folhas Curitiba e Assunción do “Projeto Carta do Brasil ao Milionésimo”, sintetizaram a geologia dessa região com base nos dados disponíveis na bibliografia da década de 1960. Para o Escudo Catarinense definiram o Grupo Tabuleiro como a unidade mais antiga (pré-cambriano

indiviso), onde as rochas granitoides não são de todo isotrópicas, por vezes apresentando proto-orientação e mostrando variações laterais para gnaisses bandados sem distinção de seus limites. Tais aspectos sugerem que sejam a continuidade dos gnaisses e migmatitos, sobre os quais atuou mais energicamente o metamorfismo regional. Esses autores indicam que a presença de quartzitos com magnetita, que formam itabiritos na região de Joinville, pode ser de grande importância econômica. O Grupo Brusque foi considerado como pertencente ao pré-cambriano "A" (570-1.100 Ma), sendo subdividido na Formação Botuverá, de composição predominantemente pelítica epizonal, na qual teriam se alojado o Granodiorito Valsungana e o Granito Guabiruba, com marcante contato térmico. Os limites da Formação Botuverá com as unidades mais antigas do Grupo Tabuleiro e mais jovens do Grupo Itajaí são controlados normalmente por falhas NE-SW, algumas de grande envergadura como a falha Major Gercino.

Girardi (1974, 1976) e Girardi et al. (1974) estudando as rochas básicas-ultrabásicas da região de Piên (PR) concluíram que após o término do magmatismo básico-ultrabásico, por volta de 2.000 Ma (Rb/Sr) ocorreu um metamorfismo granulítico Transamazônico responsável pela formação dos granulitos e migmatitos associados. O evento orogênico do Ciclo Brasileiro refletiu-se na região de Piên como uma importante fase de migmatização regional, com idade de 650 Ma, quando uma importante anfibolitização atingiu as rochas gabróicas, culminando com a intrusão do Granito Agudos, com idade de 580 Ma.

Soares (1975) considerou a possibilidade do Complexo Máfico-Ultramáfico de Barra Velha ser semelhante a um complexo do tipo Alpino.

Hasui et al. (1975), examinando os dados sobre as faixas dobradas ao longo da região costeira entre a Bahia e o Uruguai, distinguiram uma diferenciação tectônica longitudinal e transversal. Longitudinalmente, identificaram o Segmento Setentrional, formado pela Faixa Dobrada Paraíba do Sul, remobilizada no Ciclo Brasileiro, e pela infraestrutura da Faixa Dobrada Ribeira, formada nesse ciclo. O Segmento Meridional, de natureza mais complexa, diferencia-se transversalmente, de NW para SE, no Sistema Dobrado Apiaí, Maciço Mediano Joinville, Sistema Dobrado Tijucas, Maciço Mediano Pelotas e Sistema Dobrado Uruguai Oriental. Os dois segmentos estariam conectados através da Zona de Transcorrência São Paulo, que teria provocado um deslocamento horizontal dextral da ordem de 300 km e teria influenciado também na diferenciação longitudinal, graças a uma componente vertical do rejeito.

Hartmann (1976) citou a presença de rochas metamórficas da fácies granulito em Luis Alves e arredores.

Teixeira (1979) salienta que as rochas das regiões de Barra Velha e Luis Alves situam-se sobre a isócrona de referência Rb/Sr de 2.600 Ma, enquanto as rochas da região de Piên apresentariam idades em torno da

isócrona de 2.300 Ma, com as idades K-Ar confirmando essa diferença.

Hartmann et al. (1979) propuseram a denominação formal de Complexo Granulítico de Santa Catarina para a associação metamórfica da fácies granulito do segmento setentrional de Santa Catarina, bem como o seu prolongamento para norte até o estado do Paraná. Os autores afirmam que as rochas desse complexo fazem parte do "Cinturão Granulítico Atlântico" (Fyfe e Leonardos Jr, 1974) e do "Maciço Mediano de Joinville". Em termos geotectônicos consideram esta região como representativa de um cinturão móvel arqueano. O limite meridional do cinturão seria representado pelo Lineamento de Blumenau, que coloca as rochas granulíticas em contato com sedimentos cambro-ordovicianos de cobertura, do Grupo Itajaí. No oeste o Complexo Granulítico de Santa Catarina é recoberto pelos depósitos paleozoicos da Bacia do Paraná e no norte do cinturão ocorrem intrusões de corpos graníticos pós-tectônicos e cobertura de sequências vulcanossedimentares eo-paleozoicas. Através de dados Rb/Sr e K-Ar de amostras de gnaisses quartzo-feldspáticos da região de Luis Alves, obtiveram idades de 2.700 Ma (Rb/Sr) e 2.000 Ma (K-Ar). A partir desses dados, os autores sugeriram que o metamorfismo da fácies granulito ocorreu a 2.700 Ma, no Neoarqueano, e a região foi também afetada por um evento termotectônico a cerca de 2.000 Ma, durante o Ciclo Transamazônico. Os tipos litológicos que predominam na região são gnaisses granulíticos quartzo-feldspáticos, porém também ocorrem ultramafitos, quartzitos, formações ferríferas e rochas calcissilicáticas. A região sofreu metamorfismo regional na fácies granulito, atestado pela presença de ortopiroxênio, seguido de um evento retrometamórfico regional da fácies anfibolito e também um evento retrometamórfico da fácies xisto verde, localizado em zonas de falhas.

Kaul (1979) dividiu a região nordeste de Santa Catarina em três unidades geotectônicas principais: a) uma área cratônica de conformação mais ou menos triangular, denominada formalmente de área cratônica de Luis Alves ou "Cráton de Luis Alves", delimitada a norte pelo Lineamento de Corupá e a sul pelo Lineamento de Blumenau; b) uma faixa de dobramentos situada a sul do Lineamento de Blumenau (Faixa de Dobramentos Tijucas); e c) embasamento retrabalhado e rejuvenescido a norte do Lineamento de Corupá. Esse lineamento não marca apenas uma mudança no comportamento das estruturas, mas também a passagem para uma região retrabalhada e rejuvenescida com intensa granitogênese brasileira.

Kaul (1980) prolongou o limite norte do cráton, levando o Lineamento de Corupá até a Falha de Itariri, aumentando assim a área cratônica pela linha de costa até a localidade de Peruíbe (SP). Considerou o Cráton Luis Alves como uma unidade geotectônica de consolidação pré-brasiliana, que atuou no Ciclo Brasileiro, como antepaís das faixas de dobramentos que se

estabeleceram nas suas bordas (Faixa de Dobramentos Apiaí e Faixa de Dobramentos Tijucas).

Daitx (1980), no mapeamento geológico da Bacia de Campo Alegre, dentro do Projeto Geoquímica na área Guaratubinha-Piên, denominou a sequência vulcanossedimentar lá exposta de Grupo Campo Alegre, subdividindo-o informalmente em três unidades: uma sedimentar inferior; uma vulcanossedimentar intermediária e uma sedimentar superior.

Moreira e Marimon (1980) executaram estudos petrográficos e geoquímicos na região granulítica de Santa Catarina e observaram que as rochas variam de isotropas a bandadas e a granulação varia de média a fina com porções grossas. Os tipos litológicos predominantes na área são noritos, ocorrendo ainda enderbitos e ultramafitos. Com relação à litogeoquímica, a principal afirmação é de que as rochas são de origem ígnea e representam um “trend” de diferenciação magmática. Admitem ainda que as rochas máficas-ultramáficas são cogenéticas com os granulitos básicos e intemediários.

Girardi e Ulbrich (1980) quantificaram o metamorfismo granulítico na região de Piên (PR). As temperaturas obtidas, utilizando os geotermômetros de Wood e Banno (1973), Banno (1974) e Wells (1977) situaram-se entre 720°C e 850°C, enquanto as pressões, utilizando-se os geobarômetros de Obata (1976) e Herzberg (1978), foram estimadas entre 5 e 7 kbar.

Silva e Dias (1981a, b, c) indicaram que na área do Complexo Granulítico de Santa Catarina, os limites dos corpos ultramáficos são concordantes com as direções estruturais dos gnaisses granulíticos onde se inserem e para os quais gradacionam em todas as escalas. Esses autores afirmam que, na região próxima a Blumenau, existe um número expressivo de corpos ultramáficos de pequenas dimensões. Tanto esses corpos como aqueles de Barra Velha – Itajubá apresentam composição mineralógica (clinopiroxênios, ortopiroxênios e hornblenda) semelhantes e textura variando de fina a pegmatoide. Também admitem que os ultramafitos derivam de porções basais de antigas sequências vulcanossedimentares, semelhantes a “greenstone belts”. Caracterizam o Grupo Brusque como uma sequência metavulcanossedimentar, incluindo termos vulcânicos bimodais, félsico-ultramáfico, e redefinindo-o como Complexo Metamórfico Brusque. As características petrotectônicas levaram os autores a considerar este complexo como uma sequência vulcanossedimentar similar a “greenstone belt” arqueano. Estabeleceram, também, um novo empilhamento estratigráfico para o Grupo Itajaí, aproximando do estabelecido na Bacia de Campo Alegre por Daitx (1980). A sequência grosseira desse grupo foi designada de Formação Gaspar, incluindo os conglomerados Baú e Blumenau (Maack, 1947) sendo considerada basal. A sequência superior, fina e de natureza vulcanossedimentar, foi designada de Formação Campo Alegre. Em termos evolutivos, consideraram que o Grupo Itajaí teve sua deposição

iniciada no Mesoproterozoico, sem vinculação com a suposta Orogenia Brasileira. O plutonismo alcalino associado foi classificado como do tipo “rondoniano”.

Hartmann (1981) realizou trabalho de petrografia e geoquímica na região de Luis Alves e admitiu uma origem preferencialmente sedimentar, tanto para os gnaisses quartzo-feldspáticos, como para as rochas ultramáficas, podendo ocorrer subordinadamente rochas ortoderivadas.

Kaul e Teixeira (1982) sintetizam a evolução geológica dos complexos Luis Alves, Serra Negra e Itatins (SC, PR, SP) baseados em dados petrológicos, geoquímicos e, principalmente, geocronológicos. Os três complexos consistem de rochas metamórficas da fácies granulito, dominando noritos, enderbitos, charnoenderbitos, ultramafitos, kinzigitos, quartzitos, biotita-hornblenda gnaisses, metaquartzodioritos, metadioritos, metagabros, serpentinitos e talcitos. Dados petrográficos e geoquímicos suportam uma origem ígnea para a maioria dessas rochas. As idades radiométricas por métodos Rb/Sr e K-Ar em diferentes materiais apresentaram resultados nos intervalos 3.100 ± 129 Ma, 2.600 ± 200 Ma e 2.000 ± 200 Ma e sugerem que os três complexos tenham sido formados predominantemente por processos de acreção-diferenciação crustal no Arqueano-Paleoproterozoico e, pelo menos o Complexo Luis Alves, atingiu uma estabilização crustal por volta de 1,8 Ga, no final do evento Transamazônico.

Silva et al. (1982) e **Silva (1983)** afirmam que a região cratônica é constituída por gnaisses de alto grau do Complexo Granulítico de Santa Catarina e suas características litológicas, petrológicas e geocronológicas permitem considerá-lo como uma antiga sequência vulcanossedimentar extensivamente retrabalhada em condições metamórficas da fácies granulito durante o Arqueano. Além da região cratônica arqueana, dividem o pré-cambriano catarinense em Cinturão Vulcano-Plutono-Sedimentar (Complexo Metamórfico Brusque), Faixa Rúptil Itajaí – Gaspar e Cobertura Dobrada Plataformal.

Silva (1984) classificou a região granulítica, enquanto unidade geotectônica, como uma estrutura arqueana do tipo “Mobile Belt”. Afirma que seu limite se dispõe entre a Bacia de Campo Alegre e o Complexo Ultramáfico de Piên, incluindo este último no âmbito do cinturão móvel de alto grau. Na porção meridional, o limite que anteriormente era tido como coincidente com a borda norte da Bacia de Itajaí, onde se iniciaria a Faixa de Dobramentos Tijucas (Hasui et al., 1975), na verdade ultrapassaria esse limite, aflorando no interior da faixa de dobramentos, no outro lado da bacia e separando a mesma do Cinturão Vulcanossedimentar Rio Itajaí-Mirim. Propôs o nome “Cinturão Móvel de Joinville” para toda a extensão dos terrenos de alto grau metamórfico do escudo catarinense. Cita, ainda, a existência do “Complexo Metamórfico Migmático de Santa Catarina”, o qual seria formado por rochas de médio grau metamórfico, intensamente remobilizado e afetado por extensiva granitogênese proterozoica e por processos

policíclicos de deformação. Denominou estes núcleos de “protocrátos”.

Kaul (1984) cita que os granitos da Suíte Intrusiva Serra do Mar (Kaul *et al.*, 1982) são tipicamente anorogênicos por suas formas originais, dimensões e características petrográficas, químicas e geocronológicas. Esses granitos indicam ou refletem que, no final do Proterozoico Superior, início do Paleozoico, houve distensão continental associada a rifteamentos, movimentos verticais e fenômenos tais como afinamento litosférico e ascensão do manto.

Basei (1985) apresentou uma síntese geológica, propondo um modelo de evolução geotectônica para os terrenos pré-cambrianos e eo-paleozoicos de parte do Estado de Santa Catarina. Do ponto de vista geotectônico identificou duas entidades maiores: o Cráton Rio de La Plata na porção WNW e o Cinturão Dom Feliciano na região oriental. A primeira unidade engloba também os terrenos antigos de alto grau metamórfico do Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann *et al.*, 1979) que serviram de antepaís para as deformações do cinturão, e este indica uma clara vergência rumo ao cráton que se manteve estável desde o final do Paleoproterozoico (1,8 Ga, idade K-Ar) sem sofrer aquecimento no evento Brasileiro. A segunda unidade inclui os terrenos formados ou intensamente retrabalhados no Ciclo Brasileiro. No Cinturão Dom Feliciano foi reconhecida, de sudeste para noroeste, uma compartimentação tectônica definida pelos domínios interno, intermediário e externo, respectivamente em fácies mesozonal, epizonal e anquizonal de metamorfismo, compatíveis com a vergência tectônica noroeste do cinturão. No domínio interno foram caracterizados migmatitos cortados pelas suítes intrusivas São Pedro de Alcântara e Pedras Grandes. O domínio intermediário foi caracterizado por metassedimentos do Grupo Brusque, deformados polifasicamente e cortados pelos granitoides Valsungana e Guabiruba. O domínio externo foi interpretado como uma antefossa molássica preenchida por espesso pacote sedimentar (Grupo Itajai), associado a rochas magmáticas ácidas da Suíte Plutono-Vulcânica Subida. Foram identificadas quatro fases de deformação e datados dois eventos tectono-magmáticos. Nesse domínio, foram consideradas mais antigas as suítes dos Granitoides Foliados e Valsungana, síncronos ao desenvolvimento da segunda fase de deformação. Tardiamente em relação à segunda fase de deformação se colocaram os granitoides das suítes Guabiruba e São Pedro de Alcântara. Em condições tardi-tectônicas a pós-tectônicas, ocorreu o plutono-vulcanismo correspondente às suítes Pedras Grandes e Subida. Devido às interpretações de dados litogeoquímicos e isotópicos, a granitogênese foi classificada como predominantemente crustal, definindo para as suítes dos Granitoides Foliados, Valsungana e Guabiruba uma afinidade ao tipo “S”. As suítes São Pedro de Alcântara e Pedras Grandes seriam do tipo “I” (caledoniano) e a Suíte Subida do tipo “A”. A evolução geotectônica do Cinturão

Dom Feliciano em Santa Catarina foi interpretada com base em um modelo de subducção do tipo “A”, ocorrida durante o Ciclo Brasileiro, questionando os modelos anteriores, que relacionaram o Domínio Interno do cinturão à raiz de um arco magmático de idade brasileira.

Lopes e Lima (1985) caracterizaram, na região da Serra da Prata, sudeste do Paraná, o Complexo Metamórfico Serra da Prata, constituído pela Suíte Metamórfica Morro Alto, com granitoides foliados, augen gnaisses (fácies Fazenda Estrela) e migmatitos (Granito Sambaqui), e a Formação Rio das Cobras, formada por rochas metassedimentares de baixo grau, biotita-quartzo xistos, muscovita-quartzo xistos, biotititos, clorita xistos, clorita-quartzo xistos, quartzitos, calco-xistos e xistos granatíferos com meta-ultrabásicas subordinadas ocorrendo na base, estando associada a uma possível sequência vulcanossedimentar. Caracterizaram também o Granito Morro Inglês, leucogranito porfirítico que ocorre desde Guaraqueçaba (PR) até São Francisco do Sul (SC) em uma estreita faixa norte-sul, a leste da faixa de ocorrência da Formação Rio das Cobras.

Martin e Suguio (1986), estudando os depósitos quaternários do Paraná e Santa Catarina, fizeram observações sobre as mudanças relativas do nível do mar durante os últimos 7.000 anos. Em relação à Planície Costeira Catarinense, estabeleceram as épocas de elevação e recuo do nível do mar em relação ao nível atual. As curvas de flutuação obtidas para esse período indicaram idades de 5.100 anos e 3.600 anos para os valores máximos atingidos acima do nível atual, respectivamente com 3,5m e 2,5±0,5m. Um terceiro valor máximo, da ordem de 2,0±0,5m teria ocorrido há 2.500 anos, decrescendo gradativamente até atingir o nível atual.

Gomes Jr (1986) dividiu os depósitos cenozoicos de Santa Catarina em três categorias: continentais, transicionais (lagunares e de barreiras) e marinhos. O modelo evolutivo apresentado para a Planície Costeira Catarinense foi o mesmo proposto por Martin e Suguio (1986).

Bortoluzzi (1987) estudando o relevo de Santa Catarina delineou alguns aspectos da compartimentação regional com base nos estudos até então realizados e reconheceu quatro grandes domínios morfológicos: o litoral, o embasamento cristalino, a cobertura sedimentar de plataforma e o capeamento ou planalto basáltico-arenítico.

Lopes (1987a, b) descreve o zoneamento metamórfico da Formação Rio das Cobras e sua relação com os granitos Morro Inglês, Rio do Poço, Rio Canavieiras, Estrela e Cubatãozinho, no sudeste do estado do Paraná.

Mantovani *et al.* (1987) afirmam que os valores de ϵNd positivos (0,9 a 3,0) e baixas razões iniciais de $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,701 a 0,705) caracterizam uma importante acreção para os terrenos granulíticos de Santa Catarina ao redor de 2,6 Ga.

Basei *et al.* (1987a, b) constataram que o contato do Grupo Brusque com os terrenos antigos de Luis Alves (Complexo Granulítico de Santa Catarina) e com o Grupo Itajaí é igualmente tectônico, correspondendo a um falhamento de empurrão com importante vergência para noroeste.

Silva (1987a) na confecção do Mapa Geológico de Santa Catarina, na escala 1:500.000, caracterizou as seguintes unidades: Complexo Granulítico de Santa Catarina, Complexo Tabuleiro e Complexo Metamórfico Brusque, temporalmente situados entre o Arqueano e o Paleoproterozoico; Grupo Itajaí com idades entre o Mesoproterozoico e o Eo-paleozoico; Suíte Intrusiva Valsungana, no Neoproterozoico e as suítes intrusivas Guabiruba, Pedras Grandes e Subida, posicionadas entre o Neoproterozoico e o Eo-paleozoico. Propôs a denominação formal de “Complexo Tabuleiro” para as associações de gnaisses e migmatitos, em substituição ao “Grupo Tabuleiro” de Schulz Jr. e Albuquerque (1969), separando esta unidade dos granulitos do Complexo Granulítico de Santa Catarina. Na compartimentação geotectônica do escudo catarinense, caracterizou três unidades fundamentais: o Cráton de Itapema, o Cinturão Móvel de Joinville e o Cráton de Garuva/São Francisco do Sul. Sobre esse arcabouço, durante o Mesoproterozoico até o Neoproterozoico teria se estabelecido uma série de depósitos de cobertura associada ao magmatismo plutono-vulcânico de natureza alcalina. Durante esse período teriam se desenvolvido duas zonas de cisalhamento dúctil, responsáveis pela blastomilonitização dos terrenos granito-greenstone e do cinturão móvel granulítico, além do desenvolvimento dos depósitos de cobertura associados ao vulcanoplutonismo anorogênico da Suíte Subida.

Silva (1987b) na elaboração do Mapa Metalogenético da Folha Joinville, integrou os dados geológicos, geoquímicos, geofísicos e metalogenéticos disponíveis para a região centro-norte do Escudo Catarinense e propôs um modelo para a evolução do Pré-Cambriano na área. Caracterizou as seguintes unidades geotectônicas como componentes do arcabouço geológico do Escudo Catarinense: a) Cobertura superimposta final (cobertura marinha atual e subatual); b) Cobertura vulcanossedimentar não dobrada (Bacia do Paraná); c) Cobertura vulcanossedimentar dobrada (bacias de Itajaí, Campo Alegre e Corupá); d) Núcleo de crosta antiga remobilizada (terrenos de médio grau da fácies anfíbolito, migmatitos polifásicos e granitoides associados); e) Cinturão granulítico-charnockítico (Complexo Granulítico de Santa Catarina); f) Cinturão vulcanossedimentar similar a greenstone belt (Complexo Metamórfico Brusque); e g) Granitos anorogênicos (Suíte Granítica Subida).

Hartmann (1988) caracteriza a existência de cinco eventos metamórficos para o Complexo Granulítico de Santa Catarina, sendo os três primeiros da fácies granulito, o quarto episódio seria retrometamórfico na fácies anfíbolito e o quinto na fácies xisto verde, localizado em zonas cataclásticas. Ainda nesse trabalho,

obteve temperaturas em torno de 800°C para o segundo evento metamórfico. Para este autor, o Complexo Granulítico de Santa Catarina mostra características de um complexo de base de crosta, com granada, hornblenda e plagioclásio como minerais importantes na sua geração.

Mantovani *et al.* (1989) baseados em dados gravimétricos associados aos conhecimentos geológicos da área, interpretaram que os terrenos pré-cambrianos de Santa Catarina e sul do Paraná podem ser divididos em quatro grandes domínios tectono-estratigráficos: Cinturão Dom Feliciano, Cráton Luis Alves, Maciço de Curitiba e Cinturão Ribeira.

Siga Jr. *et al.* (1990) com base em um perfil K-Ar entre Colombo (PR) e Siriú (SC) admitem a mesma compartimentação geotectônica apresentada por Basei (1985) e Mantovani *et al.* (1989). O Maciço Mediano de Joinville foi dividido em três domínios: Setentrional, correspondente ao Maciço de Curitiba; Meridional, equivalente ao Cráton Luis Alves ou Cráton Rio de La Plata; e um domínio Costeiro, formado por granito-gnaisses e metassedimentos associados e granitoides porfíricos com megacristais de microclínio. É atribuída uma passagem transicional entre o domínio setentrional e o domínio meridional na região de Piên (PR), devido à presença de idades transamazônicas, brasileiras e intermediárias a esses dois ciclos naquela área.

Basei *et al.* (1991) sugeriram que a atual configuração do Maciço de Joinville teria sido alcançada no final do Neoproterozoico, como produto da aglutinação de diferentes massas crustais e definiram três domínios internos do maciço: Domínio I - biotita-anfíbolito gnaisses e granitoides deformados e retrabalhados da porção norte do maciço, denominado “Nappe Rio Iguaçu”; Domínio II - biotita granitoides porfíricos deformados e cortados por suítes granitoides crustais mais jovens, correspondentes ao “Batólito Paranaguá”; e Domínio III - terrenos antigos e estáveis do “Cráton Luis Alves” (Kaul, 1979) ou “Complexo Granulítico de Santa Catarina” (Hartmann *et al.*, 1979) ou ainda “Cráton Rio de La Plata” (Fragoso Cesar, 1980; Basei, 1985).

Figueiredo *et al.* (1991) sugeriram que o Complexo Granulítico de Santa Catarina é constituído essencialmente por uma sequência básica a ácida e piroxenitos, ocorrendo anortositos, trondhjemitos, anfíbolitos e metassedimentos subordinados. Esses autores, baseados em dados de litoquímica, sugerem que os granulitos de Santa Catarina representam uma sequência cálcio-alcalina cogenética, onde os termos básicos correspondem a toleítos alto-Al e os ácidos-intermediários a tonalitos alto-Al e granodioritos. Apresentam como provável gênese da sequência, a geração de toleítos alto-Al por fusão parcial do manto e posterior diferenciação desse magma por cristalização fracionada em um ambiente de subducção. O tamanho relativamente reduzido do complexo e a ausência de crosta continental mais antiga sugerem um ambiente de arco de ilhas em vez de margem continental ativa.

Shukowski *et al.* (1991) a partir de estudos gravimétricos na região sul do Brasil e no Uruguai, concluíram que a estruturação tectônica das áreas cratônicas Rio de La Plata e Luis Alves se comporta como um único bloco crustal, embora possam representar unidades geotectônicas distintas, à semelhança do sugerido para alguns dos domínios desses terrenos.

Hartmann e Simas (1992) descrevem a presença de um corpo sienítico potássico, de caráter shoshonítico, metamorfisado em condições da fácies granulito, nas proximidades de Barra Velha (SC). Essa rocha não apresenta ortopiroxênio porém mostra as mesmas deformações e texturas dos gnaisses granulíticos regionais.

Basei *et al.* (1992) apresentam uma interpretação da evolução geotectônica dos terrenos Pré-Cambrianos a Eopaleozoicos situados entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano, nos estados do Paraná e Santa Catarina. Propuseram o abandono do termo Maciço Mediano de Joinville e sua substituição por três unidades distintas: Microplaca Curitiba (norte), Microplaca Luís Alves (sul) e Cinturão Granitoide Costeiro (leste). Diferenças litológicas, estruturais, geoquímicas e geocronológicas entre as rochas que constituem essas unidades, permitiram individualizar esses domínios geotectônicos, cuja aglutinação se deu no Neoproterozoico, início do Paleozoico, durante as orogêneses Brasileira (clímax a 650 ± 50 Ma) e Rio Doce (clímax a 550 ± 50 Ma), como produto de sucessivas subduções e colisões relacionadas à constituição do Supercontinente Gondwana.

Machiavelli *et al.* (1993) descrevem, na região entre Piên (PR) e São Bento do Sul (SC), a presença de dois domínios geotectônicos distintos: um domínio granulítico, constituído por gnaisses granulíticos quartzo-feldspáticos e um domínio de granitoides cálcio-alcálicos heterogeneamente deformados, com composições variadas (por exemplo, hornblenda-quartzo monzodioritos, biotita monzogranitos e granodioritos), formados em ambiente tectônico de arco magmático vulcânico. Essas rochas graníticas receberam a denominação de Suíte Granítica Rio Piên e foram subdivididas em dois conjuntos litológicos distintos, nomeados informalmente de Granitoides Sudeste e Granitoides Noroeste, ambos apresentando orientação SW-NE. Os dois domínios geotectônicos estão separados por importante zona de cisalhamento, sugerindo o cavalgamento dos granitoides deformados da Suíte Granitoide Rio Piên sobre o domínio granulítico. Próximo ao contato desses dois domínios geotectônicos, ocorrem corpos básico-ultrabásicos que podem representar restos de um fundo oceânico imbricado tectonicamente entre as Microplacas Curitiba e Luis Alves.

Hallinan *et al.* (1993) adicionaram novos dados gravimétricos aos já existentes no sul do Brasil e Uruguai e testaram os arcabouços tectônicos sugeridos por estudos geológicos e geofísicos anteriores. Reconheceram blocos individuais do Cráton Rio de La Plata; definiram um novo bloco, o Bloco Paso de los Toros, no Uruguai, e consideraram que o terreno pré-

brasileiro Nico Perez, no Uruguai, forma o embasamento do Escudo Sul-Riograndense, a oeste do Batólito de Pelotas. A amplificação do sinal sugere a possível continuação do Cinturão Ribeira (SP) até o Rio Grande do Sul, o que não é válido para o Maciço de Curitiba. O Complexo Luis Alves continua parcialmente para sul, entretanto sua presença no Escudo Sul-Riograndense não pode ser demonstrada pelos dados gravimétricos. O Domínio Interno do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina pode ser traçado até o Cinturão Granitoide Costeiro ao norte, sendo que ao sul não se correlacionaria ao Batólito de Pelotas, mas poderia ter continuidade a leste do mesmo, na margem continental.

Caldasso *et al.* (1995 a, b) no mapeamento na escala 1:50.000 das Folhas Botuverá e Brusque, identificaram cinco unidades litofaciológicas no Complexo Brusque, constituídas por uma ou mais litofácies, cuja interpretação paleoambiental permite supor um modelo deposicional relacionado a depósitos plataformais e de leques submarinos: 1) Unidade siliciclástica pelítico-arenosa, constituída por metarritmitos pelítico-arenosos, metarritmitos arenosos, metarenitos, metapelitos, quartzo turmalinitos bandados e metabásicas, com relações de contato transicionais, interpretadas como turbiditos relacionados a leques submarinos; 2) Unidade siliciclástica arenosa, constituída por metarenitos quartzosos a ortoquartzíticos, micáceos ou não, maciços ou laminados, associados a ambientes de deposição variáveis, como lobos de suspensão, barras de costa-afora, turbiditos e cordões litorâneos; 3) Unidade siliciclástica areno-pelítica, constituída por metarritmitos arenosos, metarritmitos pelítico-arenosos e metarenitos interpretados como depósitos de plataforma rasa; 4) Unidade carbonática, constituída por metacalcários que ocorrem como enclaves no granitoide Valsungana; e 5) Unidade vulcano-sedimentar, constituída por rochas calcissilicáticas, metarritmitos pelítico-arenosos, anfíbolitos, metagabros e metabasitos, quartzo turmalinitos bandados e metapelitos.

Siga Jr. (1995), discutindo a evolução tectônica dos terrenos pré-cambrianos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina, reconhece a presença de três grandes domínios geotectônicos com evoluções próprias e distintas: Domínio Luis Alves, Domínio Curitiba e Domínio Paranaguá. O Domínio Luis Alves é representado por rochas de alto grau metamórfico, tendo como principais litotipos os gnaisses granulíticos formados no Arqueano (2.800 – 2.600 Ma) e Paleoproterozoico (2.200 – 1.900 Ma). O Domínio Curitiba, situado a noroeste do Domínio Luis Alves, é constituído por rochas gnáissico-migmatíticas da fácies anfíbolito, com granitoides cálcio-alcálicos (Suíte Granítica Rio Piên) em sua borda meridional. Caracteriza-se por mesossomas paleoproterozoicos (2.200 – 1.800 Ma) com leucossomas e porções graníticas neoproterozoicas (640 – 560 Ma). Esse terreno também poderia representar a borda do Domínio Luis Alves intensamente deformada, migmatizada e granitizada no Neoproterozoico e seria decorrência da movimentação relativa que teria colocado

parte do terreno Luis Alves sob o Cinturão Ribeira, num movimento com vergência de noroeste para sudeste. Os granitoides deformados da Suíte Granítica Rio Piên, que balizam o contato entre os domínios Curitiba e Luis Alves, estariam relacionados às zonas transcorrentes que limitam essas rochas magmáticas. O Domínio Paranaguá, situado a leste do Domínio Luis Alves, é representado por granitoides heterogeneamente deformados (Morro Inglês, Canavieiras) e isótopos (Rio do Poço, Estrela), ocorrendo ainda gnaisses, xistos, quartzitos e anfibólitos como encaixantes. Os dados geocronológicos sugerem a formação dos granitoides no intervalo 620 – 570 Ma e a justaposição do Domínio Paranaguá tardiamente à colagem dos terrenos Luis Alves e Curitiba. O padrão K-Ar (560 – 480 Ma) indica que o resfriamento atingiu o Cambro-Ordoviciano, evidenciando, provavelmente, processos relacionados à aglutinação dos crátons Congo-Kalahari e São Francisco-Paraná, na formação do Gondwana Ocidental. Siga Jr. (1995) assume que durante a justaposição do Domínio Paranaguá fica registrado nos terrenos adjacentes, já relativamente estabilizados, um expressivo magmatismo de natureza alcalina-peralcalina, representado pelos granitos da Graciosa, Anhangava, Marumbi, Serra da Igreja, Agudos do Sul, Morro Redondo, Dona Francisca, Piraí, Corupá e Serra Alta; e também por intenso vulcanismo ácido-intermediário relacionado à evolução das bacias de Campo Alegre, Guaratubinha e Corupá, associados com regimes tectônicos distensivos produzidos por ajustes crustais decorrentes da estabilização após o espessamento provocado pelo tectonismo precedente.

Siga Jr. et al. (1995), em estudos realizados nos terrenos localizados entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano, caracterizam a existência de três domínios geotectônicos com evoluções próprias e distintas: Domínio Luis Alves, Domínio Curitiba e Domínio Paranaguá. Os autores inserem o Complexo Atuba no Domínio Curitiba, que é limitado a NW com os grupos Açunguí e Setuva e a SE com os granulitos do Domínio Luis Alves, limite este representado por expressivas zonas de cisalhamento. O Complexo Atuba é constituído por biotita-anfibólio gnaisses bandados, migmatíticos, da fácies anfibólito, com leucossomas tonalítico-granodioríticos e graníticos, com idades paleoproterozoicas (2.000 ± 200 Ma), que foram remigmatizados no Neoproterozoico (600 ± 20 Ma). Essas rochas representariam terrenos relativamente profundos, que foram migmatizados, granitizados e acrescidos à borda do Domínio Luis Alves (Microplaca Luis Alves) durante o Neoproterozoico. Também definem que esse contexto tectônico, que teve início no final do Neoproterozoico, tem continuidade até o Cambro-Ordoviciano, como resultado de processos maiores que envolvem aglutinações de massas continentais culminando com a formação do Gondwana Ocidental.

Basei et al. (1997) utilizando dados geológicos e isotópicos (numa base de mais de 1.000 dados geocronológicos), realizaram uma interpretação geotectônica ao longo de uma seção SE-NW, nos

terrenos pré-cambrianos de Santa Catarina e do Paraná. Nessa seção de 450 km, de Florianópolis (SC) a Castro (PR), reconheceram diversas unidades geotectônicas com diferentes padrões geológicos, estruturais e geocronológicos: 1) Cinturão Granito-Migmatito de Florianópolis; 2) Cinturão Brusque, com granitoides intrusivos e poucos núcleos do embasamento; 3) Bacia do Itajaí; 4) Terreno Luis Alves; 5) Bacias vulcanossedimentares Guaratubinha e Campo Alegre; 6) Cinturão Máfico-Ultramáfico Piên e o Cinturão granitoide cálcioalcalino; 7) Terreno Curitiba; 8) Bacia Camarinha; 9) Cinturão Apiaí, com os granitoides cálcioalcalinos do Batólito de Três Córregos; 10) Cinturão Itaiacoca, com o Batólito Cálcioalcalino Cunhaporanga; 11) Bacia vulcanossedimentar de Castro; 12) Cinturão Granítico Costeiro (ausente da seção).

Os autores concluíram que a configuração atualmente apresentada ficou estabelecida no Neoproterozoico, devido à colagem desses diferentes terrenos no final do Megaciclo Brasileiro, e que a distribuição das unidades em cinturões NE-SW se deve à amalgamação para NW desses domínios, representando uma acreção na borda leste do Cráton do Paraná.

Os autores supracitados consideram que as bacias vulcanossedimentares pos-tectônicas de Guaratubinha, Campo Alegre e Castro, além dos granitos alcalinos-peralcalinos (que afetam os domínios Luis Alves e Curitiba), podem representar um episódio extensional que ocorreu em torno de 600 ± 20 Ma, no intervalo entre as orogenias do Brasileiro e Rio Doce.

Basei et al. (1998) descrevem o Complexo Granulítico de Santa Catarina como composto por ortognaisses intermediários a félsicos de composição trondhjêmica, tonalítica e granodiorítica (TTG) intrudidos por rochas básicas-ultrabásicas com um componente sedimentar subordinado. As rochas ortoderivadas seriam derivadas de diferentes suítes magmáticas. Idades modelo Nd - TDM de 2,7 – 2,8 Ga datariam a primeira diferenciação manto-crosta, enquanto que idades Rb/Sr de 2,6 Ga e idades modelo Nd de 2,4 – 2,3 Ga registrariam os eventos magmáticos subsequentes. O metamorfismo regional na fácies granulito (800°C e 5-8 kb) ocorreu a 2,3 Ga (U-Pb em zircão e Sm-Nd) sendo seguido por um metamorfismo regional na fácies anfibólito em 2,0 Ga, como indicado por isócronas Pb-Pb e Rb/Sr, obtidas em rochas com pouco ortopiroxênio sendo anfibólio o máfico predominante. A estabilização tectônica foi atingida no final do Ciclo Transamazônico, a 1,9 Ga, como indicado pelas idades K-Ar. Apesar de serem observadas reativações de falhas localizadas nas margens do complexo e intrusões graníticas, o Complexo Granulítico de Santa Catarina não foi afetado durante o Neoproterozoico. Nesse intervalo de tempo ele atuou como uma microplaca, que foi incorporada no bordo leste do Cráton do Paraná.

Fornari (1998) identifica no Cráton Luis Alves dois conjuntos litológicos, um composto pelas associações máfico-ultramáfica, enderbítica e metassedimentar, metamorfasadas em condições de fácies granulito; e outro, composto pela Suíte Alcalina Braço do Gavião, pela Suíte Granítica Pomerode e por diques de hornblenditos, posteriores ao evento granulítico que formou a primeira associação. O autor considera que a porção ígnea que sofreu metamorfismo na fácies granulito possui uma bimodalidade composicional, onde a Associação Máfico-Ultramáfica representa parte de um complexo máfico-ultramáfico estratificado que teve evolução por cristalização fracionada originada a partir de um magma toleítico, enquanto a Associação Enderbítica teve sua evolução a partir da fusão parcial de rochas máficas. Considerando as características como bimodalidade composicional, encurtamento crustal e intercalações tectônicas, sedimentos transportados para a crosta média/inferior e o amplo predomínio de enclaves máficos, o autor sugere a junção dos modelos de "hot spot" e de subducção intracontinental para explicar essa diversidade de características observada na região de estudo.

Citroni (1998) descreve a sequência vulcanossedimentar da Bacia de Campo Alegre sob aspectos petrológicos, estratigráficos e geotectônicos. Considera que a bacia foi preenchida por sedimentos epiclásticos, piroclásticos e por grande volume de lavas básicas e ácidas, principalmente de composição traquítica. As litologias presentes nessa área foram agrupadas em dez formações, cuja sucessão estratigráfica registra as fases finais de um processo colisional. O autor considera que a gênese e desenvolvimento da Bacia de Campo Alegre relaciona-se com a colisão entre as microplacas Curitiba e Luis Alves, estando situada na margem norte desta última. A compressão de direção NW-SE gerada pela convergência entre as microplacas, produz um esforço distensivo de alto ângulo, materializado por falhas NNW responsáveis pela individualização e configuração da Bacia de Campo Alegre e condicionaram a direção de colocação das lavas. Análises geoquímicas sugerem que o magmatismo da Bacia de Campo Alegre evoluiu de lavas mais básicas para ácidas, principalmente através de processos de cristalização fracionada, enquanto que processos de contaminação crustal parecem ter sido subordinados. Idades Sm-Nd sugerem que os magmas das lavas da Bacia de Campo Alegre e de vários maciços graníticos associados, derivam da fusão do manto litosférico, diferenciado da astenosfera por volta de 2,0 Ga. As idades obtidas para a cristalização de lavas ácidas da Formação Rio Negrinho foram de 579 ± 30 Ma (U-Pb em zircões) e de 570 ± 39 Ma (Rb/Sr isocrônico).

Waichel (1998) descreve a Bacia de Campo Alegre, situada na região norte de Santa Catarina, como uma sequência vulcanossedimentar de idade neoproterozoica (570 ± 30 Ma) com cerca de 800m de espessura. Essa sequência foi denominada de Grupo Guaratubinha e foi subdividida em: 1) Formação Bateias

(inferior, formada por conglomerados e arenitos depositados diretamente sobre o embasamento); 2) Formação Campo Alegre, subdividida informalmente em Sequência Efusiva Inferior (basaltos e traquitos); Sequência Epiclástica-vulcanoclástica Intermediária (siltitos e depósitos piroclásticos de queda e fluxo) e Sequência Efusiva Superior (traquitos, traquidacitos e riolitos que ocorrem na porção central da bacia); e 3) Formação Rio Turvo (superior, rochas epiclásticas e piroclásticas). Os vulcanitos félsicos apresentam características de lavas predominantemente geradas em ambiente subaéreo. O autor conclui que os dados geoquímicos e testes de modelamento magmático indicam que as rochas vulcânicas da Formação Campo Alegre têm afinidade alcalina e foram geradas a partir de um manto litosférico afetado por subducção. Esses vulcanitos, juntamente com os granitos alcalinos que ocorrem na porção norte do Escudo Catarinense, compõem uma associação de rochas alcalinas pós-orogênicas.

Cordani et al. (2000) sintetizam a evolução geotectônica da Plataforma Sul-Americana, utilizando dados geocronológicos e isotópicos na interpretação das principais províncias geotectônicas Pré-cambrianas. Em relação ao sul do Brasil e Uruguai, consideram o Cinturão Dom Feliciano e os Crátons Rio de La Plata e Luis Alves com principais, citando o Bloco São Gabriel e o Terreno Punta del Este como de significado impreciso. Consideram o Cinturão Dom Feliciano como uma unidade estruturalmente coerente, com 1.200 km de extensão, que apresenta vergência tectônica para NW. Sua organização interna mostra três segmentos crustais subparalelos: um cinturão granítico na porção SE; um cinturão metamórfico de baixo grau, central; e uma faixa com sequências vulcanossedimentares a NW. Os terrenos cristalinos situados a norte e centro-oeste do Cinturão Dom Feliciano, que serviram de antepaís, pertencem aos Crátons Luis Alves e Rio de La Plata. A Zona de Transcorrência Piên que separa o Cráton Luis Alves da Microplaca Curitiba é considerada como uma sutura tectônica e representa o limite sul do setor norte da Província Mantiqueira. Consideram o fragmento cratônico Luis Alves como uma microplaca onde predominam rochas metamórficas ortoderivadas, de alto grau metamórfico (Basei et al., 1998). Os principais tipos litológicos nessa unidade são granulitos charno-enderbíticos com idades entre 2,7 e 2,0 Ga. Idades K-Ar ao redor de 1,8 Ga indicam que a orogenia neoproterozoica brasileira não afetou termalmente esta unidade.

Basei et al. (2000) observam que no sudeste da América do Sul, feições magmáticas, metamórficas, estruturais e geotectônicas registram a superposição de orogenias neoproterozoicas – eopaleozoicas e a atual configuração das unidades geotectônicas reflete a colagem dos distintos terrenos que culminaram na aglutinação do Supercontinente Gondwana. As orogenias Brasileira (900 – 620 Ma) e Rio Doce (620 – 520 Ma) se manifestam através de arcos magmáticos e

coberturas meta-vulcanossedimentares remanescentes, bem representados pelos cinturões Ribeira e Dom Feliciano. Os episódios metamórficos e colisionais do Ciclo Brasileiro atingiram seu clímax por volta de 700 ± 50 Ma e 640 ± 20 Ma, respectivamente. Esses episódios orogênicos terminam com uma ampla aloctonia com transporte preferencial para NNW e um magmatismo tardio (600 ± 10 Ma) está amplamente distribuído, marcando o final do regime extensional. Os terrenos cristalinos situados a NW e W do Cinturão Dom Feliciano (Cráton Rio de La Plata, Microplaca Luis Alves) consistem, principalmente, de gnaisses e migmatitos que serviram de antepaís ao desenvolvimento do cinturão durante o Neoproterozoico–Cambriano. Essas massas continentais, mesmo aquelas para as quais o termo cráton é aplicado, representam fragmentos continentais pré-existentes, envolvidos nos processos associados ao fechamento do oceano entre a África e a América do Sul, na formação do Supercontinente Gondwana. Feições geológicas, geofísicas e geocronológicas indicam a descontinuidade entre a Microplaca Luis Alves e o Cráton Rio de La Plata, que correspondem a dois fragmentos crustais diferentes e independentes. A Microplaca Luis Alves é considerada como um segmento crustal onde rochas de alto grau metamórfico (predominantemente ortoderivadas, com contribuição subordinada de gnaisses kinzigíticos, quartzitos e gnaisses calcissilicatados, além de ocorrências localizadas de BIF) constituem o Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann *et al.*, 1979). A Zona de Sutura Piên marca o limite entre as microplacas Luis Alves e Curitiba, ao longo do limite sul de um cinturão granitoide cálcio-alcálico Neoproterozoico (Suíte Granítica Rio Piên), enquanto a Bacia de Itajaí seria o limite físico entre a Microplaca Luis Alves e o Cinturão Dom Feliciano. Os autores consideram também, que a Microplaca Luis Alves é o único bloco tectônico do sudeste do Brasil que já estaria resfriado (isoterma abaixo de 300°C) no Paleoproterozoico e não sofreu superposição tectono-termal no Neoproterozoico. Nos estágios finais da Orogenia Brasileira (600 ± 20 Ma) ocorre a granitogênese alcalina-peralcalina da Suíte Intrusiva Serra do Mar e o vulcanismo relacionado às bacias extensionais de Campo Alegre, Corupá, Guaratubinha, afetando as microplacas Luis Alves e Curitiba.

Hartmann *et al.* (2000), através de datações U-Pb (SHRIMP) em zircões e analisando a sequência de cristalização de piroxênios e hornblendas de gnaisses granulíticos (trondhjemitos) do Complexo Granulítico de Santa Catarina, verificaram a presença de quatro eventos metamórficos distintos, três de alto grau e o último de baixo grau, relacionado a zonas de cisalhamento. Os eventos metamórficos de alto grau foram correlacionados às idades U-Pb (SHRIMP) obtidas em zircões, sendo que a idade de $2,72$ Ga foi interpretada como a idade de cristalização magmática dos protólitos, o evento metamórfico M1, de fácies granulito, foi correlacionado à idade de $2,68$ Ga, o evento metamórfico M2, da fácies anfíbolito, é caracterizado

pela formação de auréolas de hornblenda ao redor dos piroxênios e ao evento metamórfico M3, também de fácies granulito, representado pela formação de simplectitos de dois piroxênios ao redor de hornblendas, foi atribuída a idade de $2,17$ Ga. Os autores consideram que a sequência de eventos, desde o início do magmatismo até o final do metamorfismo, ocorreu durante um período de 500 Ma, do Arqueano ao Paleoproterozoico sendo que nenhum evento mais jovem do que $2,17$ Ga ficou registrado nos zircões datados. Idades K-Ar de $1,9$ Ga foram obtidas por Basei *et al.* (1998), indicando que o Complexo Granulítico de Santa Catarina permaneceu como um bloco estável durante o Neoproterozoico (Ciclo Brasileiro), formando o Cráton Luis Alves (Kaul, 1979).

