

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO  
COMPLEXO PASO DEL DRAGÓN NORDESTE DO URUGUAI  
IMPLICAÇÕES GEOTECTÔNICAS NA EVOLUÇÃO DO CINTURÃO DOM FELICIANO**

**ELENA PEEL CANABAL**

ORIENTADOR: PROF. DR. MIGUEL ANGELO STIPP BASEI

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO

2012



UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO COMPLEXO PASO  
DEL DRAGÓN NORDESTE DO URUGUAI - Implicações geotectônicas na  
evolução do cinturão Dom Feliciano



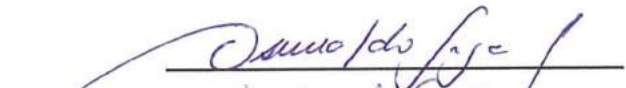
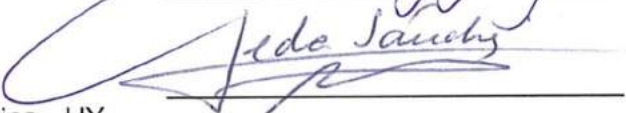

ELENA PEEL CANABAL



Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei (Orientador)	
Examinadores:	Prof. Dr. Rômulo Machado (GSA/IGc/USP)	
	Prof. Dr. Oswaldo Siga Junior (GMG/IGc/USP)	
	Prof <sup>ª</sup> Dr <sup>ª</sup> . Leda Sanchez Bettucci Universidad de La República - UY	
	Prof <sup>ª</sup> Dr <sup>ª</sup> . Renata da Silva Schmitt (UFRJ)	

SÃO PAULO  
2012





UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



DEDALUS - Acervo - IGC



30900031477

**PETROGRAFIA, GEOQUIMICA E GEOCROLOGIA DO  
COMPLEXO PASO DEL DRAGÓN NORDESTE DO URUGUAI  
IMPLICAÇÕES GEOTECTÔNICAS NA EVOLUÇÃO DO CINTURÃO DOM FELICIANO**

**ELENA PEEL CANABAL**

ORIENTADOR: PROF. DR. MIGUEL ANGELO STIPP BASEI

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO

2012

T  
P374  
E.8  
e.2



## *Índice de conteúdo do trabalho*

ÍNDICE DE CONTEÚDO DO TRABALHO .....	III
ÍNDICE DE FIGURAS.....	V
ÍNDICE DE TABELAS.....	VIII
AGRADECIMENTOS .....	IX
IN MEMORIAM .....	XI
RESUMO .....	XIII
ABSTRACT .....	XV
<b>CAPÍTULO I GENERALIDADES .....</b>	<b>17</b>
I.1 INTRODUÇÃO .....	17
I.2 OBJETIVOS DO TRABALHO .....	17
I.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO .....	18
I.4 MÉTODOS APLICADOS.....	18
I.4.1 Levantamento bibliográfico .....	19
I.4.2 Trabalhos de campo.....	19
I.4.3 Elaboração do esboço geológico.....	20
I.4.4 Petrografia .....	20
I.4.5 Análise química e isotópica.....	21
I.4.6 Tratamento dos dados .....	25
I.5 SOBRE OS ANEXOS.....	25
<b>CAPÍTULO II COMPARTIMENTAÇÃO GEOLÓGICA PRÉ-CAMBRIANA DO URUGUAI.....</b>	<b>27</b>
II.1 INTRODUÇÃO .....	27
II.2 TERRENO PIEDRA ALTA .....	29
II.2.1 Complexo Granítico-gnáissico.....	29
II.2.2 Cinturão Arroyo Grande .....	30
II.2.3 Cinturão San José .....	31
II.2.4 Cinturão Montevideo .....	31
II.2.5 Enxame de Diques Máficos Florida .....	32
II.3 TERRENO NICO PÉREZ.....	32
II.3.1 Bloco Rivera .....	33
II.3.2 Bloco Valentines.....	34
II.3.3 Bloco Pavas .....	34
II.3.4 Zonas de Cisalhamento .....	35
II.4 CINTURÃO DOM FELICIANO .....	35
II.4.1 Arcabouço regional do Cinturão Dom Feliciano.....	36
II.4.2 O Cinturão Dom Feliciano na porção sul.....	39
II.4.3 Zona de Cisalhamento Sierra Ballena .....	52
II.4.4 Principais controvérsias dos modelos propostos para a evolução tectônica do CDF.....	52
<b>CAPÍTULO III CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL.....</b>	<b>55</b>
III.1 DESCRIÇÃO DAS UNIDADES PRESENTES NA ÁREA .....	55
III.1.1 Depósitos aluvionares e coluvionares (Quaternário).....	55
III.1.2 Magmatismo Mesozoico Indiferenciado (Jurássico Superior – Cretáceo Inferior).....	56
III.1.3 Diques de Corral de Piedra (idade incerta).....	56
III.1.4 Formação Sierra de los Ríos (Ediacarano).....	57
III.1.5 Magmatismo Granítico (Neoproterozoico).....	60
III.1.6 Complexo Paso del Dragón .....	72
III.1.7 Migmatitos e gnaisses (Mesoproterozóico-Neoproterozóico).....	83
III.2 INFORMAÇÃO ESTRUTURAL DA ÁREA.....	85
III.2.1 Macro - estruturas presentes na área de estudo.....	85

III.2.2 Meso e microestruturas presentes na área de estudo .....	87
<b>CAPÍTULO IV    PETROGRAFÍA DO COMPLEXO PASO DEL DRAGÓN .....</b>	<b>93</b>
IV.1 DESCRIPÇÕES PETROGRÁFICAS .....	93
IV.1.1 Xistos da Micaela .....	93
IV.1.2 Serpentinóis do Cerro La Tuna .....	99
IV.2 INTERPRETAÇÃO TEXTURAL DA ASSOCIAÇÃO MÁFICA-ULTRAMÁFICA .....	110
<b>CAPÍTULO V    QUIMISMO DO COMPLEXO PASO DEL DRAGÓN .....</b>	<b>111</b>
V.1 QUÍMICA MINERAL .....	111
V.1.1 Serpentina .....	111
V.1.2 Clorita .....	113
V.1.3 Anfibólio .....	115
V.1.4 Piroxênio .....	116
V.1.5 Cromo-espinélio .....	118
V.1.6 Turmalina .....	122
V.2 QUÍMICA DE ROCHA TOTAL .....	125
V.2.1 Geoquímica das rochas serpentínicas .....	126
V.2.2 Informação geoquímica de outras litologias presentes .....	132
<b>CAPÍTULO VI    METAMORFISMO DO COMPLEXO PASO DEL DRAGÓN .....</b>	<b>139</b>
VI.1 METAMORFISMO PRESENTE NO LITODEMA SERPENTINITOS DO CERRO LA TUNA .....	140
VI.1.1 Evolução metamórfica .....	142
VI.2 METAMORFISMO PRESENTE NO LITODEMA XISTOS DA MICAELA .....	143
VI.3 RELAÇÃO DO METAMORFISMO ENTRE AMBAS ÀS ASSOCIAÇÕES .....	144
<b>CAPÍTULO VII    GEOCRONOLOGÍA E GEOLOGÍA ISOTÓPICA .....</b>	<b>147</b>
VII.1 GEOCRONOLOGÍA .....	147
VII.1.1 Geocronologia do Magmatismo Neoproterozoico .....	147
VII.1.2 Geocronologia do Complexo Paso del Dragón .....	157
VII.2 PARÂMETROS PETROGENÉTICOS .....	165
<b>CAPÍTULO VIII    DISCUSSÃO E CONCLUSÕES .....</b>	<b>169</b>
VIII.1 SOBRE A GÊNESE DO COMPLEXO PASO DEL DRAGÓN .....	169
VIII.1.1 Da informação de campo, petrográfica e geoquímica .....	170
VIII.1.2 Da informação geocronológica do Complexo Paso del Dragón .....	173
VIII.2 SOBRE O BATÓLITO SIERRA DE LOS RÍOS .....	174
VIII.3 IMPLICAÇÕES NA MODELAGEM TECTÔNICA .....	175
VIII.4 CONCLUSÕES .....	176
<b>CAPÍTULO IX    REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>179</b>

## *Índice de Figuras*

FIGURA I.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	18
FIGURA II.1 LOCALIZAÇÃO DO EMBASAMENTO PRÉ-CAMBRIANO NO URUGUAI (MODIFICADO DE PRECIOZZI <i>ET AL.</i> , 1985).....	27
FIGURA II.2 PRINCIPAIS UNIDADES GEOTECTÔNICAS DO EMBASAMENTO PRÉ-CAMBRIANO URUGUAIO. (MODIFICADO DE SÁNCHEZ BETTUCCI <i>ET AL.</i> , 2010A).....	28
FIGURA II.3 ESBOÇO GEOLÓGICO DO TERRENO PIEDRA ALTA. (ZCM: ZONA DE CISALHAMENTO MOSQUITOS; ZCC: ZONA DE CISALHAMENTO CUFRE; ZCPL: ZONA DE CISALHAMENTO PASO DE LUGO). MODIFICADO DE SÁNCHEZ <i>ET AL.</i> (2010A).....	30
FIGURA II.4 ESBOÇO GEOLÓGICO DO TERRENO NICO PÉREZ (MODIFICADO DE SÁNCHEZ BETTUCCI <i>ET AL.</i> , 2010A).....	33
FIGURA II.5 ESBOÇO GEOLÓGICO DO CINTURÃO DOM FELICIANO (MODIFICADO DE SÁNCHEZ BETTUCCI <i>ET</i> <i>AL.</i> , 2010B) .....	37
FIGURA II.6 ESBOÇO GEOLÓGICO DO CINTURÃO DOM FELICIANO NO URUGUAI (TOMADO DE SÁNCHEZ BETTUCCI <i>ET AL.</i> , 2010B).....	40
FIGURA II.7 ESBOÇO GEOLÓGICO DO BATÓLITO AIGUÁ-DIONISIO-SIERRA DE LOS RÍOS. (MODIFICADO DE SÁNCHEZ BETTUCCI <i>ET AL.</i> , 2010B).....	43
FIGURA II.8 ESBOÇO DO BATÓLITO DE PELOTAS (DE PHILIPP E MACHADO, 2005).....	45
FIGURA II.9 ESBOÇO GEOLÓGICO DO TERRENO PUNTA DEL ESTE. (MODIFICADO DE MASQUELIN, 1990).....	49
FIGURA III.1 ESBOÇO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO .....	55
FIGURA III.2 DACITOS E BASALTOS MESOZOICOS AFLORANTES NA ÁREA DE ESTUDO .....	56
FIGURA III.3 DIQUES DE CORRAL DE PIEDRA.....	57
FIGURA III.4 DETALHE DE DIQUE DE SIERRA DE LOS RÍOS NA ÁREA DE ESTUDO .....	58
FIGURA III.5 PETROGRAFIA DA FACIES DE GRANITO RÓSEO-AVERMELHADO PORFIRÍTICO INEQUIGRANULAR DEFORMADO .....	61
FIGURA III.6 PETROGRAFIA DA FACIES DE GRANITO RÓSEO PORFIRÍTICO INEQUIGRANULAR COM PEGMATITOS E APLITOS.....	63
FIGURA III.7 PETROGRAFIA DA FÁCIES DE GRANITO ESBRANQUIÇADO PORFIRÍTICO COM DEFORMAÇÃO ....	64
FIGURA III.8 PETROGRAFIA DA FÁCIES DE GRANITO CINZA INEQUIGRANULAR.....	66
FIGURA III.9 PETROGRAFIA DA FÁCIES SIENÍTICA .....	67
FIGURA III.10 CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA PARA AS AMOSTRAS DO GRANITO SIERRA DE LOS RÍOS.....	69
FIGURA III.11 DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO QUÍMICA TIPO HARKER.....	70
FIGURA III.12 DIAGRAMAS <i>SPIDER</i> E DE TERRAS RARAS NORMALIZADOS .....	70
FIGURA III.13 DIAGRAMA DE DISCRIMINAÇÃO TECTÔNICA (PEARCE <i>ET AL.</i> , 1984) .....	71
FIGURA III.14 PETROGRAFIA DAS LITOLOGIAS RELACIONADAS ESPECIALMENTE À MAGMATISMO GRANÍTICO.....	72
FIGURA III.15 ESBOÇO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO.....	74
FIGURA III.16 PAISAGEM DO MORRO LA TUNA. OS AFLORAMENTOS CORRESPONDEM A SERPENTINITOS. ..	77
FIGURA III.17 LITOLOGIAS DO LITODEMA XISTOS DA MICAELA DO CDP .....	78

FIGURA III.18 ESQUEMA DA RELAÇÃO ENTRE SERPENTINITOS, XISTOS ANFIBÓLICOS, E TALCOXISTOS .....	80
FIGURA III.19 AFLORAMENTOS DOS SERPENTINITOS E XISTOS ANFIBÓLICOS .....	81
FIGURA III.20 AFLORAMENTOS DOS XISTOS MAGNESIANOS E ROCHAS ASSOCIADAS.....	82
FIGURA III.21 GNAISSES E MIGMATITOS DESENVOLVIDOS NO SUL DA ÁREA .....	84
FIGURA III.22 AFLORAMENTO DOS DIQUES MÁFICOS RECORTANDO OS MIGMATITOS AO SUR DA ÁREA .....	84
FIGURA III.23 ESBOÇO ESTRUTURAL DA ÁREA DE ESTUDO .....	86
FIGURA III.24 ESTEREOGRAMA DAS FOLIAÇÕES MILONÍTIAS MEDIDAS NO BATÓLITO SIERRA DE LOS RÍOS .....	86
FIGURA III.25 DETALHE DA FALHA DE BAIXO ANGULO NO SUL DA ÁREA DE ESTUDO.....	87
FIGURA III.26 ESTRUTURAS PRESENTES NAS LITOLÓGIAS DO BATÓLITO SIERRA DE LOS RÍOS .....	88
FIGURA III.27 ESTEREOGRAMA DAS FOLIAÇÕES MEDIDAS NOS SERPENTINITOS DO CERRO LA TUNA INDICANDO O PADRÃO PREFERENCIAL DEFINIDO POR DOBRAS CILÍNDRICAS COM ORIENTAÇÃO AXIAL WNW.....	90
FIGURA III.28 ESTRUTURAS PRESENTES NAS LITOLÓGIAS DO COMPLEXO PASO DEL DRAGÓN.....	91
FIGURA IV.1 MICAXISTOS DO COMPLEXO PASO DEL DRAGÓN .....	95
FIGURA IV.2 FOTOMICROGRAFIAS DAS DISTINTAS LITOLÓGIAS DO LITODEMA XISTOS DA MICAELA .....	98
FIGURA IV.3 FOTOMICROGRAFIAS DAS ROCHAS SERPENTINÍTIAS .....	103
FIGURA IV.4 FOTOMICROGRAFIAS DAS ROCHAS COM Ca-ANFIBÓLIO COMO CONSTITUINTE ESSENCIAL ...	105
FIGURA IV.5 FOTOMICROGRAFIAS DE VÁRIOS XISTOS ASSOCIADOS AO CPD .....	107
FIGURA IV.6 FOTOMICROGRAFIAS DOS XISTOS ANFIBÓLICOS E EPIDÓSITOS DO CPD.....	109
FIGURA IV.7 FOTOMICROGRAFIAS DO TURMALINITO ASSOCIADO AOS SERPENTINITOS.....	109
FIGURA V.1 DIAGRAMAS DE DISCRIMINAÇÃO QUÍMICA DAS SERPENTINAS .....	112
FIGURA V.2 DIAGRAMAS DE DISCRIMINAÇÃO QUÍMICA DAS CLORITAS.....	114
FIGURA V.3 DIAGRAMA AL <sup>VI</sup> VERSUS CR PARA AS CLORITAS ANALISADAS.....	115
FIGURA V.4 DIAGRAMA DE CLASSIFICAÇÃO DOS ANFIBÓLIOS (LEAKE ET AL., 1997).....	116
FIGURA V.5 DIAGRAMAS DE DISCRIMINAÇÃO DOS PIROXÊNIOS .....	117
FIGURA V.6 DIAGRAMAS DE CORRELAÇÃO DE ALGUNS ELEMENTOS COM Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	118
FIGURA V.7 IMAGENS BSE E COMPOSICIONAL DO MAPEIO DOS ELEMENTOS AL, FE, CR, E MN, EM CRISTAIS DE CROMO-ESPINÉLIO (AMOSTRA EP-128).....	119
FIGURA V.8 PERFIS QUANTITATIVOS DAS DETERMINAÇÕES POR EDS NUM CRISTAL ZONEADO DE CROMO- ESPINÉLIO .....	120
FIGURA V.9 DIAGRAMAS DE DISCRIMINAÇÃO DOS ESPINÉLIOS .....	121
FIGURA V.10 DIAGRAMAS DE DISCRIMINAÇÃO PARA TURMALINAS .....	124
FIGURA V.11 DIAGRAMAS DE HARKER COM MgO COMO ÍNDICE DE DIFERENCIAÇÃO .....	128
FIGURA V.12 DIAGRAMAS MULTI-ELEMENTO NORMALIZADOS A MANTO PRIMITIVO .....	129
FIGURA V.13 DIAGRAMAS DE MOBILIDADE PARA OS ELEMENTOS Ca E AL.....	130
FIGURA V.14 DIAGRAMAS DE MOBILIDADE DOS ELEMENTOS QUÍMICOS .....	131
FIGURA V.15 DIAGRAMAS DE TERRAS RARAS NORMALIZADOS A CONDRIITO .....	132
FIGURA V.16 DIAGRAMAS DISCRIMINADORES DE PROCEDÊNCIA .....	134
FIGURA V.17 DIAGRAMAS DE HARKER PARA ALGUNS ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS .....	135



FIGURA V.18 DIAGRAMAS CLASSIFICATÓRIOS.....	136
FIGURA V.19 DIAGRAMAS DE DISCRIMINAÇÃO TECTÔNICA E MULTIELEMENTAR PARA OS XISTOS ANFIBÓLICOS .....	137
FIGURA VI.1 DIAGRAMA DE EVANS (1977) PARA METAMORFISMO DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS .....	141
FIGURA VI.2 DIAGRAMA P – T PARA COMPOSIÇÕES QUARTZO-FELDSPÁTICAS (DE BUCHER E GRAPES, 2011) .....	144
FIGURA VII.1 IMAGEM DE CATODOLUMINISCÊNCIA DOS ZIRCÕES DA AMOSTRA EP-203 .....	148
FIGURA VII.2 DIAGRAMA CONCORDIA $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ VERSUS $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ DA AMOSTRA EP-203 (GRANITO DEFORMADO).....	149
FIGURA VII.3 IMAGEM DE CATODOLUMINISCÊNCIA E LUPA DE ZIRCÕES DA AMOSTRA EP-206.....	150
FIGURA VII.4 DIAGRAMAS CONCORDIA DA AMOSTRA EP-206 (GRANITO MILONÍTICO) .....	150
FIGURA VII.5 IMAGEM DE CATODOLUMINISCÊNCIA DOS ZIRCÕES DA AMOSTRA EP-238 .....	151
FIGURA VII.6 DIAGRAMA CONCORDIA $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ VERSUS $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ DA AMOSTRA EP-238 .....	152
FIGURA VII.7 CRISTAL DE ZIRCÃO APRESENTANDO IDADES DIFERENTES NO NÚCLEO E NA BORDA.....	152
FIGURA VII.8 IMAGEM DE CATODOLUMINISCÊNCIA DOS ZIRCÕES DA AMOSTRA EP-219 .....	153
FIGURA VII.9 DIAGRAMA CONCORDIA $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ VERSUS $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ DA AMOSTRA EP-219 .....	153
FIGURA VII.10 IMAGEM DE CATODOLUMINISCÊNCIA DOS ZIRCÕES DA AMOSTRA EP-103 .....	154
FIGURA VII.11 DIAGRAMA CONCORDIA $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ VERSUS $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ DA AMOSTRA EP-103 .....	155
FIGURA VII.12 IMAGEM DE CATODOLUMINISCÊNCIA DOS ZIRCÕES DA AMOSTRA EP-202 .....	156
FIGURA VII.13 DIAGRAMAS CONCORDIA $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ VERSUS $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ DA AMOSTRA EP-202 .....	156
FIGURA VII.14 IMAGENS DE CATODOLUMINISCÊNCIA E LUPA DE ZIRCÕES DA AMOSTRA EP-210 .....	157
FIGURA VII.15 DIAGRAMAS DA AMOSTRA EP-210 .....	158
FIGURA VII.16 IMAGENS DE CATODOLUMINISCÊNCIA E LUPA DE ZIRCÕES DA AMOSTRA EP-214 .....	159
FIGURA VII.17 DIAGRAMA CONCORDIA $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ VERSUS $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ DA AMOSTRA EP-214 .....	160
FIGURA VII.18 IMAGEM DE CATODOLUMINISCÊNCIA DE ZIRCÕES DA AMOSTRA EP-228. ....	161
FIGURA VII.19 DIAGRAMA DE CONCORDIA DA AMOSTRA EP-228 .....	162
FIGURA VII.20 EXEMPLOS DE CRISTAIS DE ZIRCÕES COM ESTRUTURAS DIVERSAS E SUAS IDADES.....	162
FIGURA VII.21 DISTRIBUIÇÃO DAS AMOSTRAS ANALISADAS NA ÁREA DE ESTUDO .....	163
FIGURA VII.22 DIAGRAMAS PARA OS PARÂMETROS ESR E ENd DAS AMOSTRAS ANALISADAS .....	167
FIGURA VIII.1 FOTOGRAFIA DE AFLORAMENTO MOSTRANDO O ACAMAMENTO ÍGNEO OBSERVADO .....	171

---

*Índice de Tabelas*

---

TABELA I.1 PARÂMETROS PARA GEO-REFERENCIAMENTO EMPREGADOS NO URUGUAI.....	20
TABELA I.2 LIMITES DE DETECÇÃO DAS ANÁLISES QUÍMICAS EM ROCHA TOTAL, INFORMADOS PELO LABORATÓRIO DE QUÍMICA DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS (USP) .....	22
TABELA I.3 CONDIÇÕES ANALÍTICAS EMPREGADAS NOS ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL.....	23
TABELA V.I VALORES DO ÍNDICE DE SERPENTINIZAÇÃO DE O'HANLEY (1996).....	126
TABELA VI.I SEQÜÊNCIA DE EPISÓDIOS PROPOSTOS SEGUNDO AS ASSOCIAÇÕES MINERAIS OBSERVADAS	142
TABELA VII.I LOCALIZAÇÃO E BREVE DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS ANALISADAS .....	147
TABELA VII.II RESUMO DAS IDADES OBTIDAS .....	163
TABELA VII.III LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS ANALISADAS .....	166
TABELA VII.IV TABELA INDICANDO OS DADOS ISOTÓPICOS SM-ND E VALORES $\epsilon_{ND}$ E $T_{DM}$ .....	166
TABELA VII.V TABELA INDICANDO OS DADOS ISOTÓPICOS Rb-Sr .....	166
TABELA VIII.I CARACTERÍSTICAS DE COMPLEXOS ÍGNEOS SELECIONADOS CONTENDO ROCHAS ULTRAMÁFICAS (TRADUZIDO DE RAYMOND, 2002) .....	170
TABELA VIII.II CARACTERÍSTICAS DAS ROCHAS ULTRAMÁFICAS DO TIPO ALPINO (TRADUZIDO DE RAYMOND, 2002) .....	173

## *Agradecimentos*

---

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, que abriu as portas e permitiu a realização deste trabalho.

A CAPES pela bolsa outorgada durante este tempo dedicado à pesquisa.

Ao Prof. Miguel Angelo Stipp Basei pela oportunidade para desenvolver este trabalho, pela confiança e paciência durante todo este tempo.