Citroni *et al.* (2001) investigaram a sucessão deposicional da Bacia de Campo Alegre, tendo como foco a evolução do vulcanismo. As diferentes unidades estratigráficas foram interpretadas como pertencentes a diferentes estágios vulcânicos. A Formação Bateias (conglomerados e arenitos) estaria relacionada ao estágio pré-vulcanismo. A Formação Campo Alegre foi elevada a Grupo Campo Alegre, correspondendo ao principal estágio vulcânico e foi dividido em quatro formações: 1) Formação Rio Negrinho, correspondente ao vulcanismo básico-intermediário; 2) Formação Avenca Grande, representado por um evento vulcânico ignimbrítico; 3) Formação Serra de São Miguel, relacionada ao principal vulcanismo ácido e ocupando a maior área de afloramento da bacia; e 4) Formação Fazenda Uirapurú, interpretada como um evento explosivo localizado. As formações Rio Turvo e Arroio Água Fria corresponderiam à deposição em um ambiente intra-caldeira e extra-caldeira, respectivamente.

Gonçalves e Carvalho (2001) caracterizaram a presença de uma bacia vulcanossedimentar neoproterozoica, representada por conglomerados, arenitos e riolitos, no alto da Serra do Mar, a oeste da cidade de Joinville, à qual deram o nome de Bacia Vulcano Sedimentar de Joinville. Essa bacia, em conjunto com as bacias de Campo Alegre, Guaratubinha e Corupá, corroboraria a interpretação de um regime distensivo atuante no Neoproterozoico, na região nordeste de Santa Catarina.

Harara (2001), mapeando a região do Alto Rio Negro, na divisa PR-SC, investigou por métodos petrológicos e geocronológicos os terrenos gnáissicos granulíticos; a Suíte Máfica-Ultramáfica Piên; o Cinturão Granítico Piên-Mandirituba e os granitos Palermo, Agudos do Sul, Rio Negro e Tarumã. Denominou de Terreno Gnáissico Anfíbolítico Granulítico do Paraná e Santa Catarina aos ortognaisses granulíticos máficos a intermediários e félsicos e gnáisses biotíticos e anfíbolíticos presentes nessa área, separando-os em seis subunidades gnáissicas e uma ultramáfica. Harara (2001) identificou também diferentes e sucessivas atividades magmáticas entre $630 - 585$ Ma que resultaram da evolução tectônica de uma fase de subducção-colisão, passando a processos tardios e pós-colisionais

extensionais. Para esse autor, o Cinturão Granítico Piên-Mandirituba estaria relacionado a um arco magmático cálcio-alcálico, tipo I, em zona de subducção. A Zona de Sutura Piên-Tijucas seria resultante da colisão oblíqua entre o cinturão granítico, a norte, e o terreno gnáissico-granulítico Arqueano-Paleoproterozoico retrabalhado, a sul, tendo como consequência a colocação tectônica (obducção) da Suíte Máfica-Ultramáfica Piên, neoproterozoica, entre essas unidades. O cinturão Granítico Piên-Mandirituba seria formado por três suítes graníticas principais: a mais antiga (620-610 Ma) é uma suíte pré-colisional constituída por quartzo-monozodioritos a granodioritos deformados, sem epidoto magmático; a mais jovem (605-595 Ma) é uma suíte sincolisional constituída por quartzo monzodioritos, granodioritos e leucogranodioritos deformados, com epidoto magmático; a terceira suíte, sin a tardi-colisional (607-595 Ma), é constituída por biotita±anfíbólio monzogranitos deformados, que representam o principal período da colisão. A Suíte Máfica-Ultramáfica Piên é considerada como uma sequência ofiolítica incompleta composta por dois corpos ultramáficos maiores, expostos ao longo da Zona de Sutura Piên-Tijucas, compostos por peridotitos serpentinizados, piroxenitos e raros gabros toleíticos. Dados U-Pb (SHRIMP) em zircões dos gabros toleíticos indicam $631-632 \pm 17/18$ Ma como idade de cristalização. Os granitos Palermo, Agudos do Sul e Rio Negro são componentes da Suíte Intrusiva Serra do Mar (Kaul *et al.*, 1982), intrudida ao longo da faixa central e borda norte do terreno gnáissico granulítico paleoproterozoico, em condições extensionais, tardi a pós-colisionais a anorogênicas. O Granito Palermo é constituído principalmente por anfíbólio-biotita e biotita±anfíbólio monzo-sienogranitos, tipo A (593 ± 12 Ma) e quartzo monzonitos/quartzo sienitos peralcalinos. O Granito Rio Negro exibe zonação concêntrica caracterizada pela intrusão de corpos de monzogabros (584,7 Ma), associados com rochas graníticas híbridas no centro e uma porção externa de biotita±anfíbólio monzo-sienogranito (tipo A) com idade de cristalização

U-Pb de $593,1 \pm 6,3$ Ma. O Granito Agudos do Sul é um leucogranodiorito tipo A com baixo conteúdo de biotita e muscovita e apresenta cavidades miarolíticas com fluorita. O terreno gnáissico granulítico é constituído por ortogranulitos máficos e félsicos e gnaisses anfibolíticos a biotita. Ortogranulitos máficos com biotita e anfíbólio, bem como ortogranulitos máficos com granadas, ocorrem ao longo da Zona de Cisalhamento Piên-Tijucas. Dados geocronológicos U-Pb em zircões arredondados e elípticos de ortogranulitos máficos e félsicos indicam idades entre 2,1 e 2,0 Ga, interpretadas como representativas do metamorfismo granulítico. Esse terreno manteve-se tectonicamente estável até 630-585 Ma, quando sua porção norte foi aquecida (idades K-Ar), sendo envolvido pelas atividades tectono-magmáticas resultantes da subducção-colisão neoproterozoica.

Silva *et al.* (2005) detalharam a evolução da Província Mantiqueira durante o Neoproterozoico - Paleozoico inferior, com base na caracterização geológica e geométrica e na superposição estrutural e tectônica de distintas fases de colagem orogênica. Através da adição de 50 novas datações U-Pb em zircões (SHRIMP) ao já expressivo número de análises U-Pb existentes, totalizando 240 determinações, obtiveram dados significativos para delinear a sucessão tectono-magmática (episódios orogênicos) dessa faixa. O estudo evidenciou uma evolução altamente complexa compreendendo três sistemas orogênicos sucessivos: Sistema Orogênico Brasileiro I, mais antigo, com clímax colisional entre 790 Ma (Domínio Embú) e 730-700 Ma (Orogênio São Gabriel), quando ocorreu crescimento crustal, incluindo arcos vulcano-plutônicos intra-oceânicos juvenis. A reciclagem de fontes crustais pré-existentes foi o processo dominante no Sistema Brasileiro II, com clímax colisional em 640-620 Ma (Orogênio Dom Feliciano) e 600 Ma (orógenos Paranapiacaba e Piên) e no Sistema Brasileiro III, onde o clímax colisional ocorreu entre 590-560 Ma (Orogênio Araçuaí) e 520-500 Ma (Orogênio Búzios) (Figura 2.1).

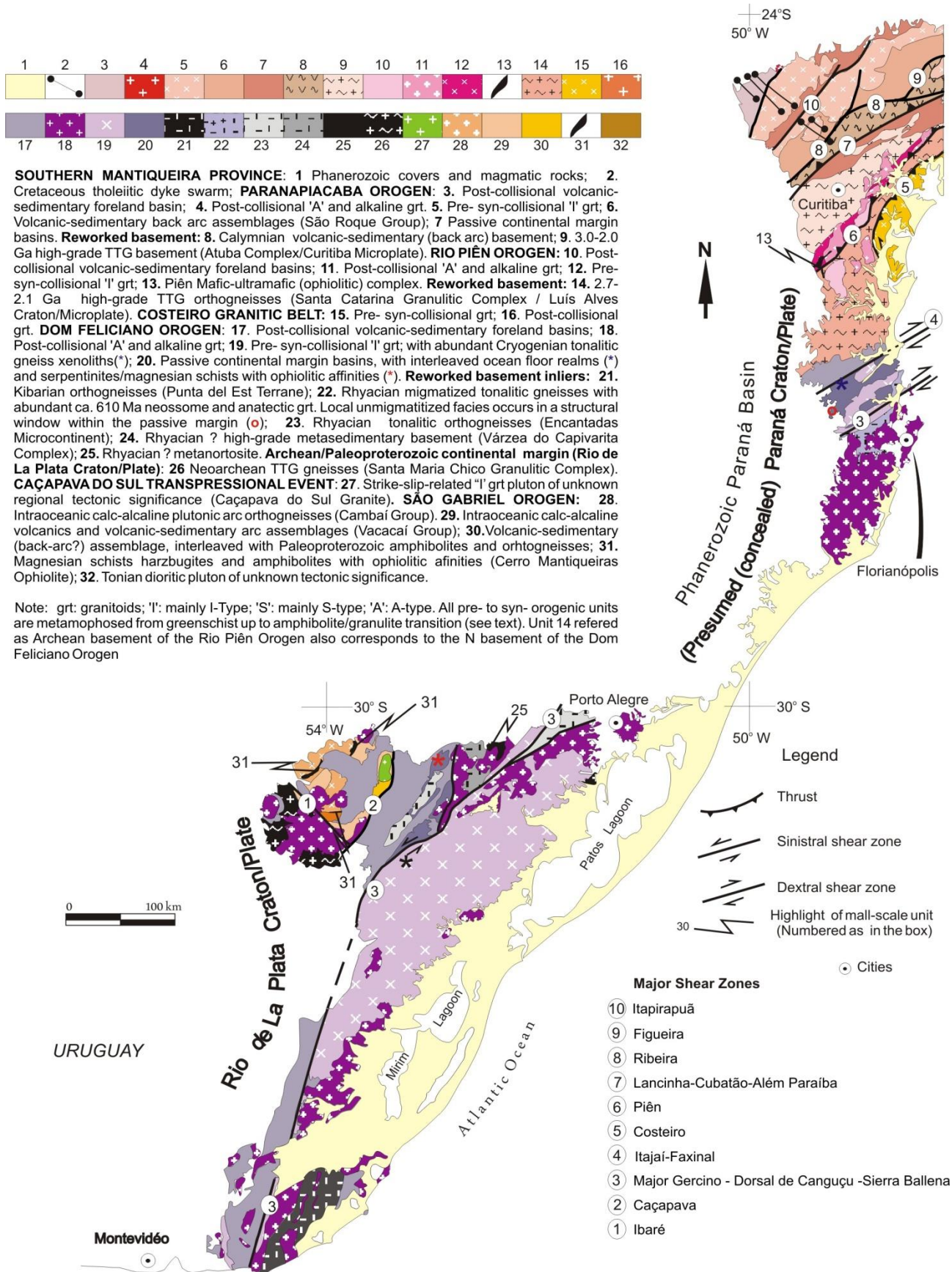


Figura 2.1 - Mapa Geotectônico da porção sul da Província Mantiqueira (Silva et al. 2005).

Basei *et al.* (2008) registram a ocorrência de granitoides alcalinos, tipo "A", pré-tectônicos, milonitizados, a sul de Gaspar (SC). Estas rochas ocorrem intercaladas como lascas nas bordas dos xistos do Grupo

Brusque. Esse granito é interpretado como relacionado à gênese sin-rifte que precede a deposição sedimentar da paleobacia Brusque. Datação U/Pb (ID-TIMS) fornece idade de $834,7 \pm 8,7$ Ma e U/Pb SHRIMP em zircão,

apresenta idade de 843 ± 12 Ma. Citam que "... a caracterização como pré-tectônico permite inferir que este foi o período da fase rift da bacia que gerou o Grupo Brusque e conseqüentemente a idade mais velha conhecida para o início do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina."

Cury *et al.* (2008) e Cury (2009), consideram o Domínio Paranaguá como um cinturão colisional com cerca de 250 km de extensão, localizado na porção sudeste de São Paulo, leste do Paraná e nordeste de Santa Catarina, em contato a oeste e norte com os gnaisses granulíticos da Microplaca Luís Alves e gnaisses migmatíticos do Complexo Atuba – Microplaca Curitiba. Os contatos são balizados por zonas de cisalhamento transcorrentes com cinemática dextral, representadas pelas falhas Palmital, Alexandra e Serra Negra, sendo ainda, o contato norte, caracterizado por zonas de cisalhamento de baixo ângulo indicando a ocorrência de processos de cavalgamentos. O Domínio Paranaguá é representado predominantemente por rochas graníticas pré-cambrianas, prevalecendo três suítes principais: Suíte cálcio-alcálica Morro Inglês; Suíte sin-colisional Canavieiras-Estrela e Suíte tardi a pós-colisional Rio do Poço. As encaixantes são representadas por rochas gnáissicas e gnáissicas-migmatíticas do Complexo São Francisco do Sul e rochas metassedimentares da Formação Rio das Cobras, compostas por gnaisses, xistos e quartzitos, metamorfisados em condições de fácies xisto verde a anfibolito.

2.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A evolução geológica e geotectônica da área da Folha Joinville é marcada pela presença de quatro domínios geotectônicos (Basei *et al.*, 1992): i) Microplaca Luís Alves; ii) Microplaca Curitiba; iii) Cinturão Dom Feliciano e iv) Cinturão Granítico Costeiro, representado pelo Bloco Paranaguá, com evoluções distintas e independentes, que atingiram sua presente situação geológica e geométrica no final do Neoproterozoico, início do Paleozoico, durante a amalgamação do Gondwana Ocidental. No oeste ocorre a cobertura sedimentar Paleozoica da Bacia do Paraná, e no leste, os sedimentos holocênicos da Planície Costeira (Figura 2.2).

O Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann *et al.*, 1979), corresponde ao Domínio da Microplaca Luís Alves (Basei *et al.*, 1992) e configura o núcleo do embasamento da região. É um terreno de alto grau metamórfico, composto por ortognaisses intermediários a félsicos, de composição tonalítica, trondhjemítica a granodiorítica e granitoides, com rochas básicas-ultrabásicas subsidiárias e metassedimentares em pequena quantidade (Basei *et al.*, 1998).

Ao norte da Microplaca Luís Alves, ocorre a Microplaca Curitiba (Basei *et al.*, 1992) onde ocorrem gnaisses e migmatitos paleoproterozoicos

metamorfisados em condições de fácies anfibolito a granulito, do Complexo Atuba. Essas litologias foram extensivamente retrabalhadas durante o Neoproterozoico. Na borda SE da Microplaca Curitiba ocorre a Suíte Rio Piên, que é formada por granitoides cálcio-alcálicos, formando um arco magmático Neoproterozoico, desenvolvido durante a colisão entre a Microplaca Curitiba e a Microplaca Luís Alves e caracterizando uma zona de sutura (Zona de Sutura Piên-Tijucas) entre essas unidades. A aglutinação destas unidades teria ocorrido a cerca de 605 Ma (Machiavelli *et al.*, 1993; Harara, 1996; Harara, 2001).

Ao sul da Microplaca Luís Alves destaca-se o Cinturão Dom Feliciano representado pelo Complexo Gnáissico-Migmatítico São Miguel e pelo Grupo Brusque, composto por uma seqüência metavulcanossedimentar, deformada e metamorfisada em condições metamórficas de fácies xisto verde a anfibolito, que foi intrudida por granitoides no Neoproterozoico. As rochas supracrustais do Grupo Brusque sofreram empurrões contra a Microplaca Luís Alves, gerando a deformação dos sedimentos da Bacia do Itajaí (Basei *et al.*, 1987; Basei *et al.*, 1997; Basei *et al.*, 1998).

O Bloco Paranaguá, pertencente ao Cinturão Granítico Costeiro (Basei *et al.*, 1992), situa-se a leste da Microplaca Luís Alves e é formado por granitoides cálcio-alcálicos com "roof pendants" de gnaisses, xistos e quartzitos da Formação Rio das Cobras (Lopes e Lima, 1985). Os granitoides do Bloco Paranaguá foram intrudidos no Complexo São Francisco do Sul (Paleoproterozoico, Cury, 2009) entre 620-570 Ma, e apresentam idades K-Ar variando entre 560-480 Ma, mostrando que seu resfriamento continuou no Paleozoico (Siga Jr, 1995; Cury, 2009).

As bacias vulcanossedimentares de Campo Alegre, Corupá, Joinville e os granitos alcálicos a peralcalinos da Suíte Serra do Mar, que são intrusivos na Microplaca Luís Alves e na Microplaca Curitiba, são produtos de um episódio extensional que ocorreu no final da fase compressiva do Ciclo Brasileiro (Basei *et al.*, 1992; Basei *et al.*, 1997; Basei *et al.*, 1998).

Rochas sedimentares da base da Bacia do Paraná afloram no oeste da área, representadas pelas litologias areno-conglomeráticas da Formação Furnas, do Grupo Paraná, e pelos sedimentos glaciogênicos das formações Campo Mourão e Taciba, do Grupo Itararé.

O magmatismo Mesozoico na região é representado por diques e *sills* de diabásio associados à Formação Serra Geral. Foram, também, identificadas rochas alcálicas subsaturadas ocorrendo na forma de diques e intrusões sub-vulcânicas (com vulcânicas associadas) referidas ao magmatismo alcálico Cretáceo registrado no entorno da Bacia do Paraná (Almeida, 1983).

As coberturas cenozoicas desenvolveram-se principalmente na Planície Costeira.

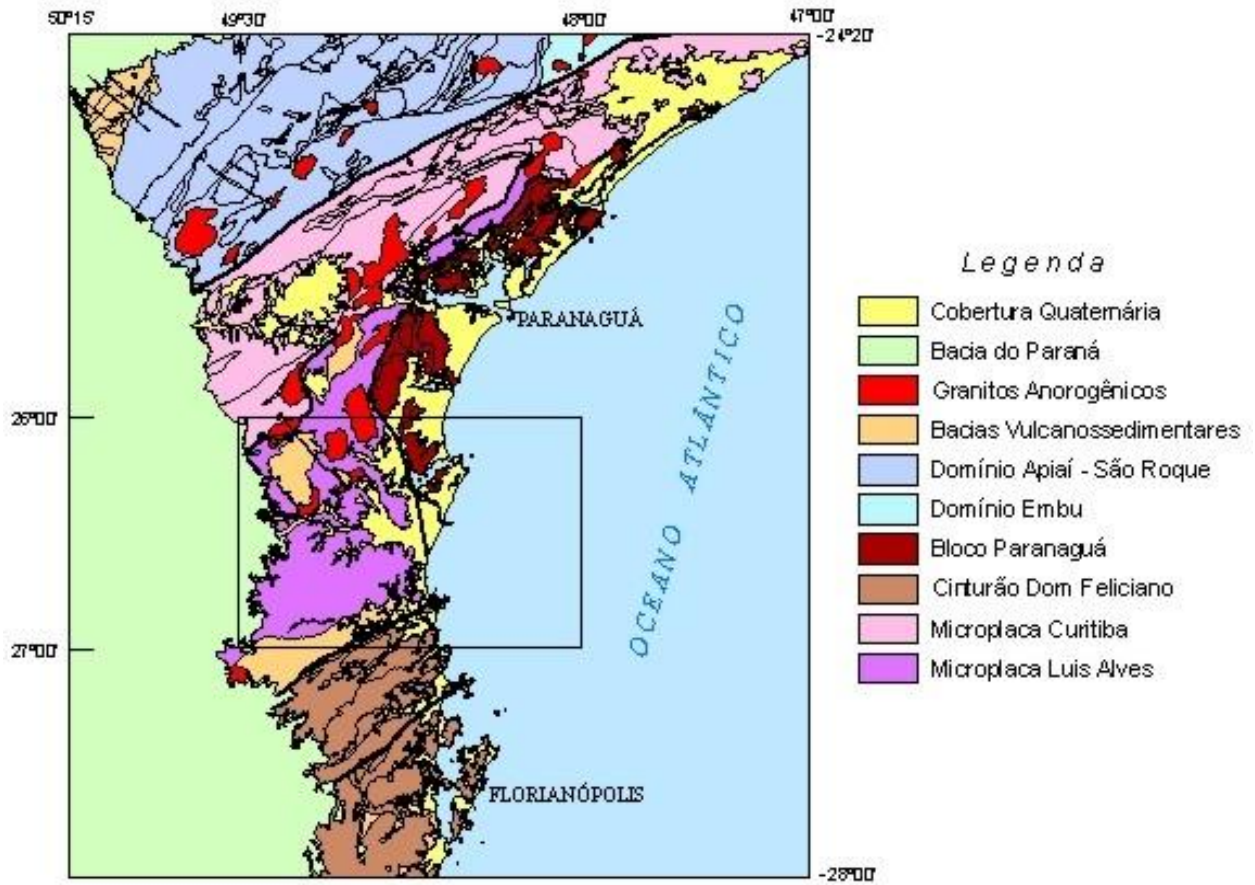


Figura 2.2 – Domínios Geotectônicos (Modificado de CPRM, 2004a,b e Heilbron et al., 2004)

3 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

No que se refere ao contexto geológico regional, a área da Folha Joinville compreende quatro domínios geotectônicos, cada um com uma organização estrutural, evolução geológica e assembléias petrotectônicas próprias. O arranjo final, que compreende a colagem desses quatro domínios geotectônicos, foi obtido após a colisão e amalgamação entre a Microplaca Luis Alves, a Microplaca Curitiba, o Cinturão Dom Feliciano e o Cinturão Granítico Costeiro representado pelo Bloco Paranaguá. Essa junção de microplacas e blocos tectônicos ocorreu no final do Neoproterozoico e início do Paleozoico, durante a amalgamação do Gondwana Ocidental. Este conjunto de rochas foi posteriormente recoberto pelas rochas sedimentares paleozoicas e mesozoicas e pelas rochas vulcânicas cretácicas da Bacia do Paraná e, finalmente, após a abertura do Oceano Atlântico, por sedimentos holocênicos da Planície Costeira e aluviões.

A caracterização geológica, estrutural e petrográfica das unidades litoestratigráficas será realizada de acordo com a coluna estratigráfica desses domínios geotectônicos, seguindo a ordem cronológica das unidades mais antigas para as mais jovens (Figura 3.1):

- Microplaca Luis Alves (Complexo Granulítico de Santa Catarina);
- Cinturão Dom Feliciano;
- Microplaca Curitiba;
- Cinturão Granítico Costeiro – Bloco Paranaguá;
- Magmatismo alcalino - peralcalino anorogênico da Suíte Serra do Mar;
- Bacias Neoproterozoicas;
- Bacia do Paraná;
- Magmatismo cretáceo;
- Depósitos sedimentares cenozoicos.

RELAÇÕES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS

ERA	PERÍODO	IDADE (Ma)	DOMÍNIOS GEOTECTÔNICOS										
CENOZOICO	Quaternário	2,58 66	COBERTURAS SUPERFICIAIS										
			Q2pm	Depósitos de Pântanos e Mangues	Q2ma	Depósitos de Planície de Maré Arenosos	Q2pr	Depósitos Praiais Atuais	Q2a	Depósitos Aluvionares			
			Q1c	Depósitos Colúvio-Eluvionares	Q1pr	Depósitos Praiais Antigos							
MESOZOICO	Cretáceo	145 252	BACIA DO PARANÁ										
			Kz	Intrusivas Alcalinas									
			K1sdb	Formação Serra Geral Diques e Sills de Diabásio									
PALEOZOICO	Permiano		P1t	Grupo Itararé Formação Taciba									
	Carbonífero		C2cm	Formação Campo Mourão									
	Devoniano		D1f	Grupo Paraná Formação Furnas									
	Cambriano												
NEOPROTEROZOICO	Ediacariano	541	CINTURÃO DOM FELICIANO		MICROPLACA LUIS ALVES		MICROPLACA CURITIBA		BLOCO PARANAGUÁ				
				BACIA DO ITAJAÍ	NP3,mst	Granito Saltinho	Suíte Serra do Mar NP3,ym	NP3,mas	Granito Agudos do Sul				
				Grupo Itajaí - NP3ij	NP3,mbr	Granito Bruaca		NP3,mta	Granito Tarumã				
				NP3ija	Fm Apiúna	NP3,mco	Granito Corupá			Granito Rio Negro - NP3,ymrn			
				Fm Garcia - NP3ijg	NP3,mpi	Granito Piraí		NP3,mrh	Granitos híbridos				
				NP3ijgs	siltitos e argilitos	NP3,mdf	Granito Dona Francisca		NP3,mrn	Monzo-sienogranitos			
				NP3ijgar	Arenitos	NP3,mnr	Granito Morro Redondo						
				NP3ijgr	Ritmitos	Bacias Neoproterozóicas C.Alegre-Corupá-Joinville-W.C.Alegre-Palmeira							
				NP3ijgc	Conglomerados	NP3af	Fm Arroio Água Fria		Suíte Rio Piên - NP3,yp				
				NP3ijga	Fm Gaspar	NP3rt	Fm Rio Turvo		Granito Rio Piên - NP3,yprp				
							Grupo Campo Alegre - NP3ca		NP3,prpl	Leucogranodioritos			
							NP3cau	Fm Fazenda Uirapurú		NP3,prpg	Granodioritos		
							NP3cam	Fm Serra de São Miguel		NP3,prpm	Quartzo monzodioritos		
							NP3cag	Fm Avenca Grande		NP3,pdg	Monzogranito Doce Grande	NP3,es	Granito Estrela
							NP3cor	Fm Corupá		NP3,pgf	Granito Poço Frio	NP3,rp	Granito Rio do Poço
				NP3brb	Fm Bateias - NP3b		NP3,ip	Complexo M-UM Piên	NP3,mi	Suíte Morro Inglês			
Criogeniano	635								NPrc	Formação Rio das Cobras			
			Grupo Brusque - NPbr										
			Formação Botuverá - Npbrb										
			Npbrbp	Metapelitos									
			Npbrbsr	Metapsamitos rítmicos									
			Npbrbq	Quartzitos									
Toniano	720												
			Npbrbr	Metarritmitos									
PALEO PROTEROZOICO	1000 1600												
			PP2,na	Augen Gnaiss Navegantes	Complexo Granulítico de Santa Catarina								
			PP2,sm	Complexo Gnáissico-Migmatítico São Miguel	PP2,rl	Suíte Rio da Luz			PP2,sls	Complexo São Francisco do Sul			
NEO ARQUEANO	2500 2800												

Figura 3.1 - Quadro das Relações Tectono-estratigráficas

3.1 MICROPLACA LUIS ALVES - COMPLEXO GRANULÍTICO DE SANTA CATARINA

O Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann *et al.*, 1979) constitui o núcleo Neoarqueano a Paleoproterozoico da Microplaca Luis Alves, estando situado entre a Microplaca Curitiba, o Bloco Paranaguá e o Cinturão Dom Feliciano. Seus limites estão definidos por descontinuidades crustais caracterizados por grandes zonas de cisalhamento. Este complexo metamórfico caracteriza-se por não ter sido afetado internamente pelos efeitos termo-tectônicos das orogêneses neoproterozoicas durante o Ciclo Brasileiro, ainda que tenha sofrido a intrusão de granitos alcalinos-peralcalinos da Suíte Serra do Mar, no Neoproterozoico.

Idades K-Ar em minerais (Siga Jr. *et al.*, 1990) indicam um resfriamento antes do final do Paleoproterozoico (1,8 Ga.) e o efeito da deformação e do metamorfismo Neoproterozoico está limitado a processos miloníticos e cataclásticos nos limites com os terrenos circundantes.

O Complexo Granulítico de Santa Catarina é constituído predominantemente por uma vasta associação de rochas gnáissicas de origem orto e parametamórfica, onde predominam os ortognaisses. Na fração de rochas com protólitos sedimentares ocorre uma diversidade de gnaises peraluminosos, kinzigitos, rochas calcissilicatadas, formações ferríferas bandadas e fuchsit quartzitos. Estes paragnaisses estão justapostos a ortognaisses enderbíticos, charno-enderbíticos e trondhjemiticos, os quais se encontram recortado por

rochas que variam entre termos granodioríticos a sienograníticos. Essa diversidade litológica levou à subdivisão do Complexo Granulítico de Santa Catarina em dois conjuntos de unidades litoestratigráficas, tendo como base suas características litológicas, petrográficas e geocronológicas.

Hartmann *et al.* (2000), trabalhando no Complexo Granulítico de Santa Catarina, nos gnaisses da região de Luis Alves, dataram zircões de uma fração trondhjemítica associada a ortogranulitos, e obtiveram uma idade U-Pb (SHRIMP) Arqueana para o protólito magmático (2.716 ± 16 Ma), consideram também que sobre esses trondhjemitos atuaram duas fases de metamorfismo granulítico, a primeira de idade Arqueana (M1 a 2,67 Ga) e outra, de idade Paleoproterozoica (M3 a 2,17 Ga), separadas por uma fase M2 de fácies anfífolito. Nesse mesmo complexo, Basei *et al.* (2010) apresentaram idades U-Pb (SHRIMP) de 2.202 ± 25 Ma, em zircões obtidos de granitoides granodioríticos porfiríticos e deformados da região entre Pomerode e Timbó (Morro Azul) e idades de 2.112 ± 22 Ma em um leucogranito rosa, milonítico, dessa mesma região, ambas consideradas idades de cristalização magmática. Essas idades provavelmente representam a aglutinação de pelo menos dois terrenos distintos, reunidos no Complexo Granulítico de Santa Catarina, um Arqueano-Paleoproterozoico formado por gnaisses granulíticos orto e paraderivados, aos quais se associam metaultramáficas, quartzitos e formações ferríferas bandadas e que foram submetidos a dois eventos de metamorfismo granulítico, e outro, Paleoproterozoico, representado por um arco magmático, onde predominam ortognaisses granodioríticos a tonalíticos de base de crosta e monzogranitos e sienogranitos protomiloníticos.

No mapeamento geológico da Folha Joinville, que abranje quase todo o Complexo Granulítico de Santa Catarina, no estado de Santa Catarina, este complexo foi subdividido nas seguintes unidades:

COMPLEXO GRANULÍTICO DE SANTA CATARINA

Gnaisses granulíticos Arqueanos-Paleoproterozoicos:

- Unidade Máfica-Ultramáfica Barra Velha (A4PP2 μ bv);
- Gnaisses Granulíticos Luis Alves (A4PP2la);
- Paragnaisses Luis Alves (A4PP2gla);
- Charnockito Postema (A4PP2 γ po);

Ortognaisses graníticos-granodioríticos e granitoides Paleoproterozoicos:

- Ortogneisse Pomerode (PP2op);
- Metagranito-granodiorito Rodeio (PP2 γ ro);
- Suíte Rio da Luz (PP2 γ rl).

COMPLEXO GRANULÍTICO DE SANTA CATARINA

Gnaisses granulíticos Arqueanos-Paleoproterozoicos

3.1.1 Unidade Máfica-Ultramáfica Barra Velha (A4PP2 μ bv)

Esta unidade é representada por rochas máficas e ultramáficas isotropas a foliadas, que ocorrem como lentes e enclaves nos gnaisses granulíticos e também na forma de corpos máficos representados por blocos e matacões nas encostas de morros, sem continuidade superficial entre os afloramentos. Essas rochas máficas-ultramáficas são constituídas por metapiroxenitos, metanoritos, metagabronoritos e metagabros que se distribuem principalmente na região de Barra Velha, São João do Itaperiú, Massaranduba, Luis Alves e Blumenau.

A composição mineralógica dos metapiroxenitos apresenta proporções variáveis de clinopiroxênio (diopsídio), ortopiroxênios (bronzita e hiperstênio), hornblenda e plagioclásios. Os cristais maiores de piroxênios tendem a ser euédricos a subédricos e em algumas amostras, ao redor desses cristais maiores desenvolvem-se cristais pequenos de piroxênios neoformados ou recristalizados em arranjos granoblásticos poligonais, evidenciando a ocorrência do metamorfismo da fácies granulito sobre os piroxenitos. Os gnaisses máficos, associados a essa unidade são metanoritos, metagabronoritos e metagabros, formados por clinopiroxênios, ortopiroxênio (hiperstênio) e plagioclásios, além de hornblenda. Os piroxênios ocorrem como cristais euédricos a subédricos juntamente com os plagioclásios, apresentando contatos cristalinos retos, sem bordas reativas, mostrando estarem em equilíbrio. A textura granoblástica poligonal se desenvolve nos pequenos cristais gerados ao redor dos cristais maiores. Não se observa a presença de olivina nas rochas máficas-ultramáficas desta região.

As relações de contato com os gnaisses granulíticos circundantes são difusas a gradacionais, sugerindo um variado grau de interação entre estas rochas. A foliação das rochas máficas-ultramáficas, quando presente, é concordante com as direções estruturais (foliação e bandamento) dos gnaisses granulíticos regionais. A presença de enclaves de rochas máficas-ultramáficas nos gnaisses granulíticos bem como a ocorrência de xenólitos de gnaisses foliados dentro das rochas máficas-ultramáficas e a presença de feições compatíveis com diques rompidos, indicam uma evolução complexa para esta unidade.

Na porção norte-noroeste da Microplaca Luis Alves, próximo ao contato com a Microplaca Curitiba, ocorrem pequenas lentes de gnaisses piroxeníticos, piroxenitos e peridotitos, por vezes serpentinizados, que podem ou não estar correlacionados com a Unidade Máfica-Ultramáfica Barra Velha. Isto porque algumas ocorrências apresentam metamorfismo nitidamente de fácies granulito, enquanto outros apresentam ainda, características magmáticas, com metamorfismo granulítico não tão evidente. Essas litologias máfico-ultramáficas mostram relações de contato e estruturais semelhantes e concordantes com os gnaisses circundantes. A presença de olivina nessas rochas

ultramáficas granulíticas da região N-NW é o maior diferencial em relação às rochas ultramáficas da região de Barra Velha, que não apresentam olivina, o que gera também maior quantidade de rochas magnesianas xistosas (serpentinitos, tremolititos, talco xistos) por alteração e/ou retrometamorfismo e milonitização das ultramáficas.

3.1.2 Gnaisses Granulíticos Luis Alves (A4PP2la)

Esta unidade corresponde ao núcleo gnáissico-granulítico indiferenciado do Complexo Granulítico de Santa Catarina, nela estão englobados os litotipos indivisos durante o mapeamento na escala 1:250.000. Nesta unidade também estão inclusos os gnaisses com bandamento gnáissico marcante, com bandamento estreito e fino (centimétrico a decimétrico), com intercalações de bandas máficas, intermediárias e quartzo-feldspáticas, apresentando bandamento milimétrico por segregação de minerais máficos (piroxênios, anfibólios e biotita) e félsicos (quartzo, plagioclásio e subordinadamente K-feldspato) em gnaisses intermediários. Mostram grau variado de recristalização, apresentando desde texturas ígneas reliquias até textura granoblástica poligonal granulítica. Estão presentes também enclaves máficos-ultramáficos com formas subangulosas a arredondadas e granulação fina a grossa (Figura 3.2 e Figura 3.3).

Petrográficamente esta unidade é constituída predominantemente por gnaisses enderbíticos, charno-enderbíticos e trondhjemíticos com enclaves máficos-ultramáficos de metagabronoritos, metapiroxenitos e metahornblenditos. Gnaisses granulíticos básicos, gnaisses anfibolíticos, anfibolitos e lentes de gnaisses kinzigíticos, calcissilicatados e quartzitos, também ocorrem.

Fornari (1998) descreveu esta unidade como uma Associação Enderbítica (enderbito, charno-enderbito), seguindo a classificação de Le Maitre *et al.*, (1989) para



Figura 3.2 - Gnaisses granulíticos Luis Alves

os protólitos ígneos. Esta unidade é constituída por rochas mesocráticas de coloração cinza médio a cinza esverdeado, formadas por gnaisses a plagioclásio (andesina), quartzo, ortopiroxênio (hiperstênio) e clinopiroxênio (augita). Esses gnaisses encontram-se associados a gnaisses com granada (almandina), formando agregados com anfibólios e gnaisses trondhjemíticos que ocorrem em pequena quantidade quando comparado aos gnaisses enderbíticos. Esses gnaisses trondhjemíticos são formados principalmente por plagioclásio e quartzo com até 2% de K-feldspato e poucos máficos.

Na região da divisa Paraná-Santa Catarina, no noroeste da Folha Joinville, Harara (2001) subdividiu o Terreno Gnáissico Anfibolítico-Granulítico do Paraná e Santa Catarina (TGAG), correspondente ao Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann *et al.*, 1979), em seis litofácies gnáissicas, sendo cinco litofácies formadas por ortogranulitos máficos, intermediários e félsicos, alguns com granada e uma litofácies de biotita gnaiss anfibolítico, sem orto ou clinopiroxênios. Descreve também uma litofácies ultramáfica, formada por lentes de serpentinitos, olivina ortopiroxenitos e olivina websteritos serpentinizados, pertencentes ao mesmo terreno gnáissico granulítico.

No presente trabalho, esta área não teve o detalhamento necessário para manter a subdivisão de Harara (2001), agrupando os seis litotipos gnáissicos granulíticos e anfibolíticos na unidade dos Gnaisses Granulíticos Luis Alves, e as lentes ultramáficas, na Unidade Máfica-Ultramáfica Barra Velha, do Complexo Granulítico de Santa Catarina.

Um mapeamento em menor escala possibilitaria o melhor detalhamento dos Gnaisses Granulíticos Luis Alves, permitindo a separação de outras litologias, que a resolução da escala deste mapa não permitiu distinguir. Como exemplo, podemos citar a região entre Guaramirim, Schroeder, Rio do Júlio e Joinville, de difícil acesso, balizada por ocorrências de formações ferríferas bandadas, metassedimentos e gnaisses indivisos.



Figura 3.3 - Enclaves máficos-ultramáficos nos Gnaisses Granulíticos Luis Alves

3.1.3 Paragnaisses Luis Alves (A4PP2gla)

Esta unidade é formada por metassedimentos que tem como protólitos margas, arenitos e pelitos, em misturas de diferentes proporções dando origem a rochas metamórficas representadas por quartzitos a fuchsitita, gnaisses kinzigíticos, gnaisses com granada, gnaisses calcissilicatados e formações ferríferas bandadas a magnetita. Ocorrem geralmente em pequenos afloramentos, aparentemente descontínuos e encaixados nos Gnaisses Granulíticos Luis Alves, com os quais mantém a mesma orientação estrutural.

As ocorrências de gnaisses kinzigíticos foram descritas pela primeira vez no Complexo Granulítico de Santa Catarina por Silva & Dias (1981), durante o mapeamento do Projeto Timbó-Barra Velha, como “rochas do grau da sillimanita, constituindo um corpo lenticular de dimensões não determinadas, localizado no vale do rio Testo, em um corte de estrada (SC-418), entre Blumenau e Pomerode”. Os mesmos autores descrevem que “Os kinzigitos são rochas gnáissicas que ocorrem na forma de lentes e níveis centimétricos (2-30 cm) leucocráticos, e níveis melanocráticos, ambos com abundante disseminação de granada em cristais de 1 mm a 1 cm. Sendo comum ainda a intercalação de níveis puramente quartzosos e máficos. A cor é cinza avermelhado devido à grande quantidade de granadas com núcleos esbranquiçados onde concentram-se minerais leucocráticos. As estruturas planares são moderada a fortemente orientadas segundo as direções regionais da foliação dos gnaisses encaixantes”. Os



Figura 3.4 - Gnaisses com granada

gnaisse encaixantes nesse local são interpretados como pertencentes aos Ortognaisses Pomerode, que serão descritos a seguir.

Na região mapeada como Gnaisses Granulíticos Luis Alves também são encontradas pequenas ocorrências de quartzitos, gnaisses com granada e formações ferríferas bandadas (com magnetita e hipestênio). Fornari (1998) descreve um enclave composto por coríndon, granada, espinélio, plagioclásio e pequena quantidade de biotita, encaixado em gnaiss granulítico bandado, próximo de Indaial. A principal ocorrência de coríndon conhecida em Santa Catarina é descrita ao norte de São João do Itaperiú, onde o coríndon ocorre em terraços aluviais e encostas de morros (colúvio), indicando uma fonte primária próxima. Nessa região ocorrem lentes de quartzito com fuchsitita e rochas ultramáficas da Unidade Máfica-Ultramáfica Barra Velha. Segundo Vernon & Clarke (2009) o coríndon pode ser formado por reações bimetassomáticas entre rochas silicosas e/ou aluminosas, no caso os quartzitos com fuchsitita, em contato com rochas ultramáficas, durante o metamorfismo granulítico.

Ocorrências de gnaisses peraluminosos com granada, considerados associados aos paragnaisses, se distribuem por toda a área dos Gnaisses Granulíticos Luis Alves, sendo melhor observados em pedreiras. Nessas áreas, os gnaisses com granada ocorrem em lentes estreitas com contatos difusos a nítidos, apresentando porfiroblastos de granada com até 3-4 cm de diâmetro (Figura 3.4 e Figura 3.5).



Figura 3.5 - Gnaisses com granada, granito tipo S?

Na região entre os municípios de Joinville, Guaramirim e Schroeder são conhecidas mineralizações ferríferas, descritas em Albuquerque *et al.* (1971) (e, de acordo com a bibliografia, conhecidas desde 1925). Essas

mineralizações estão associadas a formações ferríferas bandadas a magnetita e quartzitos com magnetita. Ocorrem também lentes de quartzitos com fuchsitita e gnaisses com granada e magnetita, indicando a presença

de uma ampla zona de metassedimentos metamorfisados na fácies granulito, não individualizados no mapa.

Granitoides com granada ocorrem a noroeste do Gráben de Corupá, em área mapeada como pertencente aos Ortognaisses Pomerode, indicando uma possível migmatização de metassedimentos nas fácies anfibolito superior a granulito, gerando magmas graníticos com granada.

Silva & Dias (1981) descrevem a presença de gnaisses calcissilicatados na região entre Barra Velha e Itajubá, que estariam associados aos Paragnaisses Luis Alves. Esta litofácies é caracterizada por gnaisses bandados com foliação milimétrica e mostrando um bandamento composicional centimétrico, conferindo um aspecto listrado à rocha. Bandas centimétricas a decimétricas quartzo-feldspáticas de cor cinza esbranquiçado, se intercalam com bandas escuras constituídas por material máfico. Embora o bandamento seja em geral contínuo, observam-se deformações plásticas locais, onde o material quartzo-feldspático engloba fragmentos ultramáficos de formas e tamanhos diversos. Nas bandas leucocráticas centimétricas podem ocorrer grandes cristais de hornblenda preta com até 10 cm de comprimento.

Os corpos de quartzitos são as principais litologias desta unidade representadas no mapa e salientam-se em relação às demais rochas metassedimentares, em função de sua composição mineralógica específica, silicosa e granoblástica monomineralica, distinta da composição dos gnaisses encaixantes, que se mimetizam e se confundem com os demais gnaisses granulíticos. Os quartzitos se distribuem por toda a área do Complexo Granulítico de Santa Catarina, desde Blumenau a sul, até a divisa com o Paraná a norte. Os corpos de quartzitos de maiores dimensões concentram-se na região de Joinville, na área urbana e a oeste da cidade, onde formam cristas alinhadas que podem ser acompanhadas por vários quilômetros. Esses corpos estão intensamente deformados, apresentando textura granoblástica, foliação e lineação de estiramento no quartzo. São quartzitos brancos a cinza esbranquiçados e esverdeados e caracterizados pela presença constante de fuchcita e eventual de granada, apresentam granulação fina a grossa, sendo constituídos ainda por plagioclásios, muscovita, sillimanita e minerais acessórios como zircão, rutilo e monazita (Figura 3.6, Figura 3.7, Figura 3.8 e Figura 3.9).

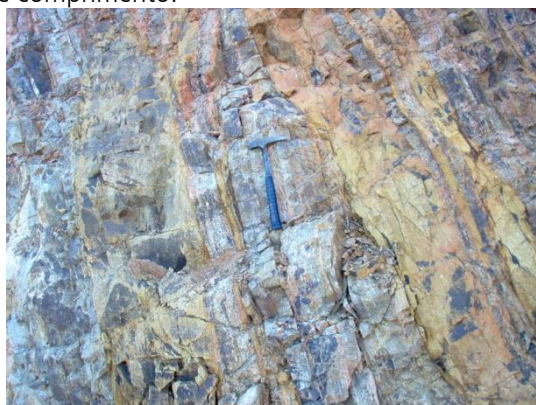


Figura 3.6 - Afloramento de quartzito em saibreira



Figura 3.7 - Quartzito com fuchcita (mica verde)



Figura 3.8 - Quartzito com rampas de cavalgamento



Figura 3.9 - Detalhe das rampas de cavalgamento.

3.1.4 Charnockito Postema (A4PP2γpo)

Um corpo de gnaiss quartzo-feldspático foi individualizado dentro dos Gnaisses Granulíticos Luis Alves, na borda norte do Granito Dona Francisca, no extremo norte da Folha Joinville. Esse gnaiss corresponde a um metagranito porfirítico milonitizado, onde as bandas feldspáticas correspondem aos porfiroclastos de feldspatos alcalinos muito estirados e deformados, alguns formando *augens*. No núcleo dessa



Figura 3.10 - Charnockito Postema

ocorrência foi identificado um metagranito porfirítico, protomilonítico, com hiperstênio, caracterizando o charnockito (e.g. Le Maitre *et al.*, 1989; Frost *et al.*, 2000; Best, 2009).

É um metagranito protomilonítico a milonítico, foliado a bandado com porfiroclastos de K-feldspato micropertítico, plagioclásio e quartzo arredondados apresentando matriz com textura granoblástica poligonal com quartzo, piroxênios (hiperstênio), hornblenda e biotita, e exolução de óxidos a partir dos minerais máficos (Figura 3.10 e Figura 3.11).

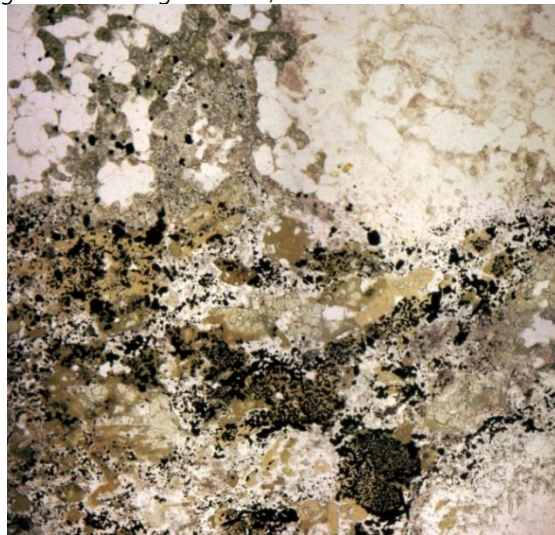


Figura 3.11 - Charnockito Postema (fotomicrografia LN, 25x) com exolução de óxidos e textura granoblástica.

Ortognaisses graníticos-granodioríticos e granitoides Paleoproterozoicos

3.1.5 Ortognaisses Pomerode (PP2po)

Fornari (1998) definiu como "Suíte Granítica Pomerode" a uma quantidade expressiva de rochas graníticas a tonalíticas que ocupavam uma área de aproximadamente 250 km² nas imediações de Pomerode e sul de Indaial, na porção oeste da Microplaca Luis Alves. As rochas dessa suíte possuíam coloração variando de rosada, nas rochas graníticas, a cinza escuro nos tonalitos. Fornari (1998) ainda descreve que a suíte seria intrusiva nas rochas máficas granulitizadas, fato evidenciado pela presença de enclaves de metagabros nas regiões de contato.

No presente trabalho foi observado que as rochas ocorrentes nessa região citada por Fornari (1998) apresentam uma relação tectono-estratigráfica mais complexa do que a de uma suíte granítica, apresentando predomínio de rochas gnáissicas dioríticas a granodioríticas foliadas e deformadas conjuntamente com os Gnaisses Granulíticos Luis Alves, com os quais faz contato e se intercala. Essa unidade dos Ortognaisses Pomerode ocupa quase toda a porção oeste da

Microplaca Luis Alves, sendo recoberta pelas rochas da Bacia do Paraná.

As rochas representantes dessa unidade são formadas predominantemente por gnaisses dioríticos, tonalíticos a granodioríticos e graníticos, foliados a bandados, com um bandamento largo (decimétrico a métrico) ou ausente. Apresentam cores cinza escuro a cinza claro, granulação média a grossa, localmente porfiroclástica, com porfiroclastos de feldspatos alcalinos (ortoclásio) e/ou plagioclásios (≤ 2 cm), de cor caramelo marcando a foliação. Apresentam enclaves máficos (metagabros), gnaisses e hornblenditos de granulação grossa com ou sem plagioclásios (Figura 3.12, Figura 3.13, Figura 3.14 e Figura 3.15).

Foram analisados zircões de duas amostras pertencentes aos Ortognaisses Pomerode: HZ-030, metassienogranito porfirítico situado em um lajeado no Ribeirão do Saco, afluente do Rio Testo próximo a Pomerode, que apresentou idade de 2.226 ± 5 Ma U-Pb (SHRIMP), a outra amostra, CI-085B é de um augen gnaiss charnockítico, protomilonítico, situado no piso de uma pedreira na estrada de Timbó a Dr. Pedrinho, no extremo oeste da folha, no contato e sotoposto a rochas do Grupo Itararé e a um sill de diabásio da Formação Serra Geral, apresentou idade de $2.209,7 \pm 4,2$ Ma U-Pb (SHRIMP).



Figura 3.12 – Ortognaisses Pomerode bandados



Figura 3.13 – Ortognaisses Pomerode milonitizados



Figura 3.14 - Ortognaisses Pomerode dobrados



Figura 3.15 – Ortognaisses Pomerode – foliação milonítica cortando a foliação principal

A presença de corpos de hornblenditos de granulação grossa dentro da área de ocorrência dos gnaisses granodioríticos é comum. Suas relações de contato, no entanto não são claras, permitindo dúvidas em relação à sua gênese. Não se pode afirmar com certeza que sejam diques metamorfisados e deformados, porque os mesmos também ocorrem brechados e fragmentados imersos na massa granodiorítica foliada (Figura 3.16, Figura 3.17, Figura 3.18 e Figura 3.19).

Os contatos dos Ortognaisses Pomerode com os Gnaisses Granulíticos Luis Alves são difusos e de difícil identificação no campo.

Na área ainda ocorre um corpo de gabro de granulação grossa e isótopo, situado no alto do morro do Ribeirão Gustavo, a SE de Jaraguá do Sul. Esse gabro apresenta anomalia litoquímica para Au e comportamento litogeoquímico diferenciado em relação aos gnaisses encaixantes. Não mostra evidências de metamorfismo de alto grau, sendo possivelmente intrusivo nos Ortognaisses Pomerode.



Figura 3.16 – Ortognaisses Pomerode – Enclaves de hornblendito



Figura 3.17 - Ortognaisses Pomerode – dique máfico com resfriamento no contato(?)



Figura 3.18 - Ortognaisses pomerode - enclave diorítico.

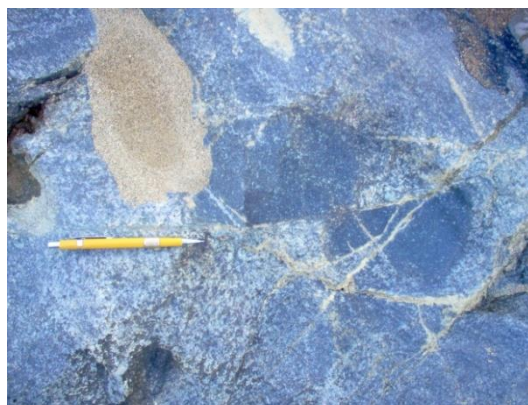


Figura 3.19 – Ortognaisses Pomerode - enclave diorítico rompido

3.1.6 Metagranito-granodiorito Rodeio (PP2γro)

Dentro dos Ortognaisses Pomerode, foram individualizados núcleos de rochas metagraníticas-granodioríticas menos deformadas, protomiloníticas a miloníticas, com estrutura foliada a isótropa e textura fanerítica grossa, inequigranular a porfirítica com fenocristais de feldspato alcalino euédricos a subédricos com bordas arredondadas (porfiroclastos) de até 3 cm de diâmetro (Figura 3.20, Figura 3.21, Figura 3.22 e Figura 3.23).

Variam de monzogranitos a dioritos, são rochas com protólitos claramente ígneos, com texturas total ou parcialmente preservadas, sobre a qual atuou metamorfismo predominantemente dinâmico (são granitos deformados a não deformados). Aqui a mineralogia é mais uniforme, constituída por quartzo, feldspatos, biotita, diopsídio/augita parcial a totalmente transformados em hornblenda em uma transformação possivelmente tardi-magmática.

Essas rochas apresentam composição granítica-granodiorítica e estão correlacionadas aos gnaisses

granodioríticos encaixantes, talvez representando uma colocação tardia em relação aos eventos deformacionais que afetaram os ortognaisses.

Basei *et al.* (2010) apresentaram idades U-Pb (SHRIMP) de 2.202 ± 25 Ma, em zircões obtidos de granitoides granodioríticos porfiríticos e deformados da região entre Pomerode e Timbó (Morro Azul) consideradas idades de cristalização magmática e que podem pertencer a esta unidade, embora nesse local específico, não tenha sido individualizado, no mapa, nenhum núcleo desses granitoides. No presente trabalho foram datados zircões da amostra CI-153 (Figura 3.22), correspondente a um granito porfirítico cinza, isótropo a pouco deformado, com leve foliação indicando deformação dinâmica. Foi obtida idade de $2.194 \pm 6,1$ Ma U-Pb (SHRIMP), compatível com a idade encontrada por Basei *et al.* (2010).

O nome desta unidade foi adotado com base no nome comercial de Granito Rodeio, que apresenta sua extração para utilização como rocha ornamental pela Mineração Brandão, nas proximidades de Rodeio, SC (Figura 3.22).



Figura 3.20 – Metagranito-granodiorito Rodeio milonitizado.

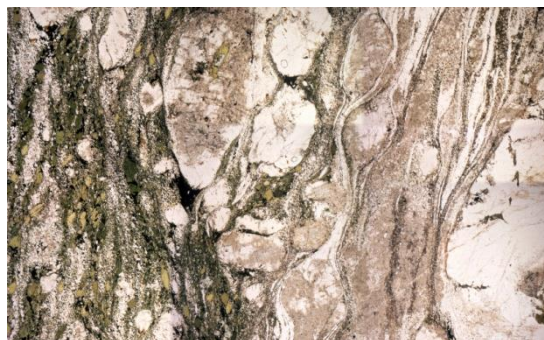


Figura 3.21 - Faixa milonítica sobre o Metagranito-granodiorito Rodeio (Fotomicrografia LN, 25x.)



Figura 3.22 - Extração de blocos de rocha ornamental em matacão do "Granito Rodeio" (amostra CI-153).



Figura 3.23 - Chapa polida do "Granito Rodeio".

3.1.7 Suíte Rio da Luz (PP2yrl)

Ao norte da cidade de Rio dos Cedros, no oeste da Microplaca Luis Alves, ocorrem corpos de sienogranitos e monzogranitos vermelhos, que apresentam uma foliação milonítica pouco nítida a nítida, são protomiloníticos a miloníticos, têm granulação média a grossa e uma quantidade de máficos restrita. Aparentemente estão associados a zonas de falhas e cisalhamento dúctil tardios. Nessa região é comum a formação de saibreiras para retirada do saibro desses granitoides pelas prefeituras, para manutenção das estradas. O local tipo dessa unidade fica nas cabeceiras do Rio da Luz, na Serra de Jaraguá, município de Jaraguá do Sul. Essas rochas parecem ser intrusivas nos Ortognaisses Pomerode e podem ser responsáveis por uma feição comum encontrada nos ortognaisses que é a feldspatização da rocha encaixante a partir de fraturas e veios com epidoto. A caracterização desta unidade, no mapa geológico, foi feita por área de ocorrência e predomínio, aflorando nessa mesma região, também, gnaisses granodioríticos metamorfisados em condições de fácies granulito a anfíbolito.

Cerca de 5 km a leste da cidade de Ascurra, cortado pela BR-470, junto ao Rio Itajaí e na borda norte

da Bacia do Itajaí, ocorre um corpo de granito vermelho, protomilonítico, que pode pertencer a essa mesma unidade. Essa rocha granítica apresenta granulação média a grossa com porfiroclastos arredondados a subédricos de plagioclásio, feldspato alcalino (microclínio) e quartzo, com biotita totalmente cloritizada e oxidada alinhada segundo a foliação da rocha. Esse granito parece ser intrusivo nos Ortognaisses Pomerode, sendo também observada uma intensa epidotização dos gnaisses próximo a um afloramento desse granito. No contato com as rochas da Bacia do Itajaí é afetado por falhas de cavalgamento que também atingiram as rochas sedimentares.

Os granitoides da Suíte Rio da Luz podem estar associados à fase final da orogênese que afetou os gnaisses granulíticos e granodioríticos da Microplaca Luis Alves. No presente trabalho foram datados zircões de uma amostra coletada em uma saibreira situada nas cabeceiras do Rio da Luz, no alto da Serra do Jaraguá, amostra CI-014, correspondente a um sienogranito vermelho, milonítico, de granulação grossa, com biotita e hornblenda e muita alanita, que apresentou idade de $2.195,9 \pm 4,7$ Ma, U-Pb (SHRIMP), praticamente a mesma idade encontrada nos Metagranitos-granodioritos Rodeio e mais antiga que o encontrado por

Basei *et al.* (2010) que apresentaram idades U-Pb (SHRIMP) de 2.112 ± 22 Ma, consideradas idades de cristalização magmática em zircões de um leucogranito rosa, milonítico, que também pode pertencer a esta suíte granítica.

No alto da Serra da Dona Francisca, na SC-301, ocorre um corpo de sienogranito porfirítico, protomilonítico e foliado, com granulação média a grossa, de cor vermelha, constituído por fenocristais de K-feldspato (≤ 3 cm) e matriz com quartzo, feldspato, plagioclásio e anfibólios (hornblenda) cloritizados. Pelas características macro e microscópicas, essa rocha granítica é muito semelhante aos granitoides da Suíte Rio da Luz, com os quais pode estar relacionado. Esse corpo granítico é recoberto pelos conglomerados da Bacia de Joinville, neoproterozoica, em disconformidade litológica.

Entre a rodovia SC-301 e o Salto 1 do Rio Cubatão (350m de queda), ocorre uma rocha granítica milonitizada e brechada, composta por porfiroclastos de feldspato alcalino (ortoclásio) e mais raramente de plagioclásio, estirados e fraturados, de grão médio (até 3 mm) mergulhados na matriz. A matriz é representada por quartzo recristalizado como agregados policristalinos monominerálicos estirados na forma de fitas (lineação mineral) e feldspatos (K-feldspato e plágiooclásio) de grão fino, alinhados, definindo uma foliação na rocha. Os feldspatos encontram-se oxidados e argilizados. Esta rocha milonitizada pode representar uma porção do corpo granítico Morro da Neve, que foi afetado por zonas de cisalhamento transcorrente.

3.2 CINTURÃO DOM FELICIANO

3.2.1 Complexo Gnáissico-Migmatítico São Miguel (PP2sm)

Esta unidade foi nomeada por Basei *et al.* (2010) durante o mapeamento da Folha Vidal Ramos 1:100.000, que por sua vez corresponde à faixa de gnaisses blastomiloníticos do mapeamento do Projeto Timbó-Barra Velha - CPRM (Silva & Dias, 1981) e à Faixa Ribeirão da Prata, de Borba & Lopes (1983).

A continuidade dessa unidade na Folha Joinville 1:250.000 forma uma faixa estreita (2x30 km) de direção N50°E até a cidade de Ilhota, onde é recoberta por aluviões quaternários do Rio Itajaí. É limitada a norte pelos sedimentos da Bacia do Itajaí e a sul pelo Granito Morro do Parapente e pelos xistos da Formação Botuverá do Grupo Brusque.

Devido ao intenso intemperismo sofrido por estas rochas, não foram encontradas amostras inalteradas para melhor caracterização dessa unidade. Todos os afloramentos descritos indicam a ocorrência de granitoides isótipos a foliados, com granulação grossa, alguns pegmatoides, muito intemperizados. Desse modo, optou-se em manter na legenda do mapa a descrição de Basei *et al.* (2010) que caracteriza a unidade

como Migmatitos estromáticos com biotita gnaisses e anfibólio gnaisses máficos como constituintes principais do mesossoma. O leucossoma é composto por bandas centimétricas de leucogranitos róseos foliados. É comum a ocorrência de corpos de gnaisses máficos, anfibolitos, metagabros bem como corpos de granitoides deformados. Basei *et al.* (2010) obteve idades U-Pb de 2.110 Ma e 2.201 Ma para os migmatitos acima descritos.

3.2.2 Augen Gnaisse Navegantes (PP2yna)

Os Augen Gnaisses Navegantes compreendem rochas graníticas miloníticas a protomiloníticas, por vezes cataclásitos, com coloração cinza esbranquiçado a rosado. As litologias apresentam porfiroclastos de K-feldspatos centimétricos (*augen*) envoltos por faixas recristalizadas de quartzo, feldspatos, anfibólios e biotita. Parece ser a continuidade para nordeste do Complexo Gnáissico-Migmatítico São Miguel (antiga Faixa Ribeirão da Prata), no contato do Cinturão Dom Feliciano com a Microplaca Luis Alves. Constitui uma faixa alongada de direção N30°E, que se estende desde a ponte da BR-101, no rio Itajaí, até a praia da Armação (Ponta Itapocoroí), no Balneário da Penha.

Apresenta forte foliação milonítica, com diferentes proporções entre matriz/porfiroclastos, muitas vezes pouco visível em amostra de mão, mas bem definida em escala de afloramento. É também caracterizado por faixas com alguns milímetros de material quartzo-feldspático cinza claro e rosado deformado, formando olhos (*augens*) de quartzo e K-feldspatos estirados paralelamente à foliação milonítica e bandas escuras, ricas em minerais máficos, que envolvem os porfiroclastos de K-feldspatos.

Mesosopicamente, apresentam estrutura planar orientada com arranjo do tipo *augen*, com faixas leucocráticas, em geral com espessura da ordem de 3-6 mm a 2 cm, formadas por material quartzo-feldspático de cor rosa a cinza esbranquiçado com formas de filonetes milimétricos ou fusiformes. Envolvendo essas estruturas, dispõem-se bandas escuras, milimétricas, onduladas, que se moldam em volta dos porfiroclastos de K-feldspatos e quartzo.

As microestruturas dominantes são a foliação milonítica e cataclástica, ambas acentuadamente inequigranular com bimodalidade no tamanho de grãos relacionada à presença de porfiroclastos de 2-4 mm de K-feldspatos em uma matriz microcristalina de 0,05-2 mm. A principal foliação está relacionada ao fluxo dúctil em condições de alto strain, enquanto a deformação rúptil pode apresentar uma menor participação (Passchier & Trouw, 2006), em zonas de cisalhamento. A foliação milonítica, gerada por deformação intracristalina e recristalização (Passchier & Trouw, 2006) é caracterizada na matriz, onde é comum encontrar restos de anfibólios alinhados, formando trilhas que contornam os porfiroclastos, e que também apresentam disposição

subparalela à foliação. Os porfiroclastos são constituídos principalmente por K-feldspatos e, menos frequentemente por minerais máficos e quartzo.

3.2.3 Complexo Camboriú (NP3γcgc)

O Complexo Camboriú foi definido por Chemale *et al.* (1995) em substituição à denominação de Complexo Tabuleiro (Shulz Jr. & Albuquerque, 1969), considerada inadequada devido à dominante exposição de granitoides brasileiros na área-tipo. Chemale *et al.* (1995) consideram este complexo como dominado por uma associação tipo TTG metamorfisada na fácies anfibolito médio a superior, apresentando uma distinta composição bimodal com abundantes inclusões máficas toleíticas, equivalentes a anfibolitos parcialmente assimilados. Este complexo é constituído também por gnaisses, migmatitos, granitoides e rochas máficas. As rochas migmatizadas formam corpos de direção NE-SW em meio a uma diversidade de granitos que comumente as cortam (Lopes, 2008).

Migmatitos Morro do Boi (NP3γcmb)

Esta unidade aflora no Morro da Barra, ponta e praia das Laranjeiras, a sudeste de Balneário Camboriú. A área de ocorrência na Folha Joinville é pequena, e esta unidade litoestratigráfica é considerada a continuidade da ocorrência mapeada na Folha Brusque 1:100.000 (Basei *et al.*, 2010).

Esta unidade é colocada no Complexo Camboriú e descrita como migmatitos com predomínio de estrutura estromática (Basei *et al.*, 2010). Apresentam mesossoma cinza escuro, de composição tonalito-granodiorítica com anfibólio e biotita. Variam desde homogêneos de aspecto maciço a finamente bandados com alternância entre níveis milimétricos máficos e bandas quartzo-feldspáticas félsicas. Diversas gerações de leucossomas quartzo-feldspáticos cinza esbranquiçados, foliados, com ou sem o desenvolvimento de melanossomas biotíticos, são frequentes (Basei *et al.*, 2010).

Basei *et al.* (2010), apresentam idades U-Pb SHRIMP entre 0,63 e 0,59 Ga, para os migmatitos bandados do Morro do Boi.

No presente estudo não foi realizado um trabalho detalhado nessa unidade, no entanto, foram identificados gnaisses com bandas máficas ricas em biotita e bandas félsicas quartzo-feldspáticas com fenocristais de K-feldspato. Da mesma forma, foi caracterizado um granitoide rosa, leucocrático, com quartzo e K-feldspato e poucos máficos (anfíbólios), localmente pegmatoide, intrusivo nos gnaisses migmatíticos.

3.2.4 Granito Morro do Parapente (NP1γmp)

Basei *et al.* (2008) registraram a ocorrência de granitoides alcalinos, do tipo "A", pré-tectônicos,

milonitizados (sieno-leucogranito milonitizado), a sul de Gaspar (SC). Estas rochas ocorrem intercaladas como lascas tectônicas nas bordas dos xistos do Grupo Brusque. Os autores supra-citados interpretam que esse granito milonitizado estaria relacionado à gênese sin-rifte que precedeu a deposição sedimentar da paleobacia do Grupo Brusque. Foram obtidas idades U/Pb (ID-TIMS) que apontam idades em torno de $834,7 \pm 8,7$ Ma e também idade de 843 ± 12 Ma U/Pb SHRIMP em zircão. Na interpretação de Basei *et al.* (2008), a caracterização desse corpo granítico como pré-tectônico permitiria inferir que esse foi o período da fase rifte da bacia que gerou o Grupo Brusque.

Este corpo granítico aflora em uma lente estreita (1 km) e alongada (15 km), de direção NE-SW, entre os granitoides alterados do Complexo Gnáissico-Migmatítico São Miguel, a norte, e os xistos da Formação Botuverá do Grupo Brusque, a sul, com os quais se relaciona através de falhas de cavalgamento escalonadas com vergência para NW. As melhores ocorrências desta unidade podem ser observadas na estrada SC-411, a cerca de 5 km a sul de Gaspar, bem como no topo do Morro Pelado, onde existe uma pista de lançamento de parapente que deu o nome à unidade. Bons afloramentos também podem ser encontrados na estrada vicinal a sudoeste, em direção a Gasparinho. Em todos esses pontos de afloramento é encontrado um granito, vermelho, milonitizado a cataclásado, com foliação milonítica, apresentando estiramento de feldspatos e quartzo e frequentes intercalações tectônicas do granitoide milonitizado com sericita xisto, grafita xisto e quartzito fino.

3.2.5 Grupo Brusque (NPbr)

Corresponde a uma sequência supracrustal neoproterozoica de natureza vulcanossedimentar, dobrada e metamorfisada na fácies xistos verdes inferior a médio (zona da granada). O Grupo Brusque é constituído por uma unidade inferior metavulcanossedimentar e uma unidade superior predominantemente clástica.

Na área do presente mapeamento ocorre apenas a sequência metassedimentar superior, representada pela Formação Botuverá.

Formação Botuverá (NPbrb)

Basei *et al.* (2010) no mapeamento das folhas Vidal Ramos e Brusque 1:100.000, subdividiram a Formação Botuverá em diferentes litofácies baseados em suas características litológicas e metamórficas (unidades de baixo grau metamórfico e unidades de baixo a médio grau metamórfico). Baseados nas características litológicas e metamórficas foi possível manter a mesma subdivisão das litofácies propostas nas folhas supracitadas, para a Folha Joinville. Desse modo, foram mantidas as unidades mapeadas nas folhas Vidal Ramos

e Brusque que têm continuidade na Folha Joinville 1:250.000.

Litofácies Metapelítica (NPbrbp)

Constituída por sericita xistos com coloração cinza prateado, de granulação fina, onde pode ocorrer grafita. Os sericita xistos se caracterizam pela pouca quantidade de quartzo e predominância sobre os clorita-sericita-quartzito xistos, onde também ocorrem bandas subordinadas de quartzitos micáceos.

Litofácies metapsamítica rítmica (NPbrbsr)

Constituída por xistos rítmicos areno-pelíticos com alternâncias milimétricas a centimétricas de camadas de quartzito micáceo e sericita-biotita xistos. Também ocorrem níveis espessos de quartzitos micáceos a ortoquartzitos. Esta litofácies ocorre na borda NW do Grupo Brusque, entre a Suíte Valsungana, Granito Morro do Parapente e o Complexo Gnáissico-Migmatítico São Miguel, sobre os quais é encaixado tectonicamente através de falhas de cavalgamento.

Litofácies Quartzítica (NPbrbq)

Formada por ortoquartzitos maciços a foliados, de coloração esbranquiçada e textura sacaróide. Ocorre em cristas alinhadas com direção NE-SW, apresentando ainda intercalações de quartzitos micáceos e feldspáticos.

Litofácies Metarrítmica (NPbrbr)

Formada pela alternância centimétrica de bandas de sericita xistos, granada-biotita xistos e quartzitos micáceos. A predominância de um litotipo sobre o outro é variável. No interior dessa unidade, na região de Balneário Camboriú, foi encontrada uma lente de mármore dobrada, não mapeável na escala do presente mapeamento.

Litofácies Metapsamítica (NPbrbps)

Constituída por muscovita-quartzo xisto, granada-mica-quartzo xisto, granada-biotita xisto quartzítico, granada-muscovita quartzitos e ortoquartzitos. Estas rochas apresentam um grau metamórfico mais elevado, xisto verde médio, evidenciado pela presença de assembléias minerais com granada nas rochas metassedimentares.

3.2.6 Suíte Valsungana (NP3γv)

Esta suíte é representada na Folha Joinville em dois locais, a área de maior ocorrência situa-se a sul de Gaspar, sendo intrusiva nos xistos da Formação Botuverá, próximo à borda do Cinturão Dom Feliciano. Esta ocorrência da Suíte Valsungana, forma um corpo elíptico (30x10 km) com eixo maior de direção NE-SW, e se

estende para as folhas Brusque e Vidal Ramos 1:100.000. A segunda ocorrência apresenta dimensões menores e aflora no Morro da Barra, ponta e praia das Laranjeiras, a SE de Balneário Camboriú, junto aos Migmatitos Morro do Boi. Este último ponto baliza a extremidade norte de um corpo maior, batolítico, que se estende por mais de 75 km para SW.

Esta suíte é constituída por biotita monzogranitos a sienogranitos de coloração cinza esbranquiçado a avermelhada. Apresenta estrutura maciça a orientada por fluxo magmático e textura porfírica a porfiroide com megacristais centimétricos de microclínio róseo (2-12 cm) em uma matriz grossa com K-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita. Os acessórios são muscovita, alanita, monazita, apatita, zircão e minerais opacos. Variedades cataclásticas, tipo microbrechas, protomilonitos e milonitos podem ser encontradas próximo ao contato NW do corpo granítico a sul do município de Gaspar.

As relações de contato com os xistos da Formação Botuverá são intrusivas com geração de metamorfismo de contato e também por falhamentos NE-SW. É comum a presença de xenólitos de xistos nas bordas do granitoide.

Em uma pedreira na localidade de Barracão (sul da área) foi encontrado fluorita em pequenas vênulas e fraturas no interior de um corpo de granito fino, muito fraturado, associado à porção NW da Suíte Valsungana.

Basei *et al.* (2010) obteve idades de 593 Ma U-Pb em zircões para essas rochas.

3.2.7 Suíte Nova Trento (NP3γnt)

A Suíte Nova Trento ocorre na porção leste do Morro da Barra, a SE de Balneário Camboriú, junto aos Migmatitos Morro do Boi. Representa a continuação de um pequeno corpo alongado na direção N-S originalmente identificado na Folha Brusque 1:100.000 (Basei *et al.*, 2010). É formado por biotita monzogranitos a quartzo sienitos de coloração cinza claro, com estrutura maciça e textura fanerítica equi- a inequigranular. Em algumas porções desta suíte ocorre uma matriz de granulação fanerítica média com megacristais de K-feldspato branco (1-3 cm), em geral manteados por biotita. Minerais acessórios são principalmente representados por muscovita, apatita, zircão e minerais opacos. Basei *et al.* (2010) obteve idades de 595 Ma U-Pb em zircões para esta unidade.

3.3 MICROPLACA CURITIBA

3.3.1 Complexo Máfico – Ultramáfico Piên (NP3μp)

O Complexo Máfico-Ultramáfico Piên é constituído por dois corpos principais e de maiores dimensões, alojados sobre a Microplaca Luis Alves, próximo ao contato com a Microplaca Curitiba. Localizam-se próximo à cidade de Piên (PR), nas

localidades de Campinas dos Crispins e Campinas dos Maias, na divisa com Santa Catarina. Seus contatos são essencialmente tectônicos, envolvendo falhas de cavalgamento e transcorrentes. As rochas dessa unidade se encontram fortemente deformadas, dobradas e rompidas com aspecto cataclástico-milonítico. Provavelmente representam uma sequência ofiolítica incompleta, onde somente a porção ultramáfica foi mantida.

Esta unidade litoestratigráfica é representada por peridotitos (dunitos, harsburgitos serpentinizados e serpentinitos) com níveis estreitos de olivina-ortopiroxenitos, ortopiroxenitos, olivina-websteritos, websteritos e raros enclaves de talco-serpentina xistos, intrusões de piroxenitos e raros gabros. Xistos magnesianos (serpentinitos, talco xisto, magnetita xisto, tremolita xisto, carbonato e clorita xistos) ocorrem nas



Figura 3.24 – Ultramáficas Piên, serpentinitos maciços brechados

bordas. Essas rochas ultramáficas apresentam colorações variadas, desde cinza escuro, cinza claro até verde e granulação fina a média (Figura 3.24, Figura 3.25, Figura 3.26 e Figura 3.27).

Harara (2001) obteve idades de 631 ± 17 Ma U-Pb (SHRIMP) em zircões de gabros associados às ultramáficas.

Ao contrário do sugerido por Ribas (1993), Harara (2001) considera que as lentes de rochas ultramáficas metamorfasadas em fácies granulito, encaixadas e estruturalmente concordantes com os gnaisses granulíticos do Complexo Granulítico de Santa Catarina, nessa região, pertencem à Unidade Máfica-Ultramáfica Barra Velha, do complexo granulítico, e não estão correlacionadas com as ultramáficas do Complexo Máfico-Ultramáfico Piên.



Figura 3.25 - Ultramáficas Piên, serpentinitos bandados



Figura 3.26 - Ultramáficas Piên, serpentinitos dobrados



Figura 3.27 – Serpentinitos com veios de possível crisotila e antigorita

3.3.2 Suíte Rio Piên (NP3γp)

Harara (2001) caracterizou a Suíte Granítica Piên – Mandirituba como um terreno granítico deformado correlacionado a um arco magmático cálcico-alcálico médio a alto K, tipo I, constituído por três grupos de rochas principais: 1) rochas graníticas sem epidoto magmático (e associadas a anfíbolitos); 2) rochas graníticas com epidoto magmático; e 3) monzogranitos (protomiloníticos a miloníticos) sem epidoto magmático,

separados tectonicamente entre si. No mapeamento geológico da Folha Joinville 1:250.000, foi assumido que a Suíte Granítica Piên – Mandirituba de Harara (2001), corresponde à Suíte Granítica Rio Piên de Machiavelli *et al.* (1993). As litologias mapeadas por Harara (2001) foram então convertidas para unidades litoestratigráficas formais e informais dentro da Suíte Rio Piên, associadas à toponímia da região onde ocorrem na folha.

Granito Poço Frio (NP3 γ ppf)

O Granito Poço Frio é representado por rochas graníticas sem epidoto magmático (quartzo monzodioritos, quartzo monzodioritos/granodioritos e granodioritos) de granulação média a grossa, cor cinza claro a cinza escuro, com fenocristais de K-feldspatos (1 - 1,5 cm), plagioclásios zonados, quartzo e alta concentração de máficos (biotita e anfibólios 20–30%). Entre os máficos predomina ora o anfibólio, ora a biotita, ocorrendo rochas com anfibólio \pm biotita e raramente biotita \pm anfibólio. A foliação, caracterizada pela forte orientação dos feldspatos, biotita e anfibólios é bem marcada. Harara (2001) obteve idades de 620 – 610 Ma U-Pb em zircões.

Monzogranito Doce Grande (NP3 γ pdg)

Corresponde a anfibólio e raramente anfibólio-biotita monzogranitos de granulação fina a grossa, cor cinza a rosada, protomiloníticos a miloníticos e ultramiloníticos. Podem conter fenocristais de K-feldspatos (\leq 1 cm), além de plagioclásios, quartzo, biotita e anfibólios. Não se observa epidoto magmático. Está em contato tectônico com o granito Poço Frio. Harara (2001) obteve idades U-Pb em zircões, de 605 – 595 Ma.

Granito Rio Piên (NP3 γ prp)

As rochas graníticas com epidoto magmático do Granito Rio Piên, podem ainda ser subdivididas em três litofácies: a) quartzo monzodioritos; b) quartzo monzodioritos/granodioritos e granodioritos e c) leucogranodioritos. Harara (2001) obteve idades U-Pb em zircões entre 605 – 595 Ma para essas rochas.

Litofácies Quartzo monzodioritos (NP3 γ prpm)

Corresponde a biotita-anfibólio e anfibólio-biotita-quartzo monzodioritos, protomiloníticos a miloníticos com epidoto magmático. Cor cinza claro, granulação grossa, com plagioclásio, quartzo, biotita, anfibólios e epidoto magmático (\leq 3%). Podem conter, ou não, fenocristais de K-feldspatos com dimensões variando entre 1 e 1,5 cm e coloração rosada. Entre os máficos, predominam os anfibólios sobre a biotita, mas também podem ocorrer rochas com biotita \geq anfibólios. A foliação é marcada pela orientação de biotita, anfibólios e epidoto e a lineação de estiramento é materializada por feldspatos e quartzo.

Litofácies Granodioritos (NP3 γ prpg)

São rochas de granulação média a grossa, com cores cinza claro a cinza rosada, protomiloníticas a miloníticas, com porfiroclastos (\leq 1 cm) de K-feldspato rosa, e matriz composta por quartzo, plagioclásio,

anfibólios, biotita e epidoto magmático (\leq 3%). Os máficos (biotita e anfibólios) representam de 10 a 20%. O epidoto magmático aparenta manter uma correlação positiva com a biotita. A foliação varia de incipiente a forte, caracterizada pela orientação de biotita, anfibólio e epidoto e lineação de estiramento materializada por quartzo e feldspatos.

Litofácies Leucogranodioritos (NP3 γ prpl)

Corresponde a leucogranodioritos de granulação média a grossa, de cor rosada a cinza claro, protomiloníticos a miloníticos, com K-feldspato (\leq 1,5 cm e na matriz), plagioclásio, quartzo (\leq 1,5 cm), biotita, anfibólios e epidoto de origem magmática. O volume de máficos é baixo (3-5%), podendo atingir 7%, onde predomina biotita \pm anfibólio. O epidoto magmático, anédrico, corroído e em menor volume é presença constante. A foliação está ausente ou é incipiente a moderada, sendo bem marcada somente ao longo da Zona de Cisalhamento Piên-Tijucas.

3.4 CINTURÃO GRANÍTICO COSTEIRO – BLOCO PARANAGUÁ

3.4.1 Complexo São Francisco do Sul (PP2 γ fsf)

Cury (2009) caracterizou, na ilha de São Francisco do Sul e ao norte da Baía de Paranaguá, a ocorrência de rochas gnáissicas e migmatíticas, às quais deu o nome de Complexo São Francisco do Sul.

O Complexo São Francisco do Sul é representado por rochas gnáissicas de origem ígnea com bandamento gnáissico definido pela intercalação de minerais máficos e félsicos em diferentes tonalidades de cinza. São gnaisses de composições dioríticas, quartzo monzodioríticas, granodioríticas, trondhjemíticas e monzograníticas, que, na ilha de São Francisco do Sul, apresentam aspecto bandado com a sobreposição de uma foliação milonítica, localmente com feições de migmatização (Figura 3.28 e Figura 3.29)

Em lajeados no rio São João, no norte da folha e próximo do Granito Estrela, são encontrados gnaisses quartzo-feldspáticos com coloração cinza escuro a cinza médio, que além do bandamento gnáissico, apresentam foliação milonítica incipiente a forte. Esses gnaisses milonitizados apresentam granulação média a grossa, matriz máfica com biotita fina e máficos pretos maiores (<2 mm). Porfiroclastos de K-feldspatos subédricos a arredondados (<5 mm) marcam a foliação. Diques granitoides cortam a foliação milonítica. Constitui possível zona de contato entre o Cinturão Costeiro / Bloco Paranaguá e a Microplaca Luis Alves.

Segundo Cury (2009), análises U-Pb caracterizaram períodos de cristalização do zircão no Paleoproterozoico (2.173 \pm 18 Ma), Neoproterozoico (626 \pm 25 Ma) e Cambro-Ordoviciano (510-490 Ma).



Figura 3.28 – Granito gnáissico dobrado do Complexo São Francisco do Sul



Figura 3.29 – Granito gnáissico dobrado do Complexo São Francisco do Sul

3.4.2 Formação Rio das Cobras (NPrc)

A Formação Rio das Cobras compreende rochas metassedimentares compostas por biotita-quartzo xistos, sericita-quartzo xistos, biotititos, clorita xistos, clorita-quartzo xistos, xistos calcissilicatados, granada xistos, metamorfisados nas fácies xisto verde a anfibolito. Apresentam granulação média a grossa e os sericita xistos, estão dobrados e crenulados, com intercalações estreitas de coloração cinza, provavelmente grafitosas e também níveis estreitos de quartzitos.

Na Folha Joinville 1:250.000 esta unidade aflora como fragmentos, enclaves e "roof pendants" nas bordas norte e leste do maciço granítico da Suíte Morro Inglês, entre a BR-101, na divisa SC-PR a norte (região da Mina

Velha), e a praia de Itapoá a sudeste. Esta unidade é recoberta pelos sedimentos fluviais e marinhos quaternários da Planície Costeira, onde também aparecem como morros isolados. As relações de contato dos granitos da Suíte Morro Inglês são nitidamente intrusivas com desenvolvimento de metamorfismo de contato sobre os xistos (Figura 3.30 e Figura 3.31).

Cury (2009) obteve idades variando entre 611-600 Ma como a idade do pico do metamorfismo que afeta os xistos (granada-sillimanita xisto) e gnaisses (cianita-granada-sillimanita gnaisse) da Formação Rio das Cobras. As idades foram obtidas com o método U-Pb em zircão e U-Pb D-TIM em monazita, respectivamente, onde as idades mais antigas (611 ± 39 Ma) foram alcançadas na borda de zircão e as idades mais jovens (599 ± 5 Ma), em cristais de monazita.

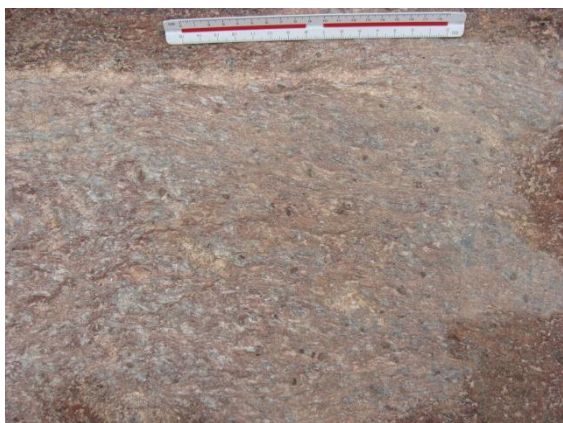


Figura 3.30 – Fm. Rio das Cobras – granada xisto próximo ao contato com o Granito Morro Inglês



Figura 3.31 – Fm. Rio das Cobras – Roof Pendants sobre o Granito Morro Inglês.

3.4.3 Suíte Morro Inglês (NP3ymi)

A Suíte Morro Inglês compreende rochas graníticas leucocráticas de coloração cinza, granulação média a grossa, com textura porfirítica, normalmente

exibindo foliação de fluxo magmático com entelhamento de fenocristais de K-feldspato (2-10 cm). Na matriz do granito ocorrem K-feldspato, plagioclásio, quartzo, hornblenda e (\pm) biotita; como acessórios aparecem titanita, apatita, epidoto, allanita e zircão. (Figura 3.32 e Figura 3.33) Enclaves máficos esféricos a angulosos são

comuns, sendo a maioria de composição diorítica com granulação fina e textura equigranular isótropa. Feições de mistura (“mixing” e “mingling”) com magmas máficos (dioríticos) são frequentes (Cury, 2009).

Cury *et al.* (2008) e Cury (2009), indicam uma afinidade cálcico-alcalina alto-K para esta unidade e obtiveram idades U-Pb em zircão (TIMS), variando entre 640–620 Ma para essas litologias, interpretadas como idades de cristalização dessas rochas.

A área de ocorrência dessa unidade compreende praticamente todo o maciço granítico a norte da Baía da Babitonga em Santa Catarina, até a Baía de Guaratuba no Paraná. Para sul ocupa parte das regiões topograficamente mais altas da Ilha de São Francisco do Sul, cuja maior área é recoberta por sedimentos quaternários marinhos da Planície Costeira.

No oeste do maciço granítico da Suíte Morro Inglês, ao longo do canal do rio Palmital, ocorre uma zona de milonitos sobre granitos que podem ser



Figura 3.32 - Granito porfirítico Morro Inglês.

confundidos com quartzitos e xistos da Formação Rio das Cobras. Esta zona de cisalhamento transcorrente foi denominada por Siga Jr. (1995) como sendo a Faixa de Cisalhamento Rio Palmital, considerada a zona de sutura, ou de contato, entre o Cinturão Granítico Costeiro/Bloco Paranaguá e a Microplaca Luis Alves. Apresenta movimento sinistral, como determinado através de indicadores cinemáticos nos milonitos das rochas da suíte granítica (Siga Jr., 1995).

Importante salientar a presença de rochas granitoides no Morro da Cruz, situado bem a sul em relação a São Francisco do Sul. Nesse morro-testemunho ocorrem rochas graníticas (biotita-anfibólio monzogranito) associadas à Suíte Morro Inglês ou ao Complexo São Francisco do Sul. Essa ocorrência granítica indica que a zona de sutura entre o Cinturão Granítico Costeiro/Bloco Paranaguá e a Microplaca Luis Alves (Faixa de Cisalhamento Rio Palmital) deve estar a oeste desse ponto.



Figura 3.33 - Granito porfirítico Morro Inglês com estrutura de fluxo magmático (entelhamento de cristais).

3.4.4 Granito Rio do Poço (NP3γrp)

Na BR-101, a leste de Garuva e próximo à divisa SC-PR, na região da Mina Velha, afloram rochas graníticas (monzogranitos) leucocráticas, com coloração cinza claro a branca, de granulação média a grossa e textura equigranular xenomórfica. São isótropas a foliadas (com foliação de fluxo magmático), compostas por K-feldspato, quartzo, plagioclásio, hornblenda e biotita ± muscovita. Como acessórios ocorrem apatita, allanita, epidoto, titanita e zircão. Esses granitoides foram associados ao Granito Rio do Poço. Topograficamente conforma um morro em meio aos sedimentos quaternários da Planície Costeira e aos afloramentos de granitos da Suíte Morro Inglês e dos xistos da Formação Rio das Cobras.

Cury *et al.* (2008) e Cury (2009) indicam uma assinatura sub-alcalina e obtiveram idade U-Pb em zircão (SHRIMP) de 615 ± 7 Ma, interpretada como a idade de cristalização para as rochas graníticas Rio do Poço. Cury

(2009), também obteve uma idade U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) de 598 ± 20 Ma e de 520 ± 15 Ma K-Ar em biotita, ambas interpretadas como idades de resfriamento dessas rochas (abaixo de 300-250°C).

3.4.5 Granito Estrela (NP3γes)

Cury (2009) associa este corpo granítico à Suíte Canavieiras-Estrela, devido às suas semelhanças petrográficas, litogeoquímicas e área de ocorrência contígua.

O Granito Estrela está representado a norte da Folha Joinville, sendo constituído por rochas graníticas leucocráticas, cor cinza claro a rosado, granulação média, equi- a inequigranulares, raramente porfiríticas, isótropas, com biotita e/ou hornblenda.

Na Folha Joinville aflora em pequena área a norte do Rio São João e a leste da BR-376. A rocha encontrada nesse ponto é um granito cinza rosado, de granulação fina a média, isótropo, equigranular com poucos

fenocristais (<5 mm) de K-Feldspato branco, onde o máfico é biotita preta.

Cury (2009) obteve idades de 592 ± 13 Ma com o método U-Pb em zircão (ID-TIMS), interpretadas como idades de cristalização. Idades K-Ar de 531 ± 10 Ma em biotita, foi obtida em uma amostra coletada próximo à Faixa de Cisalhamento Rio Palmital e é considerada como a idade de resfriamento dessa unidade abaixo de 300-250°C.

3.5 MAGMATISMO ALCALINO-PERALCALINO ANOROGÊNICO

3.5.1 Suíte Serra do Mar (NP3 γ m)

Kaul *et al.* (1982) e Kaul (1984) denominaram de “Suíte Intrusiva Serra do Mar” ao conjunto de corpos graníticos anorogênicos com idades em torno de 580 ± 20 Ma, com natureza alcalina a peralcalina e composta por monzogranitos, sienogranitos, quartzo sienitos,

quartzo monzonitos, sienitos e feldspato alcalino granitos, que ocorrem no nordeste de Santa Catarina, leste do Paraná e sudeste de São Paulo. Os corpos graníticos pertencentes a esta suíte são intrusivos nas rochas das micropalças Luis Alves e Curitiba (Kaul, 1997 e Kaul & Cordani, 2000) (Figura 3.34).

Gualda & Vlach (2007) redefiniram a Suíte Serra do Mar (Kaul *et al.*, 1982; Kaul, 1984), renomeando-a de Província Graciosa, constituída por duas associações petrográficas: a) associação alcalina e b) associação aluminosa, ambas características de granitos tipo-A (Pitcher, 1995). Estes autores descreveram os corpos graníticos presentes na Serra da Graciosa, separando o “Maciço da Graciosa” em três corpos individuais e, considerando-os como modelo, estenderam suas características petrográficas e geoquímicas para os demais corpos, aos quais denominam de “plutons”.

No mapeamento da Folha Joinville foi mantida a denominação de Suíte Serra do Mar, de acordo com Kaul *et al.* (1982) e Kaul (1984).

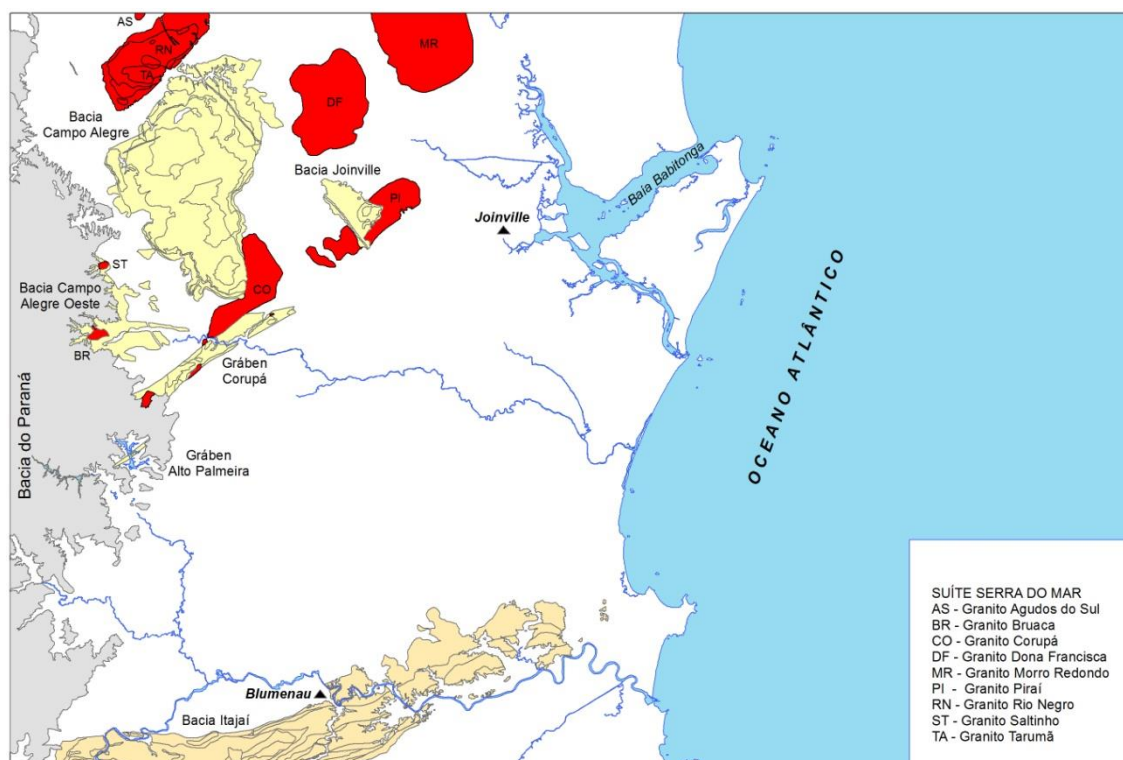


Figura 3.34 - Magmatismo alcalino-peralcalino da Suíte Serra do Mar e bacias neoproterozoicas.