Aos funcionários do Instituto de Geociências (USP), Ana Paula Cabanal, Magalí Poli Rizzo, Tadeu Caggiano, Angélica Dolores de Melo Morente e ao pessoal da biblioteca.

Aos profissionais dos laboratórios do Instituto de Geociências, Vasco Loios, Marcos Mansueto e Sandra Andrada.

A Facultad de Ciencias da Universidad de la República (Uruguai) por permitir meu afastamento circunstancial para desenvolver este trabalho.

Aos meus colegas de Montevideú (Uruguai) pelo apoio e incentivo constantes, em particular a Fernando Preciozzi e Leda Sánchez Bettucci, para ela vai um especial agradecimento.

À família González pela bondade e por facilitar o acesso à área de estudo.

Para meus primos paulistas, Pablo Magnoni e família, Marcela Magnoni e família e José Castellaneta, pela ajuda logística em São Paulo.

A meus queridos irmãos, Estela, Delia, Juan e Eduardo pelo grande apoio durante todo este tempo, vai um enorme agradecimento.

A meu marido, Raúl D'Alessandro, pelo amor, paciência, apoio e acompanhamento durante o desenvolvimento da tese. Para ele vai meu mais sincero agradecimento.



*In memoriam*  
*Juan Peel e Estela Canabal*



## *Resumo*

---

A leste da zona de cisalhamento de Sierra Ballena, dentro do contexto geológico dos granitos do Batólito Sierra de los Ríos, cinturão granítico Aiguá-Pelotas-Florianópolis do Cinturão Dom Feliciano, ocorre o Complexo Paso del Dragón. Este complexo é composto por unidades neoproterozóicas distribuídas numa faixa de 40 km de comprimento com direção N20E – EW, tectonicamente imbricada entre os granitos do Batólito ao norte, e migmatitos ao sul. Compõe-se de duas unidades litodêmicas, os Xistos da Micaela predominantes, correspondentes a uma associação meta-vulcano-sedimentar, composta por xistos quartzo-feldspáticos a muscovita, com intercalações de quartzitos, meta-vulcânicas félsicas, e xistos anfibólicos com granada, e os Serpentinitos de Cerro La Tuna subordinados, correspondentes a rochas máficas-ultramáficas deformadas e metamorfisadas constituídas por serpentinitos, xistos magnesianos variados e xistos anfibólicos, alojadas no litodema xistos da Micaela. A análise petrográfica destas rochas mostra um metamorfismo regional em fácies xisto verde baixo, porém, existem evidências de que essas rochas tenham sofrido um metamorfismo prévio que atingiu a fácies anfíbolito.

Os estudos químicos efetuados nas rochas metavulcânicas do Complexo permitiram caracterizar o magmatismo como toleítico associado a arco magmático, com assinaturas compatíveis com bacias de back-arc. A química das rochas serpentiniticas sugere protólitos mantélicos. Por outra parte, o quimismo das rochas graníticas do Batólito Sierra de los Ríos sugere um magmatismo de arco, calcio-alcálico e de alto potássio.

As idades obtidas no Complexo indicam sedimentação mais jovem que 660 Ma provavelmente ao redor de 590 Ma conforme indicado pela idade obtida nas rochas metavulcânicas intercaladas com os micaxistos da Micaela. Nas unidades metassedimentares destaca-se a ocorrência de aporte detrítico de áreas com idades paleoproterozóicas, mesoproterozóicas e neoproterozóicas com as idades mais jovens ao redor de 650Ma. As idades obtidas no migmatito indicam metamorfismo a  $668 \pm 17$  Ma, e presença de zircões detríticos com idades no redor de 2000, 1200, e 800-750 Ma. Esses intervalos são coincidentes com os assinalados para os migmatitos do Terreno Punta del Este. As idades obtidas nos granitóides e vulcânicas do Batólito indicam um intervalo entre 640 e 590 Ma para o magmatismo, concordante com as idades propostas para o Batólito Aiguá-Pelotas. Idades no redor de 570-560 Ma obtidas no xisto



vulcânico do Complexo e nos granitos do Batólito, é interpretado como indicativo da idade do metamorfismo que afetou a região.

Em função do conjunto das informações petrográficas, geoquímicas e geocronológicas obtidas, e do contexto geológico regional, interpreta-se o Complexo como possível remanescente das unidades sedimentares e magmáticas geradas em ambiente de back-arc que foram colocadas tectonicamente em meio aos granitos do arco magmático. Sua geração, deformação e metamorfismo, essencialmente de idade Ediacarana, estariam associados com o fechamento do oceano Adamastor que culminou com a colisão dos cratons Kalahari (África) e Rio de La Plata (América do Sul) quando da constituição de Gondwana.

## *Abstract*

---

The Paso del Dragón Complex occurs to the east of Sierra Ballena shear-zone, within the geologic context of the Sierra de los Ríos batholith of the Dom Feliciano Belt. This Complex consists of neoproterozoic units outcropping in a N20E – EW direction for almost 40 km long, tectonically imbricated within the granites of the batholith to the north and migmatites to the south. It comprises two lithodemic units, the Micaela Schists corresponding to a meta-volcano-sedimentary association composed of quartz-feldspatic schists with muscovite intercalated with quartzites, felsic volcanics, and amphibolic schists with garnet, and Cerro La Tuna Serpentinities corresponding to a deformed and metamorphosed máfic-ultramafic rocks, consisting of serpentinites, varied magnesian schists, and amphibolic schists, emplaced into Micaela schist lithodem. The petrographic analysis of these rocks shows low green-schist regional metamorphism, even though there is evidence that these rocks had reach amphibolite facies metamorphism before.

Geochemical studies performed in the metavolcanic rocks of the Complex have characterized the magmatism as tholeiitic associated to a magmatic arc with signatures compatibles with back-arc basins. The serpentinites chemistry suggests mantelic protolith. In addition, the chemistry of the granitic rocks of the Sierra de los Ríos batholith suggests calc-alkaline with high potassium arc magmatism.

The ages obtained for the Complex point to a sedimentation younger than 660 Ma, around 590 Ma based on the age obtained for a metavolcanic rock intercalated with the Micaela micaschists. Also, it is remarkable the occurrence of detritic supply from areas with paleoproterozoic, mesoproterozoic and neoproterozoic ages where the youngest are 650 Ma. Ages obtained for the migmatite show metamorphism at  $668 \pm 17$  Ma, and the presence of detritic zircons of about 2000, 1200, and 800-750 Ma. These age ranges are consistent with those stated for the migmatites of Punta Del Este Terrane. Granitic and volcanic rocks of the batholith show ages ranging from 640 to 590 Ma for the magmatism, matching the ages proposed for the Aiguá-Pelotas Batolith by other authors. Ages around 560-570 Ma obtained for the volcanic schist of the Paso del Dragón Complex and for the Batolith granites are interpreted as an indicator for the age of the metamorphism that affected the region.

Based on petrographic, geochemical and geochronologic information obtained here, as well as on the regional geological context, the Complex is interpreted as possible

remains of sedimentary and magmatic units generated in a back-arc environment that were tectonically emplaced within the magmatic arc granites. Their generation, deformation and metamorphism, mainly of Ediacaran age, might be associated to the closure of the Adamastor ocean that ended with the collision of the Kalahari (Africa) and Rio de La Plata (South America) cratons, by the time when Gondwana was created.

## Capítulo I Generalidades

---

### *1.1 Introdução*

O Complexo Paso del Dragón, definido neste trabalho, localiza-se no nordeste do território uruguaio, abrangendo a porção centro-sul do departamento de Cerro Largo. É representado por uma associação de rochas metamórficas de baixo grau, intensamente dobradas, falhadas e cisalhadas, de natureza diversa que inclui xistos (*e.g.* clorita-xistos, tremolita-xistos, micaxistos), quartzitos, e serpentinitos. Encontra-se em contato tectônico com as rochas do embasamento granito-gnáissico que compõem o Batólito Aiguá-Pelotas de idade neoproterozóica do Cinturão Dom Feliciano, gerado no ciclo orogênico Brasileiro-Pan Africano (Kennedy 1964; Trompette, 1997). Originalmente parte das litologias integrantes do Complexo foram agrupadas na Formação Paso del Dragón (Preciozzi *et al.*, 1979). Após, Bossi e Navarro (1988) distinguiram a presença de rochas meta-ultrabásicas não descritas anteriormente na formação e as separaram das restantes litologias. Estes autores indicaram que se trataria de “rochas ultrabásicas injetadas nos sedimentos nos primeiros estágios de um ciclo orogênico”. Posteriormente, Bossi e Schipilov (2000) sugeriram que se trataria de um complexo ofiolítico desmembrado.

Desde Preciozzi *et al.* (1979) até os últimos trabalhos nessa área não se têm aprofundado no conhecimento desta unidade. Por exemplo, não foram descritos todos os litotipos que a conformam, além de não ter sido caracterizada desde o ponto de vista petrográfico, litoquímico, isotópico, e estrutural, de maneira a contribuir ao conhecimento de sua gênese. Entendeu-se, então, que estudos que permitissem um maior conhecimento do quadro geológico-tectônico desse setor seriam fundamentais.

---

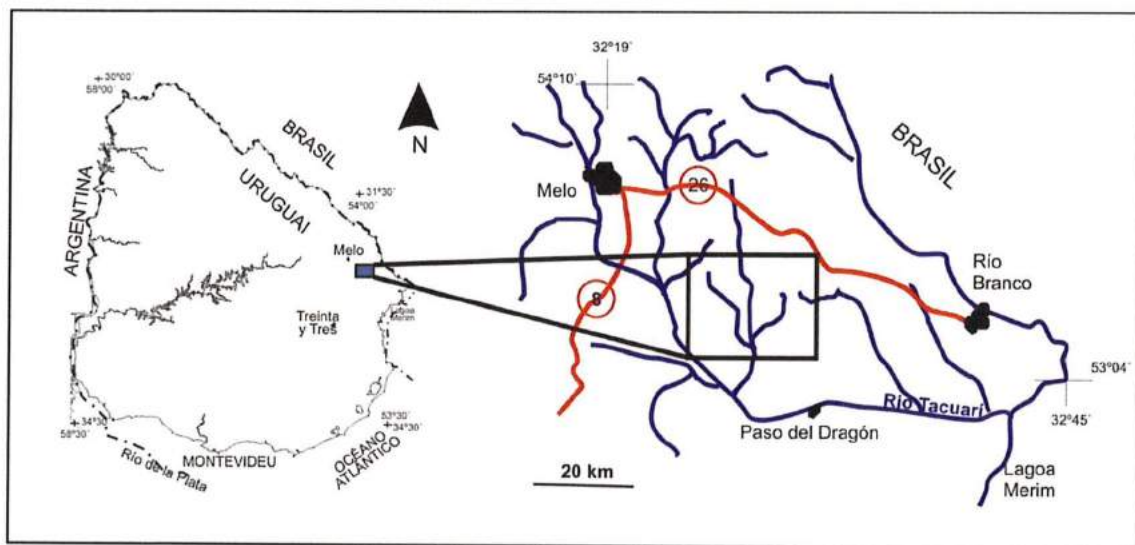
### *1.2 Objetivos do trabalho*

Os alvos desta pesquisa são, através das informações de campo, análise petrográfica, geoquímica e análise isotópica, identificar as diferentes unidades que compõem o Complexo e suas encaixantes e conhecer a geoquímica e os processos que o afetaram. Isto contribuirá para sugerir o ambiente tectônico de formação, e sua inclusão no contexto dos modelos tectônicos aplicados para o Cinturão Dom Feliciano.

Para tal, foi aplicado um conjunto de métodos de estudo detalhados nas demais seções deste capítulo.

### ***1.3 Localização e Acesso***

A região do estudo localiza-se no setor nordeste do Uruguai, perto do limite sul do departamento de Cerro Largo com o departamento de Treinta y Tres (Figura I.1). Possui aproximadamente 400 km<sup>2</sup> e está contida entre as coordenadas geográficas (32°39'; 53°56') e (32°28'; 53°41'). O acesso à área é através da rodovia nacional número 26 no tramo Melo-Río Branco, e logo pelo caminho departamental Cuchilla Cambota.



**Figura I.1** Localização da área de estudo

### ***1.4 Métodos aplicados***

Foi utilizado um conjunto de técnicas para atingir os objetivos propostos. Para o desenvolvimento desta pesquisa foi adotada a inter-relação campo – laboratório – escritório, estabelecendo as atividades seguintes:

- Levantamento bibliográfico da geologia regional, local e métodos de estudo.
- Foto interpretação das fotografias aéreas na escala 1: 20.000 da região.
- Elaboração de um esboço geológico da região, com descrição das principais características geológico-estruturais.
- Caracterização petrográfica dos litotipos presentes na área de estudo.
- Estudos geoquímicos que incluem análise química de rocha total e mineral (elementos maiores e traços).
- Determinações isotópicas com fins petrogenéticos e geocronológicos.

No caso desta pesquisa, determinar a origem dos protólitos tem sido um fator crítico para revelar a história e o significado tectônico da associação litológica. Em geral, as chaves de uma história ígnea podem estar escondidas na química mineral. Por isso, foi de vital importância a identificação das características metamórficas, tanto como o esclarecimento do último evento metamórfico e a história estrutural. A informação geocronológica permite o estabelecimento da idade dos eventos ígneos e metamórficos que atuaram nessa porção do Cinturão Dom Feliciano.

#### **I.4.1 Levantamento bibliográfico**

No início do projeto foi feito um levantamento bibliográfico regional que contribuiu para o entendimento da área e planejamento metodológico. Além da pesquisa realizada em diversas revistas, boletins, teses, livros e demais formas de comunicação referentes à área de estudo, foi adotado o mesmo procedimento no que diz respeito à temática abordada e tecnologias aplicadas no decorrer do projeto.

#### **I.4.2 Trabalhos de campo**

Nos trabalhos de campo foram priorizados os perfis geológico-estruturais devido à heterogeneidade litológica observada na área na primeira visita. Efetuaram-se uma série de perfis transversais à estrutura principal (E-W) aproveitando as estradas secundárias e riachos para o reconhecimento das principais unidades, bem como a coleta de amostras para petrografia e geoquímica. No Anexo Mapas se apresenta o esboço geológico da área e o mapa com a localização das paradas efetuadas.

Foram efetuadas quatro excursões de campo. Tinha-se como base a cidade de Melo, localizada a 50 km da área da pesquisa. A primeira excursão foi de reconhecimento da área, e começo do mapeamento, selecionando as áreas mais favoráveis para levantamentos de maior detalhe.

A segunda excursão enfocou-se no Complexo, fazendo levantamentos detalhados do corpo no tocante aos seus contatos e rochas encaixantes, estruturação e compartimentação litológica interna, e litotipos associados. O Complexo foi amostrado da maneira mais completa possível. Coletaram-se amostras para análise petrográfica, química mineral e geoquímica.

A terceira excursão dedicou-se, maiormente, ao embasamento da região. Dados estruturais, e amostras dos diferentes granitoides mais ou menos deformados foram coletados para geoquímica e isotopia.



A quarta excursão foi feita para verificação de limites, tentando cobrir a maior área possível.

Depois de cada amostragem, deu-se o processo de preparação do material geológico para o estudo petrográfico, química mineral e geoquímica; sendo os mesmos realizados nos laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP) e do Instituto de Ciencias Geológicas - Facultad de Ciencias da Universidad de la República (Uruguai).

### I.4.3 Elaboração do esboço geológico

É apresentado no Anexo Mapas o esboço geológico do Complexo. Ele foi elaborado neste estudo, já que previamente só se contava com mapas regionais de escala 1: 500.000 para a área. O trabalho foi realizado em base aos mapas topográficos 1: 50.000 folhas C15 “Paso del Dragón” e C16 “Mangrullo” e com fotos aéreas em preto e branco, de escala 1:20.000 do Servicio Geográfico Militar do Uruguai. Além disso, foram empregadas imagens satelitais Landsat para o estudo das grandes estruturas.

Os dados coletados no campo foram geo-referenciados empregando aparelho GPS (Global Positioning System) Garmin e-Trex, com os seguintes parâmetros:

Algoritmo	Mercator transverso
Datum	Yacaré (Uruguai)
Fator de escala	1
Origem Latitude	0°
Origem Longitude	-55,8°
False easting (m)	500000
False northing (m)	10002288

Tabela I.1 Parâmetros para geo-referenciamento empregados no Uruguai

### I.4.4 Petrografia

Foram confeccionadas 82 lâminas delgadas. Sendo feitas 57 no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da USP e 25 no Laboratorio de Laminación y Molienda da Facultad de Ciencias (Uruguai).

As seções petrográficas das rochas foram descritas no Laboratório de Microscopia Petrográfica, tanto da USP como da Facultad de Ciencias (Uruguai). Foram utilizados os microscópios marca Zeiss modelo Axioplan e o marca Leitz modelo Laborlux Pol-S, ambos em luz transmitida e refletida.

Para a descrição das seções delgadas foram utilizadas as técnicas clássicas de microscopia petrográfica. O estudo microscópico minucioso visou caracterizar as fases mineralógicas essenciais e acessórias, principais texturas e relações entre os minerais



constituintes dos distintos litotipos estudados, produtos da deformação, metamorfismo e hidrotermalismo ocorrido na área. Assim, procurou-se reconstruir a evolução tectono-metamórfica dos litotipos presentes na área. Além disso, o estudo petrográfico foi o suporte para a escolha de minerais e rochas utilizados para análises químicas em minerais por Microsonda Eletrônica e geocronológicas.

Adicionalmente foi realizada uma documentação fotomicrográfica das fases minerais e texturas principais. Para isso utilizou-se uma câmara digital com resolução máxima de 5 Mp acoplada ao microscópio Olympus BXP-50 do Laboratório de Microscopia Petrográfica do Instituto de Geociências da USP e o sistema fotográfico Nykon Eclipse nas instalações da Facultad de Ciencias (Uruguai).

## **I.4.5 Análise química e isotópica**

### **I.4.5.1 Análise química de rocha total**

Para a obtenção de bons resultados analíticos e com significado geológico, é imperativo que a coleta e a preparação de amostras sejam realizadas adequadamente. A amostra coletada deve ser representativa, possuir dimensões de no mínimo 10 vezes o tamanho do seu maior cristal, é estar livre de alteração intempérica.

Foram escolhidas 29 amostras para análises geoquímicas em rocha total. Do complexo foram separadas 24 amostras entre serpentinitos e xistos/fels anfibólicos. Além dessas amostras, foram escolhidas 5 amostras representativas das litologias dos blocos Dionisio e Sierra de los Ríos. No Anexo Resultados Químicos apresenta-se a localização das amostras e os resultados analíticos.

As amostras selecionadas foram preparadas no Laboratório de Tratamento de Amostras do Instituto de Geociências da USP e no Laboratorio de Laminación y Molienda da Facultad de Ciencias (Uruguai). Primeiramente as rochas foram lavadas e secadas, e em seguida, trituradas no britador de mandíbulas ou com martelo e logo em pilão de aço inox. Depois de quarteadas, as mesmas foram pulverizadas em moinho de anéis. Posteriormente, as amostras pulverizadas foram homogeneizadas e embaladas em recipiente de plástico, uma para arquivamento e outra encaminhada para análise química.

Os dados analíticos foram obtidos no Laboratório de Química do Instituto de Geociências da USP. Os elementos maiores e Ba, Co, Cr, Cu, Ga, Ni, Sc, V, Zn, Cl, F e S, foram analisados pela técnica de Fluorescência de Raios X empregando o instrumento PW2440 Philips; os elementos terras raras (ETR) e Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs,

Hf, Pb, Th e U, foram analisadas por ICP-MS empregando um espectrômetro quadrupolo Perkin Elmer MS-ELAN 6100 DRC. Os limites de detecção das análises podem ser observados na Tabela I.2.

Análise	LD (% peso)	Análise	LD (ppm)	Análise	LD (ppm)	Análise	LD (ppm)
SiO <sub>2</sub>	0.03	Cr	13	Zn	2	Sm	0.01
TiO <sub>2</sub>	0.003	Cu	5	Cl	50	Eu	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	Ga	9	F	500	Gd	0.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	La	28	S	550	Tb	0.01
MnO	0.002	Nb	9	Rb	0.01	Dy	0.01
MgO	0.01	Nd	14	Sr	0.01	Ho	0.01
CaO	0.01	Ni	5	Y	0.01	Er	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.02	Pb	4	Zr	0.03	Tm	0.01
K <sub>2</sub> O	0.01	Rb	3	Nb	0.01	Yb	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.003	Sc	14	Cs	0.01	Lu	0.01
LOI	0.01	Sr	2	Ba	0.5	Hf	0.01
	(ppm)	Th	7	La	0.01	Pb	0.02
Ba	37	U	3	Ce	0.01	Th	0.01
Ce	35	V	9	Pr	0.01	U	0.01
Co	6	Y	2	Nd	0.08	Zr	2

**Tabela I.2 Limites de detecção das análises químicas em rocha total, informados pelo Laboratório de Química do Instituto de Geociências (USP)**

#### I.4.5.2 Química mineral

O objetivo fundamental das análises químicas minerais é tratar as variações composicionais das diversas fases representadas nas associações minerais, tanto na mesma amostra como entre amostras distintas, procurando tendências de variação decorrentes da evolução metamórfica.

A seleção das amostras baseou-se na variedade petrográfica apresentada pelas rochas do Complexo, tentando contemplar o espectro de variação mineralógico/textural dos litotipos de maneira mais ampla e completa possível. As análises pontuais têm sido efetuadas preferencialmente ao longo de perfis entre o núcleo e borda dos grãos. No Anexo Resultados Químicos apresenta-se a localização das amostras, e as tabelas com os resultados analíticos dos minerais analisados.

As análises químicas mineralógicas pontuais foram obtidas por espectroscopia de dispersão de comprimentos de onda (WDS) no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da USP. O laboratório conta com equipamento JEOL modelo JXA-8600S, equipado com detector EDS e cinco espectrômetros WDS, cada um com dois cristais analisadores (STE/TPE, TAP/PET, PET/LiF, PET/LiF, PET/LiF), e sistema de automação Voyager 4.4 da Thermo-Noran. As análises foram efetuadas em

seções delgadas polidas cobertas com uma superfície delgada de Carbono (< 25nm) empregando o evaporador Edwards, modelo Auto 306.

Mineral	Voltagem de aceleração	Corrente do feixe eletrônico	Diâmetro do feixe eletrônico
Anfibólios	15 kv	20 nA	5 $\mu\text{m}$
Piroxênios	15 kv	20 nA	5 $\mu\text{m}$
Clorita	15 kv	20 nA	5 $\mu\text{m}$
Serpentina	15 kv	20 nA	5 $\mu\text{m}$
Espinélio	15 kv	20 nA	5 $\mu\text{m}$
Turmalina	15 kv	20 nA	5 $\mu\text{m}$

Tabela I.3 Condições analíticas empregadas nos análises de química mineral

Os minerais analisados englobaram amostras da assembleia mineral relictual, da fase retro-metamórfica, e hidrotermal. Os escolhidos foram anfibólios, clorita, espinélio, os vestígios de piroxênio, serpentina, e finalmente, turmalina proveniente de turmalinito desenvolvido no Complexo. As condições analíticas empregadas para as análises são indicados na Tabela I.3.

Também foram obtidas imagens de elétrons retroespalhados (*BSE*) e mapeio por elemento nos espinélios empregando Microscópio eletrônico JEOL 5900 Low Vacuum com detector EDS do Servicio de Microscopía Óptica de Barrido da Facultad de Ciencias (Uruguai).

#### I.4.5.3 Análises isotópicas

As análises isotópicas são de grande importância para elucidar os processos petrogenéticos e idades de cristalização, metamorfismo, e hidrotermalismo. No caso desta tese, foram empregadas as técnicas U-Pb em zircões para a determinação de idades de cristalização e metamorfismo, e como parâmetros petrogenéticos foram analisadas em algumas amostras isótopos de Nd e Sr. Estes, junto com a informação geocronológica obtida ajudaram no estabelecimento da idade dos eventos metamórficos e/ou hidrotermais permitindo seu posicionamento dentro da história do Cinturão Dom Feliciano.

As datações das rochas do Complexo Paso del Dragón e das litologias vizinhas foram realizadas empregando a sistemática U-Pb em zircão através da técnica LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometer) no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da Universidade de São Paulo. As análises geocronológicas foram efetuadas em nove amostras em total, sendo duas delas do CPD, uma do embasamento, e as restantes sobre rochas granitóides e vulcânicas do Batólito

Sierra de Ríos. No Anexo Resultados Isotópicos apresenta-se a localização das amostras e os resultados analíticos.

O método U-Pb em zircão é muito empregado na caracterização de eventos tectônicos relativos aos arranjos continentais e à evolução crustal do planeta. Uma das razões desse fato é que o zircão ocorre frequentemente nas rochas ígneas e metamórficas, e apresenta estabilidade geocronológica e resistência ao intemperismo. Além disso, um cristal de zircão é capaz de registrar várias idades produto de uma evolução complexa, o que é uma ferramenta inestimável no estudo da evolução de terrenos policíclicos.

Para a separação dos cristais de zircão foi seguida a sistemática empregada pelo Laboratório de Separação do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo). As amostras para concentração de zircão foram coletadas em porções homogêneas e representativas do afloramento e seguiram o seguinte procedimento: desagregação mecânica da amostra em britador de mandíbulas e peneiramento, reduzindo a granulometria entre 100 e 250 mesh. Concentração de minerais pesados por densidade na mesa Wilfley. Separação da fracção magnética (fundamentalmente magnetita) do concentrado mineral com imã de mão. Passagem do concentrado não magnético através de separador eletromagnético tipo Frantz, com aproximadamente 0,5 A e inclinação frontal de 20° e lateral de 10°. Esta etapa descarta minerais tais como biotita, anfíbólio e piroxênio do concentrado mineral. Separação dos minerais pesados empregando líquidos de elevada densidade como o bromofórmio (2,85 g/cm<sup>3</sup>) e Iodeto de Metileno (3,2 g/cm<sup>3</sup>). Nesta etapa são separados os cristais de zircão do concentrado mineral da amostra em estudo.

Posteriormente se efetua a catação dos zircões em lupa binocular, e logo se faz a montagem dos grãos em discos de resina (mounts). Como a análise de zircão é pontual, é preciso reconhecer as estruturas internas que o cristal apresenta (por exemplo, zoneamento ígneo, sobrecrescimentos). Para isto são efetuadas imagens em luz transmitida, de catodoluminiscência, e de elétrons secundários, de forma tal de observar a constituição interna dos cristais de zircão.

As análises isotópicas das razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  se fizeram em preparados de amostra total. Para estas análises as amostras foram fragmentadas com martelo, trituradas em pilão de aço até obter uma fração 60-100 mesh, depois lavadas no ultrassom e secadas em lâmpadas aquecedoras. Posteriormente, as amostras foram pulverizadas em moinho de anéis de tungstênio. Uma vez obtido o pó das amostras de

interesse, se continua com as rotinas do CPGeo-USP descritas em Torquato e Kawashita (1994) e Sato *et al.* (1995).

#### **I.4.6 Tratamento dos dados**

Os resultados analíticos foram trabalhados com o auxílio dos programas Office 2010 (Microsoft Corporation), GCD kit 2.3 (Janousek, Farrow e Erban 2006), e Minitab 16 (Minitab Incorporated). Para a obtenção das fórmulas estruturais dos minerais analisados, foi seguido o modelo de Deer *et al.* (1992), e as recomendações da International Mineralogical Association (1978) e Leake *et al.* (1997).

Os resultados das análises isotópicas foram tratados empregando o add-on Isoplot (Ludwig, 2003) no Excel da Microsoft Corporation. Alguns cálculos isotópicos foram executados em planilhas previamente elaboradas pelo CPGeo-USP.

---

### ***I.5 Sobre os anexos***

Na parte final deste relatório apresenta-se um conjunto de anexos que contém os dados obtidos no transcurso da tese. Aí se encontram os anexos Mapas, Resultados Químicos e Mineralógicos, e Resultados Isotópicos, e Artigos realizados. Dentro do Anexo Mapas encontram-se os mapas com os pontos visitados e o esboço geológico. Nos anexos de resultados de laboratório, sejam químicos ou isotópicos, apresenta-se também as coordenadas das amostras empregadas nas análises. No anexo Artigos encontram-se os artigos publicados que participei no transcurso da tese.





## Capítulo II Compartimentação Geológica Pré-cambriana do Uruguai

### II.1 Introdução

O território uruguaio, integrante da Plataforma Sul-americana, caracteriza-se geologicamente por um embasamento pré-cambriano aflorante na parte sul do país. Ele é parcialmente coberto por duas bacias *rift* relacionadas à abertura do oceano Atlântico (bacias de Santa Lucia e Laguna Merín), e pelos sedimentos paleozoicos a mesozoicos e lavas basálticas que fazem parte da Bacia Norte, extremo sudeste da Bacia do Paraná (Figura II.1). O embasamento Pré-cambriano no Uruguai compõe o “Escudo Uruguaio” que apresenta uma área aflorante que representa o 44% do território do país (Preciozzi *et al.*, 1979; Masquelin, 2006) e continua como Escudo Sul-riograndense (*e.g.* Chemale Jr, 2000) no Brasil e Escudo Bonaerense (*e.g.* Dalla Salda, 1999) na Argentina.

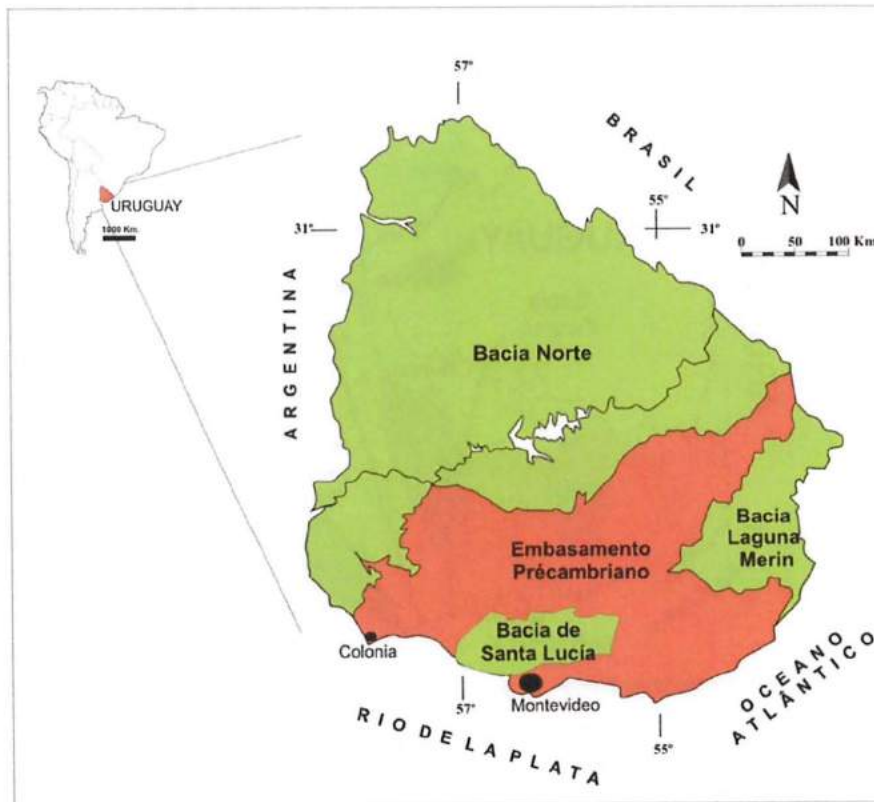


Figura II.1 Localização do embasamento pré-cambriano no Uruguai (modificado de Preciozzi *et al.*, 1985).

Nos últimos quarenta anos, diferentes critérios foram empregados para definir suas unidades principais. A divisão do Pré-cambriano no Uruguai foi mudando segundo a evolução do conhecimento geológico e ao surgimento de novas teorias como a Tectônica de Placas passando por a ênfase na tectônica tangencial e a separação em



terrenos mais no sentido de unidades que na determinação e delimitação dos mesmos. Atualmente considera-se que o embasamento pré-cambriano no Uruguai é uma colagem de blocos crustais com diferentes idades e histórias geológicas que alcançaram estabilidade tectônica no final do ciclo Brasiliano. Conforme se apresenta na Figura II.2, ele compõe-se de três unidades geotectônicas: (a) Terreno Piedra Alta com idades paleoproterozóicas; (b) Terreno Nico Pérez com idades arqueanas até neoproterozóicas; (c) Cinturão Dom Feliciano de idade neoproterozóica.

Os terrenos Piedra Alta e Nico Pérez foram considerados desde Bossi e Campal (1992) como integrantes do Craton do Río de la Plata (Almeida *et al.*, 1973). Porém, Oyhançabal *et al.* (2010c), redefinem o Cráton do Río de la Plata em função de uma reavaliação das informações anteriores e de novos aportes obtidos fundamentalmente a partir de informação geocronológica e assinaturas isotópicas. Estes autores propõem que somente o terreno Piedra Alta faça parte do cráton do Río de la Plata.

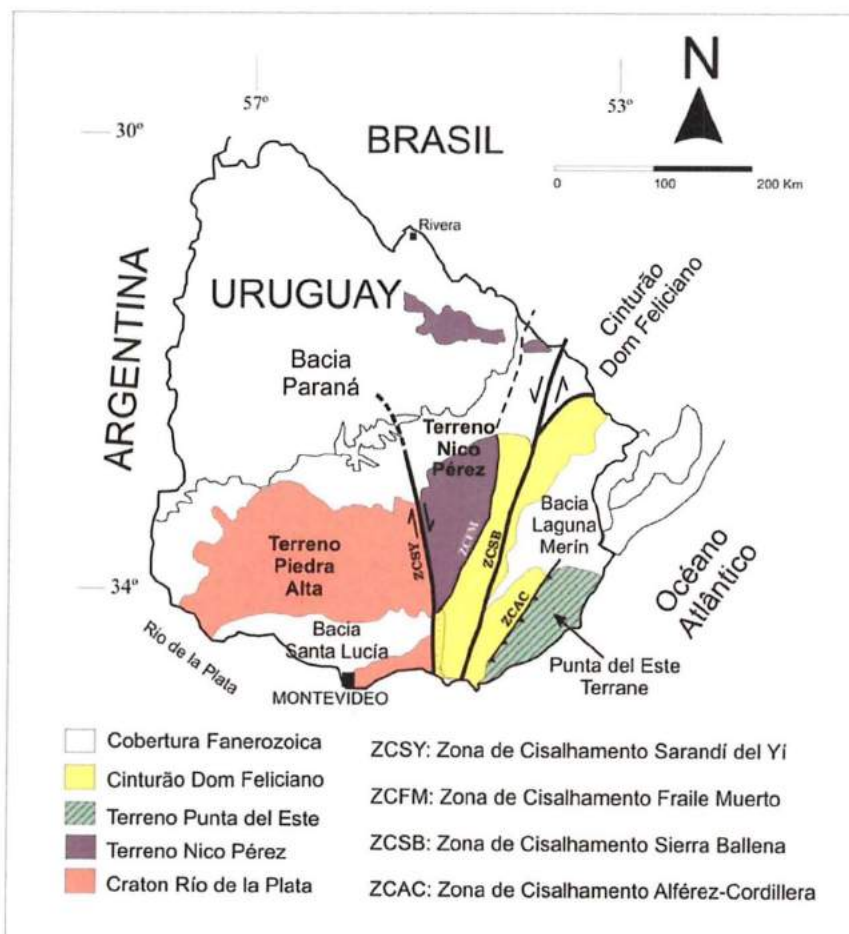


Figura II.2 Principais unidades geotectônicas do embasamento pré-cambriano uruguaio. (Modificado de Sánchez Bettucci *et al.*, 2010a)

## ***II.2 Terreno Piedra Alta***

Este terreno foi definido por Bossi *et al.* (1993) e abrange unidades de idades paleoproterozóicas e considera-se que foi afetado exclusivamente pela orogênese Transamazônica. Porém, a exceção é o granito intrusivo de la Paz que apresenta uma idade Rb-Sr de  $545 \pm 15$  Ma (Umpierre e Halpern, 1971). O TPA localiza-se na parte SW do embasamento cristalino do Uruguai, sendo limitado no sul e oeste pelos rios de la Plata e Uruguai, ao leste pela zona de cisalhamento Sarandí del Yí, e ao norte é coberto pelos sedimentos fanerozóicos da bacia Norte. Internamente apresenta um arranjo composto por três cinturões meta-vulcano-sedimentares com direções EW, separados por um complexo granítico-gnáissico (CGG). Além disso, associa-se um importante magmatismo granítico, granodiorítico, básico e ultrabásico. Os cinturões denominam-se de norte para sul, Arroyo Grande (Preciozzi, 1993) renomeado Andresito por Bossi *et al.* (1998); San José (Preciozzi *et al.*, 1991), e Montevideo (Bossi *et al.*, 1993) renomeado Pando por Bossi *et al.* (1998).

Basei *et al.* (2000) indicaram baseando-se em informação geocronológica e isotópica que a evolução geológica do TPA ocorreu num intervalo de tempo não maior a 300 Ma; entre 2,4-2,3 Ga ocorreu a acreção principal dos protólitos, e entre 2,1-2,0 Ga ocorreu o magmatismo, metamorfismo e deformação, sendo a única unidade geotectônica juvenil observada no Uruguai.

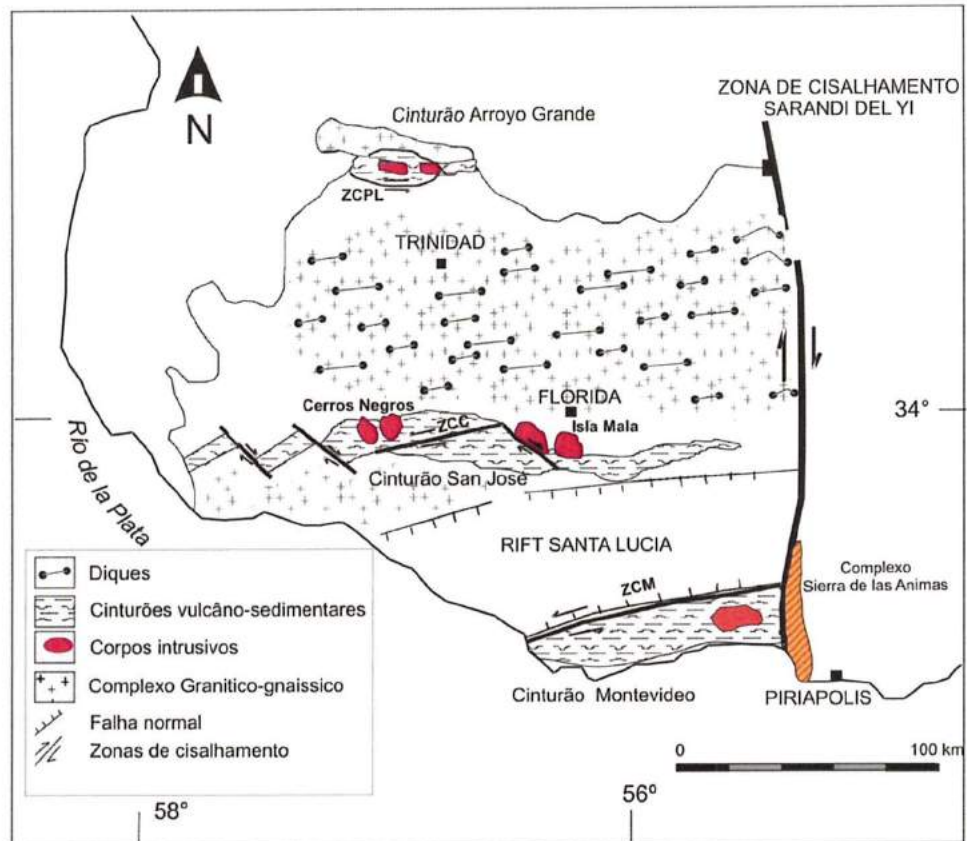
### **II.2.1 Complexo Granítico-gnáissico**

O Complexo Granítico-gnáissico (CGG) e migmatitos relacionados desenvolvem-se entre os cinturões metamórficos (Figura II.3). Consiste fundamentalmente de granitóides anatéticos porfiróides foliados, intercalados com diferentes tipos de migmatitos e rochas máficas. Duas fases de deformação, dúctil e rígida, têm sido reconhecidas neste complexo (Campal, 1990; Bossi *et al.*, 1998).

Na região compreendida entre os cinturões Arroyo Grande e San José observa-se a existência de processos anatéticos e magmatismo bimodal intenso, desenvolvidos concomitantemente. Nas áreas aflorantes da Piedra Alta e Cerro Colorado fenômenos de magma *mingling* e *mixing* são frequentemente observados. A idade U-Pb (zircão) obtida para a Piedra Alta foi de  $2100 \pm 3$  Ma (Preciozzi *et al.*, 2005). Entanto que na região entre os cinturões San José e Montevideo, perto do povoado de Suárez (Canelones) podem-se observar migmatitos com estruturas flebíticas e estromáticas variando lateralmente para granitos e gnaisses (Coronel e Oyhantçabal, 1988). A idade Rb-Sr em

rocha total reportada por Preciozzi (1993) para este corpo é  $2233 \pm 107$  Ma com  $R_f=0,7020$ .

Numerosos corpos intrusivos de natureza granodiorítica desenvolvem-se no CGG. Tais são o caso do batólito de Goñi (Bossi e Ferrando, 2001) e o Maciço de Pintos (Maldonado *et al.*, 2003).



**Figura II.3** Esboço geológico do Terreno Piedra Alta.

(ZCM: zona de cislhamento Mosquitos; ZCC: zona de cislhamento Cufre; ZCPL: zona de cislhamento Paso de Lugo). Modificado de Sánchez *et al.* (2010a)

## II.2.2 Cinturão Arroyo Grande

O cinturão metamórfico de Arroyo Grande (CAG) localiza-se na borda NW do Terreno Piedra Alta. A principal área abrangida pelas rochas metamórficas com direção EW estende-se desde a localidade Paso de Lugo ao oeste até alguns quilômetros ao leste do arroio Malo del Yi (Figura II.3). Compõe-se de quartzitos, meta-conglomerados, meta-pelitos, clorita-xistos, anfíbolitos e por uma seqüência de vulcanismo bimodal (basalto - riolito). Determinações U-Pb convencional nos términos ácidos da seqüência volcânica indicam uma idade de  $2.113 \pm 8$  Ma, interpretada como a idade da sedimentação da seqüência segundo Bossi e Ferrando (2001).

Numerosos corpos de granitóides intrudem ao cinturão (Preciozzi e Bourne, 1992; Preciozzi, 1993), sendo o Complexo Marincho, o Granito del Sur e o Plutón de Arroyo



Grande os principais. As idades reportadas para estes corpos variam aproximadamente entre 2,0 a 2,15 Ga (Preciozzi e Bourne 1992; Bossi e Ferrando, 2001).

### II.2.3 Cinturão San José

Este nome foi empregado originalmente por Preciozzi *et al.* (1991) para designar o cinturão que se estende com direção geral N70E - EW desde o departamento de Colonia ao oeste até a localidade de Fray Marcos no departamento de Florida a leste (Figura II.3). O nome Cinturão San José foi proposto de maneira tal de agrupar um conjunto de unidades metamórficas que incluíam as Formações Paso Severino (Bossi *et al.*, 1965), San José e Cerros de San Juan (Preciozzi *et al.*, 1985). A formação Paso Severino está representada por rochas vulcânicas (riolitos e basaltos), metapelitos, rochas carbonáticas, e *BIF*. A formação San José abrange rochas meta-vulcânicas (básicas a ácidas) e uma sucessão metassedimentar. A formação San Juan tem rochas metavulcânicas ácidas (meta-tufos). Os dados geocronológicos indicam idades no intervalo 2,15 - 2,13 Ga para o metamorfismo das seqüências vulcano-sedimentares (Peel e Preciozzi, 2006). Mutti *et al.* (1996) têm sugerido uma evolução desde um regime extensivo associado a plumas mantélicas até um regime do tipo compressivo com geração de um arco vulcânico pouco evolucionado.

Relacionados a este cinturão reconheceram-se corpos intrusivos de naturezas variáveis dioríticas até leucograníticas. Os mais estudados são os plutões de Arroyo de la Virgen e Isla Mala, o maciço Mal Abrigo, os granitos Mahoma, Cufre, San Juan e o complexo Guaycurú. As idades destes corpos encontram-se ao redor de 2,0 Ga.

### II.2.4 Cinturão Montevideo

O nome Cinturão Montevideo (Bossi *et al.*, 1993) foi proposto para designar somente às rochas metamórficas descritas por Bossi *et al.* (1965) que representam à Formação Montevideo. Esta formação é limitada ao norte pela formação Mosquitos (Campal *et al.*, 1988). Este cinturão metamórfico com direção geral EW localiza-se ao longo da parte sul do TPA, nos departamentos de Montevideo e Canelones (Figura II.3). Observa-se a coexistência de rochas metamórficas de grau médio a alto.

Oyhantçabal *et al.* (2003) propõem a correlação das formações Montevideo, San José e Paso Severino a partir da análise geológico e da distribuição regional. Assim, as três formações conformariam um único cinturão de dobramento e empurrão. A formação Montevideo representaria as porções mais austrais com intrusões de granitoides cálcio-alcalinos com recristalização metamórfica (ortognaisses). Portanto, as litologias, até

agora assinadas à formação San José, seriam equiparáveis às para-derivadas aflorantes no departamento de Montevideo. Tanto nos departamentos de Canelones como de San José estão praticamente ausentes as litologias ortoderivadas da formação Montevideo.

Uma importante atividade filoniana (Paleoproterozoico - Neoproterozoico) caracterizada por pegmatitos e aplitos e alguns corpos graníticos associam-se ao cinturão sendo os principais os de Sosa Díaz, Soca, Empalme Olmos e La Paz. Duas determinações da idade do granito de Soca foram feitas, U-Pb (zircão) de  $2078 \pm 8$  Ma (Peel e Preciozzi, 2006) e U-Pb (SHRIMP) de  $2056 \pm 6$  Ma (Santos *et al.*, 2003).

### **II.2.5 Enxame de Diques Máficos Florida**

Este enxame de diques que recorta o TPA possui cerca de 100 km de largura e aflora ao longo de mais de 300 km (Figura II.3). Comumente os diques apresentam-se sub-verticais com espessuras de até 50m e comprimentos de até 2 km. Bossi e Campal (1992) indicaram que os diques foram defletidos pela zona de cisalhamento Sarandí del Yí, e não ocorrem do lado leste da falha. Os diques são divididos em andesitos de alto  $TiO_2$  e andesito-basalto de baixo  $TiO_2$  segundo critérios petrológicos e geoquímicos (Bossi *et al.*, 1993; Halls *et al.*, 2001). Halls *et al.* (2001) apresentaram uma idade U-Pb em baddeleyita de  $1790 \pm 5$  Ma, o que indica a idade da última manifestação magmática extensional no TPA.