Granito Rio Negro (NP3 γ mrn)

Harara (2001) descreve um corpo granítico elíptico de direção NE-SW, na divisa do Paraná com Santa Catarina, ao qual nomeou de Granito Rio Negro. Esse corpo granítico se caracteriza por uma zonação concêntrica onde afloram: i) monzogabros no núcleo; ii) rochas graníticas híbridas máficas e félsicas nas zonas intermediárias (caracterizando misturas de magmas) e iii) uma borda de monzo-sienogranitos e leuco monzo-sienogranitos. No presente mapeamento essas diferentes

litologias foram separadas informalmente em três litofácies:

Litofácies Monzo-sienogranitos (NP3 γ mrns)

Os monzo-sienogranitos e leuco monzo-sienogranitos desta litofácies ocorrem na borda do corpo granítico Rio Negro e se caracterizam pela predominância de biotita e biotita \pm anfibólios. São corpos isotropos, de cor rosada a rosa acinzentado, com textura xenomórfica equigranular a inequigranular e granulação média a grossa. Petrograficamente são constituídos por K-

feldspato, quartzo (globular), plagioclásio, biotita, anfibólios e ocasionalmente muscovita. Fluorita ocorre associada aos minerais máficos e em cavidades miarolíticas. Em fotografias aéreas salienta-se uma estrutura circular aparentemente intrusiva, na borda norte do Granito Rio Negro, formado por um leucogranito de granulação grossa, com quartzo hialino globular e K-feldspato que se salientam na superfície dos afloramentos por intemperismo. Harara (2001) obteve idades U-Pb em zircão de $593 \pm 6,3$ Ma interpretada como idade de cristalização e idades K-Ar de 572 ± 13 Ma, interpretada como idade de resfriamento dessas rochas.

Litofácies Granitos Híbridos (NP3 γ mrnh)

Correspondem a rochas graníticas híbridas, félsicas e máficas (quartzo monzodioritos, quartzo monzonitos a monzogranitos híbridos e monzogabros), composições graníticas produzidas por misturas de magmas que ocorrem próximas ao núcleo do corpo granítico Rio Negro. Apresentam colorações rosadas e/ou cinza claro a escuro, textura inequigranular com granulação média a grossa, raramente fina. Sua composição petrográfica é caracterizada por plagioclásio, K-feldspato, anfibólios, biotita e quartzo. As rochas graníticas híbridas máficas concentram-se ao redor de corpos gabróicos e têm maior quantidade de minerais máficos, como anfibólios e piroxênios. Apresentam texturas típicas de misturas de magma e estruturas de fluxo magmático.

Rio Negro – Rochas gabróicas (NP3 δ mrng)

Biotita monzogabros e ocasionalmente biotita gabros e monzogabros com olivina ocorrem nesta litofácies. Essas rochas ocorrem como pequenos corpos intrusivos no Granito Rio Negro, provavelmente originando as zonas híbridas graníticas. Apresentam coloração cinza claro a cinza escuro, granulação fina a média e textura intersticial. São corpos isotrópicos, raramente apresentam estrutura de fluxo e são constituídos predominantemente por plagioclásio, biotita, anfibólios, clinopiroxênios e ortopiroxênio, além de K-feldspato e quartzo em menor proporção. Harara (2001) datou essas rochas pelo método U-Pb em zircão e obteve idades de 584 ± 7 Ma.

Granito Tarumã (NP3 γ mta)

Harara (2001) descreve corpos de biotita \pm anfibólios monzogranitos que ocorrem dentro da área do Granito Rio Negro. Esses monzogranitos apresentam textura equigranular com granulação fina, são isotrópicos com coloração cinza claro e mais raramente rosada. Esses corpos apresentam enclaves máficos de pequenas dimensões com formas esféricas a elipsoidais compostos por biotita \pm anfibólio. Os principais constituintes minerais do Granito Tarumã são representados por K-

feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita e raramente anfibólios. Harara (2001) obteve idades de 574 ± 17 Ma, com o método K-Ar em biotita, interpretada pelo autor como a idade de resfriamento do granito.

Granito Agudos do Sul (NP3 γ mas)

Representado por um pequeno corpo de leucogranodiorito de coloração rosa avermelhada a cinza rosada, que aflora na cidade de Agudos do Sul, PR. Apresenta estrutura isotrópica, granulação fina a média e grossa, sendo constituído principalmente por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita e muscovita. Mais raramente podem-se encontrar cristais de granada e ocorrência de fluorita em cavidades miarolíticas ou associada a minerais máficos. Harara (2001) obteve idade RB-Sr de 570 ± 42 Ma para este granito, interpretando-a como a idade de resfriamento do mesmo.

Granito Morro Redondo (NP3 γ mmr)

O Granito Morro Redondo corresponde a um corpo de granito alcalino isotrópico na porção central e cataclásico nas bordas, apresentando granulação média a grossa, sendo equi- a inequigranular e raramente porfirítico. Caracteriza-se pela coloração cinza claro a castanho rosado, textura hipidiomórfica granular e constituição mineral representada por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita, hornblenda, anfibólios sódicos (riebeckita, arfvdsonita), piroxênios Na-Ca (aegirina – augita). Este corpo marca a escarpa da Serra do Mar a oeste da BR-101 na região de Garuva, na divisa SC-PR.

Granito Dona Francisca (NP3 γ mdf)

Representado por um corpo de formato aproximadamente elíptico com orientação norte-sul. Apresenta composições variando entre monzogranítica, sienogranítica a sienítica de coloração vermelho intensa. Apresenta-se isotrópico com textura equigranular e granulação fina a grossa. A mineralogia essencial é representada por ortoclásio, quartzo e plagioclásio, com pequena ocorrência de máficos – anfibólios prismáticos finos e intersticiais e rara biotita preta fina. Epidoto verde e pirita fina são acessórios. Apresenta cavidades miarolíticas esparsas. Da mesma forma que ocorre no Granito Rio Negro, o Granito Dona Francisca também apresenta mistura de magmas. Essa mistura de magmas é evidenciada pela presença de rochas máficas subvulcânicas, de composição diorito/gabro com fenocristais de K-feldspato vermelho, que ocorrem no interior do corpo granítico. Estas rochas máficas com K-feldspatos afloram principalmente nas porções oeste e norte do corpo granítico Dona Francisca.

Granito Pirai (NP3ympi)

É caracterizado por um corpo de composição sienogranítica a sienítica, leucocrático, de coloração vermelha intensa, isótropo com granulação média a grossa. É constituído essencialmente por ortoclásio, quartzo e plagioclásio, com poucos máficos (biotita). É comum a ocorrência de intercrescimentos micrográficos de quartzo com K-feldspato. Também está presente fluorita de cor azul e verde que ocorre disseminada na rocha e em cavidades mirolíticas. O Granito Pirai apresenta um formato alongado na direção NE-SW, grosseiramente alinhado com o Granito Corupá e o limite norte do gráben do Corupá, o que pode indicar uma possível relação genética com essa estrutura dentro da Microplaca Luis Alves.

No alto da Estação Ecológica do Bracinho (CELESC), no rio Bracinho, ocorre uma apófise de granito vermelho-rosado com granulação média a grossa, isótropo e com textura equigranular. É constituído por quartzo, K-feldspato, plagioclásio e anfibólios. Encontra-se cortado por veios de epidoto e é intrusivo nos gnaisses granulíticos. Este corpo granítico pode ser parte do granito Pirai, que ocorre a leste.

Não foi possível definir as relações de contato entre o Granito Pirai e as rochas vulcanossedimentares da Bacia de Joinville, que ocorrem topograficamente acima desse corpo. A considerar pela intensa epidotização que os conglomerados da base dessa bacia apresentam, é possível inferir-se que o granito seja intrusivo.

Granito Corupá (NP3ymco)

É representado por feldspato alcalino granito, quartzo sienitos e sienitos leucocráticos, com granulação média a grossa, equigranulares a eventualmente porfiríticos, com coloração pardo avermelhada a cinza esverdeada e textura granular hipidiomórfica. A composição petrográfica é representada por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, hornblenda, biotita, anfibólios sódicos (riebeckita, arfevdsonita) e piroxênios Na-Ca (aegirina-augita). Apresenta um corpo maior em formato de bumerangue, ocorrendo entre o Gráben de Corupá e (contornando) o sul da Bacia de Campo Alegre.

Pequenas ocorrências de granito alcalino foram encontradas dentro e na borda do Gráben do Corupá. Essas ocorrências foram associadas ao corpo maior do Granito Corupá.

Granito Saltinho (NP3ymst)

Representado por um pequeno corpo granítico de composição alcalina a peralcalina, micrográfico, isótropo com granulação média a fina, localmente grossa, com fenocristais de quartzo e K-feldspato (<2 cm, prismáticos). Apresenta concentrações de piroxênio (aegirina) e anfibólio sódico (riebeckita), com colorações preto-esverdeadas, com formas prismáticas que ocorrem de forma intersticial ao quartzo e ao feldspato, em uma

matriz quartzo-feldspática com textura gráfica. Os feldspatos estão fortemente argilizados e oxidados. Os cristais de piroxênio apresentam formas prismáticas e ocasionalmente fibrorradiadas. O anfibólio ocorre em prismas curtos e exibe evidências de oxidação. O Granito Saltinho apresenta uma venulação de composição quartzo-feldspática semelhante à rocha encaixante, com abundante ocorrência de epidoto do tipo pistacita.

O corpo granítico acima descrito como Granito Saltinho, corresponde ao Granito Serra Alta, descrito por Trainini (1974). Situa-se nas cabeceiras do arroio Saltinho, na BR-280 entre Corupá e São Bento do Sul. Apresenta relações de intrusão com as rochas vulcânicas ácidas, do Grupo Campo Alegre e é recoberto a oeste pelas rochas sedimentares da Formação Taciba, da Bacia do Paraná.

Granito Bruaca (NP3ymbr)

Similar ao Granito Saltinho, o Granito Bruaca é constituído por um pequeno corpo granítico de composição alcalina a peralcalina, isótropo, com granulação média a fina, localmente grossa. Apresenta fenocristais de quartzo e K-feldspato e concentrações de anfibólios (riebeckita e arfevdsonita), de coloração preto-esverdeada, com formas prismáticas que ocorrem intersticiais aos cristais de quartzo e feldspatos.

As ocorrências deste corpo granítico afloram no alto da escarpa do planalto da Bacia do Paraná, no vale do rio da Bruaca, sendo intrusivo nas vulcânicas ácidas do Grupo Campo Alegre.

3.6 BACIAS NEOPROTEROZOICAS

3.6.1 Bacias de Campo Alegre, Corupá, Joinville, Campo Alegre Oeste e Alto Palmeira

As bacias vulcanossedimentares de Campo Alegre, Corupá, Joinville, Campo Alegre Oeste e Alto Palmeira, apresentam um vulcanismo ácido a intermediário, de caráter alcalino a peralcalino. As mesmas estão geneticamente relacionadas ao magmatismo pós-orogênico originado como consequência da descompressão tectônica extensional que resultou da amalgamação das Microplacas Luis Alves e Curitiba no Neoproterozoico (Siga Jr. *et al.*, 2000).

Kaul & Cordani (2000) apresentam uma interpretação da possível evolução tectônica dessa área no final do Neoproterozoico, que teria levado à formação das bacias e ascensão do magma alcalino a peralcalinos da Suíte Serra do Mar.

As Bacias de Campo Alegre e Corupá em Santa Catarina e Guaratubinha e Castro no Paraná, são consideradas as mais importantes bacias Neoproterozoicas de Santa Catarina e Paraná, e apresentam características litoquímicas semelhantes, com importante contribuição vulcânica, seja na forma de

lavas e rochas hipabissais, seja como rochas piroclásticas e vulcanoclásticas.

Outras pequenas bacias ou fragmentos de bacias vulcanossedimentares foram identificadas nessa região, todas associadas à Bacia de Campo Alegre e/ou Corupá,

indicando a possibilidade da Bacia de Campo Alegre ter recoberto uma área bem maior do que a atual, posteriormente desmembrada pela erosão na evolução da topografia do terreno (Figura 3.35).

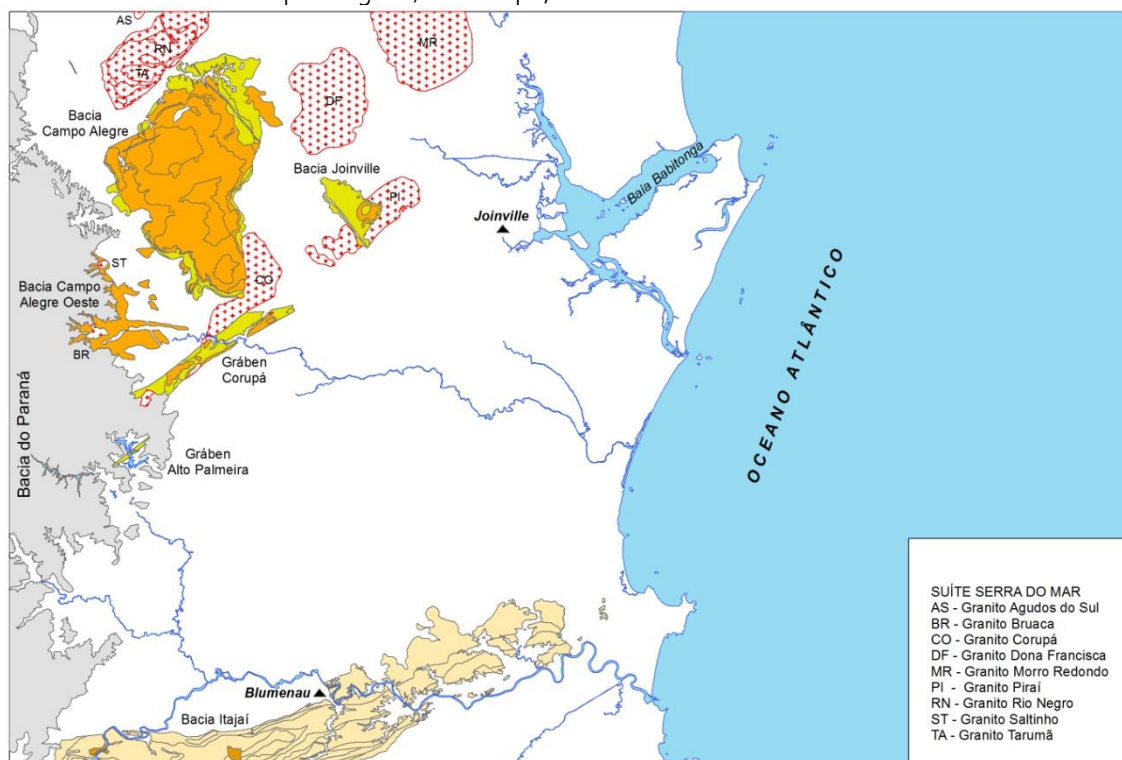


Figura 3.35 - Bacias neoproterozoicas e magmatismo alcalino da Suíte Serra do Mar.

A **Bacia de Joinville** foi mapeada e descrita por Gonçalves & Carvalho (2001). A supracitada bacia situa-se no alto da Serra de Dona Francisca (Serra do Mar), sendo constituída por uma seqüência basal de conglomerados polimíticos com intercalações de arenitos (em camadas e lentes de até 0,5 m de espessura), com clastos bem arredondados variando de grânulos a matações de granitos, gnaisses, quartzo leitoso e rochas

ultramáficas, com pouca matriz, formando uma estrutura clasto-sustentada (Figura 3.36, Figura 3.37 e Figura 3.38). Localmente a matriz dos conglomerados apresenta uma intensa alteração a epidoto e clorita (possível alteração hidrotermal resultante da intrusão do Granito Pirai); e por uma seqüência superior de arcósios, arenitos e riolitos que ocupam uma pequena porção da área da bacia.



Figura 3.36 - Bacia de Joinville – Castelo dos Bugres – Vista para oeste, Bacia de Campo Alegre ao fundo.

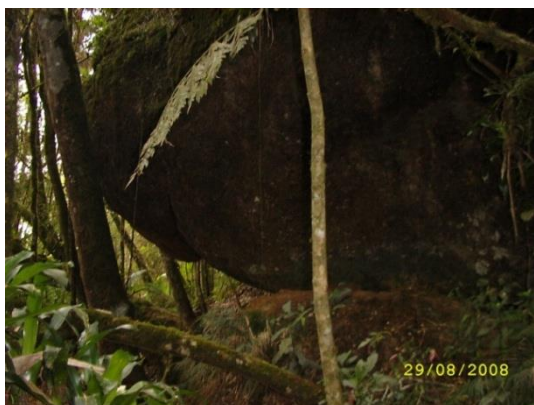


Figura 3.37 - Matações de conglomerados, matriz com epidoto – Bacia de Joinville.



Figura 3.38 - Matações de conglomerado no alto do Castelo dos Bugres – Bacia de Joinville.

A **Bacia Campo Alegre Oeste**, mapeada no presente trabalho, ocupa parte da escarpa da borda da Bacia do Paraná, que sustenta o planalto sedimentar. Sua seção tipo ocorre no Parque Batistella, onde o Rio Novo desce em 14 cachoeiras sobre rochas vulcânicas ácidas formando um pacote com espessura superior a 500m (Figura 3.39 e Figura 3.40). Essas rochas vulcânicas são constituídas por lavas e rochas vulcanoclásticas (tufos e brechas vulcânicas) que se intercalam, ocorrendo rochas vulcânicas básicas a intermediárias subordinadas. Nessa região é possível observar com certa freqüência a ocorrência de estruturas de fluxo bem como o desenvolvimento de esferulitos nas lavas ácidas vítreas e nos tufos acamadados, onde o núcleo dos esferulitos é formado por K-feldspato (Figura 3.41 e Figura 3.42). Os granitos peralcalinos Saltinho e Bruaca são intrusivos nas rochas vulcânicas dessa sequência.

As rochas vulcânicas riolíticas desta área foram inicialmente descritas por Trainini (1974), no Projeto Campo Alegre. Da mesma forma, no trabalho supracitado, foi descrito o granito alcalino Serra Alta, que teria se posicionado no mesmo nível das vulcânicas por falhamento E-W. No entanto, Trainini (1974) restringiu sua investigação ao Granito Serra Alta e a afloramentos próximos da estrada (BR-280), onde havia leve anomalia radiogênica, não extendendo suas pesquisas na direção SW, onde continua a ocorrência de rochas vulcânicas ácidas.

Entre a área de afloramento do Granito Saltinho e a Bacia de Campo Alegre, ocorrem vários fragmentos tabulares de rochas vulcânicas ácidas, de composição riolíticas, que representam morros testemunhos dessa bacia.



Figura 3.39 - Salto 14 (125m) Parque Batistella – vulcânicas ácidas riolíticas.

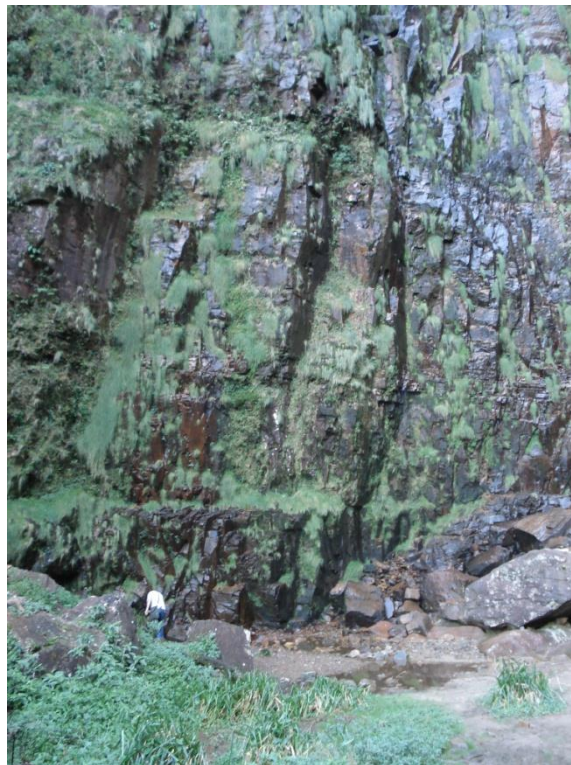


Figura 3.40 - Base do Salto 14 – vulcânicas ácidas riolíticas, tabulares, com níveis de esferulitos



Figura 3.41 - Parque Batistella - Brecha vulcânica

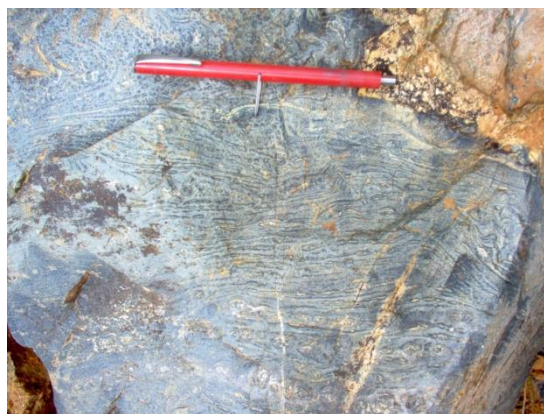


Figura 3.42 - Estrutura de fluxo e esferulitos em vulcânicas ácidas

O **Gráben Alto Palmeira** é uma estrutura pequena, com cerca de 500 m de largura por cerca de 7 km de extensão e direção NE-SW, situado de forma paralela e a SW do Gráben Corupá. É formado por conglomerados finos e arenitos arcóseos conglomeráticos de

granulação fina, com seixos e grânulos com alteração de cor verde (Figura 3.43, Figura 3.44, Figura 3.45 e Figura 3.46). Esta estrutura está encaixada nos granitoides da Suíte Rio da Luz e é recoberta em discordância angular pelas rochas sedimentares da Formação Taciba, da Bacia do Paraná.



Figura 3.43 – Gráben Alto Palmeira – arenitos arcoseanos conglomeráticos com seixos e grânulos em camadas.



Figura 3.44 - Gráben Alto Palmeira - arenitos arcoseanos conglomeráticos com estratificação cruzada.

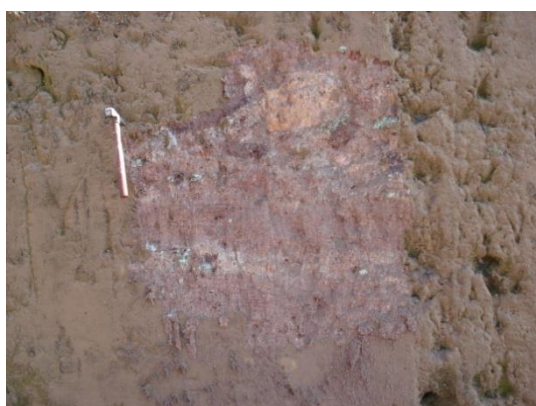


Figura 3.45 – Gráben Alto Palmeira – arenitos arcoseanos e microconglomerados.



Figura 3.46 - Gráben Alto Palmeira – níveis de arenitos arcoseanos e de conglomerados

A coluna litoestratigráfica das Bacias de Campo Alegre e Corupá proposta por Citroni, (1998) e modificada por Citroni *et al.* (2001), foi adaptada como base para todas as bacias correlacionadas nessa área, que foram descritas da seguinte forma:

Formação Bateias (NP3b)

Citroni *et al.* (2001) dividiram esta formação em três membros, dois conglomeráticos e um arenítico, aos quais nomearam de Membro Papanduvinha, Membro São Bento do Sul e Membro Rio do Bugre, respectivamente. No presente trabalho as litologias dos membros Papanduvinha e São Bento do Sul foram agrupadas representando a litofácies dos conglomerados basais da Formação Bateias.

Membros Papanduvinha e São Bento do Sul (NP3bcg)

Membro Papanduvinha: formado por depósitos de conglomerados desordenados, com seixos, blocos e pequenos matacões angulosos a subarredondados e mais raramente brechas, depositados em leques aluviais (fanglomerados);

Membro São Bento do Sul: representado por conglomerados polimíticos com seixos e blocos, sub-angulosos a arredondados, com matriz arenosa feldspática a arcoseana, rica em minerais máficos, argila variável e cimentação ferruginosa, depositados em ambientes fluvial de rios entrelaçados de grande energia.

Membro Rio do Bugre (NP3brb)

Caracteriza-se pela ocorrência de arenitos grossos a finos, arcoseanos, com estratificações cruzadas tabulares de pequeno porte. Apresenta lentes de conglomerados finos na base e arenitos médios a finos, arcoseanos, intercalados com siltitos arenosos e argilosos no topo, depositados em ambiente fluvial e sub-aquoso.

Formação Corupá (NP3cor)

A Formação Corupá é representada por intercalações rítmicas de níveis decimétricos de arenitos maciços, granodecrescentes e com estratificação plano-paralela, alternadas com níveis de siltitos e argilitos com laminação plano-paralela e mais raramente ondulada, representando turbiditos.

Grupo Campo Alegre (NP3ca)**Formação Rio Negrinho (NP3can)**

Constituída por rochas vulcânicas de composições básicas a intermediárias – basaltos e andesitos intercalados com traquitos e quartzo-traquitos – com intercalações de pelitos laminados no topo. Citroni (1998) obteve idades U-Pb em zircão de 579 ± 30 Ma e idades Rb-Sr 570 ± 39 Ma.

Formação Avenca Grande (NP3cag)

Formada predominantemente por ignimbritos, são camadas de vulcânicas com fluxos ignimbríticos a turbiditos piroclásticos.

Formação Serra de São Miguel (NP3cam)

Composta predominantemente por traquitos e quartzo-traquitos. Os derrames traquíticos a quartzo-traquíticos são intercalados com membros riolíticos e traquiandesíticos, que ocorrem de forma subordinada. Da mesma forma, também são encontradas camadas com fluxos piroclásticos. É a unidade litoestratigráfica que apresenta a mais ampla distribuição em área nas bacias de Campo Alegre e Campo Alegre Oeste.

Formação Fazenda Uirapurú (NP3cau)

Representada por brechas piroclásticas constituídas por fragmentos e blocos angulosos de obsidiana, imersos em uma matriz fina, vítrea de coloração esverdeada. Provavelmente marca um evento vulcânico ácido de caráter predominantemente explosivo.

Formação Rio Turvo (NP3rt)

A Formação Rio Turvo é constituída por rochas sedimentares finas, siltitos turbidíticos, com níveis subordinados de rochas vulcanoclásticas de granulação fina (tufo finos), ignimbritos e lavas félsicas. Todo o conjunto foi depositado no interior de um ambiente do tipo caldeira vulcânica.

Formação Arroio Água Fria (NP3af)

Formada por lavas riolíticas, ignimbritos e tufo ácidos e turbidíticos subordinados, que foram depositados fora do ambiente da caldeira vulcânica.

3.6.2 Bacia do Itajaí

A Bacia do Itajaí é uma bacia sedimentar com espesso pacote de rochas sedimentares com uma contribuição vulcânica subordinada, composta por uma unidade continental basal (Formação Gaspar) sobreposta por uma unidade marinha (Formação Garcia). É

considerada uma bacia de antepaís periférica (Rostirolla *et al.*, 1992; Rostirolla *et al.*, 1999) situada entre a Microplaca Luis Alves e o Cinturão Dom Feliciano. A proveniência dos sedimentos, determinada a partir de dados radiométricos (Guadagnin, 2007; Basei *et al.*, 2008), se deu a partir da erosão das rochas da Microplaca Luis Alves na porção basal e, em maior volume, do Cinturão Dom Feliciano, na porção marinha superior, notadamente pela erosão dos metamorfitos do Grupo Brusque e migmatitos do Complexo Gnáissico-Migmatítico São Miguel.

Grupo Itajaí (NP3ij)**Formação Gaspar (NP3ijga)**

A Formação Gaspar é constituída por arenitos e conglomerados com tufo finos associados e siltitos que ocorrem de forma subordinada. O arenito apresenta uma coloração bordô, granulação fina a média e composição arcoseana com baixo grau de seleção, apresenta também estratificação cruzada acanalada de baixo ângulo e pequeno porte. Muscovita detrítica é encontrada nos arenitos. Intercalam-se, no arenito arcoseano, níveis importantes de conglomerados polimíticos com matriz arcoseana.

Guadagnin (2007) analisou 28 zircões extraídos de uma camada sedimentar com contribuição vulcânica epiclástica, intercalada em pelitos e arenitos da Formação Gaspar. Desses 28 zircões, 13 apresentaram idades concórdia de 563 ± 2 Ma, interpretadas como idade máxima para a deposição dessa camada. Basei *et al.* (2008) obtiveram idades U-Pb (SHRIMP) de 584 ± 27 Ma, datando tufo intercalados nos arenitos arcoseanos basais dessa unidade.

Formação Garcia (NP3ijg)**Litofácies silito e arenito fino a médio, rítmico (NP3ijgr)**

Formada pela intercalação de lamitos, siltitos e arenitos finos a médios (eventualmente grossos). Os arenitos podem apresentar estratificação plano-paralela ou estrutura maciça, em camadas tabulares com grandecrescência ascendente.

Litofácies conglomerado (NP3ijgc)

Caracterizada pela ocorrência dominante de um conglomerado polimítico com matriz mal selecionada, de composição feldspática, podendo ser clasto-sustentado ou matriz-sustentado, com estrutura maciça a caótica. Apresenta clastos centimétricos a decimétricos, angulosos a sub-angulosos.

Litofácies arenito com conglomerados intercalados (NP3ijga)

Caracterizada pela ocorrência de arenitos de coloração vermelho tijolo a violáceo, mal selecionados, com estratificações cruzada acanalada e cruzada cavalgante. Apresenta intercalações de camadas conglomeráticas estreitas e lâminas de siltitos maciços.

Litofácies siltitos e argilitos (NP3ijgs)

Composta por camadas espessas de siltitos, intercaladas com níveis de argilitos de coloração avermelhada, com estrutura maciça, laminação plano-paralela e ainda estrutura *wavy linsen*. Ocasionalmente podem ocorrer conglomerados finos no topo das camadas de siltitos, em contato erosivo.

Formação Apiúna (NP3ija)

Formada predominantemente por rochas vulcânicas ácidas, riolíticas, de coloração rosa avermelhada, leucocráticas a hololeucocráticas, microporfíricas a porfíricas apresentando fenocristais de K-feldspato e quartzo. Ocorre o predomínio de K-feldspato na matriz

afanítica, que ainda apresenta quartzo intersticial e plagioclásios. Guadagnin (2007) determinou idades de 549 ± 2 Ma, U-Pb (LA-ICPMS) em zircões de um riolito intrusivo na Bacia do Itajaí. Basei *et al.* (2008) obtiveram idades U-Pb (SHRIMP) em zircão de $559 \pm 9,5$ Ma, para essa mesma unidade vulcânica.

Na BR-470, próximo a Ascurra, SC, ocorrem brechas sedimentares com fragmentos vulcânicos de formas e tamanhos variados, associadas a essa unidade.

3.7 BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná (Figura 3.47) constitui uma vasta bacia intracratônica que se desenvolveu sobre a crosta continental proterozoica, sendo preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas de idades desde o Ordoviciano até o Cretáceo. Possui formato alongado na direção NNE-SSW, com 1.750 km de comprimento, largura média de 900 km e espessura máxima em torno de 6.000 m. Sua área no Brasil atinge em torno de 1.100.000 km², ocupando a parte meridional deste país. (Milani & Zalán, 1998; Zalán *et al.* 1987).



Figura 3.47 – Localização da Bacia do Paraná na América do Sul. Fonte: http://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:South_America_satellite_plane_Bacia_do_Parana.jpg.

Muitos foram os trabalhos realizados nesta bacia com o objetivo de obter maiores conhecimentos e entendimentos, sejam estes de cunho geral ou específicos. White (1908) foi o pioneiro no estudo dessa bacia, apresentando uma sistematização da sua estratigrafia com estruturação litoestratigráfica que, na sua essência, mantém a estrutura geral nos dias atuais. Foram produzidas algumas dezenas de colunas formais, cujos autores (Gordon Jr., 1947; Northfleet *et al.*, 1969;

Daemon e Quadros, 1970; Schneider *et al.*, 1974; Fúlfaro *et al.*, 1980; Gama Jr. *et al.*, 1982; Zalán *et al.*, 1986; entre outros) contribuíram para o entendimento da sucessão estratigráfica, seguindo uma evolução desde os preceitos litoestratigráficos até a estratigrafia de seqüências.

A evolução da Bacia do Paraná iniciou ao final do Ciclo Brasileiro, em condições tardi- a pós-orogênicas, sobre a considerada recém-estabilizada Plataforma Sul-

Americana. O registro sedimentar-magmático na Bacia do Paraná apresenta quebras marcantes, atribuídas por Zalán *et al.* (1986, 1990) ao reflexo intracratônico de eventos orogênicos paleozoicos e da tafrogenia mesozoica do Atlântico Sul (Milani *et al.*, 1994). Conforme este último autor, este registro constitui-se de seis grandes sequências que estão limitadas por expressivas discordâncias regionais: Ordovício-Siluriana (O-S), Devoniana (D), Carbonífera-Eotriássica (C-EoTr), Neotriássica (NeoTr), Jurássica-Eocretácea (J-EoK) e Neocretácea (Neok) (Milani *et al.*, 1994).

As unidades mapeadas na Folha Joinville pertencem à Sequência Devoniana, representada pela Formação Furnas (D1f) do Grupo Paraná (Dpr), e à Sequência Carbonífera-Eotriássica, representada pela Formação Campo Mourão (C2cm) e Formação Taciba (P1t), pertencente ao Grupo Itararé (C2P1i).

A coluna estratigráfica utilizada para a Bacia do Paraná no presente trabalho é baseada na coluna de Milani *et al.* (1994), utilizada pela Petrobras (Figura 3.48).

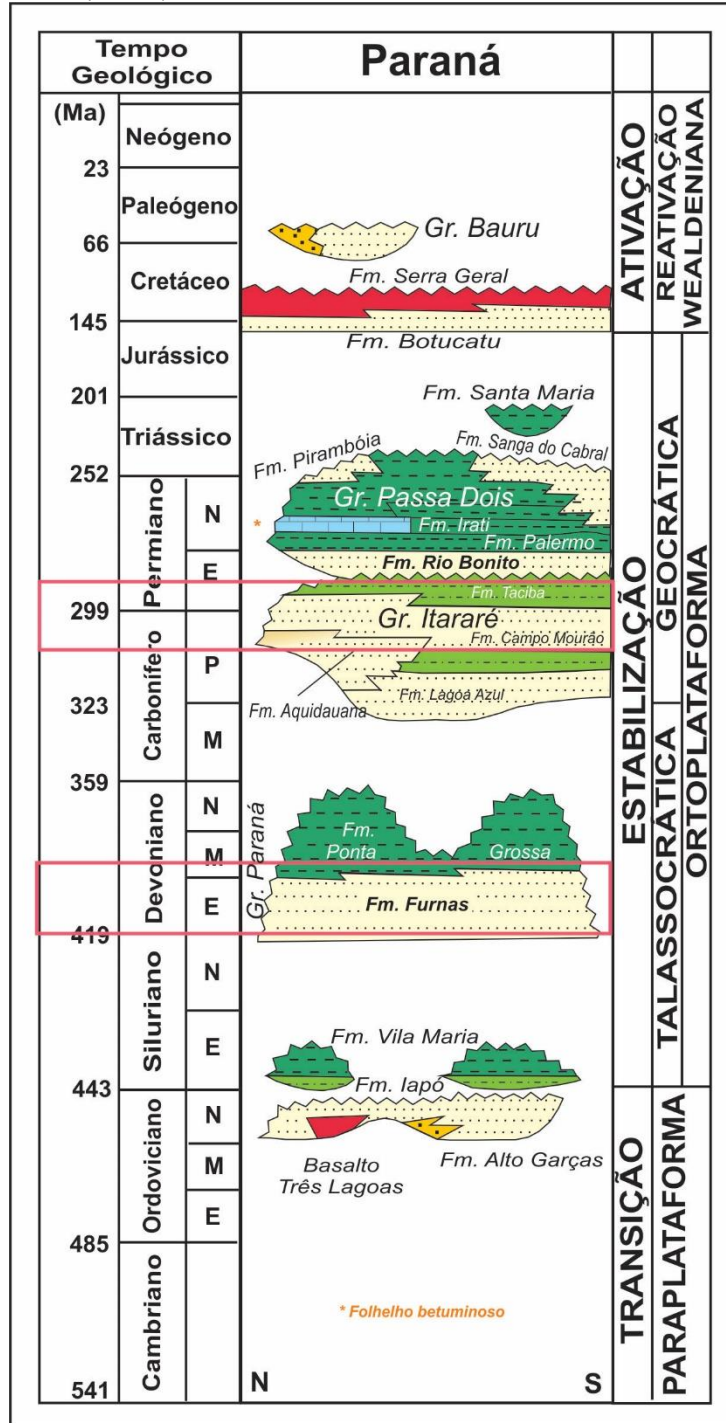


Figura 3.48 – Coluna Litoestratigráfica da Bacia do Paraná (Milani *et al.*, 1994).

3.7.1 Grupo Paraná (Dpr)

Formação Furnas (D1f)

A Formação Furnas é constituída essencialmente por arenitos, tendo na sua porção basal o predomínio de arenitos feldspáticos de granulação grossa, texturalmente imaturos, arenitos conglomeráticos e conglomerados quartzosos. Na sequência de camadas em direção ao topo, os arenitos se tornam sucessivamente menos feldspáticos, passando a quartzosos com uma matriz caulínica, coloração esbranquiçada, localmente arroxeadada, com granulação média a grossa, regularmente selecionados, com grãos angulares a subangulares. Subordinadamente ocorrem intercalações de pequena espessura de arenitos conglomeráticos, arenitos finos e siltitos argilosos, micáceos. Há o predomínio de estratificação cruzada acanalada, ocorrendo ainda arenitos com estratificação cruzada planar e plano-paralela.

Sua idade é atribuída ao Devoniano Inferior, baseado nas relações estratigráficas com a Formação Ponta Grossa que se encontra superposta e apresenta



Figura 3.49 – Contato discordante de arenitos da Formação Furnas sobre o embasamento (xistos máficos)

idades de deposição Emsianas (Eodevoniano) (Schneider *et al.*, 1974; Cunha *et al.* (inédito); Milani *et al.*, 1994).

Sob o aspecto do paleoambiente deposicional, a sua interpretação é um tanto controversa. Para a maioria dos pesquisadores a Formação Furnas foi depositada em ambiente marinho raso, enquanto outros postulam um ambiente fluvial. Há os que consideram a unidade faciológicamente complexa, resultado da associação de fácies deltaicas e marinhas plataformais (Assine, 1999). Assim, sua deposição tem sido interpretada como de sistema fluvial a transicional (deltas de rios entrelaçados) desenvolvida em *onlap* costeiro e caracterizando um evento transgressivo.

Na área mapeada a Formação Furnas aflora de maneira restrita e localizada no extremo NW da Folha Joinville. Assenta discordantemente (não conformidade) (Figura 3.49 e Figura 3.50) sobre rochas magmáticas e metamórficas do embasamento Neoproterozoico. É sobreposta em discordância pelos estratos da Formação Campo Mourão do Grupo Itararé, estando ausente a Fm. Ponta Grossa, fato que pode ser associado a processos erosivos e tectônicos pós-devonianos de escala bacinal, responsáveis pela implantação de uma discordância regional de grandes proporções.



Figura 3.50 – Discordância litológica entre o embasamento e a Formação Furnas. Contato erosivo dos depósitos lenticulares de arenitos quartzosos conglomeráticos e arenitos finos com as rochas ultramáficas (xistos máficos). Fora da área.

Os afloramentos da Formação Furnas ocorrem como um platô formado devido às resistentes e espessas camadas de arenitos médios a grossos e conglomeráticos, apresentando a sua borda na forma de

escarpas (Figura 3.51 e Figura 3.52) em cujo interior aflora sob a forma de lajeados no campo e em pedreiras, onde a areia é utilizada na construção civil e pavimentação de estradas (Figura 3.53).



Figura 3.51 – Escarpa de arenitos da Fm. Furnas.



Figura 3.52 – Escarpa de arenitos da Fm. Furnas.



Figura 3.53 - Pedreira de arenitos feldspáticos.



Figura 3.54 - Detalhe do arenito feldspático de fino a grosso com níveis com grânulos de quartzo na base.



Figura 3.55 - Fm. Furnas. Arenito feldspático, granulometria fina a grossa com grânulos de quartzo subarredondados a arredondados, granocrescência ascendente e geometria tabular.

São constituídos por arenitos feldspáticos de granulação fina a grossa, alguns com grânulos de quartzo, subarredondados a arredondados, com granocrescência ascendente (Figura 3.54 e Figura 3.55). Camadas de arenitos conglomeráticos, ricos em seixos de quartzo subarredondados a arredondados e lentes de

siltitos, se intercalam com camadas de arenito feldspático. As camadas sedimentares exibem geometria lenticular e tabular, com predomínio de estratificação cruzada tangencial, cruzada planar e estratificação plano-paralela (Figura 3.56 e Figura 3.57).



Figura 3.56 – Arenitos com geometria lenticular e estratificação cruzada tangencial.



Figura 3.57 – Geometria tabular, arenitos conglomeráticos intercalando arenitos com estratificação cruzada tangencial.

3.7.2 Grupo Itararé (C2P1i)

Inicialmente foi denominada de Série Itararé por Oliveira (1916) para os sedimentos de origem glacial, mas com os trabalhos de Gordon Jr. (1947) e Maack (1947), estes elevaram a categoria de Grupo. Somente Northfleet *et al.* (1969) consideravam esta sequência como formação. A partir da proposta de Schneider *et al.* (1974), para este grupo, foram reconhecidas diferentes unidades por suas características litológicas diferenciadas. Assim, o Grupo Itararé foi dividido em quatro formações: Campo do Tenente, Mafra, Rio do Sul e Aquidauana.

No entanto, França & Potter (1988) propõe uma modificação estratigráfica para o Grupo Itararé com as formações Lagoa Azul, Campo Mourão, Taciba e Aquidauana. Esta proposta baseou-se em perfis de sondagens que revelaram três ciclos deposicionais (granodecrescentes). Neste mesmo trabalho os autores advertem para a necessidade de cuidados na correlação de mapeamento de superfície com os de perfurações rasas das grandes unidades de subsuperfície do Grupo Itararé.

O Grupo Itararé se desenvolveu na interface entre o continente e a plataforma marinha, compreendendo a sequência sedimentar de idade Permo-Carbonífera, caracterizada por uma complexidade faciológica formada principalmente por conglomerados, arenitos, diamictitos, ritmitos e folhelhos com clastos caídos de icebergs, resultante dos sucessivos avanços e recuos das geleiras no período da glaciação que atuou no paleocontinente Gondwana (Zalán *et al.* 1987; Castro, 1999).

Durante a glaciação ocorreram períodos interglaciais, nos quais o sistema deposicional dos sedimentos próximos às geleiras foram intensamente retrabalhados e redepositados na forma de fluxos de detritos e turbiditos. Com a influência da diminuição e aumento do nível do mar, conseqüentemente esses depósitos estão localizados em áreas proximais (glacio-terrestre) e distais da geleira (sistema marinho).

Associado a este cenário foram sugeridas atividades tectônicas e elevação do nível do mar, na qual

a entrada de um mar epicontinental teria ocorrido pelo sul cobrindo a parte sul da Bacia do Paraná, com deposição de sedimentos em leques submarinos por fluxo de detritos e correntes de turbidez (Zalán *et al.* 1987; Silva e Gama Jr, 1996). Somando-se a isso e associado à tectônica ativa, teriam ocorrido basculamentos, soerguimentos e subsidências. A sedimentação em condições subaquosas de relativa profundidade se vê materializada através de processos gravitacionais, sendo constituída por conglomerados maciços, arenitos maciços, arenitos laminados, finos maciços e finos laminados com seixos pingados.

Embora a maior parte da área mapeada da Bacia do Paraná na Folha Joinville se constitua na clássica coluna, como Formação Mafra e Formação Rio do Sul, de Schneider *et al.* (1974), a espessa sedimentação glacial e marinha segue atualmente a proposta de França & Potter (1988), como Grupo Itararé com a Formação Campo Mourão e a Formação Taciba respectivamente. O contato deste Grupo com o embasamento corresponde a um grande hiato de erosão e não deposição.

A caracterização geral dos sedimentos na área ocorre com variações faciológicas de tilitos, conglomerados e/ou arenitos conglomeráticos e folhelhos/siltitos/ritmitos. O padrão geral é de granodecrescência ascendente, com fácies areno-conglomeráticas transicionando para fácies lamítico-arenosas.

Formação Campo Mourão (C2cm)

A Formação Campo Mourão é definida como uma unidade predominantemente arenosa na sua parte basal, no entanto contém folhelhos, siltitos, argilitos e lamitos seixosos com a influência de ambiente glacio-continental. Na parte superior consideram o Membro Lontra, constituído por folhelho escuro a preto como resultado da transgressão marinha, e lateralmente se interdigita com os lamitos seixosos da formação. O Membro Lontra não foi reconhecido nos afloramentos visitados na área da Folha Joinville.

São complexas as relações laterais dos afloramentos próximos à borda do embasamento, o que sugere possíveis depósitos em fiordes (calhas) existentes

naquele período. Com discordância litológica, é marcado por evento erosivo com a acomodação de sucessões transgressivas, devido à deglaciação e recuo das geleiras.

As associações faciológicas se caracterizam por siltitos, arenitos, diamictitos e varvitos. Os arenitos arcoseanos se caracterizam por serem finos a muito grossos, preferencialmente arcoseanos, por vezes

conglomeráticos, com grânulos e clastos de granito, rochas sedimentares e metamórficas, arredondados a subarredondados. As estruturas sedimentares ocorrem desde maciças ou estruturadas com laminação plano-paralela, estratificação cruzada, de escorregamento, marcas de ondas, bioturbações e geometria lenticular (Figura 3.58).



Figura 3.58: Camada de arenito com estratificação cruzada acanalada e siltito arenoso, sobre diamictito de matriz arenosa, com seixos e grânulos na sua base.

O empilhamento estratigráfico se caracteriza por sucessivas progradações com o aumento da taxa de sedimentação, que sugere a instabilidade de taludes deposicionais, com fluxos gravitacionais de massa. Relacionado a processo de ressedimentação como resultados da existência de um gradiente que desestabiliza os sedimentos previamente depositados, muito antes da sua litificação, são transportados pela ação da gravidade tais como deslizamentos, escorregamentos e fluxos de detritos. Além destes, são frequentes depósitos de correntes de turbidez.

Em grande parte dos afloramentos da área se observam fluxos gravitacionais e no seu interior encontram-se distribuídos aleatoriamente seixos e grânulos (subarredondados) com feição de lâminas de escorregamento entre si (Figura 3.59, Figura 3.60), dando aspecto de estruturas sedimentares deformadas e algumas maciças (Figura. 3.61). Estes depósitos de "slump", como são denominados, se apresentam bastante deformados e/ou dobrados e são formados pela instabilidade gerada pela carga excessiva ou por tectonismo na bacia.



Figura 3.59: Vista lateral da porção frontal de um escorregamento. Escala martelo



Figura 3.60: Observam-se as camadas inclinadas do escorregamento.



Figura 3.61: Arenitos maciços com seixos e grânulos. Escala 10 cm.

Na área mapeada também ocorrem olistostromos, compostos por blocos rompidos de camadas de arenitos conglomeráticos preexistentes e

ainda não consolidados, que escorregaram para o interior da bacia e se depositaram caoticamente (Figura 3.62 e Figura 3.63).