---

## ***II.3 Terreno Nico Pérez***

Adota-se aqui a definição deste terreno estabelecida por Sánchez Bettucci *et al.* (2010a). O terreno Nico Pérez (TNP) localiza-se entre as zonas de cisalhamento Sarandí del Yí (Preciozzi *et al.*, 1979) ao oeste, e Fraile Muerto (Sánchez Bettucci *et al.*, 2010a) ao leste (Figura II.4).

Inicialmente foi separado por Preciozzi *et al.* (1979) como bloco Valetines. Posteriormente, Bossi e Campal (1992) o redefiniram como Terreno Nico Pérez, colocando seu limite leste na zona de cisalhamento Sierra Ballena. A história geológica deste terreno é muito complexa e pouco conhecida. Compõe-se de litotipos variados como seqüências metamórficas de alto grau com idades paleoproterozóicas e mesoproterozóicas, granitos, milonitos e magmatismo pós-tectônico brasileiro. Conforma-se por três unidades, os blocos Pavas, Valentines e Rivera (*sensu* Preciozzi *et al.*, 1979, Sánchez Bettucci *et al.*, 2010a). Estes blocos foram retrabalhados pelo ciclo

orogênico Brasileiro. Historicamente foi considerado como representante de uma margem cratônica retrabalhada.

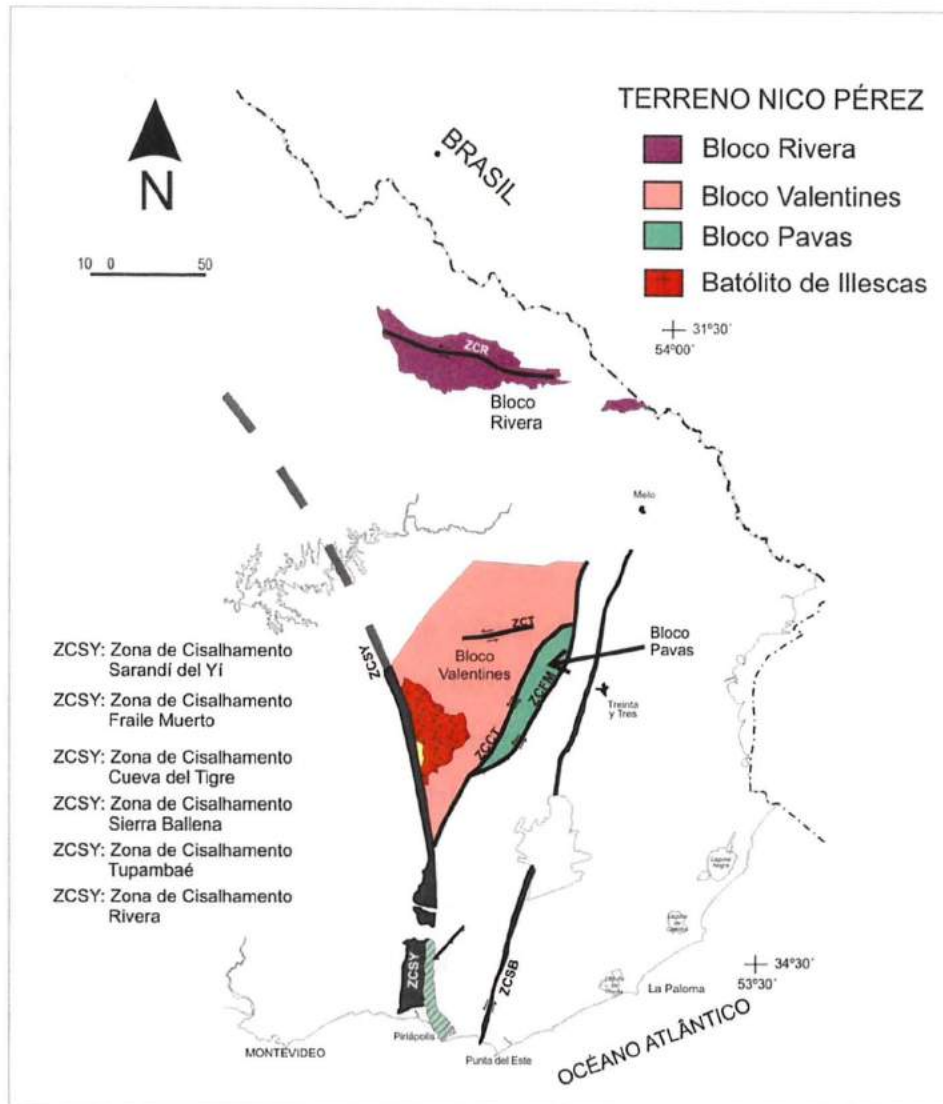


Figura II.4 Esboço geológico do Terreno Nico Pérez (modificado de Sánchez Bettucci *et al.*, 2010a)

### II.3.1 Bloco Rivera

Este bloco definido por Preciozzi *et al.* (1979) encontra-se na parte NNE do Uruguai isolado dos outros blocos por uma seqüência sedimentar paleozóica (Figura II.4). O embasamento compõe-se de piroxenitos, granitos deformados, gnaisses a sillimanita, gnaisses granulíticos, lherzolitos, quartzitos, meta-anortositos, forsterita mármores, metabasitos, e ortognaisses. As direções estruturais principais são EW a NW e NE associadas a zonas de cisalhamento dúcteis. As rochas supracrustais têm metamorfismo de baixo grau e foram intrudidas por granitos com idades *ca.* 600 Ma (Cordani e Soliani, 1990). Os gnaisses granulíticos apresentam idades Rb-Sr (RT) de  $2250 \pm 60$  Ma o que foi interpretado como o evento metamórfico principal (Cordani e Soliani, 1990). Santos *et al.* (2003) indicam idades U-Pb SHRIMP de cristalização e metamorfismo de

2140 ± 6 Ma, e 2077 ± 6 Ma respectivamente para uma meta-trondjemita. Recentemente Oyhantçabal *et al.* (2012) indicaram idades U-Pb SHRIMP no redor de 2,2 – 2,1 Ga para o magmatismo, 1,98 Ga para o metamorfismo de alto grau, e idades no redor de 580 Ma para o magmatismo neoproterozóico.

### II.3.2 Bloco Valentines

O bloco Valentines (Preciozzi *et al.*, 1979) localiza-se entre a zona de cisalhamento Sarandí Del Yi-Piriápolis e o bloco Pavas (Figura II.4). Os principais tipos litológicos encontrados são gnaisses granulíticos, metapiroxenitos e quartzitos magnetito-augíticos. O embasamento do bloco foi considerado por Bossi e Navarro (1991) como um “núcleo primitivo” e posteriormente redefinido como terreno (Bossi *et al.*, 1993; Campal e Schipilov, 1997), e considerado como uma unidade independente. Bossi *et al.* (2001) e Hartmann *et al.* (2001) apresentaram idades U-Pb (SHRIMP) de 2,6 ± 8 Ga que foram interpretadas como a idade de cristalização e de 2,2 Ga como a idade do evento metamórfico. Além disso, Santos *et al.* (2003) obtiveram idades U-Pb (SHRIMP) de cristalização de 2163 ± 8 Ma e de metamorfismo de 2058 ± 3 Ma em granulito granítico. Este bloco foi afetado por várias intrusões graníticas. O batólito de Illescas é um granito rapakivi datado pela sistemática Pb-Pb em 1784 ± 5Ma (Campal e Schipilov, 1995). Embora não foi estudado desde o ponto de vista geoquímico e isotópico, assume-se um ambiente anorogênico para esta intrusão. Além disso, existem muitas intrusões neoproterozoicas (0,9 - 0,5 Ga, Preciozzi *et al.*, 2001) relacionadas ao ciclo Brasileiro.

### II.3.3 Bloco Pavas

O bloco Pavas (Preciozzi *et al.* (1979) limita com o bloco Valentines na parte norte e oeste através da zona de cisalhamento Cueva del Tigre, e com o grupo Lavalleya na parte leste e sul através da zona de cisalhamento María Albina – Fraile Muerto (Sánchez Bettucci *et al.*, 2010a) (Figura II.4). Hartmann *et al.* (2001) o consideram como o Complexo La China. As principais litologias observadas neste bloco são gnaisses anfibólicos, anfíbolitos, quartzitos a fucsita e meta-ultramáficas -tremolita e actinolita xistos- (Preciozzi *et al.* 1979; Oyhantçabal e Vaz, 1990). Idades U-Pb (SHRIMP) em zircões de ortognaisses tonalíticos (Hartmann *et al.*, 2001) mostram valores de 3,41 Ga (núcleo) e de 3,1 Ga (borda), sendo interpretados pelos autores como a idade do magmatismo tonalítico e a idade do metamorfismo respectivamente.



### **II.3.4 Zonas de Cisalhamento**

Várias zonas de cisalhamento têm sido mencionadas na literatura associadas a esses terrenos. A principal é a zona de cisalhamento Sarandí del Yí. Outras zonas de cisalhamento menores como Paso de Lugo, Mosquitos, Cufre, Cueva del Tigre, Tupambaé, e María Albina carecem de estudos cinemáticos e sobre as condições e idade da deformação.

#### **II.3.4.1 Sarandí del Yí**

Esta zona de cisalhamento tem 250 km de extensão na direção NS, e até 15 km de largo. Preciozzi *et al.* (1979) a indicaram como um limite entre diferentes províncias no embasamento uruguaio (Figura II.2). Bossi e Campal (1992) apontaram o sentido dextral de movimento para o lineamento, enquanto Oyhantçabal *et al.* (1993) demonstraram que tinha um sentido sinistral sobreposto ao dextral. As idades das fases dextral e sinistral não têm sido estabelecidas com certeza, mais é sugerida uma idade paleoproterozoica para a fase dextral e mesoproterozoica a neoproterozóica para a reativação sinistral (Oyhantçabal *et al.*, 1993; Oyhantçabal, 2005).

---

## **II.4 Cinturão Dom Feliciano**

O Cinturão Dom Feliciano é uma megaestrutura de escala continental, representada por associações de rochas alongadas segundo a direção NE, que se estende ao longo de 1000 km paralela à costa Atlântica, com exposições no sul do Brasil e leste do Uruguai (Figura II.5). Esta colagem orogênica, correspondente ao ciclo Brasiliano/Pan Africano (750-550 Ma), originou-se da convergência entre os crátons do Río de la Plata e do Kalahari durante o Neoproterozoico (Porada, 1979; Fragoso-César, 1980). Ele compreende diversas associações petro-tectônicas de diferentes idades (figura 5).

Diversos autores (*e.g.* Hasui *et al.*, 1975; Fragoso-César, 1980, Fernandes *et al.*, 1992; Chemale Jr *et al.*, 1995; Sánchez Bettucci (1998); Basei *et al.*, 2000; Oyhantçabal *et al.*, 2010b; entre outros) têm contribuído ao conhecimento dessa megaestrutura, gerando diferentes propostas para sua gênese e evolução. Os primeiros modelos tectônicos se basearam em analogias entre o Cinturão Dom Feliciano e os cinturões fanerozóicos, tendo em consideração principalmente, o zoneamento e distribuição das unidades lito-tectônicas e a geoquímica das rochas ígneas associadas. Hasui *et al.* (1975) agruparam as rochas supracrustais da região sul brasileira e uruguaia em dois conjuntos maiores, representados pelas faixas de dobramentos Tijucas (Santa Catarina, Paraná e Rio



Grande do Sul no Brasil) e Rocha (no Uruguai). Após, Fragoso-César (1980) propôs o nome de Cinturão Dom Feliciano sendo este definido como a faixa móvel marginal ao Craton do Río de la Plata, de idade Brasiliana, caracterizada por complexos metamórfico-migmatítico-graníticos distribuídos em três bandas paralelas, que ele chamou de Zona Central, Flanco Ocidental e Flanco Oriental. Fruto de posteriores estudos detalhados realizados em diferentes segmentos do Cinturão, novos modelos foram apresentados levando em consideração a interpretação cinemática das estruturas e fábricas das grandes zonas de cisalhamento existentes na faixa (Frantz e Remus, 1986; Frantz e Nardi, 1992; Fragoso-Cesar *et al.* 1986; Saalman *et al.*, 2011).

O que parece ter consenso entre os distintos pesquisadores é que o Cinturão Dom Feliciano (CDF) é a consequência de uma evolução complexa envolvendo um evento orogênico colisional seguido por um evento de deslocamento transcorrente de nível continental. Por outro lado, na última década tem-se elaborado vários trabalhos de correlação entre a geologia Sul-americana e Africana baseados em informação estrutural e geocronológica do CDF (Basei *et al.*, 2005, 2008; Oyhantçabal *et al.*, 2007, 2009; Gross *et al.*, 2009) e do Cinturão Kaoko (Goscombe *et al.*, 2003, 2005b; Konopásek *et al.*, 2005, 2008; Goscombe e Gray, 2008; Foster *et al.*, 2009; Gaucher *et al.*, 2010; Frimmel *et al.*, 2011).

#### **II.4.1 Arcabouço regional do Cinturão Dom Feliciano**

Usualmente é considerado desde Basei *et al.* (2000) que o CDF no seu limite norte em Santa Catarina até o seu limite sul no Uruguai esta internamente organizado em três segmentos ou domínios crustais com direção SE-NW, caracterizados (Figura II.5) por: um cinturão granítico (batólitos de Florianópolis, Pelotas e Aiguá), um cinturão meta-vulcano-sedimentar (complexos Brusque, Porongos e Grupo Lavallega) e uma faixa estreita paralela às demais, de rochas sedimentares e vulcânicas correspondentes a bacias de *idade ediacarana* (Itajaí, Camaquã e El Soldado-Piriópolis). O cinturão granítico separa-se das faixas meta-vulcano-sedimentares desenvolvidas para oeste através de uma grande faixa de cisalhamento transpressiva, conhecida como Major Gercino (SC) e Cordilheira (RS) no Brasil, e Sierra Ballena no Uruguai, que se estende em toda a extensão do CDF. Em linhas gerais, apesar das diferenças regionais, a estruturação do CDF é caracterizada por uma vergência tectônica de E para W com transporte de todas suas unidades contra o ante-país. Além disso, há um importante

componente direcional associado à retomada mais tardia de grande parte desses lineamentos.

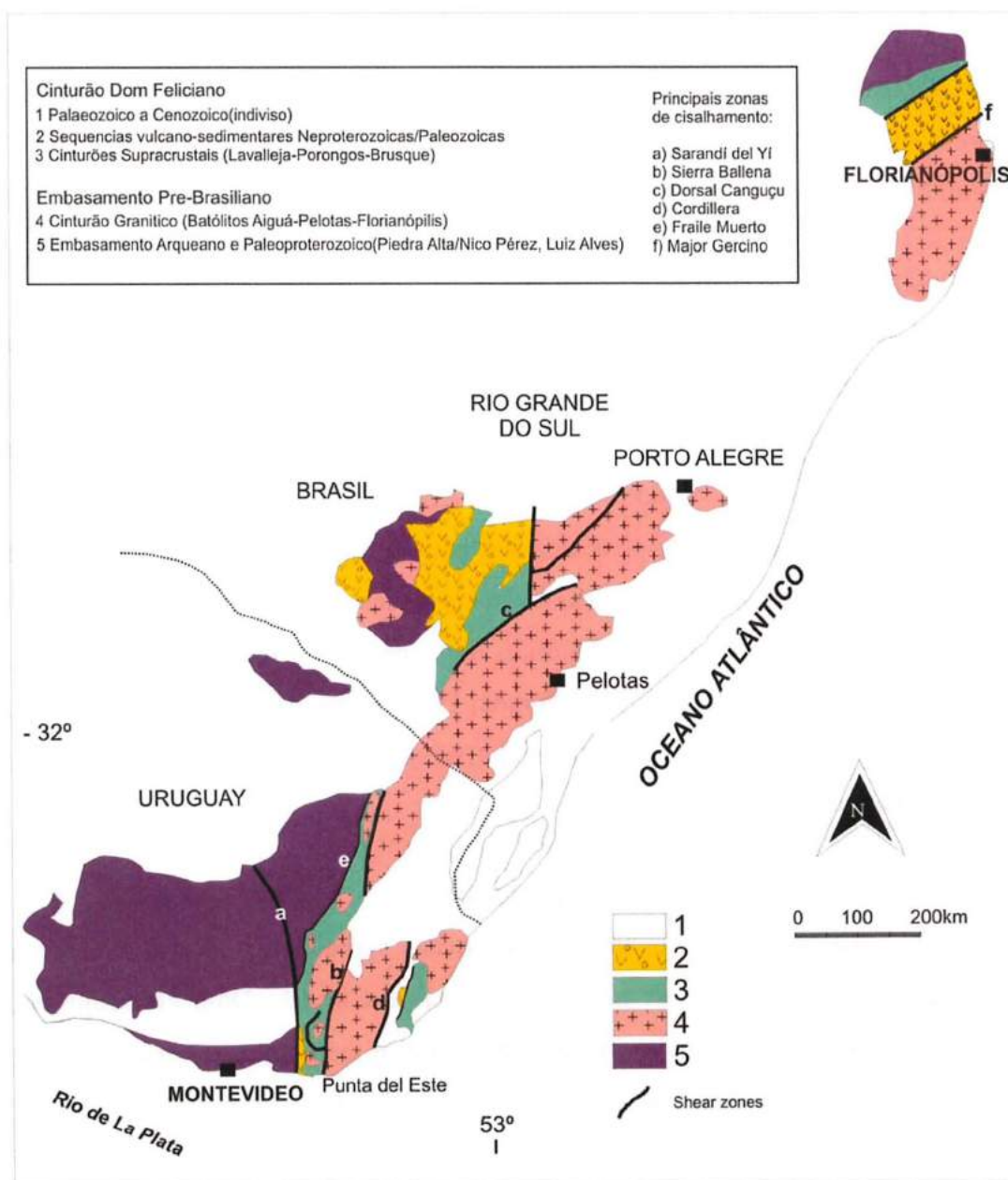


Figura II.5 Esboço geológico do Cinturão Dom Feliciano (modificado de Sánchez Bettucci *et al.*, 2010b)

Tanto o cráton do Río de la Plata (*sensu* Bossi e Campal, 1992) como a microplaca Luis Alves (Basei *et al.*, 1992, 2000) e o Bloco São Gabriel (Jost e Hartmann, 1984) serviram de ante-país para o desenvolvimento do cinturão Dom Feliciano. A microplaca Luis Alves é localizada na porção norte do CDF, predominam rochas de alto grau metamórfico. Trata-se de um bloco crustal que permaneceu frio (abaixo da isoterma 300°C) desde o final do Proterozoico, não evidenciando superposição tectono-termal neoproterozoica (Basei, 2000). Por outro lado, o bloco São Gabriel ocorre

exclusivamente na porção NW do embasamento de Rio Grande do Sul. Apesar de ter rochas neoproterozoicas, não pertence ao CDF. Isto se baseia nas diferenças existentes entre as idades das rochas granitóides, o contexto geológico das associações petrotectônicas, bem como na vergência tectônica oposta ao sentido preferencial do transporte no CDF (Basei *et al.*, 2000).

A continuação apresenta-se uma breve descrição das unidades que conformam o CDF.

#### II.4.1.1 Cinturão Granítico

O Cinturão Granítico é representado por segmentos constituídos do norte para o sul pelo batólito de Florianópolis (Santa Catarina), o batólito de Pelotas (Rio Grande do Sul) e o batólito de Aiguá-Dionisio (Uruguai). Estes são constituídos por um conjunto essencialmente ígneo. Em termos gerais são granitóides (granodioritos, granitos) de natureza cálcio-alcálica de alto K a alcalina, com deformação presente em diferentes graus. As informações geocronológicas indicam idades entre 650-600 (Oyhantçabal *et al.*, 2009) para estes granitos. Estes batólitos têm sido considerados como a raiz de um arco magmático (Fragoso César, 1980; Porada, 1989; Basei *et al.*, 2000; Frimmel *et al.*, 2011) ou como magmatismo pós-colisional (Bitencourt e Nardi, 2000; Frantz *et al.*, 2003; Oyhantçabal *et al.*, 2007).

#### II.4.1.2 Cinturão Meta-vulcano-sedimentar

Este cinturão representa o agrupamento das rochas supracrustais distribuídas entre o cinturão granítico e as bacias de idade ediacarana do Cinturão Dom Feliciano. Nesse segmento predominam seqüências metassedimentares e meta-vulcano-sedimentares que ocorrem de modo descontínuo ao longo de uma estreita faixa com larguras médias ao redor dos 40 km.

Podem ser individualizadas três unidades diferentes assim denominados de norte para o sul: grupo Brusque (SC), grupo Porongos (RS) e grupo Lavallega (UY). Trata-se de seqüências polideformadas onde são reconhecidas pelo menos três fases de dobramentos associados a um transporte de massas para NW que evoluiu para uma movimentação predominantemente lateral. O metamorfismo regional gerou rochas da fácies xisto verde e localmente, da fácies anfíbolito inferior.

A continuidade entre as três áreas de ocorrência das seqüências supracrustais é uma hipótese possível, sugerida principalmente pelo posicionamento geotectônico desses septos, pela informação geofísica (Hallinan *et al.*, 1993) pelas características e idades do

seu metamorfismo e também pelo magmatismo granítico intrusivo nessas rochas supracrustais. Até o momento as análises de zircões detríticos das três unidades indicam idade neoproterozoica (Basei *et al.*, 2008) para essas seqüências.

#### II.4.1.3 Depósitos das bacias *de idade ediacarana*.

Estes são depósitos que formam uma estreita faixa paralela à orientação geral do Cinturão, também segmentada como as outras unidades. Em termos gerais se trata de sedimentação epiclástica com contribuição subordinada de rochas vulcânicas ácidas e básicas, e piroclásticas. Segundo Basei *et al.* (2000), da Silva *et al.* (2005) e Oyhançabal *et al.* (2010a) são depósitos correspondentes a bacias *foreland* conhecidas como Itajaí, Camaquã e El Soldado. A informação geocronológica e paleontológica destas seqüências sedimentares sugere que essas bacias têm uma idade Ediacarano-Cambriana.

### II.4.2 O Cinturão Dom Feliciano na porção sul

Nesta região o CDF possui a compartimentação mencionada anteriormente (Figura II.6), porém desenvolve-se no extremo leste outra unidade chamada Terreno Punta del Este - TPE- (Preciozzi *et al.*, 1999) sem representação no Brasil. Preciozzi *et al.* (1999) e Basei *et al.*, (2005, 2011) baseando-se em idades U-Pb (zircão) e em assinaturas isotópicas  $\epsilon_{Nd}$  respectivamente, sugerem uma afinidade africana para o TPE.

Deste modo, o arcabouço de CDF no seu extremo sul consta de: (a) o cinturão meta-vulcano-sedimentar representado pelo Grupo Lavallega; (b) o magmatismo intrusivo representado pelo Batólito de Aiguá-Pelotas e o Complexo Carapé; (c) bacias *ediacarana* representadas pelo Grupo Arroyo del Soldado e as Formações Las Ventanas e Playa Hermosa. Além disso, duas unidades lito-tectônicas principais tem sido reconhecidas como *basement inliers* no cinturão por Sánchez Bettucci *et al* (2010b), a Formação Zanja del Tigre ( $\leq 1.4$  Ga?) e a unidade Campanero ( $\sim 1.7$  Ga). Finalmente no extremo leste ocorre o Terreno Punta del Este.

#### II.4.2.1 Grupo Lavallega

Este grupo compreende rochas meta-vulcano-sedimentares e algumas intrusões básicas (gabros) com orientação estrutural NE. A seqüência sedimentar compreende metapelitos, metapsamitos e mármore. As rochas meta-vulcânicas são representadas por rochas meta-piroclásticas, meta-riolitos, meta-dacitos, meta-andesitos, metabasaltos, brechas espilíticas e metagabros. Na região Sul as principais litologias foram meta-



basaltos, meta-pelitos e mármore. O Grupo Lavallega na porção norte permanece indivisível, enquanto a parte sul foi originalmente dividida nas Formações Minas, Fuente del Puma e Zanja del Tigre (Sánchez Bettucci, 1998; Sánchez Bettucci e Ramos, 1999; Sánchez Bettucci *et al.*, 2001a). Estas formações variam de fácies xisto verde baixo na Formação Minas, até fácies xisto verde alto - anfíbolito baixo nas Formações Fuente del Puma e Zanja del Tigre (Sánchez Bettucci e Ramos, 1999; Sánchez Bettucci *et al.*, 2001a). Atualmente, a Formação Zanja del Tigre é considerada como um *inlier* no CDF com base em dados isotópicos (veja abaixo). As associações minerais metamórficas correspondem a um metamorfismo regional de baixa pressão associado a gradiente térmico alto (Sánchez *et al.*, 2001a).

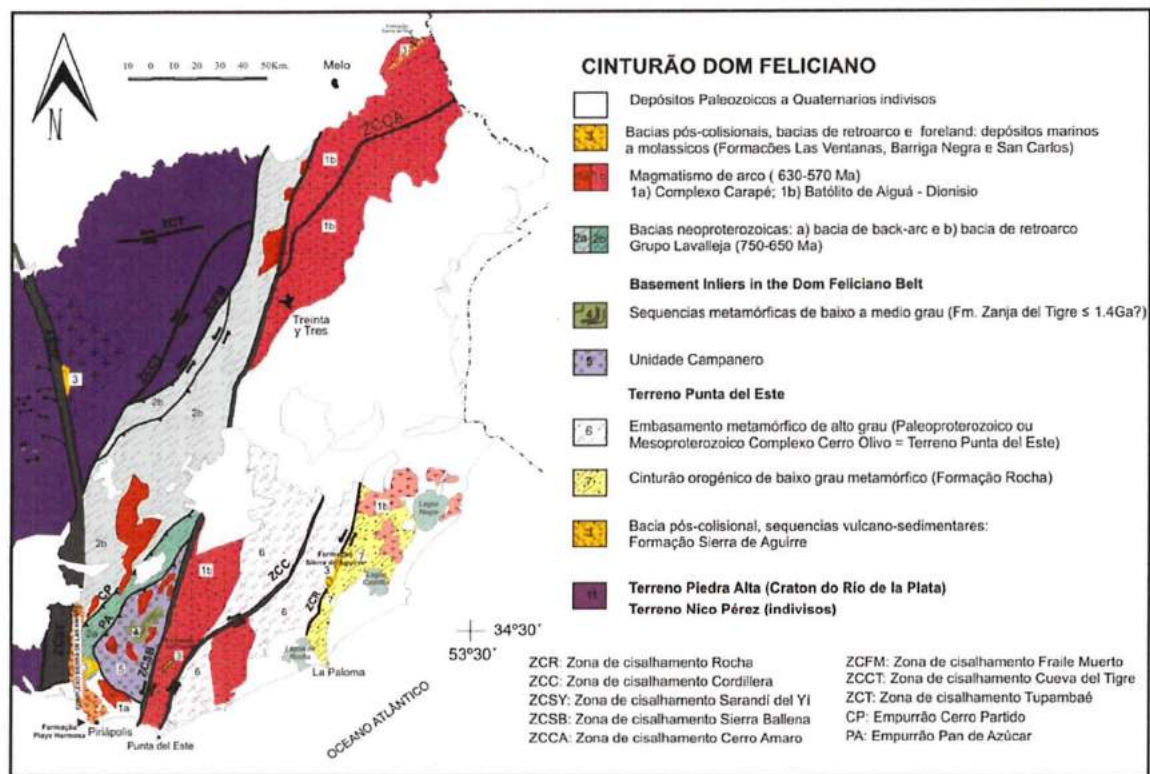


Figura II.6 Esboço geológico do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai (tomado de Sánchez Bettucci *et al.*, 2010b)

A Formação Minas está localizada perto da cidade de Minas compreende meta-conglomerados, meta-arenitos, meta-pelitos e rochas meta-carbonáticas dolomíticas e calcíticas maciças de granulação grossa até laminadas (mármore calcíticos e dolomíticos). Alguns níveis contém estruturas estromatolíticas afetadas por metamorfismo de baixo grau (Sánchez Bettucci, 1998; Sánchez Bettucci *et al.*, 2001a). Similares unidades litológicas foram utilizadas para descrever a Formação Cerro Espuelitas do Grupo Arroyo del Soldado, localizado a 30 km ao norte da cidade de Minas (Gaucher *et al.*, 1996). *BIF* e metachert também foram encontrados dentro destas

litologias. Recentemente, Oyhantçabal *et al.* (2007) sugeriram que os depósitos de BIF do Grupo Lavalleya (Formação Minas /Formação Cerro Espuelitas) são do tipo *Rapitan*. A Formação Fuente del Puma (Midot, 1984) aflora desde o sul da cidade de Minas até as vizinhanças de Pan Azúcar (Figura 6). É limitada a oeste pelo Complexo Sierra de las Ánimas e ao leste pelas falhas de empurrão La Oriental e Pan de Azúcar (Sánchez Bettucci, 1998; Sánchez Bettucci *et al.*, 2001a, 2003a). Esta formação foi informalmente dividida (Sánchez Bettucci, 1998) em três associações: sedimentar, vulcânica e intrusiva (meta-gabro hornblendítico) apresentando metamorfismo em fácies xisto verde alto. O membro sedimentar é representado por margas, meta-pelitos, meta-cálcio-pelitos e meta-arcósias intercalados com a associação vulcânica (ácida e básica).

Com base nas análises petrológicas, grau de metamorfismo e assinatura geoquímica das rochas magmáticas do Grupo Lavalleya, principalmente das rochas metavulcânicas básicas, foi sugerido um ambiente tectônico de bacia de *back-arc* (Sánchez Bettucci, 1998; Sánchez *et al.*, 2001a). Entanto, idades no entorno de 714 a 670 Ma foram obtidas nas seqüências vulcânicas do grupo (Sánchez Bettucci, e Ramos, 1999; Sánchez Bettucci *et al.*, 2003a). Além disso, uma amostra de filito da Formação Fuente del Puma apresenta idades herdadas (zircões detriticos), distribuídas entre 3,0 e 1,8 Ga, com concentrações em torno de 1,8-2,0 Ga, 2,4 Ga, 2,7 Ga e 3,0 Ga (Basei *et al.*, 2008). Quatro valores entre 0,7 e 0,6 Ga foram utilizados para definir a deposição neoproterozóica desta unidade (Basei *et al.*, 2008).

Segundo vários autores (*e.g.* Midot, 1984; Sánchez Bettucci, 1998; Sánchez Bettucci *et al.*, 2010b) dois eventos compressivos afetaram as rochas do Grupo Lavalleya. O primeiro (E<sub>1</sub>) foi relacionado com o metamorfismo regional e o desenvolvimento de dobras. O segundo evento (E<sub>2</sub>) foi relacionada com o desenvolvimento de importantes zonas de cisalhamento. A deformação polifásica implica que podem ocorrer padrões de interferência de dobramento, e isso pode levar a muitas repetições tectônicas e transposição.

Algumas áreas aflorantes do Grupo Lavalleya foram designados por Gaucher (2000) como integrantes do Grupo Arroyo del Soldado (Gaucher *et al.*, 1996) cuja idade inferior (*sensu* Gaucher *et al.*, 2003; 2005) é de 580-530 Ma. Neste trabalho é aceito o esquema apresentado por Sánchez Bettucci *et al.* (2010b) mantendo-se as unidades designadas como Formações Yermal, Polanco e Cerro Espuelitas (Grupo Arroyo del Soldado *sensu* Gaucher, 2000;. Gaucher *et al.*, 2003) no Grupo Lavalleya. Esta

consideração baseou-se nas semelhanças das características metamórficas e deformacionais destas formações com aquelas do Grupo Lavallega.

#### II.4.2.2 Magmatismo intrusivo

##### ***Complexo Carapé***

O Complexo Carapé (*sensu* Sánchez Bettucci, 1998) é uma unidade magmática representada por granitos cálcio-alcálicos expostos ao longo da porção sul do CDF e alojados no Grupo Lavallega (Figura II.6). Esses granitos foram caracterizados geoquimicamente como granitos meta-peraluminosos com baixo teor de CaO, alto conteúdo de álcalis, e razões Ba/Sr baixas a moderadas, o que sugere uma tendência cálcio-alcálico para alcálico (Sánchez Bettucci *et al.*, 2003a, 2003b), e classificados como de arco continental. Estes autores sugeriram que os magmas parentais foram gerados a partir da fusão parcial de uma placa oceânica em subducção que fora modificada pela contaminação crustal com o embasamento pré-Brasiliano. Entretanto, análises isotópicas U-Pb de algumas amostras indicaram idades no redor de 630 Ma (Hartmann *et al.*, 2002). Dados isotópicos K-Ar e Rb-Sr anteriores mostram uma variação importante entre *ca.* 750-490 Ma para esse magmatismo de arco.

##### ***Batólito de Aiguá-Dionisio-Sierra de los Ríos***

Localiza-se imediatamente ao leste da zona de cisalhamento de Sierra Ballena (ZCSB). O batólito é constituído por três blocos (Figura II.6), Aiguá, Dionisio e Sierra de los Ríos. O conjunto compõe-se de granitóides porfiróides de grão médio, de idade neoproterozóica que têm sido correlacionados com o batólito de Pelotas - Florianópolis (*e.g.* Babinski *et al.*, 1997; Philipp, 1998; Basei *et al.*, 2000). As idades variam entre 630-570 Ma (Oyhantçabal *et al.*, 2007), e o magmatismo mostrou diferenças gerais, tanto petrográficas como geoquímicas, com o Complexo Carapé.

Geoquimicamente são classificados como granitos cálcio-alcálicos tipo I, altamente diferenciados, enquanto algumas intrusões são mais alcálicas semelhantes aos granitos de tipo A, e outros peraluminosos do tipo S (Oyhantçabal *et al.*, 2007). Foram interpretados por alguns autores como a raiz de um arco magmático, seja relacionado à evolução das supracrustais do Grupo Lavallega (Porada, 1979; Fragoso-César, 1980; Fernandes *et al.*, 1992), ou sem relação com elas (Basei *et al.*, 2000; 2005, 2008). Enquanto outros o interpretaram como granitóides pós-colisionais (Philipp, 1998; Oyhantçabal, 2005; Oyhantçabal *et al.*, 2007) associados ao levantamento pós-



orogénico e colapso. O alojamento estaria tectonicamente controlado por zonas de cisalhamento sinistrais de alto ângulo (Philipp e Machado, 2005). Relações de campo tem sugerido que os fundidos foram colocados ao longo de zonas de falha de escala litosférica.

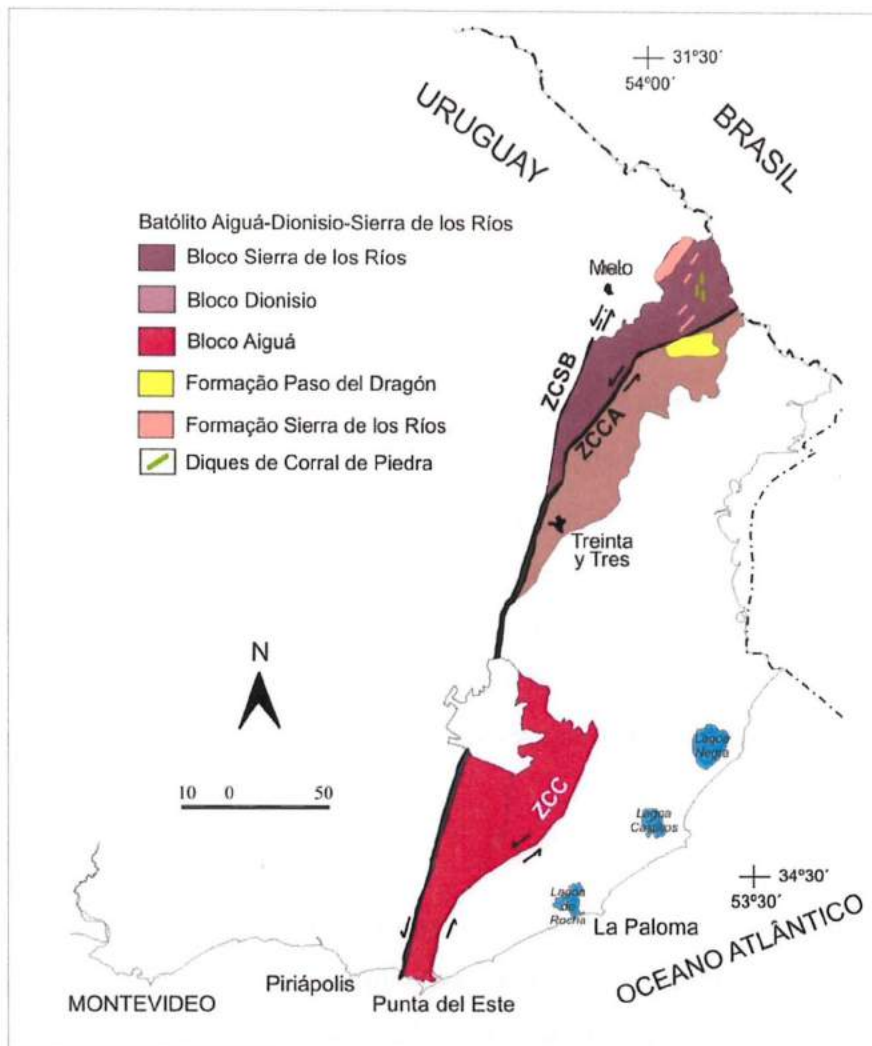


Figura II.7 Esboço geológico do Batólito Aiguá-Dionisio-Sierra de los Ríos. (Modificado de Sánchez Bettucci *et al.*, 2010b)

Na porção norte deste batólito (Figura II.7) ocorrem os granitos Dionisio, Sierra de los Ríos, e Aceguá. Estes granitos têm sido escassamente estudados. O granito Dionisio (Bossi, 1968) é um corpo isótropo, porfirítico, com grandes cristais de feldspato potássico numa matriz de quartzo, plagioclásio e biotita. Segundo Bossi e Ferrando (2001) é de caráter intrusivo e apresenta estruturas de fluxo magmático. A idade Rb-Sr determinada neste corpo por Umpierre e Halpern (1971) é  $555 \pm 5$  Ma. Porém, Bossi e Ferrando (2001) indicam que a localização indicada de amostragem corresponde a rochas deformadas por milonitização. Por isso os autores sugerem que a idade do corpo seja mais antiga.

O Granito Sierra de los Ríos ocorre entre a localidade de Paso de la Arena, ao sul de cidade de Melo, até o rio Jaguarão na fronteira com Brasil (Preciozzi *et al.*, 1985). Abrange granitos cálcioalcalinos e granodioritos equigranulares a porfiróides, com segregações pegmatóides com bordas difusas, que são recortados por veios pegmatíticos e aplíticos. Até o momento não foi caracterizado petrologicamente e nem foi datado.

O granito de Aceguá desenvolve-se isolado nos sedimentos fanerozoicos da bacia Norte, ao norte do departamento de Cerro Largo, na fronteira com Brasil. Cordani e Soliani (1990) indicaram uma idade Rb-Sr (RT) de  $660 \pm 22$  Ma e razão inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,705.

### ***Batólito de Pelotas***

Devido a que a área de estudo encontra-se perto da fronteira com Brasil no estado de Rio Grande do Sul, eu farei menção das características do batólito de Pelotas (Fragoso-César *et al.*, 1986) nessa região. Segundo Philipp e Machado (2005) no extremo sul do Batólito de Pelotas desenvolvem-se duas suítes graníticas, Erval e Viamão, que evoluíram durante o ciclo orogênico Brasileiro entre 630 e 550 Ma (Figura II.8). Estes autores estabelecem uma origem por reciclagem crustal para o magmatismo do batólito baseados nos elevados valores da razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.705–0.716) e nos baixos valores do  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (-0.3 a -15).

### **Suíte Viamão**

De acordo com os autores, esta suíte inclui monzogranitos, granodioritos e sienogranitos subordinados. As texturas são porfíricas, também inequigranulares, grossas, com foliação ígnea e magmática definida pelo alinhamento de megacristais de feldspato potássico e lamelas de biotita. Apresentam enclaves microgranulares dioríticos. Os dados isotópicos disponíveis para esta suíte apontam idades Rb-Sr de  $572 \pm 22$  Ma e U-Pb (em zircão) de  $595 \pm 1$  Ma, esta última correspondendo a sua idade de cristalização. Aliás, os autores estabelecem que os estudos isotópicos Sm-Nd apresentam idades modelos entre 1275 e 1692 Ma, com valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  negativos (-1,3 a -7,6) e altas razões isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Sr iniciais.

### **Suíte Erval**

Segundo os autores, esta suíte estende-se até o Uruguai. Ocorre na sua extremidade sul e apresenta forma alongada na direção NE-SW. As rochas desta suíte são homogêneas, textural e composicionalmente, com predomínio de monzogranitos e sienogranitos

subordinados. Nos domínios não afetados pela deformação, apresentam estruturas magmáticas preservadas, como alinhamento de cristais automorfos de feldspatos numa textura equigranular hipidiomórfica. São granitos cinza claro, com plagioclásio prismático acinzentado, feldspato potássico subautomórfico branco a rosado, quartzo amebóide e biotita em lamelas automorfas intersticiais. Esta suíte acha-se intensamente afetada por zonas de cisalhamento de alto ângulo, dúcteis e rúptil-dúcteis. Dentre elas, destacam-se as zonas de cisalhamento Erval (ZCE), Ayrosa Galvão (ZCAYG) e Arroio Grande (ZCAG). A ZCAG, com largura de cerca de 4 km é a mais importante delas deformando os granitos da suíte Erval, desenvolvendo protomilonitos e milonitos de orientação N65°-75°E. Além disso, caracterizam as ZCAYG e ZCE por milonitos e ultramilonitos com orientação N50°-60°E. Basei *et al.* (2000) sugerem que a suíte Erval é relacionada ao batólito Aiguá-Dionísio do Uruguai.

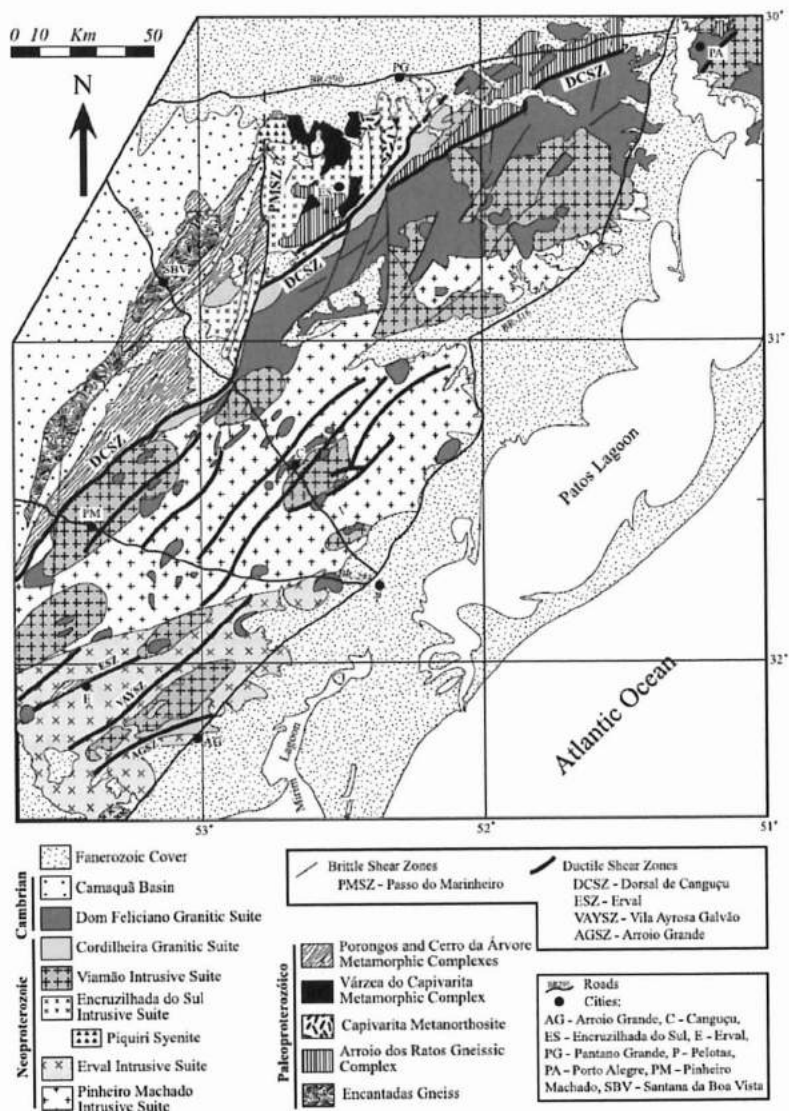


Figura II.8 Esboço do batólito de Pelotas (de Philipp e Machado, 2005)

### II.4.2.3 Depósitos das bacias ediacarana

Estas bacias (Figura II.6) são compostas por depósitos marinhos molássicos e seqüências vulcano-sedimentares pertencentes às formações Las Ventanas (Midot, 1984) e Playa Hermosa (Masquelin e Sánchez Bettucci, 1993), e ao Grupo Arroyo del Soldado (Gaucher *et al.*, 1998; Gaucher, 2000). As Formações Las Ventanas e Playa Hermosa caracterizam-se por apresentar uma seqüência vulcânica abarcando termos básicos e ácidos, e depósitos sedimentares com influencia glacial (Pazos *et al.*, 2003). Na formação Las Ventanas o metamorfismo alcança a fácies xisto verde, enquanto que na Formação Playa Hermosa não se observa metamorfismo regional. Em função das idades das rochas vulcânicas e do conteúdo fossilífero, uma idade ediacarana foi estabelecida por Pecoits *et al.* (2004). Recentemente, Lossada *et al.* (2011) estabeleceram uma idade de 590 Ma para a sedimentação da unidade basal da Formação Playa Hermosa baseados nas idades dos zircões detríticos mais jovens obtidos. Segundo Pecoits *et al.* (2008) esses depósitos foram gerados numa bacia tectonicamente ativa, e a sedimentação corresponde a ambiente de leque aluvial subáqueo. Além disso, apresenta deformação frágil e dúctil observada na presença de falhas de rumo e dobras.

O grupo Arroyo del Soldado ocorre segundo Gaucher *et al.* (1998) cobrindo em discordância erosiva e angular as rochas do Terreno Nico Pérez e do Grupo Lavallega. O grupo inclui áreas mapeadas anteriormente como Formação Piedras de Afilas (Bossi *et al.*, 1975), Formação Barriga Negra (Preciozzi *et al.*, 1985) e Grupo Lavallega. Trata-se de uma seqüência sedimentar que sofreu metamorfismo de baixo grau. Consta de intercalações de arenitos, siltitos, calcários e conglomerados com microfósseis de idade Vendiana (*Cloudina riemkeae*, *Soldadophycus bossii*). Uma potencia de mais de 3000 m é sugerida, embora não tenha sido feita análise estrutural para validá-la. O grupo tem sido interpretado como uma sedimentação marinha numa plataforma cratônica estável (*e.g.* Gaucher, 2000; Bossi e Gaucher, 2004). O Grupo Arroyo del Soldado representaria condições pós-glaciares com mudanças químicas no oceano.