Figura 3.62 – Camadas de arenitos conglomeráticos rompidos por escorregamento e depositados caoticamente no arenito – Olistostromos.



Figura 3.63 - Camadas espessas de arenito conglomerático rompidos no interior do arenito – Olistostromos.

Os depósitos de diamictitos (tilitos) são constituídos por arenitos, siltitos e alguns síltico-argilosos com seixos e grânulos, são sustentados por matriz proveniente das geleiras, por um processo deposicional de fluxo de detritos. Originam depósitos de leque de *outwash*, formados por clastos dos mais diversos tamanhos, gerando depósitos maciços e desorganizados (*tills*). Outro tipo de depósito é composto por sedimentos finos por decantação, com clastos no seu interior,

depositado em condições da baixa energia por gelos flutuantes, reconhecido como processo de chuva de detritos (*rain-out*).

No afloramento HZ_72 se observam fácies com chuvas de detritos, exibindo diamictitos e lama de coloração acinzentada, estratificação incipiente com clastos caídos (granito, gnaiss e arenitos) de variadas dimensões, angulosos, subangulosos e subarredondados, alguns com estrias e/ou facetados (Figura

3.64). Sobre esta camada ocorrem arenitos com considerável deformação, seja por deslizamento ou escorregamento entre seus estratos (Figura 3.65).

Localmente pode-se observar uma estrutura de carga, onde a camada de arenito altera a sua feição,

projetando-se na lama e conseqüentemente deformando-o, devido a sua maior densidade (Figura 3.66).



Figura 3.64– diamicrito com grânulos, seixos e blocos arredondados a subarredondados de granito e riolito distribuídos aleatoriamente numa matriz siltico-argilosa.



Figura 3.65 – Arenito com deslizamento entre os estratos.



Figura 3.66 - Arenito projetando-se no siltito gerando estrutura de carga.

Os ritmitos são definidos como fácies heterolíticas por sua alternância rítmica em pares de delgados estratos laminados e tabulares, compostos por arenitos muito finos, siltitos e pelitos, normalmente possuem gradação normal. Estes ritmitos por serem de um depósito de ambiente glacial, a terminologia interpretativa pode ser denominada de varvito. Apresentam intercalações de lâminas que gradam de

siltitos de cor creme para argilitos cinza escuros, porém predominantemente estão oxidados.

No interior dos ritmitos ocorrem clastos pingados, que são transportados pelos *icebergs* e no decorrer do seu derretimento, desprendem-se e depositam-se no fundo, apresentando tamanhos desde areia grossa, grânulos, seixos e matações e estes deformam os estratos laminados (Figura 3.67 e Figura 3.68)



Figura 3.67 - Ritmitos com estratos tabulares com bloco de granito, deformando os estratos.



Figura 3.68 - Ritmitos com vários grânulos e seixos distribuídos aleatoriamente nos estratos.

Formação Taciba (P1t)

A Formação Taciba repousa sobre a Formação Campo Mourão e é composta por lamitos seixosos, folhelhos e siltitos. A Formação Taciba é subdividida nos membros Rio Segredo, Chapéu do Sol e Rio do Sul. A avaliação individual destas unidades citadas não foi realizada, porém serão descritas as litologias na sua totalidade da Formação Taciba.

Os diamictitos são constituídos por matriz de arenito e silito argiloso com seixos e grânulos que

caracterizam fluxos gravitacionais. Clastos dos mais diversos tamanhos são de granitos, gnaisses e arenitos, sustentados pela matriz, proveniente das geleiras, transportados sobre ou no interior dos *icebergs*, gerando depósitos maciços e desorganizados (tilitos) (Figura 3.69). Os clastos são angulosos a subangulosos e subarredondados, alguns deles estriados e/ou facetado.

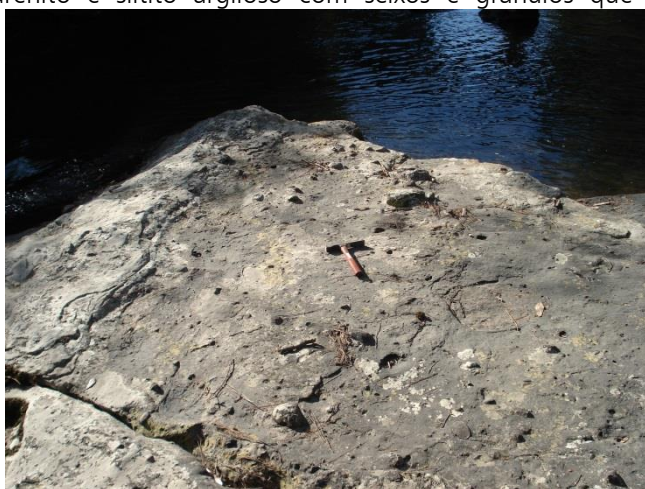


Figura 3.69 – Dois afloramentos do mesmo local, apresentando clastos de tamanhos variados sustentados por uma matriz de arenito e silito arenoso.

Os ritmitos se relacionam com deposição em áreas mais distais, originados por correntes de turbidez.

São camadas sedimentares que apresentam continuidade lateral com uma sucessão de estratos

regulares e gradacionais com o afinamento dos grãos para o topo (Ta, Tb, Tc, Td, Te). Na área em questão estes estratos estão representados pela granodrecrescência ascendente onde se observa o contato do arenito fino com laminação plano paralelo referente a um maior regime de fluxo, com o siltito laminado indicativo da diminuição do regime de fluxo (Figura 3.70).

Sobreposto à camada de arenito fino, o depósito de ritmito culmina no intervalo Td e Te, com lâminas de espessura em torno de 2 a 4 cm constituídas de areia muito fina e silte, com espaçamento em torno de 50 cm entre elas (ver foto Figura 3.71), entremeadas por finas lâminas de silte e argila de pronunciada fissilidade (Figura 3.72). Não foram encontrados vestígios de clastos no interior deste depósito.



Figura 3.70 – Ritmitos sobre arenitos.



Figura 3.71 - Ritmitos compostos por lâminas contínuas de areia muito fina e silte intercalada por fina lâmina de silte e argila, com pronunciada fissilidade.

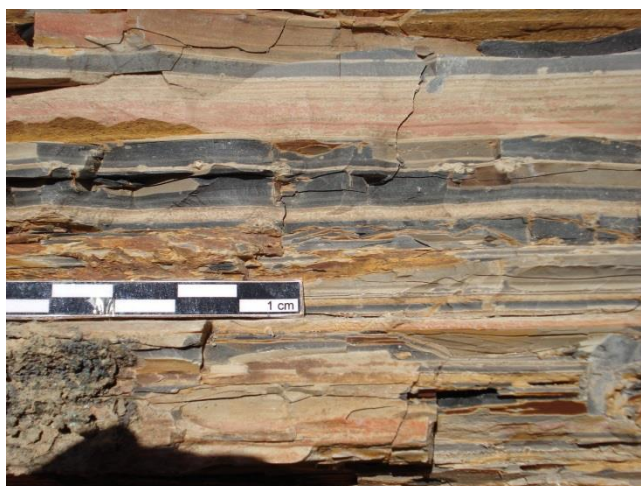


Figura 3.72 - Ritmitos com siltitos creme e argilitos cinza escuros.

Os depósitos iniciais das formações apresentadas sugerem que as geleiras estiveram próximas da área deposicional, com ciclos glacial/deglacial, com repetidas

fácies deposicionais, variações do nível do mar e suprimento sedimentar, com sedimentação lacustre e glácio-marinhas. A parte final do Grupo Itararé, com

depósitos distais, constituem de sedimentação glácio-marinho conforme modelo (Figura 3.73) (Vesely & Assine, 2004).

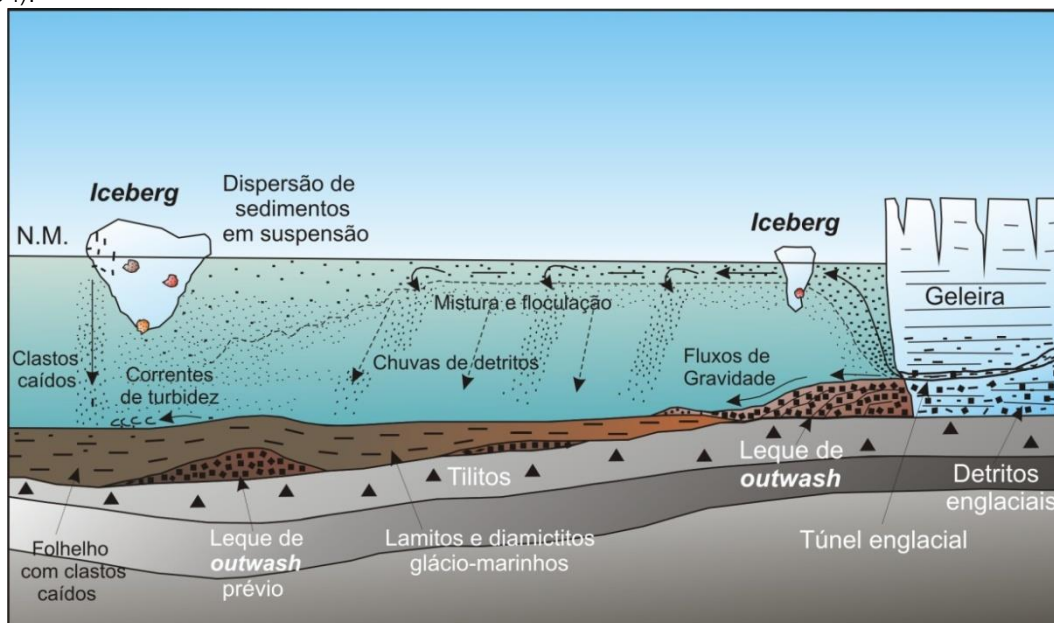


Figura 3.73 - Modelo dos processos deposicionais em ambiente glácio-marinho (Adaptado apud Vesely & Assine, 2004).

3.7.3 Formação Serra Geral (K1 β sg)

Diques e Sills de Diabásios (K1 δ db)

O magmatismo Mesozoico da Formação Serra Geral está representado na Folha Joinville por inúmeros diques de diabásio com possança e comprimentos diversos, esses corpos apresentam larguras de poucos centímetros a vários metros e extensões de centenas de metros a mais de 50 km. Apenas os maiores, de direção geral SE-NW, paralelos ao Arco de Ponta Grossa, são mapeáveis na escala do mapa. O maior dique mapeado é descontínuo e pode ser acompanhado por mais de 50 km, aflorando desde a Represa do Rio Piraí, no município de Joinville, até Agudos do Sul no Paraná. Alguns desses diques de diabásio podem ser identificados nas fotografias aéreas e imagens de satélite e dessa forma foram mapeados na escala do mapa. Alguns diques de diabásio que foram identificados a nível de afloramento, alguns aparentando grande possança, intemperizados, e cortando gnaisses granulíticos com espesso manto de alteração, não tiveram sua continuidade identificada.

Soleiras (*sills*) de diabásio da Formação Serra Geral são intrusivos nas rochas sedimentares da Formação Taciba, Grupo Itararé, e ocorrem junto ou próximo ao contato dos sedimentos com os gnaisses. Em uma pedra próxima do Salto Donner é possível observar um *sill* de diabásio com mais de 10 m de espessura. Esse *sill*

se intrude entre as camadas sedimentares da Formação Taciba próximo do contato com os Ortognaisses Pomerode, localmente cortando os siltitos/argilitos e arenitos finos que se amoldam às irregularidades do paleorelevo do embasamento (Figura 3.74 e Figura 3.75). A sul dessa pedra, no salto do rio do Zinco, outro *sill* com mais de 10 m de espessura, alojou-se entre camadas de siltitos/argilitos e arenitos da Formação Taciba, colocando-se apenas a poucos metros acima do contato com o embasamento (Figura 3.76 e Figura 3.77). Próximo a este ponto também são encontrados siltitos creme basculados e endurecidos como ardósias, junto a uma ocorrência de diabásio de granulação grossa.

As rochas dessa unidade apresentam granulação fina a média, textura equigranular hipidiomórfica com porções microporfíricas, onde fenocristais de plagioclásio de grão médio (alguns esqueletais prismáticos maiores, com até 15 mm de comprimento) estão imersos em uma matriz fina. Ocasionalmente ocorrem texturas amigdaloidal, glomeroporfírica e subofítica, sendo esta última marcada pelo arranjo de plagioclásio intergranular em uma trama com máficos intersticiais e inclusão parcial nos piroxênios. Em alguns diques mais espessos, são encontrados fragmentos com até 5 cm de diâmetro, arredondados, de rochas gnáissicas e graníticas de coloração cinza claro, pertencentes ao embasamento (Figura 3.78 e Figura 3.79).

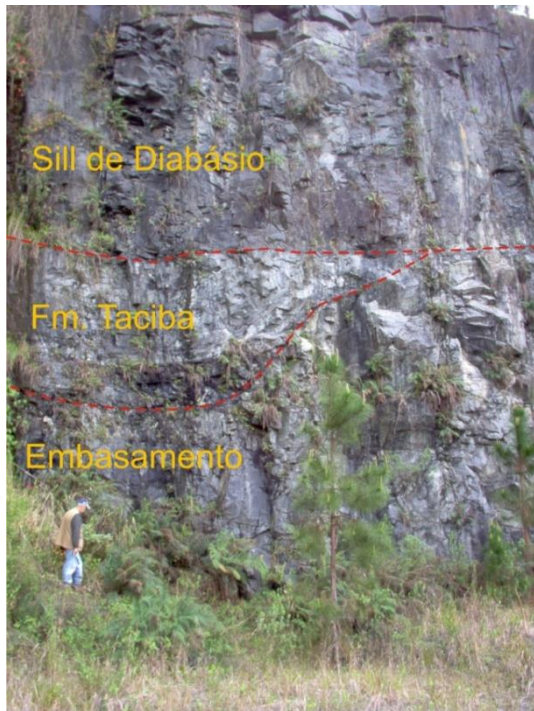


Figura 3.74 - Sill de diabásio intrusivo no contato entre a Fm. Taciba e o Embasamento.

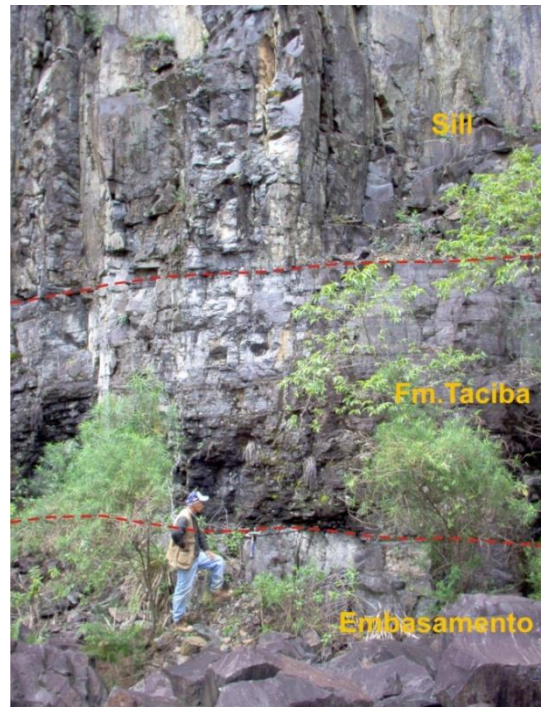


Figura 3.75 - Sill de diabásio intrusivo na Fm. Taciba acima do contato

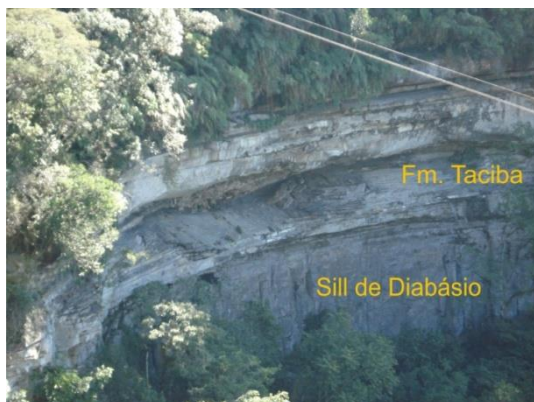


Figura 3.76 - Sill de diabásio intrusivo na Fm. Taciba no Salto do Rio do Zinco.

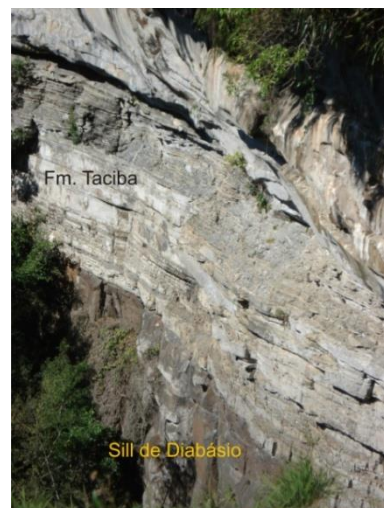


Figura 3.77 - Sill de diabásio – Salto do Rio do Zinco.



Figura 3.78 - Diabásio com fragmentos arredondados do embasamento



Figura 3.79 - Detalhe dos fragmentos líticos arredondados no diabásio.

3.8 INTRUSIVAS ALCALINAS (Kλ)

Próximo à localidade de Campinas, no município de Campo Alegre, entre o Granito Dona Francisca e a Bacia de Campo Alegre ocorre uma intrusão de rocha alcalina sub-saturada, que forma um corpo elíptico com cerca de 2,0 x 1,25 km de diâmetro. Essa rocha alcalina é um aegirina sienito que apresenta granulação média, textura holocristalina equi- a inequigranular com cristais máficos maiores e agregados máficos com até 5 cm de diâmetro. Esta litologia apresenta, em lâmina delgada, textura porfírica com fenocristais euédricos de aegirina e flogopita de grão médio a fino (0,5 a 1,5 mm) cercados por feldspato alcalino tipo ortoclásio de grão fino, com dimensões ao redor de 0,5 a 0,8 mm, e subordinadamente plagioclásio (principalmente como estreitas margens albíticas no K-feldspato). A apatita é abundante e possivelmente o feldspatoide está presente, porém não foi reconhecido em lâmina delgada.

A sudoeste da intrusão alcalina de aegirina sienito, foram encontradas, nos altos topográficos do embasamento granulítico, rochas vulcânicas feldspáticas, tufáceas e/ou efusivas, sem quartzo e com micas prateadas a pretas alteradas (flogopita?). Essas rochas vulcânicas foram inicialmente interpretadas como pertencentes ao vulcanismo ácido da Bacia de Campo Alegre. No entanto, após a identificação de rochas alcalinas sub-saturadas nas proximidades, essas rochas podem estar correlacionadas ao evento magmático alcalino Cretáceo, representando a fase extrusiva vulcanoclástica da chaminé vulcânica.

Cerca de quatro quilômetros a sudoeste da intrusão alcalina acima descrita, na localidade de Laranjeiras, ocorre um dique de nefelina sienito com direção geral Az. 295°, espessura de poucos metros, que apresenta granulação fina a média e textura equi a inequigranular isótropa.

Outra ocorrência de rocha sub-saturada, nefelina fonolito, aflorando na forma de dique, foi identificada a leste da Bacia de Campo Alegre, na estrada do Rio Manso, entre Campo Alegre e Schroeder.

3.9 DEPÓSITOS SEDIMENTARES CENOZOICOS INCONSOLIDADOS

3.9.1 Depósitos colúvio-eluvionares (Q1c)

Os depósitos colúvio-eluvionares são representados por depósitos localizados em encostas de morros e eluvionares recentes, que apresentam grande

variação granulométrica com estratificação incipiente ou ausente. Formam pedimentos.

3.9.2 Depósitos praias antigos (Q1pr)

Os depósitos praias antigos são caracterizados por areias quartzosas finas a médias, bem selecionadas, de cores claras, creme a amareladas, podendo excepcionalmente apresentar colorações escuras devido à concentração de minerais pesados (magnetita, ilmenita). Apresentam laminações plano-paralelas e cruzadas que podem se truncar mutuamente. São sedimentos depositados em planícies de maré, faixas de restingas e praias, para além das praias atuais.

3.9.3 Depósitos praias atuais (Q2pr)

Areias quartzosas finas a médias, bem selecionadas, de cores claras das praias atuais.

3.9.4 Depósitos de pântanos e mangues (Q2pm)

Representados por sedimentos argilo-arenosos, mal selecionados, ricos em matéria orgânica. Esses sedimentos são depositados em ambiente sob influência de marés atuais com pouca energia, onde podem também ocorrer grandes quantidades de conchas (sambaquis).

3.9.5 Depósitos de planície de maré arenosos (Q2ma)

Areias quartzosas e síltico-argilosas mal selecionadas, de cores cinza a creme, com laminação plano-paralela incipiente, frequentemente ricas em matéria orgânica, retrabalhado pela ação das marés acima do nível dos mangues atuais.

3.9.6 Depósitos aluvionares (Q2a)

Areias, cascalheiras e sedimentos síltico-argilosos depositados em planícies de inundação, terraços e calhas da rede fluvial atual. Podem ocorrer: i) cascalheiras de coloração marrom a amarela, constituídas por clastos e areia fina a grossa, maciças e com laminação cruzada acanalada de médio porte, depositadas em canais fluviais e ii) lama de coloração preta a cinza escuro, maciça, com restos de vegetais e artrópodes, associada à planície de inundação.

4 GEOLOGIA ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO TECTÔNICA

4.1 INTRODUÇÃO

A estruturação geológica-geotectônica da área da Folha Joinville é o resultado do desenvolvimento independente de quatro blocos geotectônicos amalgamados no Neoproterozoico, durante a formação do Supercontinente Gondwana.

O bloco geotectônico de maior exposição na folha é constituído pela Microplaca Luis Alves (Basei *et al.*, 2000) formada pelo Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann *et al.*, 1979), com rochas gnaissicas e granitoides, neoarqueanas a paleoproterozoicas, metamorfisadas nas fácies granulito a anfibolito, que foram intrudidas por corpos graníticos representantes do magmatismo alcalino-peralcalino anorogênico neoproterozoico da Suíte Serra do Mar e também, parcialmente recobertas pelas rochas vulcanossedimentares neoproterozoicas das bacias de Campo Alegre e associadas e pelas rochas sedimentares com vulcanismo subsidiário da Bacia do Itajaí. Os demais blocos geotectônicos, que apresentam idades Paleoproterozoicas e foram predominantemente retrabalhados no Neoproterozoico, ocorrem de modo periférico na folha e são formados pela Microplaca Curitiba a noroeste, pelo Cinturão Dom Feliciano, a sul e pelo Bloco Paranaguá, do Cinturão Granítico Costeiro, a leste. A Bacia do Paraná ocupa a parte oeste, sendo representada pelas rochas sedimentares da Formação Furnas e pelas rochas sedimentares glaciogênicas do Grupo Itararé, representadas pelas formações Campo Mourão e Taciba.

Durante os trabalhos de campo, os principais elementos estruturais identificados, foram a foliação e o bandamento gnáissicos e a foliação milonítica nos terrenos gnáissicos, metagraníticos e granulíticos da Microplaca Luis Alves, a foliação milonítica a protomilonítica nos granitoides da Suíte Rio Piên, da Microplaca Curitiba, a foliação ígnea e milonítica nos granitoides do Bloco Paranaguá e a xistosidade e a foliação milonítica nos xistos e quartzitos do Grupo Brusque, no Cinturão Dom Feliciano.

Durante o mapeamento geológico foram medidas 737 atitudes de foliação gnáissica, bandamento gnáissico, foliação milonítica e xistosidade, nas unidades ígneas e metamórficas précambrianas, e medidas 277 atitudes de acamadamento das rochas sedimentares das bacias neoproterozoicas e da Bacia do Paraná. Nessa etapa não foram detalhadas e separadas as diferentes fases de deformação das unidades geológicas, ainda que se tenha reconhecido, em alguns locais, a presença de diferentes estruturas resultantes da superposição de fases de deformação.

Para verificar e interpretar o comportamento das estruturas dos terrenos de alto grau metamórfico, as atitudes dos elementos estruturais medidos foram setorizados e analisados através de diagramas de roseta (frequência) unidirecionais e estereogramas, seguindo a regra do mergulho no sentido horário em relação ao azimute da direção (*strike-dip*) (Figura 4.1 e Figura 4.2). O número de medidas efetuadas acompanha cada diagrama de frequência/estereograma nos mapas.

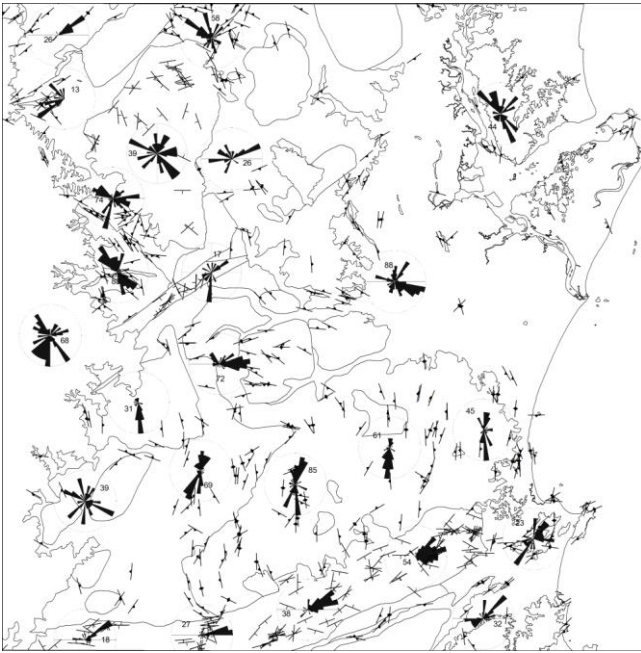


Figura 4.1 - Atitudes de foliação/bandamento em rochas ígneas e metamórficas e acamadamento em rochas sedimentares.

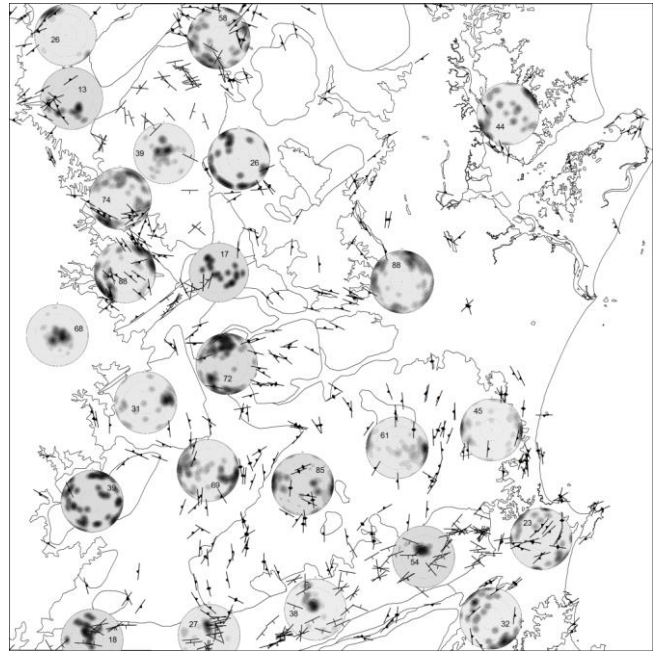


Figura 4.2 - Estereogramas correspondentes aos diagramas da figura anterior.

4.1.1 ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS ESTRUTURAIS E AEROGEOFÍSICOS

MICROPLACA LUIS ALVES

Os trabalhos geológicos de cunho regional indicam que as rochas metamórficas da Microplaca Luis Alves sofreram, no Neoarqueano-Paleoproterozoico, pelo menos duas fases de metamorfismo regional na fácies granulito e uma na fácies anfibolito, além de retrometamorfismo na fácies xistos verdes, em zonas de cisalhamento estreitas e em zonas de falhas, tendo atingido estabilidade tectônica no Paleoproterozoico médio (1,8 GA).

O resultado desse comportamento cratonico da Microplaca Luis Alves é observado nas imagens de satélite, mosaico de ortofotos e relevo sombreado, aparecendo como um terreno com intenso fraturamento, com estruturas com direção NNE-SSW predominante e NW-SE subsidiária, truncadas na borda da Bacia do Itajaí, no limite sul da Microplaca Luis Alves. Nessas imagens, além das feições relacionadas ao fraturamento e comportamento frágil das rochas, são também observadas macroestruturas, possíveis dobras e feições circulares nos gnaisses granulíticos, ortognaisses e granitoides do embasamento, que são de difícil acompanhamento e identificação no terreno (Figura 4.3).

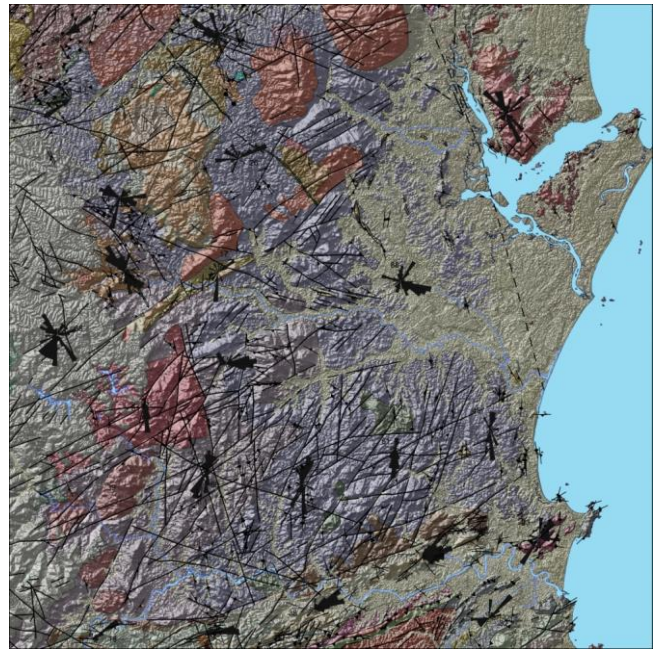


Figura 4.3 - Mapa geológico com lineamentos estruturais e relevo sombreado.

Análise Estrutural

A setorização dos dados estruturais do Complexo Granulítico de Santa Catarina permite observar que a foliação e o bandamento gnáissicos apresentam comportamentos distintos em diferentes partes do complexo. Na porção sul, na região entre Timbó e Luis Alves, as estruturas são predominantemente NE-SW (Az.030°-Az.210°), idênticas nos Gnaisses Granulíticos Luis Alves, e nos Ortognaisses Pomerode, com mergulhos subverticais, mas mostrando também mergulhos mais baixos para W-NW, talvez representando faixas de cavalgamento com vergência para SE, identificadas na área, porém não plotadas nos mapas (Figura 4.4).



Figura 4.4 - Falha de cavalgamento colocando quartzitos sobre granada gnaisses granulíticos.

Na parte leste, entre Luis Alves e Barra Velha, predominam as atitudes com direção sul e mergulhos subverticais para W. Nessa região, entre Blumenau, Luis Alves, e São João do Itaperiú, os mapas aerogeofísicos mostram um contraste na gamaespectrometria (contagem total e ternário-U-Th-K), formando uma anomalia curva de direção SW-NE-N que pode conformar uma mega-estrutura dômica ou o flanco de uma megadobra nos gnaisses granulíticos, condizente com as atitudes da foliação/bandamento dos gnaisses, medidas no campo e caracterizadas nos diagramas.

No extremo oeste da porção sul da Microplaca Luis Alves, na região dos metagranitoides Rodeio e Ortognaisses Pomerode, as atitudes da foliação/bandamento apresentam um componente NW-SE subvertical predominante, porém outras direções com mergulhos variados também aparecem. Essas atitudes formam uma guirlanda complexa, mostrando uma possível mistura de populações, tendo em vista que na parte sul, as atitudes tendem a NE-SW e no limite norte aparecem mais com direção NW-SE.

Também no oeste, no âmbito dos granitoides da Suíte Rio da Luz, as atitudes da foliação mostram predominância no sentido S-SE e mergulho acentuado a médio para oeste, mostrando coerência ao longo de todo o corpo mapeado. Foram identificadas falhas de cavalgamento que colocam rochas granitoides

milonitizadas sobre granulitos máficos nessa área (Figura 4.5).



Figura 4.5- Granitoide milonitizado da Suíte Rio da Luz colocado por cavalgamento sobre granulitos máficos.

Na área central da Microplaca Luis Alves, região de Jaraguá do Sul, a foliação/bandamento dos Ortognaisses Pomerode e Gnaisses Granulíticos Luis Alves, apresentam direções predominantes leste-oeste (Az.080°-100°) com mergulhos variando de vertical a médio-alto ângulo para sul, possivelmente conformando o flanco norte da mega-estrutura observada nos mapas aerogeofísicos. Atitudes com direção NW e mergulhos NE de alto ângulo são subordinadas e podem representar outra população.

Na região centro-leste da Microplaca Luis Alves, entre Guarimir, Schroeder e Joinville há uma grande área com cobertura de sedimentos quaternários, onde os Gnaisses Granulíticos Luis Alves e os quartzitos da Unidade dos Paragnaisses Luis Alves ocorrem como elevações isoladas na base da encosta da Serra do Mar. Algumas ocorrências de ferro associadas aos quartzitos e formações ferríferas são conhecidas nessa área, mas não refletem ou são de difícil interpretação no mapa aeromagnético desta escala. O diagrama das atitudes de foliação e bandamento dos gnaisses mostra uma direção predominante WNW-ESE com mergulhos subverticais predominando para SSW, concordantes com as atitudes encontradas na região de Jaraguá do Sul a SW. Outras direções de atitudes como N-S e Az.030°, também ocorrem e podem estar associadas a um possível redobramento que pode estar afetando os corpos lenticulares de quartzitos observados na área. A orientação e a disposição das lentes de quartzitos mapeadas nessa região mostram uma continuidade à semelhança das contas de um rosário, conformando uma megadobra com o eixo redobrado que varia de NW no sul, até NE no norte. Ao norte de Guarimir ocorrem duas lentes de quartzitos orientadas ESE-WNW com mergulho subvertical que podem configurar o flanco de outra megadobra marcada pelos quartzitos ou o flanco do domo gnáissico interpretado na geofísica. Os gnaisses envoltórios dessas lentes de quartzitos não chegaram a ser estudados em detalhe para definir se são

paraderivados, porém gnaisses granulíticos com granada são comuns nessa região.

No norte do Gráben do Corupá, entre a Bacia de Campo Alegre e a borda da Bacia do Paraná, o comportamento das atitudes da foliação/bandamento dos gnaisses do Complexo Granulítico de Santa Catarina mostra variações bruscas. Na porção oeste e ao longo da BR-280, as rochas foram mapeadas como pertencentes aos Ortognaisses Pomerode e estão separados dos Gnaisses Granulíticos Luis Alves, situados a ENE, na região de Rio Natal, por uma zona de cisalhamento NW-SE. Os diagramas de frequência das atitudes da foliação dos Ortognaisses Pomerode mostram um predomínio da orientação NW-SE com mergulhos subverticais para ambos os lados e paralelos à faixa de cisalhamento que materializa o contato. Outras direções da foliação são subordinadas.

Na área a leste da zona de cisalhamento NW-SE, ao longo da estrada de ferro e na região de Rio Natal, as rochas estão mapeadas como pertencentes aos Gnaisses Granulíticos Luis Alves e os diagramas de frequência mostram três orientações de atitudes equivalentes, uma delas é concordante com a zona de cisalhamento, onde a foliação dos gnaisses torna-se paralela a essa estrutura. Próximo à localidade de Rio Natal, a foliação mostra feições compatíveis com cavalgamentos com vergência para NW (Az. 50°-60°, 60°) mostrando dobras com eixos de baixo ângulo (20°=>265° e 30°=>095°), não mapeadas na escala do mapa (Figura 4.6).

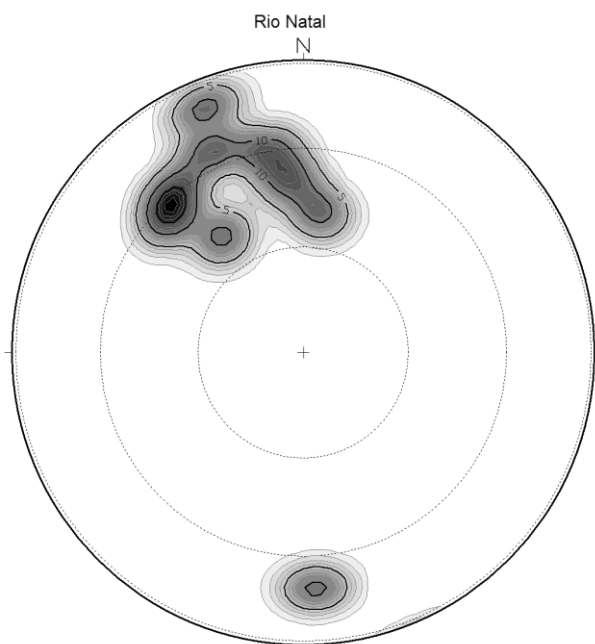


Figura 4.6 - Foliação milonítica na zona de cavalgamento do Rio Natal e flancos de dobras (n=9).

A leste da Bacia de Campo Alegre, na região do Rio do Júlio, Estação Ecológica do Bracinho (CELESC) e Serra de Dona Francisca, a foliação/bandamento tem orientação predominante NE-SW com mergulhos subverticais a alto ângulo para SE, compatível com a orientação das atitudes observadas na região de Rio Natal, do outro lado da Bacia de Campo Alegre e também concordante com as zonas de cisalhamentos NE-SW observadas nos gnaisses granulíticos, a sudoeste do Granito Dona Francisca e a sudeste do Granito Pirai (Figura 4.7).



Figura 4.7 - Zona de cisalhamento afetando granitoides e gnaisses na continuidade NE do lineamento do Gráben do Corupá a SE do Gr. Pirai.

No extremo norte da folha, no vale do rio Negro e a norte da Bacia de Campo Alegre e do Granito Dona Francisca, a foliação/bandamento predominante é NW-SE (Az300°-Az120° e Az340°-Az160°), subverticais, apresentando atitudes NE-SW subordinadas. Essa situação mostra que os gnaisses granulíticos têm a atitude da foliação/bandamento perpendicular à Zona de Sutura Piên-Mandirituba e aparentemente não foram afetados pela ação térmica na aglutinação das microplacas Curitiba e Luis Alves no Neoproterozoico.

Levantamentos Aerogeofísicos

O levantamento aerogeofísico do Projeto Serra do Mar Sul (DNPM-CPRM, 1978) - gamaespectrométrico e magnetométrico - mostra elementos correspondentes às estruturas observadas em campo através das atitudes da foliação e do bandamento dos gnaisses e a feições observadas nas imagens ópticas (mosaico de fotografias aéreas e imagens de satélite). Os lineamentos geofísicos interpretados nas imagens aerocintilométricas de gamaespectrometria contagem total e ternário-U-Th-K (Figura 4.8), mostram os limites da Microplaca Luis Alves com todos os blocos geotectônicos da área, sendo mais nítido e contrastante junto à Bacia do Itajaí, a sul, onde ocorre o truncamento de estruturas presentes nos gnaisses do Complexo Granulítico de Santa Catarina; marcam também o limite com as rochas da Suíte Rio Plên

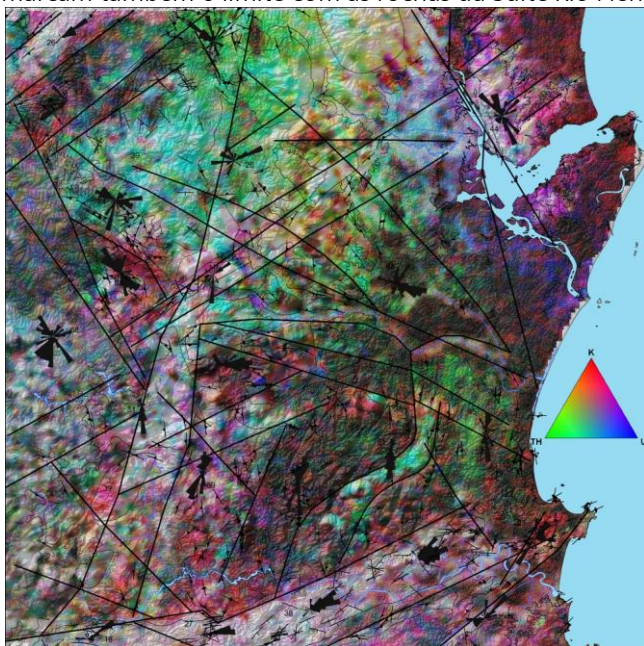


Figura 4.8 - Mapa cintilométrico ternário (U-Th-K), relevo sombreado e lineamentos geofísicos gama interpretados.

Os dados preliminares obtidos do levantamento aerogeofísico contratado pela CPRM, em 2010 (inédito), nessa região, permitem identificar e interpretar com maior clareza a presença de uma mega-estrutura dômica envolvendo os ortognaisses e gnaisses granulíticos da Microplaca Luis Alves, na comparação com os dados do levantamento aerogeofísico do Projeto Serra do Mar Sul (DNPM-CPRM, 1978).

Observando-se as imagens aeromagnetométricas do sinal analítico do campo total e da derivada vertical do campo total (Figura 4.10 e Figura 4.11), e uma composição de imagens geofísicas do ternário-U-Th-K (gamaespectrometria) do levantamento anterior sobre a imagem da derivada vertical (magnetometria), com os

da Microplaca Curitiba, no noroeste e com o Bloco Paranaguá, no nordeste da folha. Na porção centro-sul da Microplaca Luis Alves, mostram uma macro-estrutura em formato sigmoide, interpretada como uma megadobra ou uma estrutura dômica, possivelmente um domo gnáissico, formado pelos gnaisses granulíticos envolvendo os ortognaisses e granitoides deformados da região de Pomerode. Essa estrutura dômica, aqui denominada de "Domo de Pomerode" é observada nas imagens de aerogamaespectrometria, que representa o resultado da radiação superficial do terreno (menos de 70 cm de profundidade) e é registrada nos afloramentos através das atitudes da foliação e do bandamento dos ortognaisses e gnaisses granulíticos, marcando linhas de forma compatíveis com essa mega-estrutura (Figura 4.9).

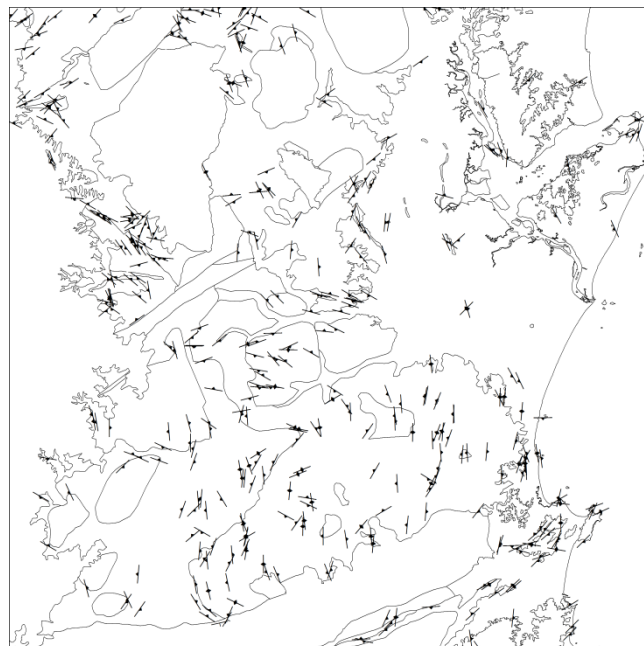


Figura 4.9 - Atitudes da foliação/bandamento nos gnaisses do Complexo Granulítico de Santa Catarina.

lineamentos magnéticos e atitude da foliação e do bandamento dos gnaisses plotados juntos (Figura 4.12), o "Domo de Pomerode" torna-se mais evidente, mostrando uma forma elíptica de aproximadamente 70 km x 50 km, com eixo maior SW-NE, situada a sul de um grande lineamento magnético de direção NE-SW, que parece segmentar a Microplaca Luis Alves em setores com diferentes comportamentos geofísicos e estruturais. Esse lineamento magnético é caracterizado nos gnaisses por uma faixa milonítica na parte NE, e na porção central, contém o Gráben Corupá (formando uma possível bacia de "pull apart", por movimentação dextrógira, reativada no Neoproterozoico).

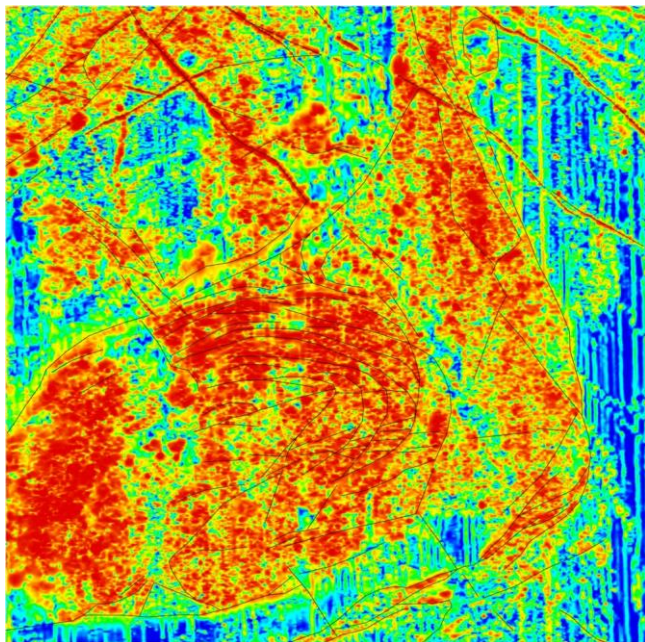


Figura 4.10- Mapa magnetométrico do sinal analítico do campo total e lineamentos magnéticos interpretados.

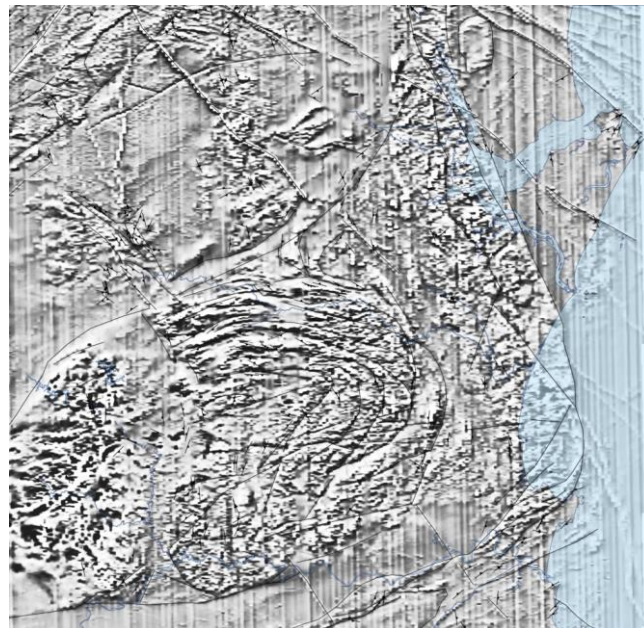


Figura 4.11- Mapa magnetométrico da derivada vertical do campo total, lineamentos magnéticos interpretados e a linha de costa atual.