Recentemente foi definida por Veroslavsky *et al.* (2007) a Formação Tacuarí, localizada no bloco Sierra de los Ríos do batólito Aiguá-Dionisio. Segundo os autores, compõe-se de um conjunto de rochas siliciclásticas glaciogênicas e fossilíferas de idade ediacareense. Anteriormente eram inclusas na formação San Gregorio (Carbonífero-Permiano, Bacia Norte), mais esses autores constataram a presença de uma associação palinológica compatível com o Proterozóico Superior. Segundo estes autores, a Formação foi afetada pela zona de cisalhamento de Sierra Ballena, produzindo basculamento e importante



falhamento. Recentemente Pecoits *et al.* (2012), baseando-se em estudos de proveniência sedimentar e a datação de um suposto granito intrusivo na formação, através de zircão (SHRIMP e LA-MC-ICPMS), estabeleceram uma sedimentação entre 600 e 585 Ma.

#### II.4.2.4 Magmatismo extensional

##### ***Complexo Sierra de las Ánimas***

Este complexo é uma associação de rochas intrusivas, vulcânicas, e sedimentares, geradas durante evento extensional durante a evolução do CDF (Bossi e Navarro, 1991; Oyhantçabal *et al.*, 1993; Sánchez Bettucci, 1998; Sánchez Bettucci *et al.*, 2010b). O complexo localiza-se entre as cidades de Piriápolis e Minas na porção extremo sul do CDF (Figura II.6). O complexo tem afinidade subalcalina a alcalina, com presença de piroxênios e anfibólios alcalinos. Apresenta corpos intrusivos, subvulcânicos, vulcânicos, e rochas piroclásticas. Os dados geocronológicos posicionam o complexo entre *ca.* 580 Ma (Oyhantçabal *et al.*, 2009; Sánchez *et al.*, 2010b).

##### ***Formação Sierra de los Ríos***

A formação Sierra de los Ríos encontra-se desenvolvida no bloco homônimo (Figura II.7). É constituída por diques riolíticos e fluxos ignimbríticos (Elizalde *et al.*, 1970; Cingolani *et al.*, 1993, Bossi *et al.*, 1993; Loureiro *et al.*, 2006) com idade Rb/Sr (rocha total) de  $575 \pm 14$  Ma (Bossi *et al.*, 1993). Usando a sistemática K-Ar (rocha total) Loureiro *et al.* (2006) determinaram uma idade de  $473 \pm 6$  Ma. Além disso, Molina Garza *et al.* (2008) apresentou idades Ar-Ar para a Formação Sierra de los Ríos onde três amostras apresentaram um patamar muito semelhante quanto à idade de  $469,7 \pm 1,5$  Ma,  $471,1 \pm 1,4$  Ma e  $475,5 \pm 1,4$  Ma. Estas idades podem refletir um evento termo-tectônico-mais novo. Uma reativação paleozóica precoce de zonas de cisalhamento neoproterozóicas talvez pudesse explicar essas observações (Sánchez Bettucci *et al.*, 2010b).

#### II.4.2.5 Basement inliers

##### ***Unidade Campanero***

A unidade Campanero, definida por Sánchez Bettucci *et al.* (2001b), é considerado o embasamento do grupo Lavallega (Figura II.6). Compõe-se de granitóides com graus de deformação variáveis e processos de milonitização, apresentando texturas gnáissicas. Além disso, possui uma importante quantidade de intrusões de granitóides cálcio-

alcalinos de idade neoproterozóica correspondentes ao Complexo Carapé de Sánchez Bettucci (1998). A idade proposta para a unidade Campanero é paleoproterozóica baseando-se numa idade U-Pb convencional obtida numa amostra de granito milonítico biotítico-anfibólico de  $1735 \pm 32$  Ma (Sánchez Bettucci *et al.*, 2004; Oyhantçabal *et al.*, 2005). Idades similares foram determinadas por Mallmann *et al.* (2007).

### ***Formação Zanja del Tigre***

A formação Zanja del Tigre (Sánchez Bettucci, 1998), originalmente considerada como parte do grupo Lavallega, compõe-se de uma seqüência meta-vulcano-sedimentar, meta-gabros, orto e para-anfibolitos, rochas cálcio-silicáticas, mica-xistos, quartzitos, mármore e BIF. Oyhantçabal *et al.* (2005) apresentaram idades para esta formação de 1,43 Ga (U-Pb TIMS) em uma meta-ignimbrita, e idades U-Pb (SHRIMP) entre 3,35 e 1,4 Ga em zircões detríticos, sugerindo que a fonte poderia ter sido o terreno Nico Pérez. O metamorfismo chegou até fácies anfibolito (Sánchez Bettucci, 1998; Sánchez Bettucci *et al.*, 2001; Rossini e Legrand, 2003), e encontra-se em contato tectônico com o Grupo Lavallega (Figura II.6).

#### **II.4.2.6 Terreno Punta Del Este**

O terreno Punta del Este (TPE), definido por Preciozzi *et al.* (1999), localiza-se exclusivamente no extremo leste do Uruguai, e separa-se do batólito de Aiguá pela zona de cisalhamento Alférez-Cordillera (Figura II.9). Granitóides subalcalinos são alojados neste lineamento (Masquelin, 1990). Os indicadores cinemáticos observados nos milonitos sugerem cavalgamento das rochas do batólito de Aiguá sobre o TPE. O TPE compõe-se de um embasamento gnáissico-migmatítico (Complexo Cerro Olivo) e cobertura representada pelas formações Rocha, Sierra de Aguirre, e San Carlos.

### ***Complexo Cerro Olivo***

O embasamento é constituído por granitóides de composições variadas com diferentes graus de deformação, incluindo gnaisses oftalmíticos, gnaisses graníticos, granulitos e migmatitos variados, anfibolitos intercalados com rochas cálcio-silicáticas e quartzitos (Preciozzi *et al.*, 1999; Masquelin *et al.*, 2001; Masquelin, 2002). Masquelin *et al.* (2001) propôs a divisão dessas rochas em três suítes metamórficas: Chafalote, Sierra Centinela e Cerro Bori.

A Suíte Metamórfica Chafalote foi separada com base na sua origem paraderivada. A suíte está integrada principalmente por migmatitos quartzo-feldspáticos bandados com

alternância de bandas félsicas e bandas máficas, gnaisses pelíticos migmatíticos com sillimanita, biotita e granada, gnaisses cálciosilicatados, e rochas máficas. Esta unidade apresenta metamorfismo em fácies granulito alcançando temperaturas de aproximadamente 650-850°C e pressões entre 11,4 e 12,2 kbar (Masquelin *et al.*, 2001). Gross *et al.* (2006) indicaram que as rochas máficas desta unidade apresentam uma trajetória P-T-t de decompressão quase isotérmica ocorrida entre 652 e 596 Ma baseados nas idades Sm-Nd obtidas em granada das paragêneses em equilíbrio.

A Suíte Cerro Bori é composta por um conjunto de ortognaisses e migmatitos de composição variável entre tonalítica e diorítica a trondhjemítica. Essa suíte também contém xenólitos de anfibolitos e granulitos máficos, pertencentes provavelmente à Chafalote. Também pode conter *boudins* tabulares de granulitos máficos. Os ortognaisses tonalíticos e granodioríticos são os mais abundantes. Os ortognaisses félsicos são veios trondhjemíticos que ocorrem como bandas de dimensões restritas.

A Suíte Sierra Centinela é representada por ortognaisses migmatíticos de composição granítica com duas micas, bem como granitoides porfiroclásticos de composição granítica a granodiorítica.

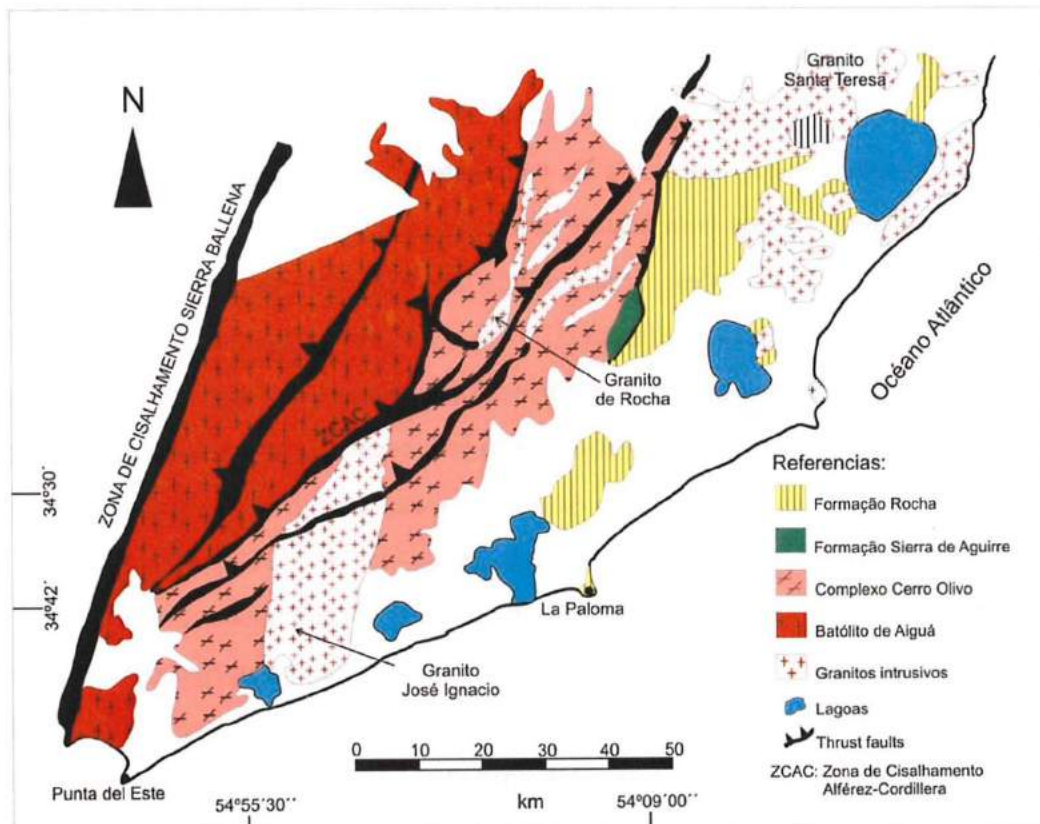


Figura II.9 Esboço geológico do Terreno Punta del Este. (Modificado de Masquelin, 1990)

Basei *et al.* (2011a) indicam idades U-Pb SHRIMP de  $761 \pm 6$  Ma para o Complejo Cerro Olivo, representando o evento neoproterozoico principal relacionado a fusão



crustal. Além disso, esses autores apresentam idades U-Pb (SHRIMP) de 1073 Ma em núcleos de zircões herdados de um protólito meso-proterozóico. Essas conclusões são semelhantes as apresentadas por Hartmann *et al.* (2002) e Oyhantçabal *et al.* (2009) que também indicam uma idade de  $641 \pm 17$  Ma para sobrecrecimentos ao redor dos núcleos mas antigos de 776 Ma. Recentemente Lenz (2010) e Masquelin *et al.* (2012) reportaram para zircões do Complexo Cerro Olivo idades U-Pb (SHRIMP) de cristalização entre 800 e 770 Ma, e de  $671 \pm 7$  Ma para metamorfismo de alto grau. Basei *et al.* (2011) indicam que as curvas de evolução do  $\epsilon$ Nd das amostras desta unidade e os valores muito negativos do  $\epsilon$ Nd sugerem que a crosta inferior foi a fonte para as rochas de 750 Ma. O Complexo Cerro Olivo tem sido correlacionado com o Complexo Namaqualand de África do Sul (Masquelin e Morales, 2003; Masquelin, 2004; Preciozzi *et al.*, 1999; Basei *et al.*, 2011). Aliás, Masquelin *et al.*, (2001) e Masquelin (2004) propuseram a correlação com a suíte metamórfica Várzea do Capivarita (sensu Fernandes *et al.*, 1990) localizada em Encruzilhada do Sul, Brasil.

### **Formação Rocha**

Em contato tectônico com o embasamento ocorre uma seqüência supracrustal metamorfisada denominada Formação Rocha (Sánchez Bettucci e Mezzano, 1993; Hasui *et al.*, 1975). Litologicamente trata-se de uma seqüência metassedimentar de baixo grau, polideformada, composta de rochas sedimentares clásticas dominadas por meta-arenitos e meta-siltitos com alguns níveis metaconglomeráticos. O metamorfismo alcançou a fácies xistos verdes, apresentando associações clorita-sericita. Apresenta dobramento, com mergulho preferencial para NW, e vergência tectônica a leste (Masquelin, 1990). Pazos e Sánchez Bettucci (1999) indicaram que nos termos menos afetados observam-se estruturas primárias como laminação plano-paralela, estratificação cruzada, *climbing ripples*, entre outras. Além disso, esses autores sugerem um ambiente fluvial transicional para planície de maré. Basei *et al.* (2005) baseando-se nas características litológicas, metamórficas e historia deformacional similar, além dos estudos de proveniência U-Pb em zircões, estabeleceram uma correlação com o grupo Oranjemund do cinturão Gariep na Namíbia-África do Sul. As idades U-Pb SHRIMP em zircões detríticos encontradas nas duas unidades citadas abrangem desde 2600 Ma até 610 Ma. Essas análises estabelecem também a máxima idade de sedimentação (*ca.* 610 Ma), e a idade do metamorfismo e deformação para a formação Rocha é definida pela idade do granito intrusivo Santa Teresa em 556-537 Ma (Umpierre e Halpern,

1971; Preciozzi *et al.*, 1993). Não se tem consenso entre os distintos pesquisadores sobre o ambiente de deposição da formação Rocha. Sánchez Bettucci (1998) e Masquelin e Gómez-Rifas (1998) propõem um ambiente de *fore-arc*; no entanto Basei *et al.* (2005) propõem um ambiente de *back-arc* para a sedimentação.

### ***Formação Sierra de Aguirre***

A Formação Sierra de Aguirre (Masquelin e Tabó, 1988) encontra-se desenvolvida entre a formação Rocha e o embasamento de TPE, e é considerada representante de uma bacia pós-orogénica. Trata-se de uma sucessão vulcano-sedimentar de *ca.* 1100 m de espessura. Consiste de rochas piroclásticas com termos intermédios para ácidos, representados por ignimbritos riolíticos, dacitos e tufos. Apresenta dobramento com plano axial N30°-40°E, e xistosidade. A formação foi subdividida em três membros por Fantin (2003). O membro inferior compõe-se de rochas vulcânicas e sedimentares subordinadas. No membro central predominam as rochas sedimentares com alguns níveis ignimbríticos. O membro superior compõe-se de arenitos feldspáticos e pelitos maciços, com escassa presença de material vulcânico. Segundo Fantin (2003) esta formação representa um ambiente marino deltaico raso. A idade foi estabelecida por Hartman *et al.* (2002) através da datação de zircões de dacito por U-Pb SHRIMP em  $571 \pm 8$  Ma.

### ***Formação San Carlos***

A formação San Carlos (Masquelin e Pías, 1989) aflora perto da cidade de San Carlos no departamento de Maldonado, e também é considerada uma bacia pós-orogénica. Trata-se de rochas metassedimentares de baixo grado com intercalações de material vulcânico, intensamente afetados pela zona de cisalhamento de Sierra Ballena. Esta formação consiste de meta-conglomerados polimícticos na base, gradando para meta-arcoseos no topo com intercalações de camadas de xistos sericíticos (Masquelin, 1990). Um regime fluvial entrelaçado foi sugerido para o ambiente deposicional (Sánchez Bettucci e Pazos, 1996; Pecoits *et al.*, 2004; 2008). Pecoits *et al.* (2008) colocam a formação San Carlos dentro de grupo Maldonado, junto com as formações Las Ventanas e Playa Hermosa, indicando que o TPE já estava unido ao resto do CDF no Ediacarano.

### II.4.3 Zona de Cisalhamento Sierra Ballena

Preciozzi *et al.* (1979) definiram esta zona de cisalhamento como um cinturão constituído por cataclasitos e milonitos que foram reativados sucessivamente desde o Precambriano até o Cretáceo. Trata-se de uma estrutura em direção NS que na porção norte apresenta bifurcação em direção SW-NE, conhecida como zona de cisalhamento Cerro Amaro (Bossi e Campal, 1992; Oyhantçabal *et al.*, 2010b) ou zona de cisalhamento Otazo (Gómez-Rifas, 1995; Masquelin, 2002; 2006).

A zona de cisalhamento Sierra Ballena é a única zona de cisalhamento no Uruguai onde vários estudos cinemáticos têm sido realizados. A sua prolongação no Brasil é conhecida como Cordilheira (Passarelli *et al.*, 2010); também foi correlacionada com a zona de cisalhamento Major Gercino (Mantovani *et al.*, 1995; Basei *et al.*, 2000). Autores como Fragoso-César *et al.* (1986) e Fernandes e Koester (1998) sugeriram que esta zona de cisalhamento é intracontinental formada durante a colisão oblíqua entre as placas do Río de la Plata e Kalahari. Porém, alguns autores como Basei *et al.* (2005) e Bossi e Gaucher (2004) indicam que este cisalhamento é uma zona de sutura que separou depósitos de margem passiva, cinturão de dobramento e empurrão ao oeste, do arco magmático a leste. Ainda o significado desta estrutura é muito debatido.

Oyhantçabal (2005) indica movimento sinistral sob regime transpressivo com componente significativa de cisalhamento puro. Os dados geocronológicos disponíveis e as observações estruturais indicam dois eventos transpressivos segundo Oyhantçabal *et al.* (2010b). O primeiro ocorreu *ca.* 658–600 Ma e é associado com nucleação e a evolução de zonas de cisalhamento conjugadas verticais. O segundo evento ocorreu *ca.* 580–560 Ma, e é associado com reativação sinistral dos ramais norte-sul. As características principais desta zona de cisalhamento são os indicadores cinemáticos que mostram uma movimentação sinistral com componente a leste. As litologias mais conspícuas são os granitos miloníticos com filonitos e quartzo milonitos associados.

### II.4.4 Principais controvérsias dos modelos propostos para a evolução tectônica do CDF

Devido ao conhecimento incompleto do CDF, não existe consenso sobre a sua evolução tectônica. É evidente que esse conhecimento insuficiente leva, em alguns casos, a existência de interpretações divergentes em maior ou menor medida. Por exemplo, o Grupo Lavallega é interpretado em função das características petrológicas, geoquímicas e metamórficas, como bacia de *back-arc* por Sánchez Bettucci (1998), Sánchez *et al.*

(2010b), Oyhantçabal *et al.* (2010a,b); porém, é interpretado como margem passiva por Basei *et al.* (2000; 2008) e Heilbron *et al.* (2004) entre outros. Do mesmo modo, o grupo Brusque, correlato do Grupo Lavallega, apesar de apresentar características metamórficas típicas de ambiente de *back-arc* é interpretado por Basei *et al.* (2011b) como bacia pericratônica envolvendo delaminação crustal ou *slab brake-off*. Segundo esses autores, a opção de *back-arc* é contraditória com a informação estrutural e isotópica das restantes unidades do CDF.

Outra unidade controversa é o cinturão granítico, representado pelos batólitos Aiguá, Pelotas e Florianópolis. Alguns autores indicam que se trata das raízes de um arco magmático (e.g. Basei *et al.*, 2000; 2008; 2011a; Heilbron *et al.*, 2004; Goscombe *et al.*, 2005a,b; Goscombe e Gray, 2007). Por enquanto outros também baseados em informação petrológica, geoquímica e isotópica, sugerem que os granitos desta unidade representam magmatismo pós-colisional associado a transcorrências (e.g. Oyhantçabal *et al.*, 2009; 2010a; Sánchez Bettucci *et al.*, 2010b; Philipp e Machado, 2005; Da Silva *et al.*, 2005).

Por outro lado, a zona de cisalhamento de Sierra Ballena - Cordilheira - Major Gercino também apresenta mais de uma interpretação. Por exemplo, Da Silva *et al.* (2005), Oyhantçabal *et al.* (2009; 2010a, b) e Sánchez Bettucci *et al.* (2010b) consideram que representa um cinturão de cisalhamento intracontinental, separando dois domínios que evoluíram ao longo de um único episódio orogênico. Porém, Basei *et al.* (2000; 2005; 2008; 2011a), Frimmel *et al.* (2011), Gaucher *et al.* (2010), indicam que seria uma sutura baseando-se nas assinaturas isotópicas, indicando que o cinturão granítico possui afinidades africanas sugerindo vinculação com o cráton do Kalahari.

De todo o supramencionado surge outro ponto de controvérsia que é a polaridade da subducção. Vários modelos tectônicos para o CDF estabelecem subducção da crosta oceânica (oceano Adamastor) para oeste, mergulhando sob o cráton Rio de la Plata (Porada, 1989; Fragoso-César, 1991; Fernandes *et al.*, 1992; Sánchez Bettucci, 1998; Oyhantçabal *et al.*, 2009; 2010a, b; Sánchez *et al.*, 2010b). Outras propostas indicam subducção da crosta oceânica do oceano Adamastor para leste, mergulhando sob o cráton do Kalahari e não sob o cráton do Río de la Plata como nas propostas anteriores (Basei *et al.*, 2000; 2005; 2008; Heilbron *et al.*, 2004; Goscombe *et al.*, 2005a,b; Goscombe e Gray, 2007; Frimmel, 2010). Atualmente, autores como Goscombe *et al.*, (2003), Goscombe e Grey (2008), Da Silva *et al.* (2005), e Oyhantçabal *et al.* (2010a, b)

consideram que o CDF foi formado pela convergência oblíqua como seu homólogo africano o cinturão Kaoko.

De igual modo, a posição tectônica da bacia de Rocha (representada pela Formação Rocha) tampouco apresenta consenso. Para aqueles autores que propõem subducção a oeste, a Formação Rocha representa uma bacia de *fore-arc* (Masquelin e Gómez-Rifas, 1998; Sánchez Bettucci, 1998; Sánchez Bettucci *et al.*, 2010). Contrariamente, no caso em que a subducção foi indicada para leste, a formação Rocha representa um ambiente de *back-arc* (Basei *et al.*, 2000; 2003; 2005; Frimmel *et al.*, 2011).

Contudo, em líneas gerais vários dos autores (e.g. Silva *et al.*, 2005; Oyhantçabal *et al.*, 2009; Sánchez Bettucci *et al.*, 2010b; Basei *et al.*, 2011b) baseados em dados U-Pb em zircão indicam intervalos de idades semelhantes para a evolução dos distintos segmentos:

- deposição dos Grupos Lavalleya, Porongos e Brusque entre 800 - 640 Ma.
- metamorfismo e o magmatismo granítico ocorreram entre 630 – 600 Ma.
- desenvolvimento das bacias de Itajaí, Camaquã e El Soldado é estabelecido entre 600 – 565
- magmatismo extensional ocorreu arredor de 580 – 550 Ma. Como conclusão, é necessário efetuar-se novos estudos que contemplem aspectos geofísicos e geocronológicos, além dos geoquímicos e petrológicos, sobre as unidades que integram este cinturão. Na medida em que o conhecimento aumentar será possível gerar modelos mais acurados e não tão divergentes.



## Capítulo III Contexto Geológico Local

A área de estudo encontra-se localizada numa delgada faixa de embasamento pré-cambriano situado entre duas bacias sedimentares fanerozóicas (Figura III.1). Ao noroeste desenvolve-se a bacia Norte, representando o limite sudeste da bacia de Paraná. Enquanto que, ao sudeste se encontra a bacia Laguna Merín de idade mesozoica, e vinculada com a abertura do oceano Atlântico.