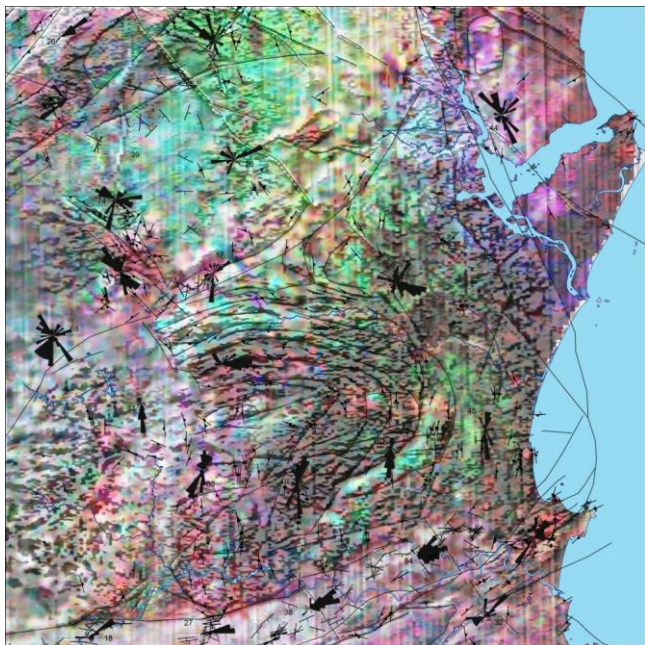


Figura 4.12- Composição de imagens geofísicas: ternário (gama) sobre derivada vertical (magnetometria), lineamentos magnéticos e foliação/bandamento dos gnaisses.

A integração do mapa geológico sobre a imagem geofísica aeromagnetométrica da derivada vertical do campo total, acompanhada dos lineamentos geofísicos interpretados (Figura 4.13 e Figura 4.14), mostra como se comportam os diferentes litotipos presentes na Folha Joinville, marcando contatos litológicos entre as diferentes unidades, como as bacias do Itajaí e de Campo Alegre, separando e salientando dois corpos graníticos, um pertencente ao Granito Rio do Poço, de formato elíptico, intrusivo e isolado, no Bloco Paranaguá, o outro correspondente à porção nordeste do corpo granítico da Suíte Valsungana, intrusiva nos xistos da Formação Botuverá, a sul de Gaspar. Observa-se, também, que

todos os corpos graníticos da Suíte Serra do Mar, mapeados na Folha Joinville, exceto o Granito Agudos do Sul, são intrusivos na Microplaca Luis Alves, a noroeste do lineamento magnético de Corupá, e que os diques básicos da Formação Serra Geral, com direção NW, ocorrem em maior quantidade do que foi mapeado no campo, principalmente na região NE da folha.

O limite leste do Domo de Pomerode é marcado por uma zona de baixa intensidade magnética, que separa essa mega-estrutura de uma zona com valores de intensidade magnética mais alta, mas que não apresenta o mesmo tipo de estruturação do domo gnáissico. Essa zona magnética apresenta-se como uma faixa que configura o limite da Microplaca Luis Alves com o Cinturão Dom Feliciano, a sul, ao longo do Lineamento Perimbó, não havendo diferença aparente na resposta magnética das rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico São Miguel e do Augen Gnaisses Navegantes em relação aos gnaisses do Complexo Granulítico de Santa Catarina. Na borda leste da Microplaca Luis Alves, a diferença entre os valores de intensidade magnética é marcante, configurando uma estrutura retilínea (Zona de Cisalhamento Rio Palmatal) entre dois domínios geotectônicos. Porém, como esse limite está encoberto pelos sedimentos da Planície Costeira e avança para o Oceano Atlântico a leste de Barra Velha, o limite efetivo entre a Microplaca Luis Alves e o Bloco Paranaguá pode estar representado por uma faixa larga formada por rochas gnáissicas e migmatíticas do Complexo São Francisco do Sul, que teriam a mesma resposta magnética dos gnaisses granulíticos e são representados pelo granitoide aflorante no Morro da Cruz, a NE da vila de Itapocu, pelos gnaisses graníticos aflorantes nos lageados do rio São João, no norte da folha e pelo Granito Estrela, presente na mesma região. Mostra também um comportamento magnético similar entre as

rochas do extremo norte do Cinturão Dom Feliciano e aquelas do Bloco Paranaguá.

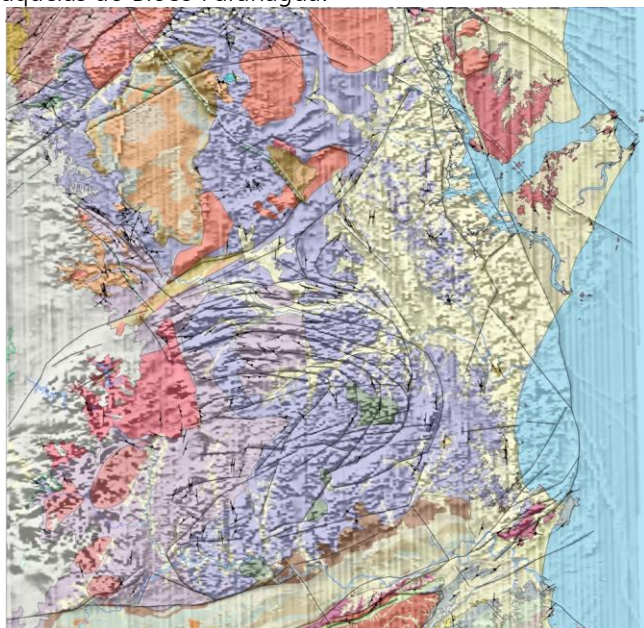


Figura 4.13- Mapa geológico sobre imagem geofísica da derivada vertical com lineamentos magnetométricos interpretados.

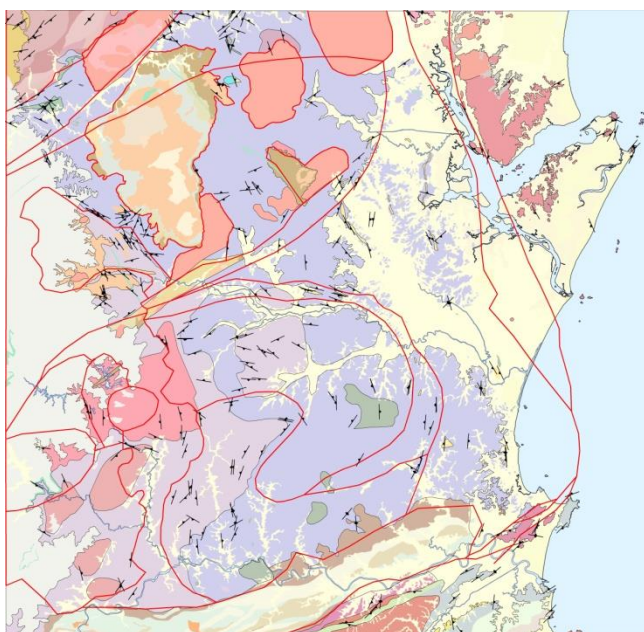


Figura 4.14 – Domínios magnetométricos interpretados, comparados com a geologia e atitudes da foliação/bandamento gnáissico.

MICROPLACA CURITIBA

Complexo Máfico-Ultramáfico Piên

O Complexo Máfico-Ultramáfico Piên é considerado como uma porção ofiolítica obductada sobre a Microplaca Luis Alves (Harara, 2001). Foram obtidas apenas 13 medidas de atitudes da foliação milonítica/xistosidade das rochas ultramáficas e estas mostram uma direção predominante SW (Az. 230°-250°) com mergulhos baixos para NW, paralelos à Zona de

Sutura Piên-Mandirituba e compatível com um empurrão com vergência para SE.

Suíte Rio Piên

A Suíte Rio Piên (Machiavelli *et al.*, 1993) é considerada como parte de um arco magmático Neoproterozoico, deformado durante a aglutinação das microplacas Curitiba e Luis Alves. Foram obtidas 26 medidas de atitudes da foliação milonítica/protomilonítica que afetou os granitoides dessa suíte (Figura 4.15) e estas mostram uma característica inesperada, a direção das estruturas é subparalela (Az.050°) e concordante com a Zona de Sutura Piên-Mandirituba, porém o mergulho de alto ângulo é para SE, ao contrário do que se esperaria de uma zona de empurrão com vergência para SE. Os mapas aerogeofísicos também mostram a estruturação NE-SW dessa região, paralela às atitudes da foliação.



Figura 4.15 - Granitoides deformados da Suíte Rio Piên.

BLOCO PARANAGUÁ

Na Folha Joinville, o Bloco Paranaguá é representado principalmente pela Suíte Morro Inglês e pelo Complexo São Francisco do Sul (Cury, 2009). As atitudes medidas mostram um predomínio de direções NW-SE, subverticais e concordantes com a Faixa de Cisalhamento Rio Palmital (Siga Jr., 1995), que limita o Bloco Paranaguá com a Microplaca Luis Alves. As outras direções podem corresponder à foliação de fluxo magmático dos granitoides da Suíte Morro Inglês.

CINTURÃO DOM FELICIANO

Augen Gnaiss Navegantes

Esta unidade é formada por um granitoide deformado, com foliação milonítica/protomilonítica bem desenvolvida com porfiroclastos de K-feldspato (Figura 4.16), cujas atitudes mostram orientação NE-SW predominante, e mergulhos subverticais, paralelas ao contato com os granulitos da Microplaca Luis Alves. Nos diagramas de frequência, observa-se a presença

subordinada de atitudes E-W e N-S, a segunda possivelmente caracterizando uma inflexão da foliação para norte.



Figura 4.16 - Foliação milonítica do Augen Gnaiss Navegantes.

Grupo Brusque

No sudeste da Folha Joinville, o Cinturão Dom Feliciano é representado pelos xistos do Grupo Brusque e pelo Granito Morro do Parapente, deformados no Neoproterozoico e pela Suíte Valsungana, intrusiva nos xistos. As atitudes correspondem à xistosidade e foliação milonítica dos xistos e do granitoide Morro do Parapente. A direção principal é NE-SW, concordante com a estruturação regional e com as zonas de cisalhamento da área. O sentido predominante do mergulho é para SE, no entanto também ocorrem para NW, possivelmente caracterizando dobras nos xistos. Ocorrem dois lineamentos geofísicos, convergentes, um a norte do granito Valsungana, no contato com o Complexo Gnáissico-Migmatítico São Miguel, concordante com a estruturação dos xistos e do Granito Morro do Parapente, o outro a sul do granito Valsungana, nos xistos e se estende até a praia da Armação, no extremo NE da faixa de ocorrência dessa unidade.

BACIAS NEOPROTEROZOICAS

As bacias neoproterozoicas são representadas, na Folha Joinville, pela Bacia de Campo Alegre, Gráben do Corupá, Bacia de Joinville e Bacia do Itajaí.

Bacia de Campo Alegre

As atitudes de acamadamento na Bacia de Campo Alegre apresentam um comportamento geral com tendência centrípeta nos diagramas de frequência das atitudes, mostrando mergulhos de baixo ângulo a sub-horizontais. As falhas não parecem perturbar a atitude das camadas regionalmente, mostrando pouco basculamento de blocos por tectonismo posterior ao

vulcanismo. Estruturas circulares podem ser inferidas nas fotografias aéreas e imagens de satélite e aparecem concordantes no mapa gamaespectrométrico contagem total, podendo estar associadas a possíveis caldeiras vulcânicas abatidas, como citado por Citroni *et al.* (2001). O limite norte da bacia é balizado por lineamentos magnéticos NE-SW paralelos ao limite das micropalacas Curitiba e Luis Alves e aos granitoides da Suíte Rio Piên.

Gráben Corupá

O Gráben do Corupá é uma estrutura NE-SW, retilínea e estreita, com preenchimento sedimentar no neoproterozoico, de uma possível mega-estrutura Paleoproterozoica, caracterizada na imagem do mapa aeromagnetométrico da derivada vertical do campo total, como um lineamento magnético de escala regional (Lineamento Corupá), que pode representar uma zona de cisalhamento com movimento dextral e formação de uma bacia tipo "pull apart" (Figura 4.13). O diagrama de frequência das atitudes das camadas mostra uma predominância de atitudes transversais à estrutura do gráben, resultado da concentração de medidas em um mesmo ponto. Ao observarmos as atitudes no mapa, verificamos que a orientação principal das camadas é paralela a subparalela às bordas do gráben, com os mergulhos tendendo para o centro da bacia.

Bacia do Itajaí

A Bacia do Itajaí está relacionada à aglutinação do Cinturão Dom Feliciano à Microplaca Luis Alves (Basei, 1985, Basei *et al.* 2008) e apresenta a estruturação de uma calha com direção NE-SW. Por ser uma estrutura alongada e relativamente estreita, para fins de análise do comportamento dos estratos, foi subdividida em quatro setores onde os diagramas de frequência das atitudes das camadas mostram um domínio absoluto da orientação NE e mergulhos para SE. Basei *et al.*, 2008, indicam que duas fases de dobramento em condições de baixo grau metamórfico afetaram os sedimentos dessa bacia, predominantemente na borda sul, onde também podem ser identificadas falhas de empurrão com vergência para NW. Dobras com eixos horizontais foram identificadas na região de Alto Garcia, no sul de Blumenau.

Em termos de relevo aerogeofísico, a Bacia do Itajaí é uma das estruturas mais marcantes na Folha Joinville, seu contato com os gnaisses do Complexo Granulítico de Santa Catarina é muito bem marcado, exceto na área do Morro do Baú, tanto no mapa de relevo magnético campo total (Figura 4.13), como no mapa cintilométrico ternário-U-Th-K (Figura 4.8), sendo menos nítido no contato com o Complexo Gnáissico-Migmatítico São Miguel, a sudeste.

5 RECURSOS MINERAIS

Na Folha Joinville 1:250.000, são conhecidas ocorrências e depósitos minerais de Fe, Mn, Au, F, além de calcário, caulim, ardósias, areia e água mineral, cadastrados em trabalhos anteriores de mapeamento e prospecção (Albuquerque *et al.*, 1971; Silva, 1987; Projeto Arraial, 1985; Toniolo, 1988; Biondi *et al.*, 2001) e durante este levantamento geológico.

Albuquerque *et al.* (1971), apresentam um apanhado das ocorrências minerais conhecidas nas quadriculas de Blumenau e Joinville, na escala 1:250.000. Essas ocorrências são representadas por ferro, molibdenita, fluorita, caulim, pegmatitos, calcário e mármore, ardósias e material de construção como argilas, areias, cascalhos, saibro e brita.

Silva (1987), no Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais da Folha Joinville 1:250.000, apresenta uma listagem com sessenta e nove ocorrências minerais cadastradas, incluindo aquelas listadas por Albuquerque *et al.* (1971).

Dentre os principais bens minerais encontrados na Folha Joinville 1:250.000, destacam-se:

5.1 FERRO E MANGANÊS

Albuquerque *et al.* (1971), descrevem e caracterizam vinte e nove ocorrências de ferro, apresentando suas características físicas, paragenese mineral, teores de Fe, Mn e P, dimensões e toponímia. Indicam que alguns desses depósitos já haviam sido, ou estavam sendo lavrados artesanalmente. Essas ocorrências estão associadas com formações ferríferas (itabiritos) onde predomina a paragenese magnetita e hematita, e a níveis ferruginosos com magnetita intercalados nos quartzitos do Complexo Granulítico de Santa Catarina, e a filões e veios encaixados em outras litologias como granitoides e vulcânicas ácidas.

Hartmann *et al.* (1979), descrevem as formações ferríferas como concentrações locais de magnetita (e hematita) que constituem pequenos depósitos de minério de ferro, esporadicamente exploradas artesanalmente em pequena escala. Essas rochas exibem granulação fina a média, coloração cinza escuro a preta

com nítida alternância de bandas de quartzo e magnetita. Apresentam textura granoblástica e estrutura foliada. Os minerais principais são quartzo, magnetita, pouca hematita e localmente ocorrem hiperstênio, granadas e óxidos de Mn.

5.2 CAULIM E PEGMATITOS (FELDSPATOS)

Albuquerque *et al.* (1971), descrevem a ocorrência de depósitos de caulim na Bacia de Campo Alegre, resultante da alteração de rochas vulcânicas riolíticas e traquíticas dessa bacia. Os autores supracitados descrevem cinco depósitos em lavra na Bacia de Campo Alegre e uma ocorrência em veios pegmatíticos caulinizados que cortam os gnaisses granulíticos no norte da bacia (na localidade de Postema).

Biondi *et al.* (1999) informam que na Bacia de Campo Alegre operam 22 minas de caulim e existem cerca de 30 depósitos dimensionados. As minas de caulim abastecem fábricas de cerâmica de mesa, de revestimentos e refratários de toda a região sul do país. Para esses autores, a caulinização estaria relacionada a uma fase de alteração hidrotermal das rochas vulcânicas riolíticas e traquíticas concomitante com o vulcanismo, seguido por fases de alteração supergênica. O hidrotermalismo teria ocorrido de modo pervasivo, desenvolvido através de fraturas abertas e fechadas, em ambientes tensionais, gerados por fraturamento hidráulico (fraturas abertas, minério branco) e por cisalhamento (fraturas fechadas, minério verde).

Ocorre também um depósito de caulim sobre o Granito Morro Redondo, no alto da Serra do Quiriri, onde a caulinização parece estar relacionada à alteração intempérica do granito alcalino, próximo a um dique de riolito.

Albuquerque *et al.* (1971), citam várias ocorrências de filões pegmatíticos prospectados visando o aproveitamento industrial de muscovita, feldspato, quartzo e caulim. Os filões apresentam em geral, pequenas dimensões com larguras variando desde centímetros até metros. Os filões estão encaixados nos

gnaisse granulítico do Complexo Granulítico de Santa Catarina. Esses filões pegmatíticos foram esporadicamente explorados para mineração de feldspato alcalino, utilizado em fábricas de cerâmica na região.

5.3 OURO

Ocorrências e mineralizações de ouro são conhecidas na região de Gaspar, no sul da Folha Joinville, associadas a depósitos alúvio-coluvionares e a filões e veios hidrotermais que cortam as rochas sedimentares da Bacia do Itajaí e os gnaisse granulíticos do Complexo Granulítico de Santa Catarina, próximo do contato com a Bacia do Itajaí. Na região do Arraial do Ouro, o ouro tem sido extraído por garimpeiros nos sedimentos aluvionares atuais do ribeirão Alto Baú e nas drenagens secundárias que contribuem para sua planície.

A Minepar – Minérios Gaspar Ltda., efetuou trabalhos de prospecção de ouro na região de Gaspar, SC. Esta empresa apresentou relatório de pesquisas (Projeto Arraial, 1985, inédito), onde identificou mineralizações associadas a veios de quartzo com ouro, prata, pirita, calcopirita, esfalerita, hematita e galena. Esta mineralização teria gênese relacionada a um evento hidrotermal posterior à consolidação das rochas sedimentares da região, possivelmente associado ao vulcanismo da Formação Apiúna. Os veios e filões cortam tanto os arenitos e conglomerados do Grupo Itajaí quanto as rochas granulíticas do Complexo Granulítico de Santa Catarina. A presença de ouro nos conglomerados da Formação Gaspar, estaria associada à fase hidrotermal representada por filonetes de quartzo. Os depósitos secundários são representados por ouro contido nos aluviões e colúvios. A Minepar descreve as várias ocorrências cadastradas, caracterizando-as como blocos.

5.3.1 Bloco Baiano

Representada pela ocorrência de um filão com direção N80°E, sub-vertical, com espessura entre 0,15-0,20 m e 170 m de comprimento. Apresenta teores de 2,0 a 5,3 ppm Au. As encaixantes são arenitos com alta dureza afetados pelo hidrotermalismo sem no entanto apresentar anomalias de ouro.

5.3.2 Bloco Cabeceiras do Carlinhos

Arenitos lito-feldspáticos endurecidos com zonas de 2,0 a 15 m de largura, hidrotermalizadas, com filonetes, vênulas e veios de quartzo com óxidos de coloração preto-avermelhada, de composição mangano-ferrífera. Os veios e vênulas apresentam raras segregações de pirita, espessuras de 1,0 cm a 0,60 m e direções N80°E a E-W.

5.3.3 Blocos Atoleiro e Boa Vista

Engloba os veios Atoleiro, do Garrafão e da Boa Vista, que estão encaixados em arenitos lito-feldspáticos com fraturas variando de N85°W a N70°E. Apresentam veios, vênulas e filonetes de quartzo com Au e Ag, isolados ou em faixas de arenitos hidrotermalizados, endurecidos, cujas larguras podem chegar a 10m. Óxidos de ferro e manganês estão associados às fases quartzosas, mostrando em suas adjacências, muitos pontos com *box-works* e pirita bem formada. Análises químicas do veio Atoleiro apresentaram teores de até 30 ppm Au, 31 ppm Ag, 2.700 ppm Cu e 410 ppm Bi. O veio do Garrafão tem espessura de 20 cm e teores de 2,5 e 2,7 ppm Au e 88 ppm Ag ao longo de 40 m. O arenito encaixante apresentou até 129 ppm de Ag. O veio da Boa Vista é irregular tanto na espessura (5 a 25 cm) quanto nos baixos teores de ouro (< 0,05 a 0,9 ppm Au). Este veio possui a maior quantidade de pirita preenchendo cavidades, dentre todos os blocos em questão.

5.3.4 Bloco Ceval

Formado por arenitos lito-feldspáticos, conglomerados, argilitos e rochas subvulcânicas de composição riodacítica. A fase hidrotermal apresenta composição quartzo-sulfetos com sulfetos e óxidos associados. Apresenta teores de 55 ppm Zn e 2.160 ppm Bi e esfalerita (?) associada ao ouro em concentrado de bateia.

5.3.5 Blocos Schramm e Subida

Constituem a principal área mineralizada estudada na região de Gaspar. O Bloco Schramm localiza-se à montante da área de lavra de ouro colúvio-aluvionar da MINEPAR e o Bloco Subida a montante e a leste dessa mesma lavra. Estão encaixados nas rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina. O veio do Schramm preenche uma fratura com direção N40°-60°W; sub-vertical, e ocorre por uma extensão conhecida de 350 metros. Pela localização dos antigos garimpos e pelos resultados das contagens de pintas de ouro nos concentrados de bateia, infere-se que o filão do Schramm tenha continuidade por pelo menos 400 m para NW e 200 m para SE, atingindo o Bloco Subida. O Bloco Subida é constituído por uma zona de aproximadamente 150 m de largura que sofreu intenso hidrotermalismo, apresentando veios com espessuras que variam entre 20 e 70 cm. Os teores de ouro estão correlacionados com a associação quartzo-óxidos, característica da Faixa Schramm, que a diferencia do que ocorre a leste dessa área, onde predomina a associação quartzo-sulfetos. A lavra de ouro colúvio-aluvionar, situa-se no vale entalhado nas cabeceiras da drenagem cujas nascentes são as elevações do Schramm e Subida. O colúvio-alúvio é constituído por seixos e blocos de

litologias predominantemente relacionadas ao embasamento granulítico.

5.3.6 Bloco Limão

Situado no domínio dos arenitos lito-feldspáticos em contato com conglomerados petromíticos onde rochas vulcânicas de composição riodacítica penetram o principal *trend* de fraturas N80°E. Nessa área ocorrem veios, vênulas e filonetes de quartzo com concentrações de Ag e Au (0,96; 2,2 e 43 ppm Au) que se alojaram ao longo da direção N80°E. Concentrados de bateia executados ao longo da Grotta do Limão apresentaram resultados de 7 a 22 pintas de ouro por amostra. As ocorrências do Bloco do Limão estão associadas a duas faixas mineralizadas principais, constituídas por: i) uma faixa com veios de quartzo com 20 cm de largura e vênulas isoladas de quartzo, onde os teores variaram de 0,2 a 9,25 ppm Au. O arenito hidrotermalizado, encaixante desses veios, apresentou teores abaixo de 0,05 ppm Au e, ii) faixas de arenitos hidrotermalizados contendo veios de quartzo com 15 a 50 cm de largura e vênulas e filonetes de quartzo com teores de até 43 ppm Au, acompanhados ou não por rocha vulcânica riodacítica hidrotermalizada. As duas faixas mineralizadas estão separadas uma da outra por 20 a 40 m de arenito contendo vênulas e filonetes de quartzo esparsos (Projeto Arraial, 1985, inédito).

Toniolo (1988), com o objetivo de testar a proveniência do ouro dos principais aluviões da região de Gaspar, em áreas com alvarás de pesquisa da CPRM, executou uma prospecção por concentrados de bateia, coletando 178 amostras de sedimentos ativos de drenagem, 65 amostras de barranco de drenagens e abertura de 116 “pranchetas”. Durante essas atividades, observou que veios de quartzo sulfetados auríferos e rochas de dique ácido a intermediário, contendo vênulas, cortavam o as rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina. Da mesma forma, Toniolo (1988), observou que nas drenagens contidas exclusivamente na Bacia do Itajaí, nos locais onde foram encontradas pintas de ouro nos concentrados de bateia, ocorrem veios de quartzo sulfetados e fragmentos rolados de quartzo, situados a montante do ponto da amostragem. Toniolo (1988) identificou 19 ocorrências de veios, filonetes e rolados de quartzo anômalos para ouro e metais básicos nessas áreas. Os veios de quartzo foram classificados como do tipo filoneano epitermal, porém apresentam baixos teores de ouro com raras *bonanzas*. As rochas vulcânicas, de composição riolíticas/dacíticas, apresentam, com relação aos teores de ouro, prata e cobre, comportamento semelhante ao dos veios de quartzo, porém com valores ainda mais baixos.

Biondi *et al.* (2001), descrevem a Mina Schramm como localizada em uma zona de cisalhamento de alto ângulo com milonitos de orientação N5-10°E, vertical, com reativações em condições rúpteis, nas rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina, próxima ao contato com as rochas do Grupo Itajaí. O ouro livre (com

27,5% Ag) associa-se a uma paragênese constituída por galena (rara), calcopirita (pouca), arsenopirita (muito rara), esfalerita, pirita-níquel-cobaltífera, pirita, siegenita-violarita, millerita, gersdorfta, covelita e um sulfoarseneto de Ni-Fe-Co contidos em veios maciços de siderita-ankerita (dolomita). Os veios mineralizados apresentam espessuras centimétricas a decimétricas, colorações creme amarronadas, e ocorrem isolados, margeando ou mesclados a veios maciços de quartzo leitoso com aglomerados de carbonatos e de cloritas. Os veios estão orientados na direção N75°-85°W, em fraturas tensionais no interior de uma zona de cisalhamento N-S, sub-vertical. A mineralização ocorre em dois sistemas de veios, sendo que o conjunto principal tem veios com largura entre 0,4 e 1,5 m e o conjunto secundário, apresenta veios e vênulas de quartzo, cujas espessuras não ultrapassam 0,1m. A quantidade de sulfetos é de aproximadamente 0,5% do volume da rocha. O minério aurífero concentra-se em bolsões alongados, verticais, com largura média entre 1,0 e 4,0 m e comprimentos variando de 10 a 30 m, nos quais se misturam vênulas e veios de quartzo e carbonato não deformados. A mineralização está encaixada em gnaisses granulíticos foliados, com atitudes N30°E, 70-80°NW a SE, exibindo alteração hidrotermal (cloritização e albitização), formações ferríferas, com bandas escuras de magnetita e hematita, alternadas com bandas claras quartzo-feldspáticas, quartzitos e gnaisses félsicos, de largura métrica, intensamente sericitizados, silicificados e carbonatados, pertencentes ao Complexo Granulítico de Santa Catarina. A intensidade da alteração hidrotermal cresce em direção aos veios, tornando irreconhecíveis as texturas originais das rochas encaixantes a distâncias menores que 1,0-1,5 m dos contatos. O ouro ocorre livre ou junto com sulfetos exclusivamente nos veios de carbonatos com teores entre 500 e 2.300 ppm Au. Nos veios de quartzo, os teores raramente alcançam 1,0 ppm Au. Junto com o ouro ocorrem prata (150 a 300 ppm), arsênio (0,15 a 0,60%), níquel (0,01 a 1,4%), Zn (250 a 1600 ppm), Pb (100 a 850 ppm) e Co (40 a 750 ppm). Os veios de quartzo dos bolsões apresentam teores de até 1 ppm Au e de 1 a 50 ppm para os demais elementos (As, Zn, Pb, Ni, Cu, Co, Mo, Te e Bi). Os veios de quartzo apresentam aspecto manchado devido aos aglomerados centimétricos de siderita-ankerita e a ocorrência de clorita. Os contatos entre as partes carbonatadas e as partes quartzosas dos veios são marcados por uma franja de ripidolita-brunsvigita com colorações negras e verde-escuras. Fora das regiões mineralizadas, os teores de ouro são inferiores a 50 ppb, enquanto os outros elementos apresentam teores maiores, variando entre 10 e 900 ppm. As rochas encaixantes não hidrotermalizadas raramente apresentam mineralizações. Na região da mina Schramm afloram conglomerados polimíticos e arenitos feldspático do Grupo Itajaí, quase sempre horizontalizados ou com mergulhos de até 20° SSE. Falhas ENE cortam a bacia e o embasamento, sendo por vezes, preenchidas por diques riodacíticos e riolíticos e

por veios de quartzo mineralizados com ouro junto aos diques riódacíticos ou não.

Na Bacia de Campo Alegre, Biondi *et al.* (1999), estudando a gênese dos depósitos de caulim, referem que a piritização das rochas vulcânicas pode ser um dos processos de alteração hidrotermal associado à silicificação e caulinização da rocha. Os autores citam que na entrada da Mina Planalto Alegre, há uma grande quantidade de pirita fina disseminada na matriz da rocha silicificada e caulinizada, abaixo do nível de minério de caulim branco. Duas amostras desse material piritoso foram analisadas, apresentando teores anômalos de ouro (0,125 e 0,062 ppm Au). Referem também que “Esse tipo de alteração, associado à caulinização e à ilitização, indica um ambiente hidrotermal muito semelhante àqueles dos depósitos de ouro vulcanogênicos epitermais, tipo *high sulfidation* (Hedenquist *et al.*, 1996).” Porém concluem que o tipo de fluido hidrotermal que gerou a piritização é diferente do fluido que gerou o caulim, não sendo possível determinar se a piritização antecedeu ou foi concomitante à caulinização.

A norte-nordeste da Bacia de Campo Alegre foram encontradas anomalias de ouro em concentrados de bateia e sedimentos de corrente durante a amostragem geoquímica deste projeto. Essa região apresenta grande variação litológica, ocorrendo gnaisses granulíticos do Complexo Granulítico de Santa Catarina, intrusões graníticas com mistura de magmas das bordas do Granito Dona Francisca e do Granito Rio Negro, conglomerados e vulcânicas da Bacia de Campo Alegre e rochas alcalinas sub-saturadas mesozoicas. Nessa região é sugerida a realização de estudos de maior detalhe para determinação da origem das anomalias de ouro.

5.4 CORÍNDON

Scangarelli (1985) descreveu a primeira ocorrência de coríndon em aluviões nas proximidades de Barra Velha, SC. Nessa área o coríndon apresenta cristais com dimensões desde milimétricas até 2 cm, apresentando hábito prismático comumente arredondado em formato de barril. O autor supracitado avaliou que uma pequena proporção dos cristais apresentava coloração avermelhada em condições de aproveitamento como gema, enquanto que o restante, pela sua composição química (>99% Al_2O_3) poderia ser aproveitado na indústria. O Coríndon de Barra Velha, como foi denominado, ocorre disperso em uma grande área na região do Descalvado, no limite dos municípios de Barra Velha e São João do Itaperiú. Essa ocorrência concentra-se nos níveis de cascalho em aluviões atuais e distribui-se também nas camadas argilosas dos mesmos aluviões. O coríndon ocorre também em terraços aluviais, colúvios e solos atuais da região. Nessa área afloram gnaisses granulíticos, metaultramafitos e fuchsit-quartzitos do Complexo Granulítico de Santa Catarina. Conforme Vernon & Clarke, 2009, página 243, a reação bimetassômica no contato entre quartzitos e rochas ultramáficas, durante o metamorfismo granulítico, pode

ter gerado as ocorrências de coríndon, indicando a possibilidade de se encontrar mineralizações primárias de coríndon nessa área.

5.5 CALCÁRIOS E MÁRMORES

Pequenas lentes de mármore dolomíticos estão intercaladas nos xistos da Formação Botuverá, Grupo Brusque. Na Folha Joinville, na região entre Itajaí, Camboriú e Balneário Camboriú, ocorrem pequenas lentes, que no passado foram lavradas de modo artesanal para produção de cal. No entanto essas lentes de mármore são impuras, ricas em sílica e devido à sua composição foram abandonadas. O aproveitamento do mármore como rocha ornamental também foi experimentado, mas o material não mostrou qualidade para tal produção.

5.6 ARDÓSIAS

Na Bacia do Itajaí, a sul de Blumenau e Indaial (região do Rio Encano e Alto Garcia), os siltitos da Formação Garcia (fácies silito-argilito e silito-arenito) apresentam-se endurecidos, com alta fissilidade e resistência. As características desses siltitos permitiram a extração de placas com 2 x 3 m e 2 cm de espessura em pedreiras artesanais que atualmente se encontram paralizadas. Esse material tem coloração cinza chumbo, e pode ser utilizado como rocha ornamental em calçamentos, revestimento de paredes e placas para pias, dentre outros.

5.7 FLUORITA

Na Folha Joinville este mineral apresenta ocorrência relativamente comum nos granitos alcalinos-peralcalinos da Suíte Serra do Mar. A fluorita foi encontrada de forma disseminada e em cavidades miarolíticas em afloramentos dos granitos Agudos do Sul, Piraí, Corupá e Dona Francisca. Albuquerque *et al.* (1971) citam a ocorrência de fluorita disseminada em rochas vulcânicas riolíticas da Bacia de Campo Alegre. Fluorita em fraturas foi também encontrada em granito da Suíte Valsungana, em pedra para brita, a sul da Folha Joinville.

5.8 AREIA

Ao norte da localidade de Itapocu e a leste da BR-101, na Planície Costeira, existem várias cavas para extração de areia em lavras mecanizadas, que produzem areias para fins industriais. A areia é processada, classificada em hidrociclones e comercializada. Ocorre também lavra de areia quartzosa na Formação Furnas, no noroeste da Folha Joinville, provavelmente utilizada na construção civil na região de Curitiba. Outras pequenas cavas irregulares podem ser encontradas nos arenitos

ortoquartzíticos intemperizados da Formação Taciba, no oeste da Folha Joinville.

5.9 PEDREIRAS PARA BRITA E SAIBREIRAS

Ao longo de toda a Folha Joinville são encontradas pedreiras, muitas abandonadas, de onde foram extraídas rocha e brita para o asfaltamento de estradas federais e estaduais que cortam essa região. Muitas dessas pedreiras foram reativadas e reaproveitadas para produção de brita utilizada na construção civil nas localidades próximas. As rochas predominantes nessas pedreiras são os gnaisses granulíticos (e alguns quartzitos) do Complexo Granulítico de Santa Catarina, que é a unidade de maior expressão na área. Também ocorrem pedreiras em granitoides das diversas suítes graníticas presentes na região. As ocorrências de saibreiras são mais comuns ao longo das estradas vicinais onde ocorrem granitoides intemperizados. Nessas saibreiras as prefeituras extraem o material (saibro) apto para a manutenção das estradas, em geral mantidas em bom estado de conservação durante qualquer época do ano.

5.10 ROCHA ORNAMENTAL

Na Folha Joinville foram identificados três locais com extração comercial de blocos de rochas para fins ornamentais: 1) próximo à cidade de Rodeio são extraídos blocos a partir de matacões graníticos com mais

de 3 metros de diâmetro, pertencentes ao Metagranito-granodiorito Rodeio. Os blocos são recortados em chapas comerciais na cidade de Pomerode; 2) próximo da Vila de Santa Luzia, na encosta do morro formado pelo Granito Corupá, também são extraídos blocos comerciais a partir de grandes matacões, que posteriormente são recortados em chapas em Pomerode e 3) na ilha de São Francisco do Sul, ocorre extração de blocos em grandes matacões graníticos da Suíte Morro Inglês. Em todos esses locais também são aproveitados os fragmentos dos blocos graníticos, para uso como pedra de alicerce e paralelepípedos para calçamentos.

5.11 ÁGUA MINERAL

Durante o mapeamento geológico da Folha Joinville foram encontradas duas fontes de água mineral já com equipamento para extração e comercialização da água. Uma das fontes se localiza a sudoeste de Corupá, a "Fonte Madonna Di Caravaggio". Essa ocorrência de água mineral situa-se na área dos ortognaisses granodioríticos e granitoides deformados. A outra ocorrência se localiza no alto da Serra de Dona Francisca, próximo à SC-301, sendo denominada de "Fonte Castelo dos Bugres", da ENGEPPASA de Joinville. Nesse local a água mineral é extraída por um poço tubular com 150m de profundidade, perfurado no granito protomilonítico Morro da Neve, próximo do contato com os conglomerados da Bacia de Joinville.

6 PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA

6.1 PLANEJAMENTO

Os trabalhos referentes à prospecção geoquímica foram planejados sobre mapas topográficos do IBGE, na escala 1:50.000, visando à distribuição dos pontos de amostragem dos sedimentos ativos de corrente e de concentrados de bateia. As estações foram distribuídas preferencialmente em drenagens de baixa ordem; eventualmente, em razão da configuração da rede de drenagem, algumas amostras foram localizadas em correntes de ordem mais elevada, visando assim abranger toda a área da Folha Joinville. Infelizmente a grande área de Planície Costeira que recobre a folha e a ação antrópica desenvolvida sobre essa área, dificultou a amostragem, resultando em uma distribuição irregular dos pontos de amostragem, que se distribuíram nas áreas de relevo mais movimentado. Este planejamento foi conduzido pelo geólogo Carlos Alberto Kirchner, que distribuiu a amostragem sobre as unidades geológicas, estabelecendo a média de uma amostra para cada 30 km². A coleta dos dois tipos de amostras foi realizada no período de setembro a dezembro de 2004, sendo coletadas 226 amostras de sedimentos ativos de corrente, e 226 amostras de concentrados de bateia, cobrindo uma superfície de aproximadamente 6.750 km².

6.2 AMOSTRAGEM

6.2.1 Sedimentos de Corrente

As amostras de sedimentos de corrente foram coletadas de modo composto na calha ativa das drenagens, recolhendo-se aproximadamente 3 litros de material, quantidade suficiente para gerar um volume de 100 ml de material fino <80# e reter uma contra-amostra arquivada na litoteca da Superintendência Regional de Porto Alegre.

No campo, as amostras foram acondicionadas em sacos plásticos e identificadas com a sigla EM-S-nº (Amostrador – Sedimento de Corrente – Número da

Amostra). Os parâmetros de campo foram lançados em "fichas de campo de amostra geoquímica" em cadernetas com o centro de custo do projeto e gravados no arquivo geral do projeto.

6.2.2 Concentrados de Bateia

As amostras de concentrados de minerais pesados foram obtidas a partir de um volume inicial de 20 litros de material aluvial, invariavelmente coletado em locais da calha da drenagem, considerados como concentradores naturais. A operação de bateamento no campo produziu quantidades variáveis de concentrados, dependendo principalmente da composição da rocha ocorrente na bacia de drenagem.

Os procedimentos de acondicionamento e identificação dessas amostras, registro dos dados de campo e marcação das estações de amostragem, foram idênticos aos utilizados para os sedimentos de corrente, diferenciando-se pela utilização da letra B, identificadora de amostra de concentrado de bateia (EM-B-nº).

6.3 PREPARAÇÃO E ANÁLISES

6.3.1 Sedimentos de Corrente

As amostras de sedimentos de corrente foram submetidas a uma preparação prévia no laboratório da CPRM, em Porto Alegre, antes de seu encaminhamento para o laboratório de análises. Esta preparação constou de: a) secagem em estufa a 50°C; b) desagregação para obtenção de uma amostra homogênea e representativa; c) peneiramento em malha de 80#; d) quarteamento da fração passante para obtenção de uma alíquota de 40 gramas, enviada ao laboratório da ACME Analytical Laboratories Ltd. (Vancouver, Canadá), para análise de 53 elementos químicos, conforme o pacote analítico 1F-MS.

6.3.2 Concentrados de Bateia

As amostras de concentrados de bateia foram submetidas em laboratório ao seguinte processamento: a) microbateamento para ouro a partir do concentrado inicial, com contagem de pintas e avaliação de tamanho das partículas em mm; b) separação da fração densa por bromofórmio; c) separação ferromagnética por imã; d) pesagem e quarteamento da fração densa; e) separação eletromagnética; e f) identificação mineralógica semiquantitativa em lupa binocular, segundo os seguintes intervalos 100%-75%, 75%-50%, 50%-25, 25%-5%, 5%-1% e <1%.

Após a separação eletromagnética, a fração pesada foi passada em luz ultravioleta (mineralight) para identificação dos minerais fluorescentes (scheelita principalmente), e a seguir atacada por HCl em presença de zinco metálico para eventual identificação e separação de cassiterita. Na identificação das pintas de ouro foram consideradas as seguintes dimensões: Pq < 0,5mm; Md 0,5-1,0 mm; e Gd > 1mm (respectivamente pintas pequenas, médias e grandes).

Tabela 1 Elementos com poucos resultados analíticos acima do limite de detecção.

Elemento	Variação de Valores
B	19 amostras = 2ppm, 47 amostras = 1ppm, amostra 135 = 3ppm, demais <1ppm.
W	amostra 129 = 0,01ppm, demais <0,01ppm.
S	113 amostras = 0,01%, 29 amostras = 0,02%, 7 amostras = 0,03%, amostra 48 = 0,04%, amostra 33 = 0,22%, demais <0,01%.
Te	44 valores = 0,02ppm, 10 valores = 0,03ppm, amostras 118 e 223 = 0,04ppm, demais <0,02ppm
Ge	68 valores = 0,1ppm, demais <0,1ppm.
Ta	Amostras 151 e 216 = 0,06ppm, amostra 116 = 0,07ppm, demais <0,05ppm.
Re	33 amostras = 1ppb, amostras 99 e 217 = 2ppb, demais <1ppb.
Pd	todos os valores <10ppb
Pt	amostra 66 = 4ppb, 15 amostras = 2 ppb, demais <2ppb.

Outras variáveis também apresentam dados denominados de qualificados, mas em quantidades reduzidas, o que não impede a transformação destes valores e seu tratamento juntamente com os demais

Tabela 2 - Elementos importantes com resultados analíticos em quantidades reduzidas.

Elemento	Amostras
As	20, 21, 22, 26, 27, 28, 65, 102, 108 e 210 <0,1ppm.
Au	1, 11, 21, 98, 142, 149, 163 e 216 <0,2ppb, amostra 172 = 459,7ppb.
Sb	20, 21, 27, 28, 51 e 197 <0,02ppm.
Bi	20 e 86 <0,02ppm.
Ca	153 <0,01%.
Hf	1, 6, 18, 20, 60, 61, 85, 89, 95, 96, 97, 98, 99, 113, 115, 139, 140, 153, 183, 207, 210, replicatas 98, 178 <0,02ppm.
In	1, 10, 11, 13, 15, 49, 95, 96, 97, 98, 99, 113, 115 e replicata 98 <0,02ppm.
Be	1 <0,1ppm.

Para este tipo de resultado analítico o Manual Técnico da Área de Geoquímica da CPRM, versão 5.0, página 27 (Home Page da CPRM/Geologia/Geoquímica/Base de Dados Geoquímicos) recomenda

Minerais com identificação duvidosa foram submetidos a testes químicos específicos, microscópio petrográfico ou Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) na Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS.

6.4 TRATAMENTO DOS DADOS ANALÍTICOS

6.4.1 Sedimentos de Corrente

Foram estudados os resultados analíticos de 224 amostras de sedimentos ativos de corrente e sete amostras replicatas (representadas pela sigla EM-S-1 a EM-S-226, estando faltando as amostras EM-S-8 e EM-S-80).

Para as variáveis B, W, S, Te, Ge, Ta, Re, Pd e Pt é recomendado apenas o exame visual dos resultados disponíveis, tendo em vista a escassez de resultados acima dos limites inferiores de detecção do método analítico; estas variáveis apresentam as seguintes características de distribuição de valores (Tabela 1).

resultados. As variáveis em que tal ocorre e as respectivas amostras de campo (EM-S) são as que seguem (Tabela 2).

que os valores qualificados como L (menor do que) sejam transformados no valor do limite inferior de detecção multiplicado por 0,67, desde que em quantidades

reduzidas de amostras, o que foi seguido no presente trabalho.

O laboratório escolheu as amostras (EM-S) 7, 38, 98, 120, 147, 178 e 222 para fazer replicata, e se buscou verificar a concordância entre os resultados das amostras comparativamente com os das respectivas replicatas. Em quase todas as variáveis a concordância foi expressa por altos coeficientes de correlação linear (valores próximos de um), sendo mais baixa apenas para as variáveis Cd (0,87), Se (0,84) e Hf (0,77).

Na Tabela 3 estão apresentados os valores relativos aos dados brutos dos elementos analisados. Com base na interpretação dos dados da referida tabela, juntamente com os histogramas e com os gráficos de probabilidade das diversas variáveis, classificou-se as

variáveis com respeito ao modelo de distribuição das mesmas. A maioria se ajustou ao modelo lognormal, enquanto que Cu, Co, Fe, Ba, Ti, Al, V, Sc e Ga tiveram suas distribuições ajustadas ao modelo normal. Para aquelas variáveis ajustadas ao modelo lognormal, se operou a logtransformação dos valores brutos, se determinou os valores de limiar (separação entre valores de background e anomalias) por logaritmos e se voltou aos valores brutos correspondentes de limiar. A determinação dos valores de limiar foi feita pelo método estatístico, e que foi possível para todas as variáveis estudadas, todas elas puderam ser ajustadas ao modelo normal, algumas por dados brutos e outras por meio dos logaritmos dos valores (distribuição lognormal).

Tabela 3 - Estatísticas dos dados brutos (valores em ppm, exceto onde in dícado), n=224.

Elemento	Média	Mediana	Valor Mínimo	Valor Máximo	Variância	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose
Mo	0,36	0,31	0,04	2,68	0,08	0,28	4,35	27,94
Cu	16,16	15,46	1,23	52,52	53,75	7,33	0,87	2,49
Pb	14,44	12,52	3,28	80,84	70,60	8,40	3,31	19,41
Zn	57,25	55,75	7,00	261,20	616,54	24,83	2,65	19,64
Ag (ppb)	26,14	19,00	7,00	452,00	1206,93	34,74	9,32	106,14
Ni	21,95	18,60	1,00	124,60	293,08	17,12	3,13	12,91
Co	17,39	17,50	1,20	43,60	54,90	7,41	0,47	0,70
Mn	832,93	689,00	30,00	4306,00	313352,63	559,78	2,24	8,15
Fe (%)	4,02	4,03	0,21	9,18	3,12	1,77	0,22	-0,32
As	1,29	0,90	0,07	7,10	1,57	1,25	2,19	6,12
U	0,81	0,70	0,10	4,10	0,25	0,50	2,39	9,99
Au (ppb)	7,53	1,40	0,13	459,70	1395,80	37,36	9,44	102,92
Th	12,19	9,70	2,50	87,40	86,52	9,30	3,24	19,46
Sr	20,91	20,15	1,10	65,80	120,20	10,96	0,90	1,59
Cd	0,08	0,06	0,01	1,20	0,01	0,10	7,42	69,76
Sb	0,06	0,04	0,01	0,31	0,00	0,05	1,99	4,44
Bi	0,09	0,06	0,01	0,35	0,01	0,07	1,67	2,31
V	84,65	80,00	4,00	238,00	2354,76	48,53	0,50	-0,43
Ca (%)	0,20	0,17	0,00	0,77	0,02	0,14	1,07	1,27
P (%)	0,07	0,07	0,01	0,26	0,00	0,04	1,23	2,42
La	37,01	34,05	8,80	148,60	318,73	17,85	1,66	6,90
Cr	60,39	56,35	2,20	236,90	1439,90	37,95	1,21	2,88
Mg (%)	0,34	0,32	0,01	1,12	0,04	0,20	0,82	0,89
Ba	161,05	147,90	11,60	445,10	5029,81	70,92	0,87	1,45
Ti (%)	0,07	0,07	0,00	0,18	0,00	0,04	0,15	-0,61
Al (%)	1,69	1,64	0,26	4,74	0,43	0,66	1,26	4,01
Na (%)	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,72	0,45
K (%)	0,10	0,09	0,02	0,39	0,00	0,06	1,43	2,85
Sc	4,74	4,70	0,50	12,40	4,42	2,10	0,52	0,73
Tl	0,12	0,10	0,02	0,46	0,00	0,07	1,62	3,68
Hg (ppb)	36,42	30,00	8,00	120,00	377,31	19,42	1,28	1,67
Se	0,34	0,30	0,10	1,10	0,03	0,18	1,48	2,44
Ga	7,35	7,40	1,10	22,60	7,95	2,82	0,88	3,59
Cs	0,93	0,74	0,15	4,11	0,46	0,68	1,75	3,79
Hf	0,04	0,03	0,01	0,20	0,00	0,02	2,75	15,29
Nb	0,61	0,50	0,09	6,87	0,29	0,54	7,57	80,63
Rb	12,36	11,25	1,60	53,20	47,02	6,86	2,08	8,18

Sn	1,22	1,10	0,20	6,70	0,39	0,63	3,90	28,18
Zr	1,56	1,30	0,10	10,40	1,01	1,01	3,68	26,58
Y	10,13	9,68	1,94	28,53	19,89	4,46	1,05	2,40
Ce	71,66	67,10	18,80	269,00	1088,09	32,99	1,64	6,08
In	0,03	0,03	0,01	0,08	0,00	0,01	0,83	1,37
Be	0,83	0,80	0,07	2,80	0,17	0,41	1,61	4,61
Li	9,10	8,15	0,90	40,40	25,21	5,02	2,41	9,17

A Tabela 4 lista os valores de limiar para as variáveis estudadas, já consideradas as retrotransformações nos casos em que tal ação se fez necessária, conforme já citado.

Tabela 4 – Limiares (valores em ppm, exceto onde indicado).

Elemento	Limiar	Elemento	Limiar	Elemento	Limiar
Al (%)	3,0	Cu	31	Au (ppb)	20
K (%)	0,27	Pb	33	Ag (ppb)	62
Mg (%)	1,3	Zn	128	Hg (ppb)	88
Ca (%)	0,85	Ni	68	Sc	9,0
Na (%)	0,02	Co	32	Tl	0,32
Fe (%)	7,5	Mo	0,96	La	86
P (%)	0,21	Cd	0,24	Se	0,8
Ti (%)	0,15	Sb	0,19	Ga	13
Mn	2540	Bi	0,3	Cs	2,9
As	6,0	V	182	Hf	0,09
U	2,0	Cr	226	Nb	1,5
Ba	303	Sn	2,7	Y	23
Th	35	Be	2,0	Ce	159
Sr	63	Li	21	In	0,06
Rb	31	Zr	4,4		

Na Tabela 5 estão listadas amostras que apresentaram valores anômalos para pelo menos três elementos e os respectivos elementos.

Tabela 5 – Amostras com valores anômalos para mais de três elementos.

Amostra	Elementos Anômalos	Amostra	Elementos Anômalos
EM-S-33	Cu, Zn, Ag, Co, Sn	EM-S-131	Pb, Ag, Cd, K, Se
EM-S-35	Fe, Al, Se, In	EM-S-135	Pb, Ag, Ni, Co, Ba, Se
EM-S-36	Th, La, Hg, Ce	EM-S-142	Co, Mn, Ba
EM-S-37	Sc, Hg, Se, Ga	EM-S-149	Sn, Zr, In, Be
EM-S-39	Fe, Sc, Ga, In	EM-S-181	Mo, Cu, Bi, Se, Nb
EM-S-41	Al, Sc, Hg, Ga, Hf, Zr, In	EM-S-184	Au, Nb, Rb
EM-S-53	Mn, Al, Sc, Hg	EM-S-185	K, Tl, Nb, Rb, Li
EM-S-69	Cu, As, Cd, Sb, Bi, Zr, Li	EM-S-195	Pb, Rb, Sn, Be
EM-S-94	Ba, Sc, Hg, Se, Ga	EM-S-196	Mo, Pb, U, Au, Th, Nb, Rb, Sn, Zr, Y, Be
EM-S-107	Cu, Fe, P, La, Ti, Ga, Y, Ce	EM-S-206	Mn, Sr, Ba
EM-S-108	K, Sc, Y	EM-S-210	Au, Th, La, Ce
EM-S-118	Mo, As, Cd, Sb, Li	EM-S-217	Mo, Pb, U, Se, Ga, Sn, Zr, Ce, In, Be
EM-S-119	Mo, As, Cd, Sb, Bi, Li	EM-S-220	Cu, Pb, Fe

6.5 ESTUDO DAS CORRELAÇÕES LINEARES

O estudo das correlações lineares, feito com base nos valores dos coeficientes de correlação linear (Momento-Produto de Pearson) entre todas as variáveis analisadas, mostrou poucas associações com valores elevados, que poderiam levar à correlação de algumas variáveis com determinados eventos ocorridos na área. O ouro, por exemplo, não apresenta correlação linear significativa com outros elementos. O valor mais elevado de correlação linear entre o ouro e outro elemento é de 0,18, ou seja, nenhum significado prático em termos de usar sua ligação com outro elemento para fins prospectivos.

Poucas correlações lineares significativas ocorrem entre os elementos analisados. Entre as correlações com valor superior a 0,90 estão Ce-La (0,95, correlação naturalmente esperada entre elementos Terras Raras), 0,93 entre Fe-V, associação típica em áreas com ocorrência de magnetita e 0,91 entre Hf-Zr. Em relação a esta última associação, sabe-se que esses elementos ocorrem juntos na natureza, o Hf não forma minerais conhecidos, mas é um constituinte comum na composição do zircão e da badeleíta. Dentre os elementos que comumente se associam a Zr e Hf está o Sn. Na área ora em estudo estas associações valem 0,75 (Zr-Sn) e 0,70 (Hf-Sn).

Em grau de importância menor pela magnitude da correlação linear, estão K-Rb (0,82, dois elementos alcalinos), Ca-Na (0,80), Ca-P (0,87, associação comum em apatita e em veios, lentes e disseminações associadas a rochas alcalinas e carbonatitos), Al-Ga (0,89, o Ga ocorre comumente associado com minerais de Al, e também de Zn, Mn e Fe) e La-Th (0,80, associação também comum em rochas alcalinas).

Outros valores de coeficiente de correlação linear com alguma relevância ocorrem entre Th-Ce (0,79), Sc-Ga (0,78), Al-Sc (0,77), Sc-Co, Bi-Cs e In-Ga (todos iguais a 0,76), In-Al (0,75), In-Sc, Nb-Sn e Fe-Ga (todos iguais a 0,73), As-Bi (0,72), Nb-Mo (0,71) e Ti-Na (0,70).

Correlações comumente encontradas em outras áreas, como entre Cu-Pb e Pb-Zn não se manifestam nesta área, valendo respectivamente 0,22 e 0,33, sendo um pouco mais forte entre Cu-Zn (0,67).

6.6 ESTATÍSTICA DESCRITIVA UNIVARIADA

Para a interpretação dos resultados analíticos dos sedimentos de corrente, foram gerados mapas simplificados separando os resultados em quatro faixas de valores, para quinze elementos considerados como de maior interesse geológico.

A primeira faixa é a que inclui as amostras cujos resultados analíticos se situam desde o valor mínimo até o valor médio do elemento estudado (ou valor médio do seu logaritmo, para o caso de distribuições lognormais, com retrotransformação para o valor bruto), e a segunda

faixa de valores inclui os resultados entre o valor médio e o mesmo acrescido de um desvio padrão, estas duas faixas contêm, juntas, cerca de 84% dos resultados disponíveis.

A terceira faixa de valores inclui valores entre a média mais um desvio padrão e a média mais dois desvios padrão, contendo cerca de 13,5% dos dados totais para distribuições bem ajustadas aos modelos teóricos utilizados, e a quarta faixa inclui em média 2,5% dos valores (os 2,5% mais elevados) aqui tratados como representando as anomalias presentes no conjunto de dados.

Os quinze elementos tratados desta forma são o ouro e os elementos comumente associados (Ag, Bi, As, Sb e Hg), e outro grupo de metais de interesse prospectivo, que são Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Cr, Mo, Fe e Mn.

6.6.1 Ouro e Prata

O ouro apresenta anomalias em sedimentos de corrente na porção norte da folha e ao redor da Bacia de Campo Alegre, na região de Bateias, e também no sul da folha, na Bacia do Itajaí, região onde ocorrem as mineralizações da Mina do Schramm (Figura 6.1).

Amostras com teores de ouro próximos e pouco abaixo do limiar, em drenagens próximas ou que se unem, podem formar áreas que merecem avaliação, principalmente porque os concentrados de bateia também mostram a presença de pintas de ouro nessas mesmas regiões.

De forma resumida, a análise isolada do comportamento do ouro, mostra maior quantidade de valores elevados na porção norte da Folha Joinville, sendo que no sul há menos amostras com valores elevados e mais amostras com valores próximos (abaixo) do limiar, apesar de serem conhecidas várias ocorrências e garimpos na Bacia do Itajaí e no Complexo Granulítico de Santa Catarina próximo a Gaspar. Como o ouro apresenta baixa correlação linear com os demais elementos analisados, o mapa de seus valores mais elevados não mostra coincidência de zonas anômalas com as anomalias dos demais elementos, havendo uma semelhança de comportamento apenas com os resultados da prata. Coincidência de anomalias Au-Ag é verificada na amostra EM-S-2 na Bacia do Itajaí próximo da Mina do Schramm, mas deve ser ressaltado que nessa região a anomalia de prata se prolonga pelas amostras próximas marcando uma anomalia em drenagens no complexo granulítico, a norte da Bacia do Itajaí, próximo do contato. A amostra EM-S-174, no rio Cubatão, a sul do Granito Dona Francisca, apresenta também superposição de anomalias Au-Ag. Nas demais amostras anômalas para ouro, a prata mostra valores próximos do limiar, sem serem anômalas. O inverso também ocorre, onde a prata é anômala (EM-S-63) e o ouro está próximo do limiar. Ouro e prata têm valores próximos aos seus limiares nas amostras EM-S-56, 63, 81 e 170.

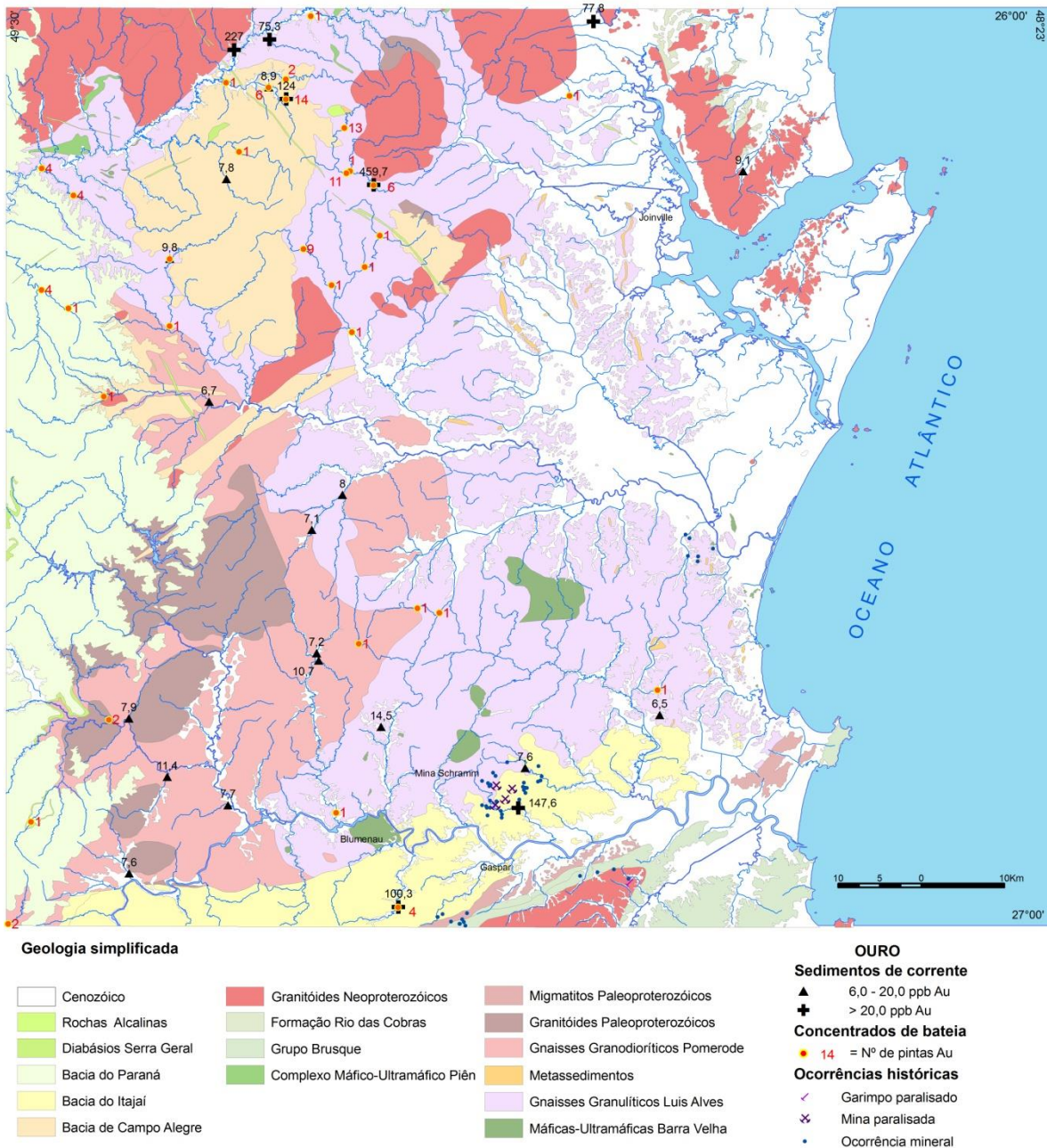


Figura 6.1 - Resultados de ouro em sedimentos de corrente e concentrados de bateia.

A prata apresenta duas anomalias em uma mesma drenagem no noroeste da folha, nos terrenos do complexo granulítico. Nesses mesmos locais ocorrem

também 4 pintas de ouro sem a correspondente anomalia geoquímica (Figura 6.2).

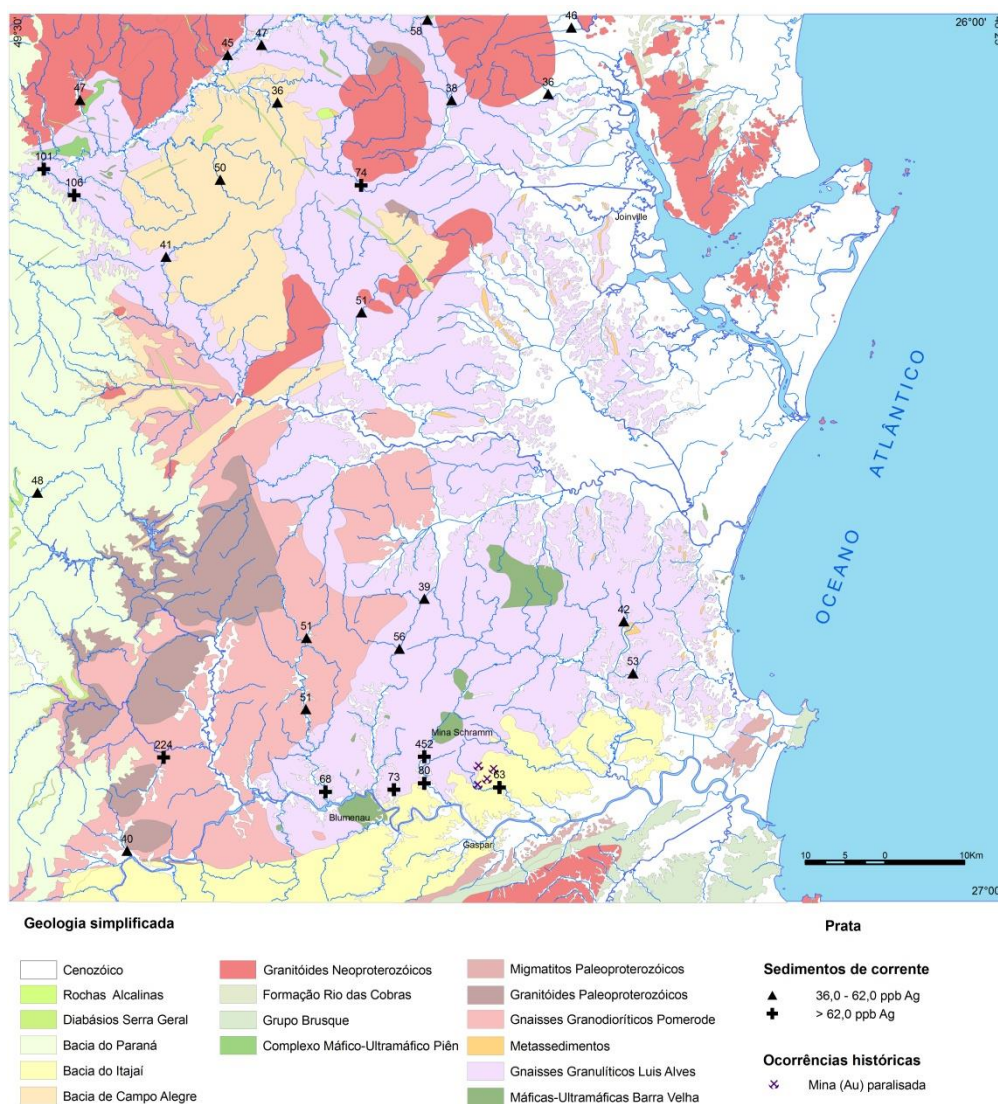


Figura 6.2 - Resultados de prata em sedimentos de corrente.

6.6.2 Bismuto, Arsênio, Antimônio e Mercúrio

Embora os elementos Bi, As, Sb e Hg tenham associação com ouro em diversos ambientes geológicos, essas afinidades não aparecem na região.

Tanto bismuto e antimônio (coeficiente de correlação linear de 0,71) como bismuto e arsênio (coeficiente de correlação linear de 0,72), apresentam semelhanças nas zonas de valores mais elevados. As coincidências são mais fortes se levarmos em consideração, que as anomalias para esses três elementos (Bi, Sb e As), juntamente com os valores próximos ao limiar para cada um, concentram-se no sul da área (Bacia do Itajaí) e no oeste (Bacia do Paraná), esta última indo até a parte central da área de trabalho. Nessa região oeste também existe certa coincidência com valores pouco abaixo do limiar para mercúrio.

O antimônio apresenta uma anomalia isolada, sobre gnaisses granulíticos a sul de Jaraguá do Sul.

O mercúrio apresenta anomalias em bacias que drenam os gnaisses granulíticos na região de Luis Alves,

com várias outras amostras próximas com valores abaixo do limiar. A presença de mercúrio nos sedimentos de corrente na região dos gnaisses granulíticos pode estar associada a insumos agrícolas, como fungicidas, nas lavouras de banana e arroz, presentes na área.

A similaridade entre os mapas de valores anômalos de bismuto, antimônio e arsênio é reflexo das correlações positivas entre esses elementos, comuns em áreas de potencial mineral para ouro (Figura 6.3). O fato das áreas com anomalias desses elementos não apresentarem coincidências marcantes em termos geográficos com as anomalias de ouro (embora mostrem alguma similaridade com as anomalias de prata) remete para que se estude se o tipo de associação presente na área segue os parâmetros mais comuns, que geram este tipo de associação, ou se a potencialidade se estende para as áreas anômalas para ouro e prata e também para estas onde estes elementos se mostram presentes em teores mais elevados. De um modo geral pode-se verificar que a região central e o leste da folha, não apresentam pontos ou zonas com valores significativos para esses

elementos (ouro, prata, bismuto, arsênio, antimônio, mercúrio).

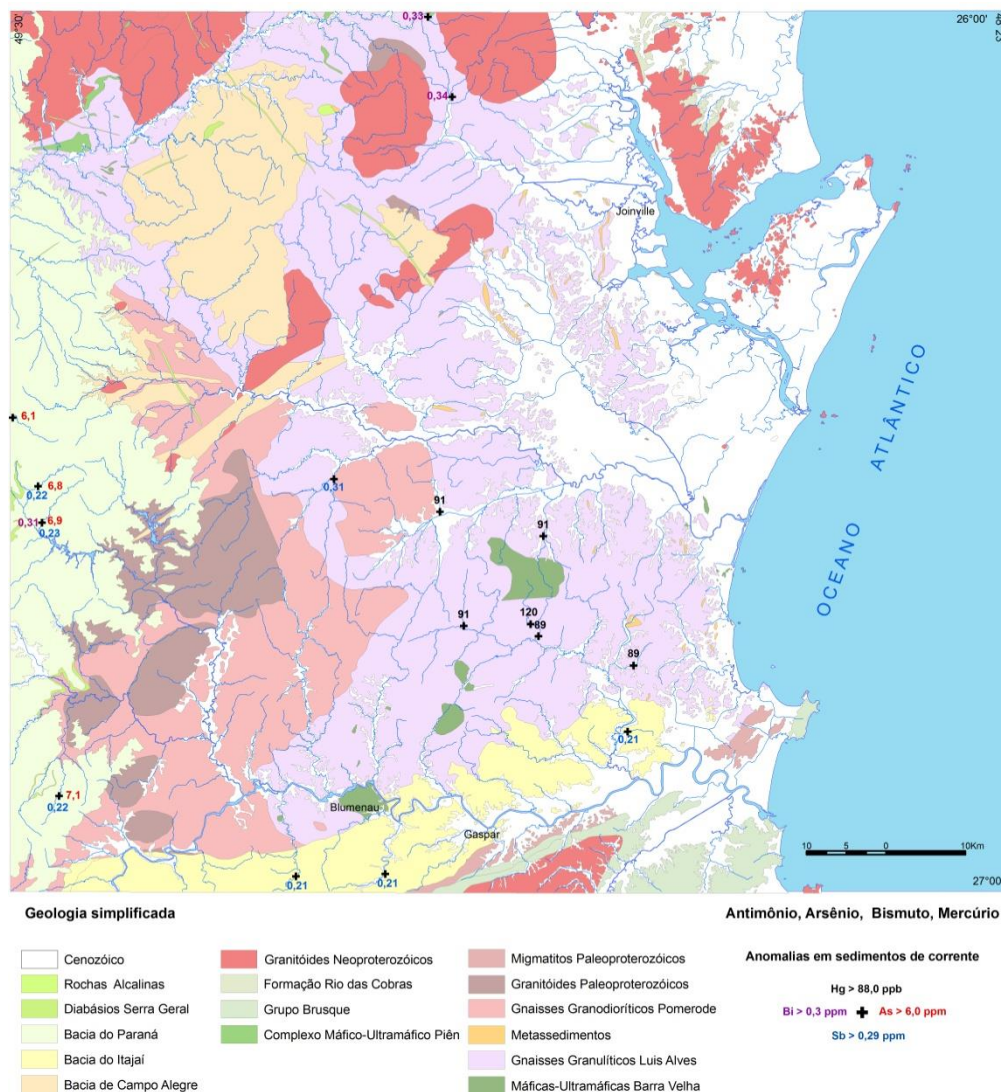


Figura 6.3 - Resultados de Antimônio, Arsênio, Bismuto e Mercúrio em sedimentos de corrente.

6.6.3 Molibdênio

O molibdênio apresenta uma única anomalia a leste, em zona de afloramentos dos xistos da Formação Rio das Cobras, intrudidos por granitos da Suíte Morro

Inglês. Esse local apresenta valor elevado para molibdênio e dentre todos os elementos analisados, apresentou também anomalia para K, Tl, Nb, Rb e Li. (Figura 6.4)

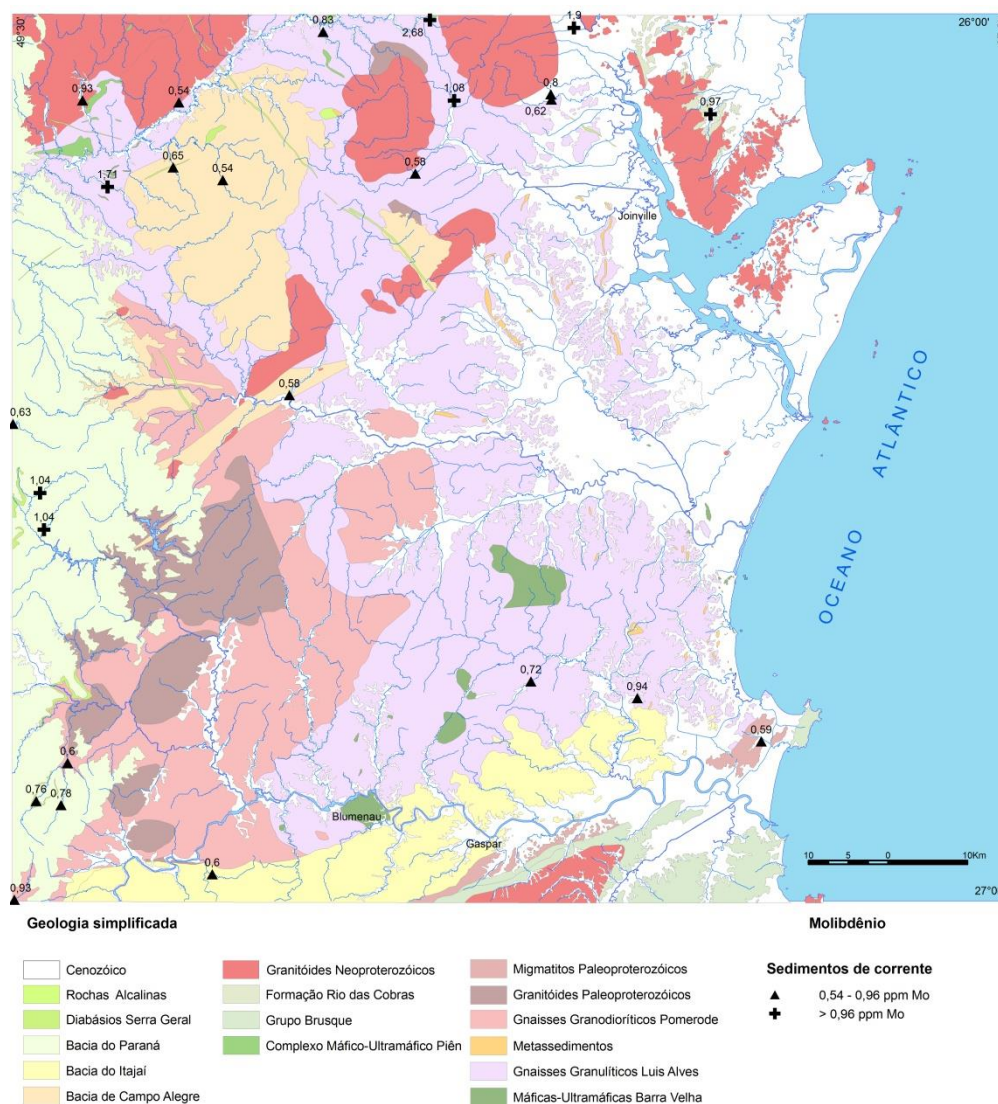


Figura 6.4 - Resultados de Molibdênio em sedimentos de corrente.

6.6.4 Cobre, Chumbo e Zinco

O cobre tem teores anômalos em pontos isolados, formando zonas pequenas mais amplas no norte da área,

O chumbo apresenta uma área relativamente extensa de teores mais altos correspondendo grosso modo à região da Bacia de Campo Alegre, Bacia de Joinville, Granito Dona Francisca, área relativamente grande em comparação com as dimensões totais da folha. A outra zona anômala, a noroeste da anterior é formada por amostras situadas em drenagens nos

gnaiesses granulíticos, próximo ao contato e contornando o Granito Morro Redondo.

O zinco apresenta duas anomalias, uma também é anômala para Cu, Co e Fe, com valores próximos ao limiar para Hg, que tem sua bacia de captação nas rochas granulíticas próximo ao contato com a Bacia do Itajaí. Também é anômala a amostra EM-S-90, em rochas granulíticas. Afora essas amostras, o zinco apresenta apenas valores próximos ao limiar, na porção norte, junto ou próximos a anomalias de prata, chumbo, níquel, cobalto e manganês, com similaridades não tão marcantes com molibdênio e arsênio. (Figura 6.5)

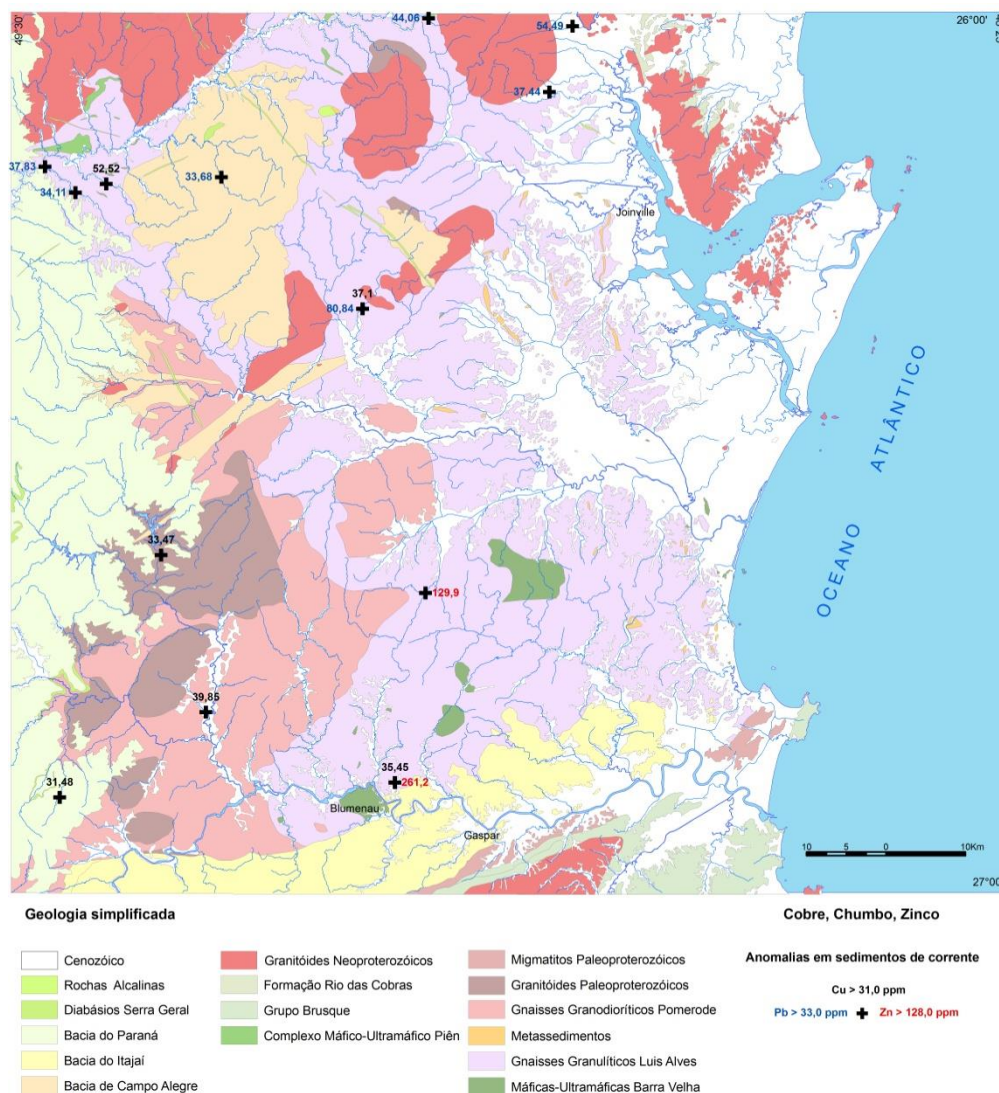


Figura 6.5 - Resultados de Cobre, Chumbo e Zinco em sedimentos de corrente.

6.6.5 Ferro e Manganês

O ferro forma uma zona anômala similar em localização geográfica e em extensão à zona anômala do manganês, no sudeste da área, nos gnaisses granulíticos e máficos-ultramáficos com alguma contribuição de formações ferríferas. Outra anomalia ocorre sobre os Ortognaisses Pomerode. Outros pontos apresentam anomalias isoladas nos terrenos granulíticos. É interessante mencionar que as drenagens da região de Joinville, Guaramirim e Schroeder, onde são conhecidas

mineralizações ferríferas, não foram amostradas por sedimentos de corrente no presente trabalho.

O manganês apresenta duas zonas anômalas, caracterizadas por amostras com teores acima do limiar, junto com amostras com teores próximos desse limite. Uma dessas zonas ocorre no noroeste da área. Esta zona coincide em boa parte com zona anômala para níquel e cobalto, correspondente à Zona de Sutura Piên-Mandirituba, que faz o contato entre as microplacas Luis Alves e Curitiba. Outra zona anômala para manganês ocorre no sudeste da folha sobre os gnaisses granulíticos, coincidente com zonas anômalas também para mercúrio e ferro (Figura 6.6).

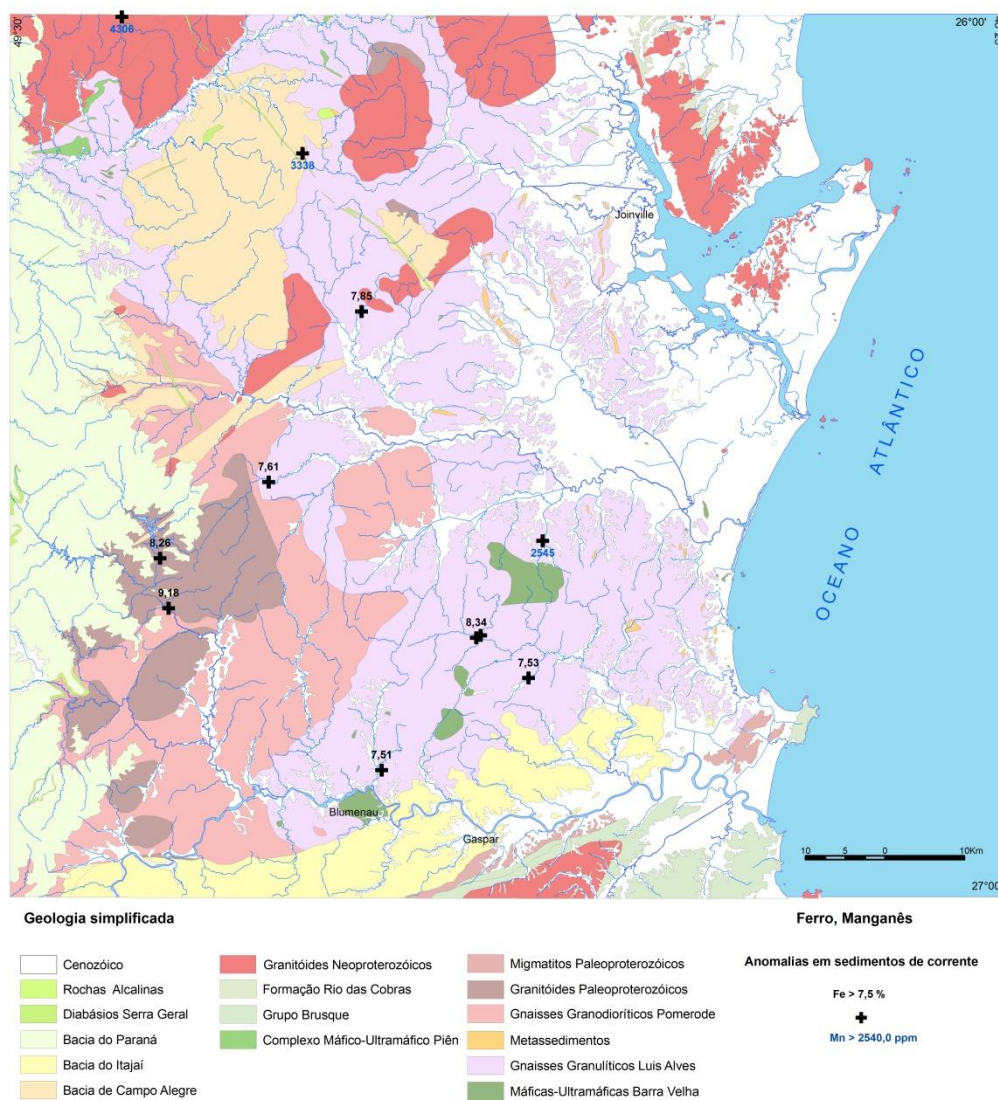


Figura 6.6 - Resultados de Ferro e Manganês em sedimentos de corrente.

6.6.6 Cromo, Cobalto e Níquel

Estes elementos ocorrem normalmente associados a rochas ultramáficas.

Cromo apresenta apenas uma anomalia sobre os Ortognaisses Pomerode (indicativo da presença de hornblenditos?). Em outros locais apresenta valores pontuais, isolados, abaixo do limiar e um pouco acima do seu valor médio (104 ppm).

Níquel e cobalto apresentam uma zona comum de valores anômalos, a mesma zona citada como anômala para manganês, está possivelmente associada às rochas ultramáficas do Complexo Máfico-Ultramáfico Piên. Afora essa zona, o níquel apresenta anomalia isolada e de pequena extensão nos Ortognaisses Pomerode.

O cobalto apresenta anomalias em três pontos isolados, no sul da área, junto ao contato com a Bacia do Itajaí e em rochas granulíticas, uma delas a norte de Blumenau é também anômala para Ag, Cu, Zn e Fe.

Geologia e Recursos Minerais da Folha Joinville

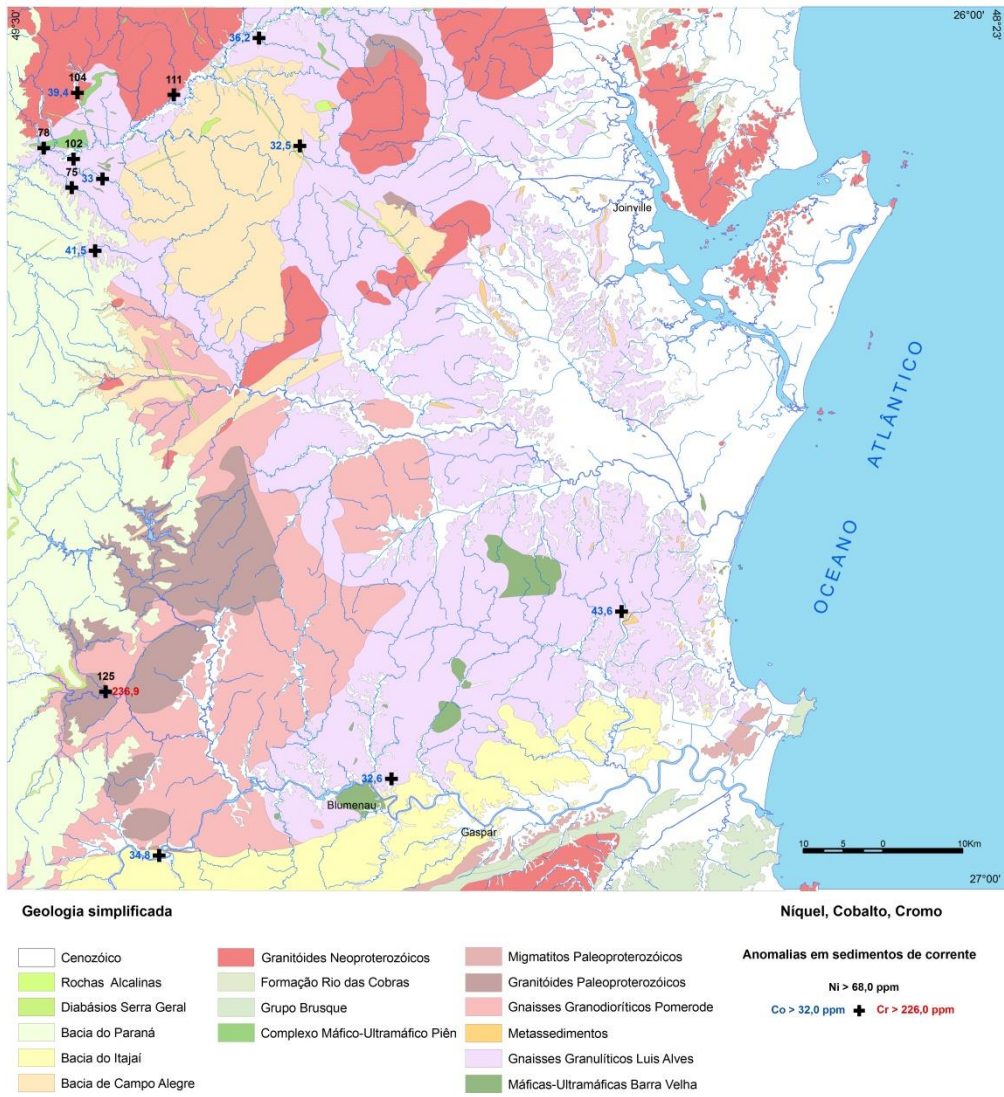


Figura 6.7 - Resultados de Níquel, Cobalto e Cromo em sedimentos de corrente.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Durante o mapeamento geológico da Folha Joinville 1:250.000, foram caracterizados os quatro domínios geotectônicos presentes na área e confirmadas suas características geológicas, estruturais e petrográficas.

Dentre os domínios geotectônicos mapeados, o mais importante, por sua extensão, complexidade geológica, tectônica, estrutural e idade, é a Microplaca Luis Alves, constituída principalmente por rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina, por corpos graníticos da Suíte Serra do Mar, intrusivos nesse complexo e pelas rochas vulcanossedimentares da Bacia de Campo Alegre e associadas, que recobrem a porção norte do complexo granulítico.

No mapeamento geológico, o Complexo Granulítico de Santa Catarina foi subdividido em dois conjuntos litológicos constituídos i) por gnaisses granulíticos Arqueano-Paleoproterozoicos e ii) por ortognaisses graníticos, granodioríticos e granitoides Paleoproterozoicos associados.

O conjunto, dos gnaisses granulíticos Arqueanos - Paleoproterozoicos abrange as unidades Máfica-Ultramáfica Barra Velha, constituída por rochas metamáficas e metaultramáficas que se distribuem esparsamente, em pequenos corpos e lentes na porção leste do complexo granulítico, ocorrendo também na porção N-NW da folha, onde afloram em menor volume; os Gnaisses Granulíticos Luis Alves, que constituem o núcleo gnáissico granulítico indiferenciado do Complexo Granulítico de Santa Catarina, onde estão englobadas as rochas com bandamento gnáissico mais marcante, geralmente com bandas estreitas intercaladas, apresentando composições enderbíticas a charno-enderbíticas; os Paragnaisses Luis Alves, formada por metassedimentos identificados por quartzitos, formações ferríferas, gnaisses kinzigitos e gnaisses calcissilicatados, que ocorrem em pequenos corpos e lentes esparsas no Complexo Granulítico de Santa Catarina; e pelo Charnockito Postema, formado por um pequeno corpo de charnockito, individualizado no norte de folha.

O conjunto dos ortognaisses graníticos, granodioríticos e granitoides Paleoproterozoicos é formado pela unidade dos Ortognaisses Pomerode, constituído por rochas gnáissicas charnockíticas, charno-enderbíticas a granodioríticas e dioríticas, foliadas a bandadas e deformadas conjuntamente com os Gnaisses Granulíticos Luis Alves, com os quais faz contato e se intercala; pelo Metagranito-granodiorito Rodeio, associado aos Ortognaisses Pomerode, interpretados como núcleos de rochas graníticas e granodioríticas menos deformadas e metamorfasadas em fácies anfibolito a granulito, tendo estrutura foliada, milonítica a protomilonítica, textura fanerítica grossa, inequigranular a porfirítica com porfiroclastos de feldspato alcalino; pelos granitoides sienograníticos a monzograníticos cinza e avermelhados da Suíte Rio da Luz e do Granito Morro da Neve. Estes granitoides apresentam uma estrutura protomilonítica a milonítica pouco desenvolvida. Aparentam estar associados a zonas de falha e de cisalhamento dúctil tardios. São posteriores ao último evento metamórfico regional de fácies granulito que afetou o Complexo Granulítico de Santa Catarina. As rochas da Suíte Rio da Luz afloram intercaladas nos Ortognaisses Pomerode e Metagranito-granodiorito Rodeio a norte de Rio dos Cedros, no oeste da Microplaca Luis Alves e podem ser os responsáveis pela geração de veios com epidoto, quartzo e feldspato alcalino que cortam aquelas rochas. O Granito Morro da Neve, de composição, estrutura e textura semelhantes à da Suíte Rio da Luz, aflora no norte da Microplaca Luis Alves, constituindo um corpo parcialmente recoberto por conglomerados da Bacia de Joinville, de idade Neoproterozoica.

Dados magnetométricos preliminares obtidos do levantamento aerogeofísico contratado pela CPRM, em 2010 (inédito), mostram que as rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina, apresentam uma estruturação muito mais complexa do que a observada ao analisar os dados geofísicos do Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul, (DNPM-CPRM, 1978). No levantamento antigo, é possível interpretar, nas

imagens gamaespectrométricas (mapa gamaespectrométrico de contagem total e mapa cintilométrico ternário-U-Th-K) que, na porção central do Complexo Granulítico de Santa Catarina, entre Maçaranduba, Luis Alves e Pomerode, há uma mega-estrutura semicircular marcada por uma anomalia em formato sigmoide, que quando comparada com os dados estruturais da foliação e bandamento dos gnaisses granulíticos, mostra forte coerência estrutural. A imagem aeromagnetométrica do campo total reduzido IGRF, desse mesmo levantamento (1978), permite apenas visualizar que a área central do Complexo Granulítico de Santa Catarina apresenta um baixo magnético regional, com um alto magnético no centro, que, a grosso modo, corresponde à zona semicircular da imagem gamaespectrométrica. O mapa magnetométrico mostra também uma larga faixa com alta intensidade magnética, de direção NE-SW que atravessa a Microplaca Luis Alves até o limite com o Bloco Paranaguá, e corresponde ao alinhamento onde está situado o Gráben do Corupá.