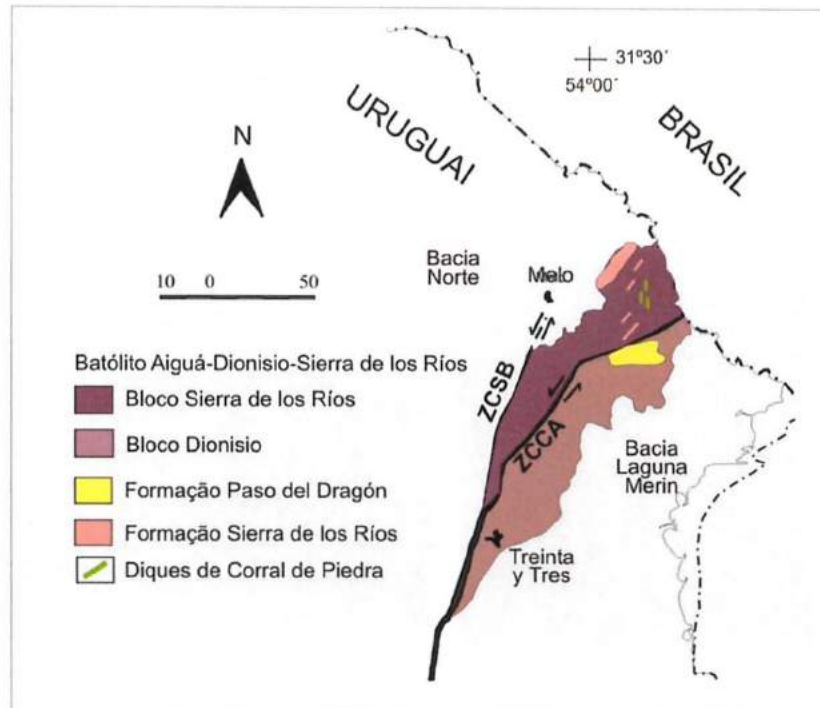


Figura III.1 Esboço geológico da área de estudo

### III.1 Descrição das unidades presentes na área

#### III.1.1 Depósitos aluvionares e coluvionares (Quaternário)

Agrupam-se aqui uma associação heterogênea de materiais sedimentares acumulados em épocas recentes. Os aluviões são depósitos gerados por transbordamento nos terraços fluviais. Estão compostos por sedimentos finos argilosos a arenosos de cor parda, às vezes claros, embora possam ter clastos de tamanhos maiores. Os maiores depósitos aluvionares da área localizam-se nas margens dos principais rios e arroios, como Tacuarí, Carpintería e Malo.

Os coluviões desenvolvem-se nas zonas baixas das encostas com inclinações moderadas a fortes. São originados pela ação conjunta da inclinação, gravitação, e a água. Comumente, os depósitos coluvionares na área de estudo são formados por clastos de tamanhos grossos, predominando as composições graníticas.

### III.1.2 Magmatismo Mesozoico Indiferenciado (Jurássico Superior – Cretáceo Inferior)

Neste item eu agrupei litologias efusivas e hipoabissais de natureza dacítica e basáltica respectivamente, vinculadas à Província Paraná-Etendeka. No extremo leste da área de estudo afloram dacitos pertencentes à formação Arequita (Bossi, 1966) correlata da formação Jaguarão (Vieira e Roisenberg, 1987) no Brasil. Trata-se de dacitos com aspecto homogêneo, com cores cinza escuro a preto, e fabrica isótropa, tanto em escala macroscópica quanto mesoscópica (Figura III.2). Ocorrem xenólitos das rochas encaixantes do embasamento com dimensões milimétricas a centimétricas (Vieira e Roisenberg, 1987). As idades K/Ar obtidas para a formação Arequita são  $143 \pm 10$  Ma e  $144 \pm 10$  Ma (Bossi e Umpierre, 1975), e  $157 \pm 4$  Ma (Texeira, 1982 em Vieira e Roisenberg, 1987).



(a) Dacitos da formação Arequita. Rodovia nacional nº 26 (ponto EP-182)



(b) Amostra de mão de dique básico (EP-220) da Formação Cuaró

**Figura III.2 Dacitos e basaltos mesozoicos aflorantes na área de estudo**

Por outro lado, ocorrem isoladamente diques na direção EW de basaltos porfiríticos pretos, pertencentes à formação Cuaró (Figura III.2). Esta formação foi proposta por Preciozzi *et al.* (1985) para agrupar toda a atividade filoniana, caracterizada por microgabros e diabásios, que recortam em forma discordante as unidades geológicas pré-cambrianas, paleozoicas e inclusive mesozoicas. Estes diques apresentam-se sem intemperismo, e recortando os granitoides da área.

### III.1.3 Diques de Corral de Piedra (idade incerta)

Os diques básicos de Corral de Piedra (Bossi *et al.*, 1990) foram observados aflorando ao norte da área de estudo. Trata-se de diques de microgabros, com forma tabular, recortando com contatos retos as litologias pré-cambrianas, fundamentalmente granitos porfiróides (Figura III.3). Estes diques dispõem-se grosseiramente NS, apresentam larguras máximas de 10 m e comprimentos de 100-200 m na área.

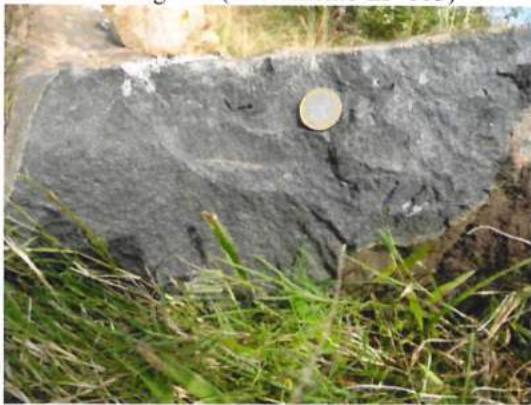




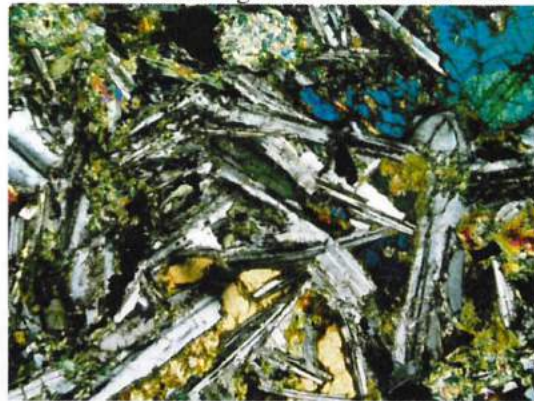
(a) Aspecto dos afloramentos dos diques de microgabro (afloramento EP-105)



(b) Dique de microgabro de Corral de Piedra recortando o granito Sierra de los Ríos



(c) Detalhe de amostra de mão do microgabro (EP-105)



(d) Fotomicrografia do microgabro mostrando a textura subofítica (luz polarizada cruzada; base foto 3,26 mm)

**Figura III.3 Diques de Corral de Piedra**

Em amostra de mão são de cor verde escuro, de tamanhos de grão médio (Figura III.3). Em lâmina delgada observa-se textura sub-oftica, com plagioclásio eudral tabular exibindo maclado polisintético, clinopiroxênio (augita) anedral alterado a anfibólio e clorita, e como acessórios, minerais opacos (magnetita?), biotita e apatita. Foram estudados desde o ponto de vista petrogenético por Mazzucchelli *et al.* (1995) e Girardi *et al.* (1996). Estes autores sugeriram que a gênese vincula-se a magma proveniente de um manto enriquecido e com escassa a nula contaminação crustal.

Mazzucchelli *et al.* (1995) sugerem idades de  $743 \pm 12$  Ma (K-Ar em hornblenda) e  $550 \pm 14$  Ma (K-Ar em biotita), no entanto Bossi (2006) sugere uma idade permiana baseado numa idade K-Ar de Kawashita (com. pers. a Bossi) de 300 Ma. Estes diques recortam os diques riolíticos da formação Sierra de los Ríos e são recortados pelos diques da formação Cuaró.

### III.1.4 Formação Sierra de los Ríos (Ediacarano)

A Formação Sierra de los Ríos (Bossi *et al.*, 1993) tem pouca expressão na área de estudo. Apresenta-se através de vários diques riolíticos ou micrograníticos com direção



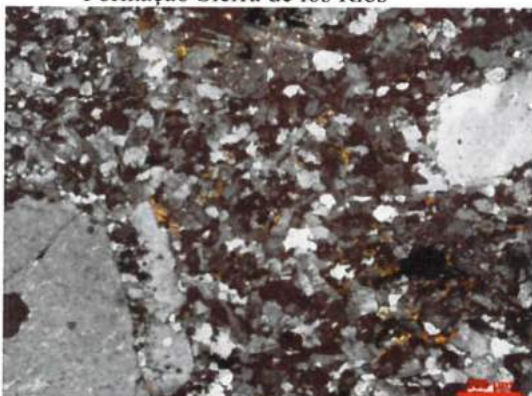
geral N60E a EW recortando granitóides deformados do batólito de Sierra de los Ríos (Figura III.4). Estes diques possuem contatos abruptos e retilíneos e apresentam uma extensão de até 1600 m e 8 m de largura aflorante. Os diques são geralmente cor rosa avermelhada, as vezes roxo, com estrutura maciça e matriz afanítica, com fenocristais de feldspato alcalino róseo e quartzo mostrando textura porfírica. Os fenocristais de feldspato alcalino são euédricos (até 0,7 mm), com seções quadráticas e subredondadas. Os fenocristais de quartzo são euédricos bipiramidais. Ocorrem clorita e titanita como acessórios principais. Observa-se em algumas amostras alteração a sericita e óxidos. Alguns dos diques são de microgranito cor de rosa, com matriz muito fina com cristais de quartzo, feldspato potássico e anfibólio, e parece ter uma orientação por fluxo ígneo. Clorita e titanita também são observadas.



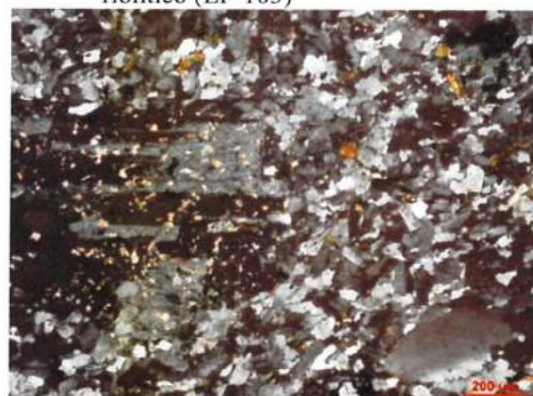
(a) Aspecto dos afloramentos dos diques da Formação Sierra de los Ríos



(b) Detalhe de amostra de mão de dique riolítico (EP-103)



(c) Detalhe da matriz com fenocristais de feldspato potássico, plagioclásio, e quartzo (luz polarizada cruzada)



(d) Detalhe de fenocristal de plagioclásio com sericitização incipiente (luz polarizada cruzada)

**Figura III.4** Detalhe de dique de Sierra de los Ríos na área de estudo

Quimicamente foram classificados como riolitos por Bossi *et al.* (1993). Como já referi no Capítulo II, esta unidade apresenta várias determinações geocronológicas. A idade Rb-Sr em rocha total da Formação Sierra de Ríos é  $575 \pm 14$  Ma (Bossi *et al.*, *op. cit.*). Loureiro (2007) realizou estudos K-Ar (rocha total) em cinco amostras de granófiros e

derrames riolíticos em total, obtendo idades entre  $462,8 \pm 6,4$  Ma e  $489,9 \pm 5,3$  Ma. Estas foram interpretadas pelos autores como a idade da abertura e reinício do sistema K-Ar por volta de 473 Ma, e foram associadas a um evento termo-tectónico relacionado à orogenia Famatiniana (Loureiro *et al.*, 2006). Idades similares foram obtidas por Molina Garza *et al.* (2008) empregando a sistemática Ar-Ar, e foram interpretadas também como a abertura do sistema K-Ar vinculado a um fenómeno posterior à geração das rochas.

As idades ígneas obtidas neste trabalho nos zircões da amostra EP-103 distribuem-se entre  $645 \pm 5,3$  Ma e  $593,6 \pm 5,3$  Ma, com o valor de  $560 \pm 11$  Ma podendo refletir a idade do processo hidrotermal superimposto. No capítulo VII *Geologia Isotópica*, apresenta-se o resultado e discussão desta datação U-Pb em zircão (LA-ICP-MS).

#### III.1.4.1 Petrografia

A seguir é apresentado o estudo petrográfico da amostra EP-103. A classificação e nomenclatura adotadas para as rochas ígneas vulcânicas é baseada na classificação da *International Union of Geological Sciences –IUGS–* (Streckeisen, 1979). Ao princípio foi classificada a partir da análise visual, e posteriormente através da utilização de dados geoquímicos, projetando no campo dos riolitos no diagrama TAS (Middlemost, 1994).

Observa-se uma matriz de grão fino (0,1 a 0,3 mm), granular, de composição K-feldspato, plagioclásio e quartzo (Figura III.4), que compõem 54% da amostra em volume. Geralmente os cristais da matriz aparecem subedrais, destacando-se fenocristais de feldspato potássico (~ 45%), quartzo (~ 35%), e plagioclásio (~ 15%), representando 47% em volume da amostra. Os acessórios (< 1%) são clorita, epidoto, zircão, titanita, e minerais opacos.

O feldspato potássico ocorre tanto como fenocristal, como na matriz. Os fenocristais são de K-feldspato perítico, com macla de carlsbad, geralmente euédricos a subédricos de 2 x 1,5 mm chegando até 8 x 4 mm de aresta, com desenvolvimento de sericita como mineral secundário. Apresentam bordas de reação e baías de corrosão, e comumente contêm inclusões da matriz e opacos. O feldspato potássico da matriz ocorre imerso nela, podendo em alguns partes desenvolver intercrescimento com o quartzo, gerando a textura granofírica. Observa-se ainda textura glomeroporfírica felsofírica.

O quartzo ocorre tanto como fenocristal como na matriz. Os fenocristais alcançam até 3 x 2 mm de aresta, são límpidos, euédricos, e ocorrem dispersos na matriz fina. As vezes encontram-se formando glomérulos. Comumente apresentam corrosão e bordas de

reação, além de inclusões de matriz. Costumam mostrar extinção ondulante e fraturas. Os cristais da matriz são subedrais, e arredondados com limites lobados.

O plagioclásio é menos abundante que os anteriores, e ocorre em proporção igual aos demais minerais, na matriz e como fenocristais. Geralmente o plagioclásio é euedral a subedral, e associa-se ao feldspato potássico, sendo também mais sericitizado.

A clorita ocorre de forma intersticial, anedral, ou formando agregados com epidoto, titanita, zircão e opacos. Todos estes minerais são de tamanhos muito pequenos (submilimétricos). A titanita, o epidoto, e os minerais opacos (magnetita e ilmenita) são subedrais, enquanto o zircão é euedral.

### **III.1.5 Magmatismo Granítico (Neoproterozoico)**

O magmatismo granítico na área é fundamentalmente representado pelo batólito Dionisio-Sierra de los Ríos que foi estudado apenas em levantamentos regionais (Preciozzi *et al.*, 1985; Bossi *et al.*, 1998, 2001), e carece de informações básicas de campo, petrografia e geoquímica. Os granitóides que conformam o batólito continuam no sul do Brasil, e foram correlacionados com a suíte Erval do batólito de Pelotas (Philipp e Machado, 2005; Masquelin, 2006).

De acordo com Preciozzi *et al.* (1985) o batólito Dionisio-Sierra de los Ríos é representado na área de estudo pelo Granito Sierra de los Ríos (Figura III.1), chamado posteriormente como Granito las Cañas por Loureiro (2007). Sob essa denominação, agrupam-se vários granitóides com deformação variável; às vezes com aspecto isótropo, mais em geral apresentam aspecto protomilonítico a milonítico, com termos ricos em fenocristais de feldspato potássico e máficos representados por biotita. Observam-se composições granodiorítica, granítica, e sienítica. Lamentavelmente, os contatos entre os distintos tipos não foram observados no campo. Os trabalhos de campo e petrográficos permitiram o reconhecimento de cinco fácies principais, levando em consideração para esta subdivisão texturas, mineralogia, e estruturas das rochas.

#### **III.1.5.1 Petrografia**

A seguir apresenta-se o estudo petrográfico das amostras coletadas correspondentes às fácies identificadas no batólito. A classificação e nomenclatura adotadas para as rochas ígneas plutônicas é baseada na classificação atualmente vigente da *International Union of Geological Sciences* (IUGS).

As fácies graníticas são as dominantes na área de estudo, distinguindo-se: (a) fácies de granito róseo-avermelhado porfirítico inequigranular deformado, (b) fácies de granito



róseo porfirítico inequigranular com pegmatitos e aplitos, (c) fácies de granito esbranquiçado porfirítico cataclástico e (d) fácies de granito cinza equigranular. Além disso, observou-se restrita ao extremo noroeste da área de trabalho, a presença de fácies sienítica.

***Fácies de granito róseo-avermelhado porfirítico inequigranular deformado***

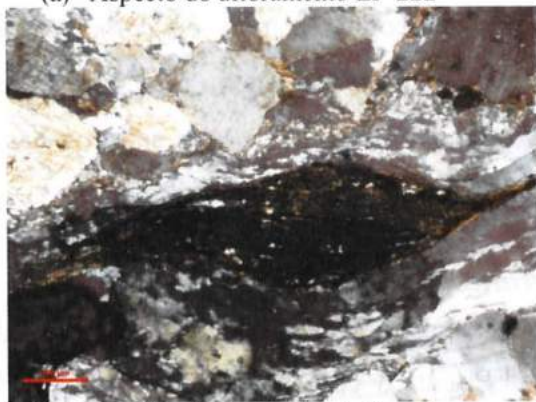
Esta fácies (a) é a mais conspícua, desenvolve-se basicamente na porção nordeste, central, e sudoeste da área de estudo. Trata-se de um granito róseo-avermelhado, porfirítico de granulação grossa a média, inequigranular, de matriz escura, composto por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, e biotita, como constituintes essenciais.



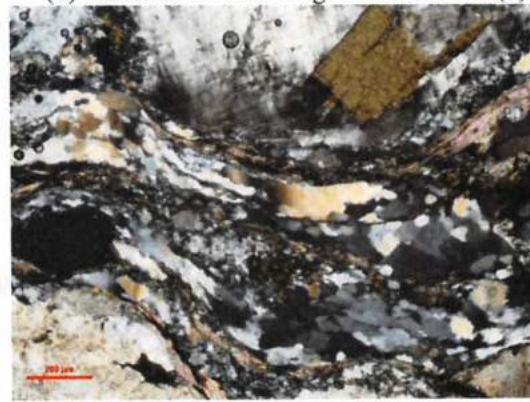
(a) Aspecto do afloramento EP-222



(b) Amostra de mão do granito da fácies (a)



(c) Detalhe de biotita-fish indicando movimentação sinistral (luz polarizada cruzada)



(d) Detalhe da matriz milonítica e porfiroclasto de microclínio (luz polarizada cruzada)

**Figura III.5 Petrografia da fácies de granito róseo-avermelhado porfirítico inequigranular deformado**

Destacam-se grandes cristais de feldspato potássico variando de automorfos de até sete centímetros, a tipo *augen* (Figura III.5) com tamanhos menores. Estes granitos apresentam-se na maior parte da área variando de protomiloníticos a miloníticos. Observa-se desenvolvimento de foliação milonítica S-C, e os minerais quartzo, feldspato potássico, e plagioclásio apresentam uma forte orientação de estiramento..



Nos afloramentos é possível identificar cristais de feldspato potássico rotacionados indicando movimentação sinistral e, às vezes, dextal (Figura III.5).

A descrição microscópica das amostras correspondentes a esta fácies (EP-205, EP-222, EP-224, EP-240) mostrou que os minerais essenciais deste granito deformado são feldspato potássico, plagioclásio e quartzo. Os minerais máficos são biotita, clorita e opacos; enquanto epidoto, zircão, e apatito são acessórios comuns. Define-se claramente uma xistosidade espaçada anastomosada, separando um domínio de clivagem composto por biotita e minerais opacos, dos microlitons compostos por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio.

A matriz envolve porfiroclastos de feldspato potássico, plagioclásio, e subordinadamente biotita. Os porfiroclastos de feldspato potássico e plagioclásio são geralmente subedrais ou arredondados, e acostuman ter sombras de pressão, gerando caudas de recristalização do tipo  $\sigma$ , e menos comum do tipo  $\delta$ . Os escassos porfiroclastos de biotita são do tipo *mica-fish*. O quartzo apresenta-se com extinção ondulante, observando-se também em alguns cristais geração de subgrãos.

Os porfiroclastos mais comuns são de feldspato potássico róseos, de tamanhos entre 0,5 a 5 mm nas lâminas delgadas, maclados em padrão *tartan* correspondente a microclinio. Apresentam, além de sombras de pressão, cristais com estrutura em mosaico, e cominuição em bandas de cisalhamento. O plagioclásio é branco, com tamanhos menores a 2 mm, com macla polisintética às vezes com ondulações, e com sericitização. A biotita pode ocorrer como cristais de até 2 mm, mas geralmente é submilimétrica.

#### ***Fácies de granito róseo porfirítico inequigranular com pegmatitos e aplitos***

Esta fácies (b) é a segunda predominante, e desenvolve-se na porção centro-norte e noroeste. Trata-se de granitos róseos quartzo-feldspático com biotita, de granulação média a grossa, inequigranular, porfirítico (Figura III.6a,b). Destacam-se os feldspatos potássicos róseos que atingem tamanhos de até 4 cm e aparecem fraturados. Observa-se heterogeneidade na textura deste granito, pois passa de textura porfirítica para textura aplitica ou pegmatítica num mesmo afloramento. Quando pegmatítico, o granito apresenta textura gráfica (Figura III.6c). De igual forma que o granito anterior, apresenta graus de deformação variáveis. Estes granitos apresentam desde porções pouco deformadas até protomiloníticas.

A descrição microscópica das amostras correspondentes a esta fácies (EP-203, EP-102) mostrou que os minerais essenciais deste granito deformado são feldspato potássico,

plagioclásio e quartzo. Os minerais máficos são biotita, clorita e opacos, enquanto epidoto e zircão são acessórios comuns.

O feldspato potássico ocorre em geral como cristais com tamanho de 1 a 7 mm. São anedrais a subedrais (Figura III.6d). Apresentam maclas em padrão *tartan*, desenvolvimento de pertitas, e mostrando textura poiquilítica com inclusões submilimétricas arredondadas de plagioclásio e quartzo. O plagioclásio (0,2 a 3 mm) é hipidiomórfico, apresenta macla polissintética, e alteração incipiente com desenvolvimento de sericita. Nos contatos com os feldspatos potássicos geram-se *simplectitas*.



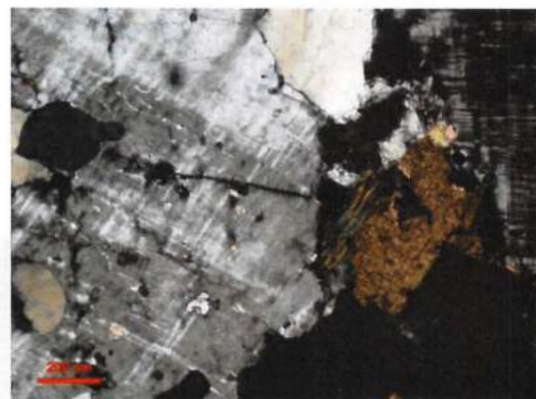
(a) Aspecto típico dos afloramentos desta fácies



(b) Amostra de mão correspondente a EP-203



(c) Detalhe de textura gráfica em veio pegmatítico



(d) Fotomicrografia mostrando a textura (luz polarizada cruzada)

**Figura III.6 Petrografia da facies de granito róseo porfirítico inequigranular com pegmatitos e aplitos**

O quartzo ocorre em tamanhos inferiores a 3 mm fazendo parte da matriz, e com forma anedral. Observa-se extinção ondulante. A biotita (submilimétrica a 1 mm) é subedral, com pleocroísmo verde-acastanhado claro a escuro, às vezes associa-se com mica branca muito fina. Apresenta geralmente inclusões de minerais opacos.