Nos dados preliminares do novo levantamento aerogeofísico (2010), a imagem do mapa magnetométrico do sinal analítico do campo total, mostra que o comportamento magnético de toda a Microplaca Luis Alves é diferente do comportamento magnético dos demais domínios geotectônicos circundantes. A feição mais marcante é um alto magnético com forma elíptica ocupando toda a área centro-sul do Complexo Granulítico de Santa Catarina, cortado por uma faixa com valores magnéticos mais baixos de direção N-S na porção oeste. Esta mega-estrutura elíptica é limitada a leste por outra faixa de valores baixos com direção NW, que se alinha com a orientação de um grande dique de diabásio aflorante a NW. Esta faixa de valores de intensidade magnética mais baixa é também o limite de uma faixa de direção NW-SE com valores de intensidade magnética mais alta, que apresenta uma inflexão a sul, marcando os limites da Microplaca Luis Alves com o Bloco Paranaguá e com o Cinturão Dom Feliciano ao longo do Lineamento Perimbó. A bacia sedimentar do Itajaí e a bacia vulcanossedimentar de Campo Alegre apresentam baixas intensidades magnéticas, estando ambas depositadas sobre a Microplaca Luis Alves.

A imagem do mapa magnetométrico da derivada vertical do campo total, aparece como uma imagem de falso relevo sombreado revelando feições estruturais suspeitadas durante o mapeamento. Esta imagem mostra a segmentação da Microplaca Luis Alves em diferentes setores com comportamento magnético, estrutural e litológico distintos entre si e pode ajudar na interpretação de feições geológicas e estruturais observadas nos afloramentos, mas que na escala de estudo, não tinham explicação imediata.

A feição mais marcante da Microplaca Luis Alves é a mega-estrutura elíptica com cerca de 70 km x 50 km de extensão, com eixo maior orientado NE-

SW, praticamente toda contida na Folha Joinville. Esta mega-estrutura pode se constituir em um domo gnáissico Paleoproterozoico, denominado de "Domo de Pomerode", que mostra uma estruturação interna semicircular concêntrica bem marcada, também observada nas atitudes da foliação e do bandamento gnáissicos dos granulitos. A estruturação geológica desse domo mostra os litotipos dos Ortognaisses Pomerode no núcleo, sendo circundados na porção E-NE pelos Gnaisses Granulíticos (enderbíticos) Luis Alves, seguidos pelos gnaisses granulíticos máficos da unidade Máfica-Ultramáfica Barra Velha e pelos metassedimentos (quartzitos, formações ferríferas, gnaisses kinzigitos e gnaisses calcissilicatados) dos Paragnaisses Luis Alves. Mais para leste ocorrem as rochas metaltramáficas também pertencentes à unidade Máfica-Ultramáfica Barra Velha. As rochas granitoides Paleoproterozoicas pertencentes ao Metagranito-granodiorito Rodeio e à Suíte Rio da Luz, situam-se a oeste da faixa de baixa intensidade magnética que atravessa e corta a estrutura elíptica em direção N-S. Nessa região oeste, a intensidade do alto magnético aparenta ser mais forte no mapa do sinal analítico do campo total, porém no mapa magnético da derivada vertical do campo total, não é observada a estruturação tectônica coerente e concêntrica, aparente na porção leste, mas são identificadas estruturas elípticas a circulares internas, que podem estar associadas com intrusões graníticas relacionadas à unidade Rodeio e à Suíte Rio da Luz.

No mapa magnetométrico da derivada vertical do campo total, também é marcante a presença de um lineamento magnético com direção NE-SW que atravessa a Microplaca Luis Alves, e é coincidente com a orientação e posição do Gráben Corupá, limitando regiões com comportamento magnético, estrutural e litológico distintos. O lineamento magnético de Corupá pode representar uma zona de cisalhamento transcorrente dextral, materializada pela presença de macro-estruturas dobradas em suas bordas, que indicam um sentido horário de movimentação dos blocos, tanto a norte como a sul. Essas inflexões são observadas nas fotografias aéreas e são refletidas na magnetometria, porém não foram caracterizadas durante o mapeamento. A intensidade da deformação junto a esse lineamento magnético permite supor que se trata de uma estrutura profunda, de provável idade Paleoproterozoica, que foi reativada no Neoproterozoico, com a formação de uma bacia de "pull apart", onde se localizou a sedimentação do Gráben Corupá.

O limite leste do Domo de Pomerode é marcado por uma zona de baixa intensidade magnética, que separa essa mega-estrutura de uma zona com valores de intensidade magnética mais alta, mas que não apresenta o mesmo tipo de estruturação do domo gnáissico granulítico. Essa zona magnética apresenta-se como uma faixa que configura o limite da

Microplaca Luis Alves com o Cinturão Dom Feliciano, a sul, não havendo diferença aparente na resposta magnética das rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico São Miguel e do Augen Gnaisses Navegantes em relação aos gnaisses do Complexo Granulítico de Santa Catarina. Na borda leste da Microplaca Luis Alves, a diferença entre os valores de intensidade magnética é marcante, configurando uma estrutura retilínea (Zona de Cisalhamento Rio Palmital) entre dois domínios geotectônicos. Porém, como esse limite está encoberto pelos sedimentos da Planície Costeira e avança para o oceano a leste de Barra Velha, o limite efetivo entre a Microplaca Luis Alves e o Bloco Paranaguá pode estar representado por uma faixa larga formada por rochas gnáissicas e migmatíticas do Complexo São Francisco do Sul, que teriam a mesma resposta magnética dos gnaisses granulíticos e são representados pelo granitoide aflorante no Morro da Cruz, a NE da vila de Itapocu, pelos gnaisses graníticos aflorantes nos lageados do rio São João, no norte da folha e pelo Granito Estrela, presente na mesma região.

No setor magnético situado a leste do domo gnáissico granulítico, principalmente entre Guarimirim e Joinville é encontrada a maior quantidade de corpos relacionados aos Paragnaisses Luis Alves, formados por lentes de quartzitos, formações ferríferas e gnaisses calcissilicatados. As rochas metaultramáficas da unidade Máfica-Ultramáfica Barra Velha se concentram na região de Barra Velha, em corpos de pequenas dimensões.

Na porção a norte-noroeste do Lineamento magnético de Corupá, a Microplaca Luis Alves pode ser segmentada em três setores. Essa região é marcada pelas intrusões graníticas da Suíte Serra do Mar e pelas bacias vulcanossedimentares de Campo Alegre e associadas. A porção central dessa área situa-se entre o Lineamento magnético de Corupá e o lineamento magnético situado no norte da Bacia de Campo Alegre, norte do Granito Dona Francisca e sul do Granito Morro Redondo, encontra o Lineamento de Corupá nesse último ponto e forma uma estrutura acunhada para NE. Os valores de intensidade magnética do sinal analítico do campo total são relativamente baixos e as estruturas medidas no campo mostram atitudes nordeste predominantes.

A porção sudoeste desse setor é marcado pela zona de cisalhamento NW-SE que separa os Ortognaisses Pomerode dos Gnaisses Granulíticos Luis Alves e apresenta valores de intensidade magnética mais alta no lado SW, dos ortognaisses.

No extremo norte da folha, entre a Bacia de Campo Alegre, o Granito Dona Francisca, o Granito Rio Negro e a Zona de Sutura Piên-Mandirituba, a estruturação dos gnaisses granulíticos, tanto na imagem do mapa magnetométrico da derivada vertical do campo total, como as atitudes da foliação e do bandamento dos gnaisses granulíticos, são NW,

perpendiculares à estruturação NE da Zona de sutura Piên-Mandirituba e do contato do Complexo Granulítico de Santa Catarina com a Microplaca Curitiba.

Considerando a estruturação e possível segmentação da Microplaca Luis Alves em setores com diferentes condicionantes geológicas, tectônicas e estruturais, é interessante que trabalhos de maior detalhe sejam executados nessa região, agregando mais informações tectônicas e estruturais, além de dados geoquímicos (litoquímicos) e geocronológicos, associados a uma melhor interpretação dos dados aerogeofísicos. A Folha Joinville 1:250.000, pode ser subdividida, na parte continental, em quatro folhas na escala 1:100.000 e detalhada em etapas, começando pelas duas folhas mais a sul – Blumenau e Itajaí.

Na área dos Ortognaisses Pomerode, Metagranito-granodiorito Rodeio e Suíte Rio da Luz, falta a caracterização da possível evolução tectônica das séries magmáticas dos granitoides, em pré, sin e pós metamorfismo granulítico regional, que afetou a região no Paleoproterozoico.

De um modo geral podemos considerar, a priori, que haja um "trend" evolutivo entre os Ortognaisses Pomerode, os Metagranito-granodiorito Rodeio e a Suíte Rio da Luz, sendo que a última foi classificada, no campo, pela presença de rochas sienograníticas a monzograníticas avermelhadas, mais evoluídas, que não mostravam feições de terem sofrido metamorfismo da fácies granulito, e sim deformação dinâmica, sendo caracterizados como protomilonitos e milonitos em lâminas petrográficas. A dificuldade de separar as rochas desta suíte granítica dos Metagranito-granodiorito Rodeio, está em que, no campo elas ocorrem associadas e os litotipos mais félsicos foram considerados como Rio da Luz e os granodioritos cinza escuros, porfiroclásticos, protomiloníticos e miloníticos também sem metamorfismo granulítico evidente, foram considerados como pertencentes aos Metagranito-granodiorito Rodeio, e das rochas associadas aos Ortognaisses Pomerode, que são geralmente bandadas com bandamento largo, espaçado, com foliação regional conspícua e bem marcada nos afloramentos. Os ortognaisses estão muitas vezes associados a litotipos com metamorfismo granulítico caracterizado por ortopiroxênio e clinopiroxênio.

Numa interpretação simplista, os Ortognaisses Pomerode podem constituir a porção mais deformada e gnaissificada do arco magmático (pré a sintectônicos), enquanto os Metagranito-granodiorito Rodeio sofreram deformação mas não o metamorfismo granulítico (sin a tarditectônicos) e os granitoides da suíte Rio da Luz constituem o final da diferenciação, preenchendo zonas de fraqueza e falhamentos (tardi a póstectônicos), no final da orogênese.

Foram identificadas falhas inversas e falhas de empurrão ou cavalgamento em várias regiões da Folha Joinville. Na porção oeste da Microplaca Luis Alves a presença dessas estruturas de cavalgamento dificulta a interpretação do posicionamento estrutural dos granitoides.

Em relação ao potencial econômico mineral da Folha Joinville, os principais recursos minerais conhecidos e potenciais (ocorrências) presentes na Folha Joinville, são representados por **depósitos de caulim** resultantes da alteração hidrotermal e intempérica de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da Bacia de Campo Alegre e de granitos alcalinos da Suíte Serra do Mar, utilizados em fábricas de cerâmica de mesa, refratários e revestimentos; **areia para fins industriais** é explotada nos depósitos sedimentares quaternários da Planície Costeira, onde a areia inconsolidada é extraída em cavas, processada (lavada e separada em frações granulométricas classificadas) em hidrociclones e comercializada; **pedreiras de brita** para britagem e comercialização de brita para a construção civil e estradas, utilizando como matéria prima os gnaisses granulíticos e granitoides; **rocha ornamental** com extração de blocos comerciais a partir de matacões de rochas graníticas e granulíticas e **água mineral** a partir de poços tubulares perfurados nos ortognaisses e granitoides deformados.

Como recursos minerais potenciais, destacam-se o **ferro**, o **ouro** e o **coríndon**. O **ferro** já foi explorado artesanalmente no passado e utilizado nas fundições de Jaraguá do Sul e Joinville. As mineralizações de ferro estão associadas a formações ferríferas e quartzitos ferruginosos, onde predomina a magnetita sobre a hematita. A principal área de ocorrência das rochas ferríferas situa-se entre os municípios de Jaraguá do Sul, Schroeder, Guaramirim e Joinville. O **ouro** apresenta potencial na região de Gaspar, associado a depósitos colúvio-aluvionares e a filões e veios hidrotermais que cortam as rochas sedimentares da Bacia do Itajaí e os Gnaisses Granulíticos Luis Alves. Outra área potencial para ouro situa-se a nortenordeste da Bacia de Campo Alegre, na região entre o rio Bateias e a localidade de Laranjeiras, onde no presente estudo foram identificadas anomalias de ouro em concentrados de bateia e em sedimentos de corrente. O **coríndon**, mineral de origem metamórfica com potencial de uso como gema ou mineral industrial por sua dureza, é encontrado na região de Descalvado, no limite dos municípios de São João do Itaperiú e Barra Velha. Nessa área o coríndon ocorre em terraços aluviais, colúvios e solos, indicando uma fonte próxima, que deve ocorrer no contato entre os fuchsita quartzitos e as rochas ultramáficas afetadas pelo metamorfismo regional da fácies granulito.

8 REFERÊNCIAS

- ALBUQUERQUE, L. F. F. de; ARIOLI, E. E.; DIAS, A. de A.; KIRCHNER, C. A. **Geologia das Quadrículas de Blumenau e Joinville, Santa Catarina**. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 1971. 121p. Il.
- ALMEIDA, F. F. M. de. Contribuição à Geomorfologia da Região Oriental de Santa Catarina. **Anais [da] Associação de Geógrafos Brasileiros**, São Paulo, v.2, n.1, p.10-38, 1948.
- ALMEIDA, F. F. M. de. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas da região meridional da plataforma sul-americana. **Revista Brasileira de Geociências**, v.13, n.3, p.139-158, 1983.
- ASSINE, M. L. Fácies, icnofósseis, paleocorrentes e sistemas deposicionais da Formação Furnas no flanco sudeste da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v.29, n.3, p.357-370, 1999,
- BARTORELLI, A.; MINIOLI, B.; KAWASHITA, K. Nota preliminar sobre rochas ultrabásicas de Itajubá - Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22., 1968, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1968. p.243-246.
- BASEI, M. A. S. **O cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina**. São Paulo, 1985. 182 p. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985.
- BASEI, M. A. S.; DRUKAS, C. O.; SANTOS, P. R. dos; OSAKO, L. S.; ARCARO, N. P. Estratigrafia, idade e proveniência dos sedimentos da Bacia do Itajaí, SC, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44, 26-31 out. 2008, Curitiba. **Anais: O Planeta Terra em nossas mãos**. Curitiba: SBG, Núcleo Paraná, 2008. p.14.
- BASEI, M. A. S.; GRASSO, C. B.; VLACH, S. R. F.; NUTMAN, A. P.; SIGA Jr., O.; OSAKO, L. S. "A" Type rift-related granite and the lower Cryogenian age for the beginning of the Brusque belt basin, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. In: Southamerican Symposium on Isotope Geology, 6., 2008, Bariloche, Argentina. **Proceedings...** Bariloche, 2008. v. 1, p. 128.
- BASEI, M. A. S.; KAWASHITA, K.; SIGA Jr., O. Idade, características litoestratigráficas e estruturais do Grupo Itajaí, Santa Catarina. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, 1987, Curitiba. **Atas...** Curitiba: SBG. v.1, p.93-106, 1987.
- BASEI, M. A. S.; MACREATH, L.; SIGA Jr., O. The Santa Catarina granulite Complex of southern Brazil: a review. **Gondwana Research**, v.1, n.3/4, p.383-391, 1998.
- BASEI, M. A. S.; NUTMAN, A.; SIGA Jr., O.; PASSARELLI, C. R.; DRUKAS, C. O. The evolution and tectonic setting of the Luis Alves microplate of southern Brazil: an exotic terrane during the assembly of western Gondwana. In: GLAUCHER, C.; SIAL, A.; HAVERSON, G. **Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on South Western Gondwana**. Amsterdam: Elsevier, 2010. p. 273-291. (Developments in Precambrian geology, n. 16)
- BASEI, M. A. S.; PACHECO, A.; NUTMAN, A.; DUNYI, L.; SATO, K. Polycyclic evolution of the Camboriu Complex, northeastern Santa Catarina State, South Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 7., 2010, Brasília. Brasília. **Anais...** Brasília: s.n., 2010. p.614-616.
- BASEI, M. A. S., SIGA Jr. O., MASQUELIN, H., HARARA, O. M., REIS NETO, J. M. dos, PRECIOZZI, F. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its Foreland domain, the Rio de La Plata Craton: Framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern África. In : CORDANI, U. G., MILANI, E. J., CAMPOS, D. A. (Eds.) **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31 International Geological Congress, 2000. p.311-334.
- BASEI, M. A. S.; SIGA Jr., O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. Evolução tectônica do Maciço de Joinville (PR-SC). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., 1991, Rio Claro. **Boletim de Resumos...** Rio Claro: SBG, 1991. p.132-133.
- BASEI, M. A. S.; SIGA Jr., O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira

- e Dom Feliciano (PR-SC). **Revista Brasileira de Geociências**, v.22, n.2, p.216-221, 1992
- BASEI, M. A. S.; SIGA Jr., O.; REIS NETO, J. M.; HARARA, O. M.; PASSARELLI, C. R.; MACHIAVELLI, A. Geochronological map of Precambrian terrains of Paraná and Santa Catarina States, southern Brazil: tectonic implications. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1997, Campos do Jordão, SP. **Extended Abstracts...** São Paulo: CPGEO/USP, 1997. p.44-46.
- BASEI, M. A. S.; TEIXEIRA, W. Geocronologia do Pré-Cambriano/Eopaleozoico de Santa Catarina. In: SILVA, L. C. da; BORTOLUZZI, C. A. (Eds.). **Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina, escala 1:500.000**. Florianópolis: DNPM/Secr. Ciênc., Tecnol., Minas e Energia, p.91-129 (Textos Básicos de Geologia e Recursos Minerais de Santa Catarina, 2)
- BEST, M. G. **Igneous and metamorphic petrology**. 2. ed. Malden: Blackwell, 2009. 729 p.
- BIONDI, J. C.; FURTADO, L. I. Geologia e gênese dos depósitos de caulim Floresta e Cambuí (formação Campo Alegre, SC): 1 - faciologia e mineralogia das rochas e minérios. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 29, n. 2, p.141-150, 1999.
- BIONDI, J. C. Geologia e gênese dos depósitos de caulim Floresta e Cambuí (formação Campo Alegre, SC): 2 - petroquímica e modelo genético. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 29, n. 2, p.151-156, 1999.
- BIONDI, J. C. et al. Geologia e petrologia da mina de ouro Schramm, Gaspar. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 31, n. 3, p. 287-298, 2001.
- BORTOLUZZI, C. A. Esboço Geomorfológico de Santa Catarina. In: SILVA, L. C. da; BORTOLUZZI, C. A. (Eds.). **Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina, escala 1:500.000**. Florianópolis: DNPM/Secr. Ciênc., Tecnol., Minas e Energia, 1987. p.205-217 (Textos Básicos de Geologia e Recursos Minerais de Santa Catarina, 2).
- CALDASSO, A. L. da S.; KREBS, A. S. J.; SILVA, M. A. S.; CAMOZZATO, E., RAMGRAB, G. E. **Botuverá, folha SG.22-Z-D-I-2**: estado de Santa Catarina: escala 1: 50.000. Brasília: CPRM/DNPM, 1995. 303 p. il, 2 mapas. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- CALDASSO, A. L. da S.; KREBS, A. S. J.; SILVA, M. A. S.; CAMOZZATO, E., RAMGRAB, G. E. **Brusque, folha SG.22-Z-D-II-1**: estado de Santa Catarina. Brasília: CPRM, 1995. 272 p. il, 2 mapas. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- CARNEIRO, C. D. R.; COIMBRA, A. M.; THOMAZ Fº, A. Esboço da diferenciação tectônica do Pré-Cambriano Superior no sul-sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Resumo das Comunicações...** Porto Alegre: SBG, 1974. v.1 p. 698-700.
- CARVALHO, P. F. de; PINTO, E. A. **Reconhecimento Geológico no Estado de Santa Catarina**. Rio de Janeiro: DNPM, 1938. 30 p. (Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, 92).
- CASTRO, J. C. de. Estratigrafia de seqüências das Formações Campo Mourão (parte Superior) e Taciba, Grupo Itararé, leste da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 2, p.256-260, 1999.
- CITRONI, S. B. **Bacia de Campo Alegre, SC**: aspectos petrológicos, estratigráficos e caracterização geotectônica. 1998. 185 p. il. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.
- CITRONI, S. B.; BASEI, M. A. S.; SIGA Jr., O.; REIS NETO, J. M. dos. Volcanism and Stratigraphy of the Neoproterozoic Campo Alegre Basin, SC, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.73, n.4, p.581-597, 2001.
- CORDANI, U. G. Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas folhas Assunção e Curitiba. In: MONACO, O. A.; ZIR FILHO, J. A.; VALENTINI, N. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo**: Folha Assunção - SG-21 e Folha Curitiba - SG-22. Brasília: DNPM, 1974. p.58-72.
- CORDANI, U. G.; SATO, K.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.G.; BASEI, M. A. S. Crustal Evolution of the South American Platform. In : CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; CAMPOS, D. A. (Eds.) **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31 International Geological Congress, 2000. p.19-40.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS; BRASIL. DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. **Projeto Serra do Mar Sul**: levantamento aeromagnetométrico e aerogamaespectrométrico da Serra do Mar entre Santa Catarina e Paraná. Fase de aquisição de dados. Rio de Janeiro: GEOFOTO, 1978 1 v. + Anexos (90 mapas)
- CURY, L. F. **Geologia do Terreno Paranaguá**. 187 p. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.
- CURY, L. F.; SIGA Jr., O.; SATO, K.; HARARA, O. M.; BASEI, M. A. S.; MORA, C. A. S. Contexto Geológico do Domínio Paranaguá – Sudeste de São Paulo, Leste do Paraná e Nordeste de Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44. 2008, Curitiba. **Anais**: o planeta Terra em nossas mãos. Curitiba: SBG, 2008. p.9.
- DAEMON, R. F.; QUADROS, L. P. Bioestratigrafia do Neopaleozoico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., 1970, Brasília. **Anais...** Brasília: SBG, 1970. p.355-412.
- DAITX, E. C. **Projeto geoquímica na área de Guaratubinha-Pien**. São Paulo: DNPM/CPRM, 1980. 6 v., v.1, 184p.
- DRUKAS, C. O.; BASEI, M. A. S.; RAPOSO, M. I. B. Estratigrafia, Geoquímica e Proveniência dos sedimentos da Bacia do Itajaí. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA USP, 17., 2009, São Paulo.

- Boletim de Resumos.** São Paulo: USP, 2009. Disponível em: <http://www.usp.br/siicusp/Resumos/17Siicusp/indexEN.htm>
Acesso em: 15 dez. 2010.
- DUTRA, E. B. **Reconhecimento Topográfico e Geológico no Estado de Santa Catarina.** Rio de Janeiro: DNPM, 1926. p.31-56 (Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, 21).
- EBERT, H. O Grupo Guaratubinha ao Norte do Estado de Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBG, 1971. v. 1. p. 147-166.
- FIGUEIREDO, M. C. H.; BASEI, M. A. S.; MANTOVANI, M. S. M.; FRYER, B. J. O Complexo Granulítico de Santa Catarina: um arco insular Arqueano? **Boletim IG-USP**, Publicação Especial n.9, p. 35-39, 1991.
- FORNARI, A. **Geologia e Metalogênese da porção meridional do Cráton Luis Alves-SC.** 1998. 136p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências da Universidade de Campinas, Campinas, 1998.
- FRANÇA, A. B., POTTER, P. E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), bacia do Paraná (parte 1). **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.2, p.147-191, 1988.
- FROST, B. R.; FROST, C. D.; HULSEBOSCH, T. P.; SWAPP, S. M. Origin of the charnockites of the Louis Lake Batholith Wind River Range, Wyoming. **Journal of Petrology**, v.41, p.1759-1776, 2000.
- FUCK, R.A.; MARINI, O. J.; TREIN, E. A formação Guaratubinha. In: BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; PINTO, V.M; (Ed.). **Geologia do pré-devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do estado do Paraná.** Curitiba: [UFPR], 1967. p. 235-237. (Boletim Paranaense de Geociências, 23 a 25).
- FÚLFARO, V. J.; GAMA Jr., E; SOARES, P. C. **Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná.** São Paulo: Paulipetro, 1980. 1 v. (Relatório interno.)
- GAMA Jr., E.; BANDEIRA Jr., A. N.; FRANÇA, A. B. Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozoicas na parte central da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v.12, n. 4, p.578-589, 1982.
- GILL, R. **Igneous rocks and processes: a practical guide.** Oxford: Wiley-Blackwell, 2010. 428 p
- GIRARDI, V. A. V.; CORDANI, U. G.; CÂNDIDO, A.; MELFI, A. J.; KAWASHITA, K. Geocronologia do complexo básico-ultrabásico pré-Brasiliano de Piên, PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBG, 1974. v.6, p.245-251.
- GIRARDI, V. A. V. Geologia e petrologia do complexo básico-ultrabásico de Piên, PR. **Revista Brasileira de Geociências**, v.6, n.2, p.109-124, 1976.
- GIRARDI, V. A. V. **Petrologia do complexo básico-ultrabásico de Piên, PR.** 1974. 146 p. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1974.
- GIRARDI, V. A. V.; ULBRICH, H. H. J. Origin and evolution of the Piên Mafic-ultramafic Complex, Southern Brazil. **Journal of Geology**, v.88, n.3, p.251-269, 1980.
- GOMES Jr., F. C. Geologia da Lagoa da Conceição, Ilha de Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1966, Goiânia. **Resumos e Breves Comunicações...** Goiânia: SBG, 1986. p. 71.
- GONÇALVES, M. L.; CARVALHO, R. J. de. O Novo Mapa Geológico do Nordeste de Santa Catarina, Brasil. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 11, Montevideo, 2001; CONGRESSO URUGUAYO DE GEOLOGIA, 3, Montevideo, 2001. **Actas...** Montevideo: ANCAP/DINAMIGE, 2001. 1 CD ROM. (CD – art. 079).
- GORDON Jr., M. **Classificação das Formações Gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul.** Rio de Janeiro: DNPM, 1947. 20 p. (Notas Preliminares e Estudos, n. 38)
- GUADAGNIN, F. **Idade de deposição e proveniência das rochas sedimentares da Bacia do Itajaí.** Porto Alegre: UFRGS, 2007. 119 f. (Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia apresentado na forma de Monografia, junto á disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Geólogo).
- GUALDA, G. A. R.; VLACH, S. R. F. The Serra da Graciosa A-type Granites and Syenites, southern Brazil: part 1, regional setting and geological characterization. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 79, n. 3, p.405-430, 2007.
- HALLINAN, S. E. MANTOVANI, M. S. M., SHUKOWSKI, W.; BRAGGION Jr., I. Estrutura do Escudo Sul-Brasileiro: uma revisão através de dados gravimétricos e magnetométricos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 23, n.3, p.201-214, 1993.
- HARARA, O. M.M. **Análise estrutural, petrológica e geocronológica dos litotipos da região de Piên (PR) e adjacências.** 1996. 196 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.
- HARARA, O. M.M.; BASEI, M. A. S.; SIGA Jr., O.; CAMPOS NETO, M. C.; PRAZERES FILHO, H. J. Dating high-grade metamorphism by U-PB, Sm-Nd and K-Ar isotopic systems: paleoproterozoic i-type granulites from the northern border of the Luis Alves gneiss-granulite terrane, southern Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4., 2003, Salvador. **Short Pappers...** Salvador, 2003. v. 1. p. 568-571.
- HARARA, O. M. M. **Mapeamento e Investigação Petrológica e Geocronológica dos Litotipos da Região do Alto Rio Negro (PR-SC): Um exemplo de sucessivas e distintas atividades magmáticas durante o Neoproterozoico III.** 2001. 206 p. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em

- Geoquímica e Geotectônica. Universidade de São Paulo, São Paulo. 2001.
- HARTMANN, L. A. Geoquímica de Terras Raras e geotermobarometria de granulitos de Dom Pedrito e Luís Alves, no extremo sul do Brasil. **Geochimica Brasiliensis**, v.2, p.1-14, 1988.
- HARTMANN, L. A. Ocorrência de granulitos em Luiz Alves, SC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Ouro Preto. **Boletim de Resumos...** Belo Horizonte: SBG, 1976. p.321.
- HARTMANN, L. A. **Petrogênese dos Granulitos e Ultramafitos de Luís Alves, SC.** 1981. 104 p. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 1981.
- HARTMANN, L. A.; SANTOS, J. O. S.; McNAUGHTON, N. J.; VASCONCELLOS, M. A. Z.; SILVA, L. C. da. Ion Microprobe (SHRIMP) Dates Complex Granulite from Santa Catarina, Southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.72, n.4, p. 559-572, 2000.
- HARTMANN, L. A.; SILVA, L. C. da; ORLANDI Fº, V. O. Complexo Granulítico de Santa Catarina: descrição e implicações genéticas. **Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo, v.6, p.93-112, 1979.
- HARTMANN, L. A.; SIMAS, M. W. Geoquímica de um sienito potássico de fácies granulito próximo a Barra Velha, SC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Boletim de Resumos...** São Paulo: SBG, 1992. V1, p.402.
- HASUY, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; COIMBRA, A. M. The Ribeira Folded Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.5, n.4, p.257-266, 1975.
- HEDENQUIST, J. W. et al. **Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration.** Tokyo: Society of Resource Geology, 1996. 16 p. (Special Publication of the Society of Resource Geology of Japan).
- HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. da C.; SILVA, L. C.; TROW, R. A. J.; JANASI, V. de A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. de (Orgs.) **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo: Beca, 2004. p. 203-235.
- KAUL, P. F. T.; CORDANI, U. G. Geochemistry of the Serra do Mar Granitoid Magmatism and Tectonic Implications, Southern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.30, n.1, p.115-119, 2000.
- KAUL, P. F. T.; ISSLER, R. S.; FERNADES, E.; BONOW, C. de W.; COITINHO, J. B. L. **Suíte Intrusiva Serra do Mar.** Florianópolis: Projeto RADAMBRASIL, 1982. 18 p. (Relatório interno)
- KAUL, P. F. T. O Cráton de Luís Alves. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Balneário de Camboriú. **Anais...** Camboriú: SBG, 1980. v.5. p. 2677-2683.
- KAUL, P. F. T. **O magmatismo na Serra do Mar e adjacências, sul do Brasil, no final do proterozoico e seus condicionantes tectônicos.** São Paulo, 1997. 291 f. Tese (Doutorado em Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.
- KAUL, P. F. T. Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico do Nordeste de Santa Catarina e Leste do Paraná: reavaliação de dados e correlações com a África. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., 1979, Rio Claro. **Atas...** Rio Claro: SBG, 1979. v.1; p. 1-15.
- KAUL, P. F. T. Significado dos granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do sul-sudeste do Brasil, no âmbito das Folhas SG-22 - Curitiba e SG-23 - Iguape. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. v.6, p.2815-2825.
- KAUL, P. F. T.; TEIXEIRA, W. Archean and Early Proterozoic Complexes of Santa Catarina, Paraná and São Paulo States, South-eastern Brasil: an outline of their geologic evolution. **Revista Brasileira de Geociências**, v.12, n.1-3, p.172-182, 1982.
- KNIE, J. L. W. (Coord.) **Atlas ambiental da região de Joinville: complexo hídrico da Baía de Babitonga.** 2.ed. Florianópolis: FATMA/GTZ, 2003. 168 p.
- LE MAITRE, R. W. (Ed.) et al. **A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences subcommission on the systematics of igneous rocks.** Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1989. 193 p.
- LOCZY, L. **Evolução paleogeográfica e geotectônica da Bacia Gondânica do Paraná e do seu embasamento.** Rio de Janeiro: DNPM, 1966. 1 v. (Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, 234).
- LOPES, O. F. O granito sin-tectônico Cubatãozinho: petrogênese e evolução geológica. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987, Curitiba. **Atas...** Curitiba: SBG, 1987. v.2, p.481-490.
- LOPES, O. F. Zoneamento metamórfico da Formação Rio das Cobras do Pré-Cambriano do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987, Curitiba. **Atas...** Curitiba: SBG, 1987. v.1, p.303-312.
- LOPES, O. F.; LIMA, R. E. Nota Preliminar sobre a Geologia da Serra da Prata – PR. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, n. 6, p. 65-68, 1985.
- LOPES, R. C.; LAVINA, E. L.; FACCINI, U. F.; MILANI, E. J.; WILDNER, W. **Geologia da Província do Paraná.** Nota Explicativa do Mapa Geológico do Rio Grande do Sul, E:1:750.00. (no prelo).
- MAACK, R. Breves Notícias sobre a Geologia dos Estados de Santa Catarina e Paraná. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, Curitiba, v.2, p.65-154, 1947.

- MACHIAVELLI, A.; BASEI, M. A. S.; SIGA Jr., O. Suíte Granítica Rio Piên: Um Arco Magmático do Proterozóico Superior na Micropalca Curitiba. **Geochimica Brasiliensis**, Rio de Janeiro, v. 7, n. 2, p. 11-129, 1993.
- MANTOVANI, M. S. M.; HAWKESWORTH, C. J.; BASEI, M. A. S. Nd and Sr isotope studies bearing on the crustal evolution of southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.17, n.3, p.263-268, 1987.
- MANTOVANI, M. S. M.; SHUKOWSKY, W.; BASEI, M. A. S.; VASCONCELLOS, A. C. B. C. Modelo Gravimétrico das Principais Descontinuidades Crustais nos Terrenos Pré-Cambrianos dos Estados do Paraná e de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.19, n.3, p.367-374, 1989.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K. Excursion Route along the Coastal Plains of the States of Paraná and Santa Catarina. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON SEA LEVEL CHANGES AND QUATERNARY SHORELINES, 1986, São Paulo. **Special Publication...** São Paulo: s.n. 124 p.
- MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências PETROBRAS**, Rio Janeiro, v.8, n.1, p. 69-82, 1994.
- MILANI, E. J.; ZALÁN, P. V. The geology of Paleozoic Cratonic Basins and Mesozoic Interior Rifts of Brazil. In: THE AAPG INTERNATIONAL CONFERENCE & EXHIBITION, 1998, Rio de Janeiro. **Short Course 1...** Rio de Janeiro: AAPG/ABGP, 1998. p.67-90.
- MINIOLI, B. **Aspectos geológicos da região litorânea Piçarras-Barra velha, SC.** 1972. 104 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1972.
- MÔNACO, O.; ZIR Fº, J. A.; VALENTINI, N.; CORDANI, U. G. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha Assunção (SG-21) e Folha Curitiba (SG-22).** Rio de Janeiro: DNPM, 1974. 83 p.
- MOREIRA, M. L. O.; MARIMON, M. P. 1980. Ensaio petrográfico e petroquímico das rochas da fácies granulito, Complexo Granulítico de Santa Catarina, Folha SG.22-ZB. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Balneário de Camboriú. **Anais...** Balneário de Camboriú: SBG, 1980. v. 4, p. 2119-2133.
- NORTHFLEET, A. A.; MEDEIROS, R. A.; MUHLMANN, H. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da Petrobras**, v.12, n. 3, p.291-346, 1969.
- OLIVEIRA, E. P. de. Geologia do estado do Paraná. **Boletim do Ministério da Agricultura Indústria e Comércio**, Rio de Janeiro, n.5, p. 67-143, 1916.
- PROJETO Arraial: 1º relatório integrado: substância ouro, Gaspar, SC. Florianópolis: MINEPAR; CPRM, 1985. v.1
- RIBAS, S. M. **O complexo máfico-ultramáfico de Tijucas do Sul, correlação com o Complexo de Pien, PR e considerações metalogenéticas.** 1993. Dissertação (Mestrado) - Universidade de Campinas. Campinas, 1993. 1 CD ROM.
- ROSTIROLLA, S.P.; AHRENDT, A.; SOARES, P.C.; CARMIGNANI, L. Basin analysis and mineral endowment of the Proterozoic Itajaí Basin, southeast Brazil. **Basin Research**, v.11, p. 127-142, 1999.
- ROSTIROLLA, S. P.; ALKMIM, F. F.; SOARES, F. C. O Grupo Itajaí, SC, Brasil: exemplo de sedimentação de uma bacia flexural de antepaís. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 6, n.3/4, p. 123-147, 1992.
- SANTA CATARINA. Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral - GAPLAN. Subchefia de Estatística, Geografia e Informática. **Atlas de Santa Catarina.** Rio de Janeiro: Aerofoto Cruzeiro, 1986. 173 p.
- SCHNEIDER, R. L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBG, 1974. v.1, p.41-65.
- SCHULZ Jr., A.; ALBUQUERQUE, L. F. F. de; RODRIGUEZ, C. S. de. **Geologia da Quadrícula de Florianópolis, escala 1:250.000.** Porto Alegre: DNPM/CPRM, 1970. 75 p. il.
- SCHULZ Jr., A.; ALBUQUERQUE, L. F. F. de. **Geologia da Quadrícula de Rio do Sul, Santa Catarina.** Porto Alegre: DNPM/CPRM, 1969. 97 p.
- SHUKOWSKY, W.; VASCONCELLOS, A. C. B. C.; MANTOVANI, M. S. M. Estruturação dos terrenos Pré-Cambrianos da região sul do Brasil e oeste do Uruguai: um estudo por modelamento gravimétrico. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.9, n.2, p. 275-287, 1991.
- SIGA Jr., O.; BASEI, M. A. S.; SATO, K.; CORDANI, U. G.; CITRONI, S. B. U-Pb and Sm-Nd isotopic studies of Campo Alegre and Guaratubinha volcanosedimentary basins, southern region. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Abstracts...** Rio de Janeiro, 2000. 1 CD ROM
- SIGA Jr. O.; BASEI, M. A. S.; KAWASHITA, K. 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., 1990, Natal. **anais...** Natal: SBG, 1990. v.6, p. 2773-2785.
- SIGA Jr. O. **Domínios tectônicos do Sudeste do Paraná e Nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal.** 1995. 212 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo, 1990.
- SIGA Jr. O.; BASEI, M. A. S.; REIS NETO, J. M. dos; MACHIAVELLI, A.; HARARA, O. M. O Complexo Atuba: Um Cinturão Paleoproterozoico Intensamente Retrabalhado no Neoproterozoico. **Boletim IG-USP, Série Científica**, v.26, p.69-98, 1995.
- SILVA, E. L. e GAMA Jr. E. G. Tratos de fácies, sistemas deposicionais e paleogeografia do Subgrupo Itararé no sul do estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador, SBG, 1996. v.1, p.193-195.

- SILVA, L. C. da.; DIAS, A. de A. **Projeto Timbó-Barra Velha**. Porto Alegre: DNPM/ CPRM, 1981. 282 p.
- SILVA, L. C. da; DIAS, A de A. Os segmentos mediano e setentrional do escudo catarinense: I - Geologia. **Acta Geológica Leopoldensia**, v.5, n.10, p. 3-120, 1981.
- SILVA, L. C. da; DIAS, A. de A. Os segmentos mediano e setentrional do escudo catarinense: II - Organização e evolução geotectônica. **Acta Geológica Leopoldensia**, v.5, n.10,121-140, 1981.
- SILVA, L. C. da. Evolução do Pré-Cambriano catarinense: uma abordagem alternativa. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA 1., 1983, Porto Alegre. **Boletim, Programação, resumos e roteiros das excursões...** Porto Alegre: SBG, 1983. p.43-54.
- SILVA, L. C. da. Geologia do Pré-Cambriano/Eo-Paleozóico de Santa Catarina. In: SILVA, L. C. da; BORTOLUZZI, C. A. (Eds.) **Texto explicativo para o mapa geológico do Estado de Santa Catarina, escala 1:500.000**. Florianópolis: DNPM/Secr. Ciênc. Tecnol. Minas e Energ.,1987. p.11-90. (Textos Básicos de Geologia e Recursos Minerais de Santa Catarina, 2).
- SILVA, L. C. da. Os terrenos metamórficos de médio e alto grau do Pré-Cambriano de Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 6. p. 3069-3079.
- SILVA, L. C. da. **Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, Folha SG.22.Z-B, Joinville**: relatório final. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 1987.
- SILVA, L. C. da; HARTMANN, L. A.; McNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. **American Mineralogist**, v. 85, p.649-667, 2000.
- SILVA, L. C. da; SOUZA, E. C. de; DIAS, A. de A.; JOST, H. Análise preliminar do potencial econômico dos terrenos Pré-Cambrianos do nordeste catarinense. In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1982. v.3, p.738-749.
- SILVA, L. C. da, McNAUGHTON, N. J., ARMSTRONG, R., HARTMANN, L. A., FLETCHER, I. R. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. **Precambrian Research**, v. 136. p.203-240, 2005.
- SOARES, R. M. C. **Petrologia do complexo máfico-ultramáfico de Barra Velha, SC**. 1975. 79 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo, 1975.
- TAKEDA, F. K. Esboço Geológico de Santa Catarina. In: ATLAS Geográfico de Santa Catarina. Florianópolis: IBGE, 1958. 6 p.
- TEIXEIRA, C. A. S. **Relatório de Estágio no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo**. Porto Alegre: DNPM, 1969. 39 p. Il. (inédito).
- TEIXEIRA, W. **Avaliação preliminar do acervo geocronológico das folhas SG.21 - Assunción, SG.22 - Curitiba e SG.23 - Iguape**. Florianópolis: Projeto RADAMBRASIL,1979. 12 p.
- TONIOLO, J.A. **Projeto de Ouro no Vale do Itajaí-Açu**: relatório final de pesquisa. CPRM, Porto Alegre,1988. 67 f.
- TRAININI, D. R. **Projeto Campo Alegre/1974**. Porto Alegre: CPRM/ CNEN, 1974. 70 p.
- VERNON, R.H; CLARKE, G.L. **Principles of metamorphic petrology**. New York: Cambridge University Press, 2009. 446 p.
- VESELY, F. F.; ASSINE, M. L. Sequências e tratos de sistemas deposicionais do Grupo Itararé, Norte do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n.2, p.219-230, 2004.
- WAICHEL, B. L. **Caracterização Geoquímica das Rochas Vulcânicas da Bacia de Campo Alegre – SC**. 1998. 125 p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1998.
- WHITE, I. C. **Relatório sobre as coal measures e rochas associadas do Sul do Brasil**. Rio de Janeiro: Com. Est. Min. Carvão de Pedra do Brasil, 1908. parte 1, 300 p.
- WILSON, I. R.; SANTOS, H. de S.; SANTOS, P. de S. Caulins brasileiros: alguns aspectos da geologia e da mineralogia. **Cerâmica** [online]. 1998, v.44, n.287-288, p. 118-129. Disponível em:<doi: 10.1590/S0366-69131998000400003>. Acesso em: 22 jun. 2010.
- ZALÁN, P. V.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; NETO, E. V. S.; CERQUEIRA, J. R.; ZANOTTO, O. A.; PAUMER, M. **Análise da Bacia do Paraná**. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, 1986. 1 v. (Relatório Interno)
- ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. de.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: SIMPOSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987, Curitiba. **Atas...** Curitiba: SBG, 1987.v.1, p.441-473.
- ZALÁN, P. V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J. C. de J., MARQUES, A., ASTOLFI, M. A. M., VIEIRA, I. S., APPI, V. T., ZANOTTO, O. A. Bacia do Paraná. In: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (Eds.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, 1990. p.135-168.

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

Sede

SGAN Quadra 603-Conjunto "J", Parte A, 1º andar
Cep: 70830-030 Brasília DF
Telefones: (61) 3223-1166; 3224-2069(PABX)
Fax: (61)3225-3985
E-mail: cprmsede@df.cprm.gov.br

Escritório Rio

Av. Pasteur, 404 Urca - Cep: 22290-240
Rio de Janeiro - RJ
Telefones:(21) 2295 5337 - (21)2295 0032 (PABX)
Fax: (021)2542 3647
E-Mail: cprm@rj.cprm.gov.br

Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento - DRI

Telefone: (21)2295 5837
Fax: (21)2295 5947

Departamento de Apoio Técnico - DEPAT

Telefone: (21)2295 5297
Fax: (21)2295 5947

Divisão de Documentação Técnica

Telefones: (21)2295 5997
Fax (21)2295 5897
E-Mail: seus@cprm.gov.br

Superintendência Regional de Belém

Av. Dr. Freitas, 3645 - Marco - Cep: 66095-110
Belém - PA
Telefones: (91)276 6976 - (91)276 8577 (PABX)
Fax: (91)276 4020
E-Mail: sureq@cprm-be.gov.br

Superintendência Regional de Belo Horizonte

Av. Brasil, 1731 - Funcionários - Cep: 30140-002
Belo Horizonte - MG
Telefones: (31)3261 3037 - (31)3261 0391 (PABX)
Fax: (31)3261 5585
E-Mail: suregbh@bh.cprm.gov.br

Superintendência Regional de Goiânia

Rua 148, 485 - Setor Marista - Cep: 74170-110
Goiânia - GO
Telefones: (62)281 1342 - (62)281 1522 (PABX)
Fax: (62)281 1709
E-Mail: cprmggo@terra.com.br

Superintendência Regional de Manaus

Av. André Araújo, 2160 - Aleixo - Cep: 69060-001
Manaus - AM
Telefones: (92)2126 0301 - (92)2126 0300(PABX)
Fax: (92)2126 0319
E-Mail: suregma@cprm-ma.gov.br

Superintendência Regional de Porto Alegre

Rua Banco da Província, 105 - Cep: 90840-030
Porto Alegre - RS
Telefones: (51)3233 4643 - (51)3233 7311 (PABX)
Fax: (51)3233 7772
E-Mail: sureg@pa.cprm.gov.br

Superintendência Regional de Recife

Av. Sul, 2291 Afogados - Cep: 50770-011
Recife - PE
Telefones: (81)3428 1511 - (81)3422 6448 (PABX)
Fax: (81)3447 4467
E-Mail: cprm@fisepe.pe.gov.br

Superintendência Regional de Salvador

Av. Ulisses Guimarães, 2862
Centro Administrativo da Bahia - Cep: 41213-000
Salvador - BA
Telefones: (71)230 0025 - (71)230 9977 (PABX)
Fax: (71)371 4005
E-Mail: suregsa@sa.cprm.gov.br

Superintendência Regional de São Paulo

Rua Costa, 55 Cerqueira Cezar - Cep: 01304-010
São Paulo - SP
Telefone: (11)3257 6430 - (11)3258 4744 (PABX)
Fax: (11)3256 8430
E-Mail: cprmsp@cprm.gov.br

Residência de Fortaleza

Av. Santos Dumont, 7700 - 4º andar - Papicu
Cep: 60150-163 - Fortaleza - CE
Telefones: (85)3246 1642 - (85)3246 1242 (PABX)
Fax: (85)3246 1686
E-Mail: refort@fo.cprm.gov.br

Residência de Porto Velho

Av. Lauro Sodré, 2561 - Bairro Tanques
Cep: 78904-300 - Porto Velho - RO
Telefones: (69)223 3165 - (69)223 3544 (PABX)
Fax: (69)2215435
E-Mail: secretaria@pv.cprm.gov.br

Residência de Teresina

Rua Goiás, 321 - Sul - CEP: 64001-570
Teresina - PI
Telefones: (86)222 6963 - (86)222 4153 (PABX)
Fax: (86)222 6651
E-Mail: cprm@te.cprm.gov.br

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – <http://www.cprm.gov.br>