Os minerais acessórios são minerais opacos, zircão, e epidoto. O zircão é eudral, com tamanhos inferiores a 0,1 mm, e ocorre incluso no feldspato potássico, plagioclásio, e



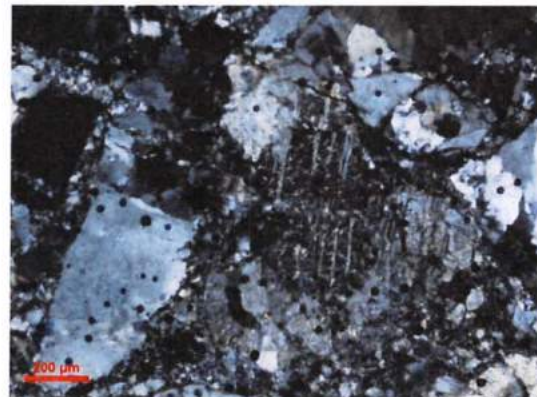
biotita. O epídoto, com tamanhos também submilimétricos, é subedral e associa-se aos opacos, biotita e plagioclásio. Os minerais opacos, com dimensões menores a 0,5 mm são anedrais a subedrais. Os menores ocorrem em geral associados à biotita, enquanto os maiores e subedrais associam-se aos feldspatos.

### *Fácies de granito esbranquiçado porfirítico com deformação*

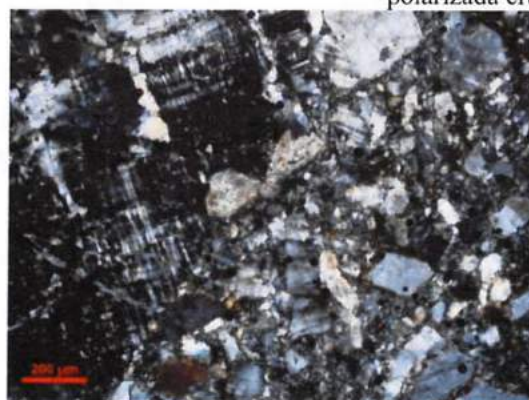
Esta fácies (c) desenvolve-se basicamente na porção centro-sul da área de estudo. Trata-se de um granito esbranquiçado, porfirítico de granulação grossa a média, inequigranular, composto por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, e muscovita, como constituintes essenciais (Figura III.7a,b). Esta fácies apresenta graus variáveis de deformação milonítica e cataclástica. Observa-se em algumas porções foliação milonítica, com bandas de quartzo, feldspato potássico, e plagioclásio, e bandas de minerais micáceos, enquanto em lâmina predomina a cataclase.



(a) Aspecto dos afloramento desta fácies



(b) Detalhe de plagioclásio com macla polisintética e alteração importante luz polarizada cruzada



(c) Fotomicrografia mostrando textura cataclástica (luz polarizada cruzada)

### **Figura III.7 Petrografia da fácies de granito esbranquiçado porfirítico com deformação**

A descrição microscópica das amostras correspondentes a esta fácies (EP-146, EP-237, EP-238) mostrou que os minerais essenciais deste granito deformado são feldspato potássico, plagioclásio e quartzo. Observa-se também sericita, clorita e opacos;

enquanto epidoto, zircão, e titanita são acessórios comuns. Vê-se claramente uma fragmentação dos cristais, gerando fragmentos angulares de tamanhos diversos (milimétricos a submilimétricos) de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio (Figura III.7c).

A matriz fragmentária envolve porfiroclastos de feldspatos potássicos, plagioclásio, e quartzo. Os porfiroclastos de feldspato potássico e plagioclásio são geralmente subedrais ou arredondados. O quartzo é anedral, apresenta-se com extinção ondulante, mais observa-se também cristais com geração de subgrãos.

Os porfiroclastos mais comuns são de feldspato potássico, de tamanhos entre 0,5 a 5 mm nas lâminas delgadas, maclados em padrão *tartan* correspondente a microclinio. O plagioclásio encontra-se em tamanhos menores que 2 mm, com macla polisintética às vezes com ondulações, e com importante sericitização (Figura III.7b). Em algumas porções, os feldspatos e plagioclásio encontram-se quase completamente alterados, deixando unicamente os fragmentos de quartzo envolvidos por sericita. Ocorrem também muscovita e biotita como cristais de até 2 mm, mais geralmente submilimétricas.

A titanita, apresenta-se em cristais subedrais de até 1,5 mm, parcialmente alteradas, associada às micas. O zircão ocorre eudral submilimétrico (menor a 0,2 mm), associado aos feldspatos e plagioclásio. Os minerais opacos são de pequeno tamanho (menor a 0,5 mm), são subedrais, e em geral associam-se a biotita e clorita. A clorita encontra-se desenvolvida principalmente nas fraturas entre os cristais, e como alteração das micas.

### ***Fácies de granito cinza equigranular***

Esta fácies (d) é restrita à porção centro sudeste da área de estudo. Trata-se de um granito cinza quartzo-feldspático com biotita, de granulação média a grossa, fanerítica equigranular (Figura III.8a,b). Os afloramentos encontram-se nas margens do arroio Carpintería.

A descrição microscópica correspondente a esta fácies mostrou que os minerais essenciais deste granito são feldspato potássico, plagioclásio e quartzo. Apresenta muscovita e biotita, enquanto minerais opacos, epidoto e zircão são acessórios comuns. A textura geral é granular hipidiomórfica e apresenta evidências de deformação (Figura III.8c).



O feldspato potássico ocorre em geral como cristais com tamanho de 1 a 5 mm. São anedrais a subedrais. Apresentam maclado em padrão *tartan*, desenvolvimento de pertitas, e mostram textura poiquilítica com inclusões submilimétricas arredondadas de plagioclásio e quartzo. O plagioclásio (0,2 a 3 mm) é subedral, apresenta macla polissintética, deformado, e alteração incipiente com desenvolvimento de sericita. Em alguns contatos com os feldspatos potássicos geram-se simplectitas.

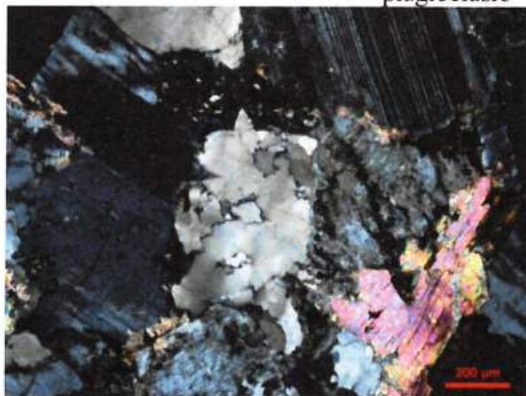
O quartzo ocorre em tamanhos inferiores a 3 mm com forma anedral. Observa-se extinção ondulante e subgrãos. A biotita (submilimétrica a 1 mm) é subedral, com pleocroísmo verde-acastanhado claro a escuro, às vezes associa-se com muscovita, e apresenta geralmente inclusões de minerais opacos. A muscovita é submilimétrica até 1,5 mm, e também, contém inclusões de pequenos opacos. Tanto a muscovita como a biotita mostram os traços de clivagem deformados. Os minerais acessórios são minerais opacos e zircão. O zircão é eudral, com tamanhos inferiores a 0,1 mm, e ocorre incluso no feldspato potássico, plagioclásio, e micas. Os opacos apresentam-se associados as micas com tamanho pequenos (submilimétricos).



(a) Aspecto geral dos afloramentos desta fácies



(b) Detalhe de amostra de mão destacando a presença de cristais eudrais de plagioclásio



(c) Fotomicrografia mostrando a deformação nas micas e no quartzo (luz polarizada cruzada)

**Figura III.8 Petrografia da fácies de granito cinza inequigranular**



***Fácies sienítica***

Esta fácies (e) ocorre no extremo noroeste da área de estudo (Figura III.9a,b). Trata-se de uma rocha leucocrática de cor róseo, fanerítica equigranular, de grão fino a médio. Não apresenta foliação, e compõe-se de feldspato potássico e plagioclásio como minerais essenciais, subordinadamente contém quartzo e biotita. Observam-se porções mais ricas em biotita, passando a ter tonalidades cinza.

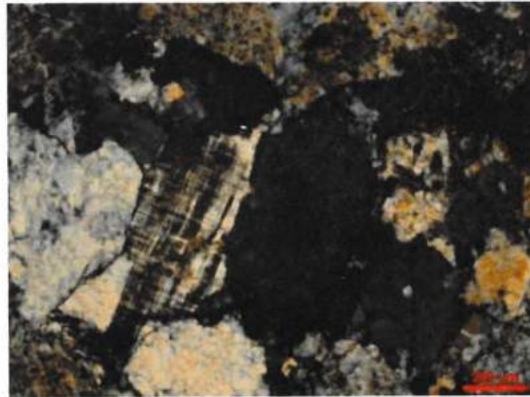
A descrição microscópica da amostra correspondente a esta fácies (EP-219) mostrou uma textura granular, hipidiomórfica, sendo os minerais essenciais feldspato potássico e plagioclásio, subordinadamente o quartzo (Figura III.9c). Os minerais máficos são muito escassos (menor que 1%), sendo biotita e opacos, enquanto zircão é acessório comum.



(a) Vista do afloramento correspondente a esta fácies



(b) Detalhe de amostra de mão (EP-219)



(c) Fotomicrografia mostrando a textura

**Figura III.9 Petrografia da fácies sienítica**

O feldspato potássico ocorre em geral como cristais com tamanho de 1 a 4 mm. São subedrais a anedrais, e alguns cristais apresentam macla de carlsbad e outros com padrão em *tartan*. O plagioclásio (0,2 a 3 mm) é hipidiomórfico, apresenta maclado polissintético muitas vezes deformado, e alteração incipiente com desenvolvimento de sericita. O quartzo ocorre em tamanhos inferiores a 3 mm, com forma anedral. Observa-se extinção ondulante. A biotita (submilimétrica a 1 mm) é subedral, com pleocroísmo

verde-acastanhado claro a escuro, e apresenta geralmente inclusões de minerais opacos. Os minerais acessórios são minerais opacos e zircão. O zircão é eudral, com tamanhos inferiores a 0,1 mm. Os escassos minerais opacos, tem dimensões menores a 0,5 mm, são subedrais, e ocorrem associados à biotita.

### III.1.5.2 Geoquímica

Tentando a caracterização geoquímica do Granito Sierra de los Ríos foram analisadas quatro amostras representativas das facies descritas anteriormente. Os resultados analíticos são apresentados no anexo Tabelas. Estes granitos apresentam um intervalo de teores de SiO<sub>2</sub> de 67,10% a 75, 65%, sendo a exceção a amostra EP-219 com 59,36% de SiO<sub>2</sub> que corresponde a um sienito quartzoso.

#### ***Elementos maiores***

No diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971) exibido na Figura III.10, as amostras indicam carácter cálcio-alcálico. O conteúdo total dos álcalis é elevado (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O = 4,81 – 11,34%), sendo o valor mais elevado correspondente ao quartzo-sienito. O valor mais baixo corresponde a um granito milonítico da parte sul, e poder-se-ia atribuir a perda de álcalis por remobilização. Todas as amostras são classificadas como subalcalinas no diagrama TAS (Figura III.10) segundo os limites estabelecidos por Irvine e Baragar (1971).

No diagrama SiO<sub>2</sub> *versus* K<sub>2</sub>O (Peccerillo e Taylor, 1976), as amostras ficam no campo cálcio-alcálico de alto potássio. Os teores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> são elevados (14,01% – 20,11%) e todas as amostras dos granitos possuem carácter levemente peraluminoso com um índice de saturação em alumina levemente superior a 1, com exceção do quartzo-sienito que apresenta carácter levemente metaluminoso (Figura III.10). O conteúdo de MgO é baixo na maioria das amostras (<1%), e o conteúdo de FeO total é menor a 3%. De acordo com a classificação proposta por Frost *et al.* (2001), as amostras estudadas pertencem à chamada série magnésiana dos granitos cordilheranos, e apresentam-se distribuídas entre os campos álcali-cálcico e cálcio-alcálico nos diagramas FeO<sub>t</sub>/(FeO<sub>t</sub>+MgO) *versus* SiO<sub>2</sub> e (Na<sub>2</sub>O +K<sub>2</sub>O-CaO) *versus* SiO<sub>2</sub>, respectivamente (Figura III.10). Nos diagramas de Harker observa-se decréscimo nas concentrações de TiO<sub>2</sub>, MgO, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e FeO<sub>t</sub> com o aumento de SiO<sub>2</sub> (Figura III.11).

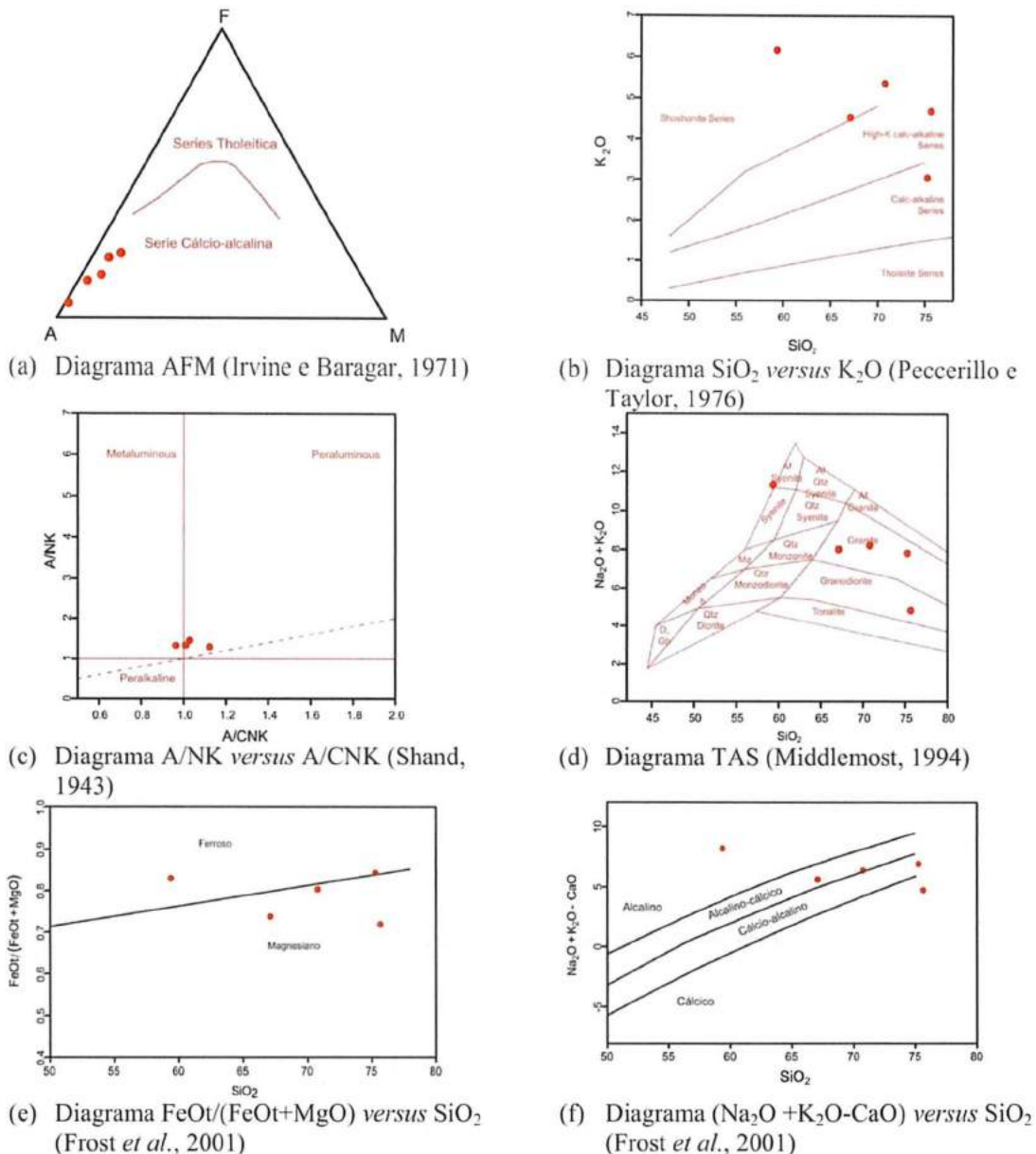


Figura III.10 Classificação química para as amostras do Granito Sierra de los Ríos

### Elementos traços

Os elementos traços caracterizam-se por apresentar conteúdos médios e altos dos elementos LIL -Large Ion Lithophile- (Ba é normalmente  $> 1000$  ppm e Sr  $> 250$  ppm); enquanto os elementos HFS -High Field Strength- apresentam baixos teores (Nb é normalmente  $< 9$  ppm e Y  $< 14$  ppm). Os teores totais dos elementos terras raras (ETR) variam entre 50 e 300 ppm. Os spidergrams normalizados a ORG (Orogenic Granites - Pearce *et al.*, 1984) apresentam padrões similares aos VAG (Volcanic Arc Granites) indicados por Pearce *et al.* (1984). Ao mesmo tempo, os diagramas de ETR normalizados a condrito (Figura III.12) exibem padrões decrescentes contínuo desde La para Lu, sem anomalias significativas de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,63 - 1,02$ ). A razão



LREE/HREE é variável ( $La_N/Yb_N = 9,26 - 63,63$ ). O padrão geral é comparável com o padrão de ETR dos granitos de margens ativas.

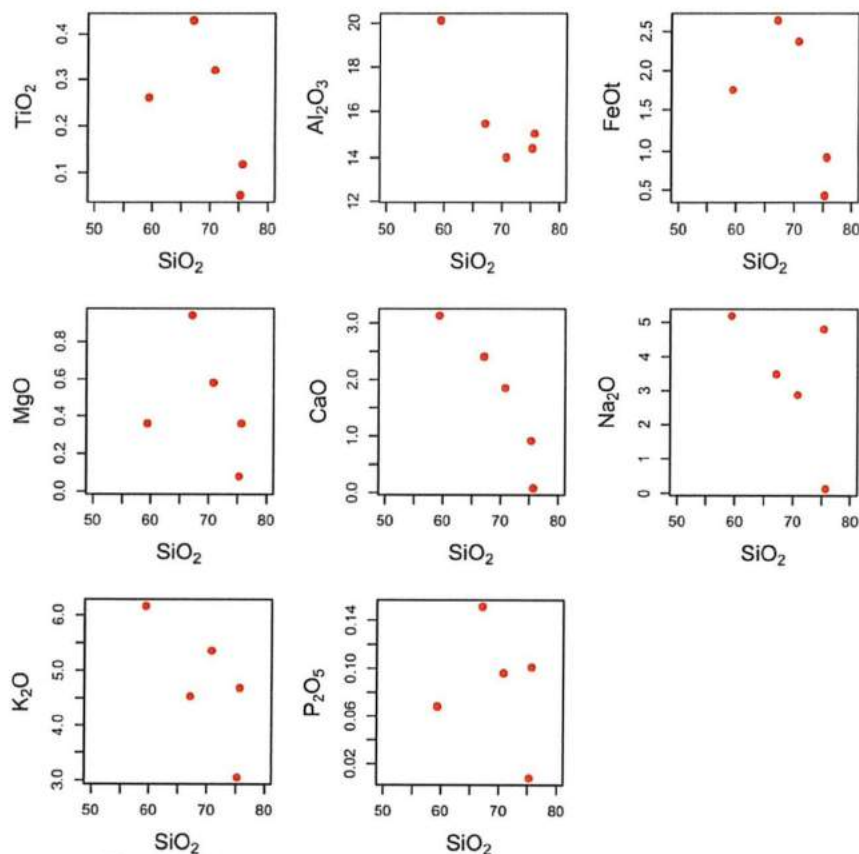


Figura III.11 Diagramas de variação química tipo Harker

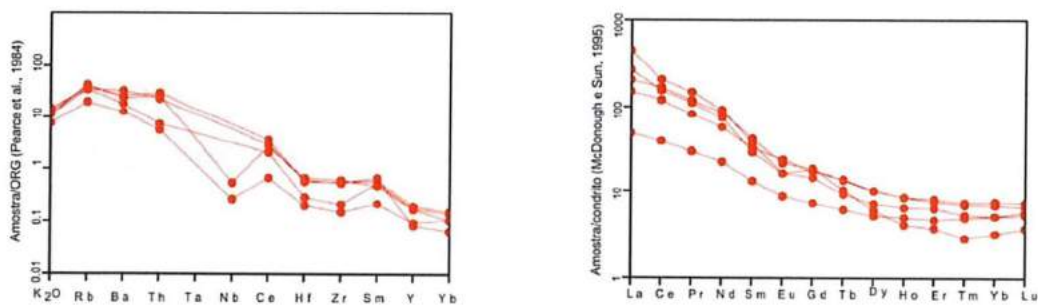


Figura III.12 Diagramas spider e de terras raras normalizados

### Classificação tectônica

Na Figura III.13 exibem-se os diagramas de discriminação tectônica de Pearce *et al.* (1984) para as amostras estudadas. Estes diagramas revelam que os granitóides analisados agrupam-se no campo de Granitos de Arco Vulcânico (VAG). É também possível que o ambiente seja pós-colisional considerando que as amostras encontram-se no campo circular dos Granitos Pós-Colisionais (PCG) no diagrama Y+Nb *versus* Rb segundo Pearce *et al.* (1984).

Considerando a afinidade geoquímica do magmatismo, os litotipos analisados apresentam assinaturas químicas condizentes com rochas graníticas formadas em arco magmático, apresentando carácter cálcio-alcálico de alto potássio.

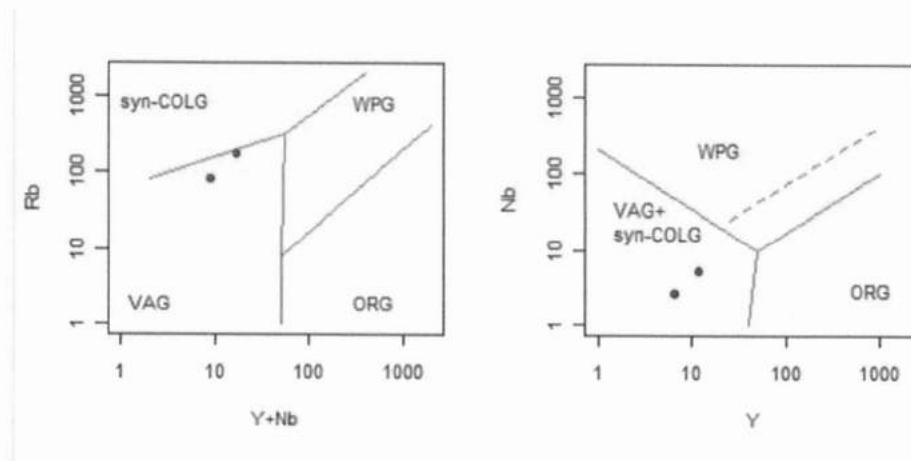


Figura III.13 Diagrama de discriminação tectônica (Pearce *et al.*, 1984)

### III.1.5.3 Litologia associada ao Batólito Dionisio-Sierra de los Ríos

Outra litologia relacionada à magmatismo ocorre na área. Tem-se observado três afloramentos pequenos (entre 3 e 5 m) de rochas afíricas brancas-acinzentadas, apresentando laminação e importante deformação frágil. Ocorrem relacionadas espacialmente à segunda fácies granítica descrita (Figura III.14) como *roof-pondant* já que os trend estruturais são discordantes com os granitos hospedeiros e não apresentam contatos tectônicos entre eles.

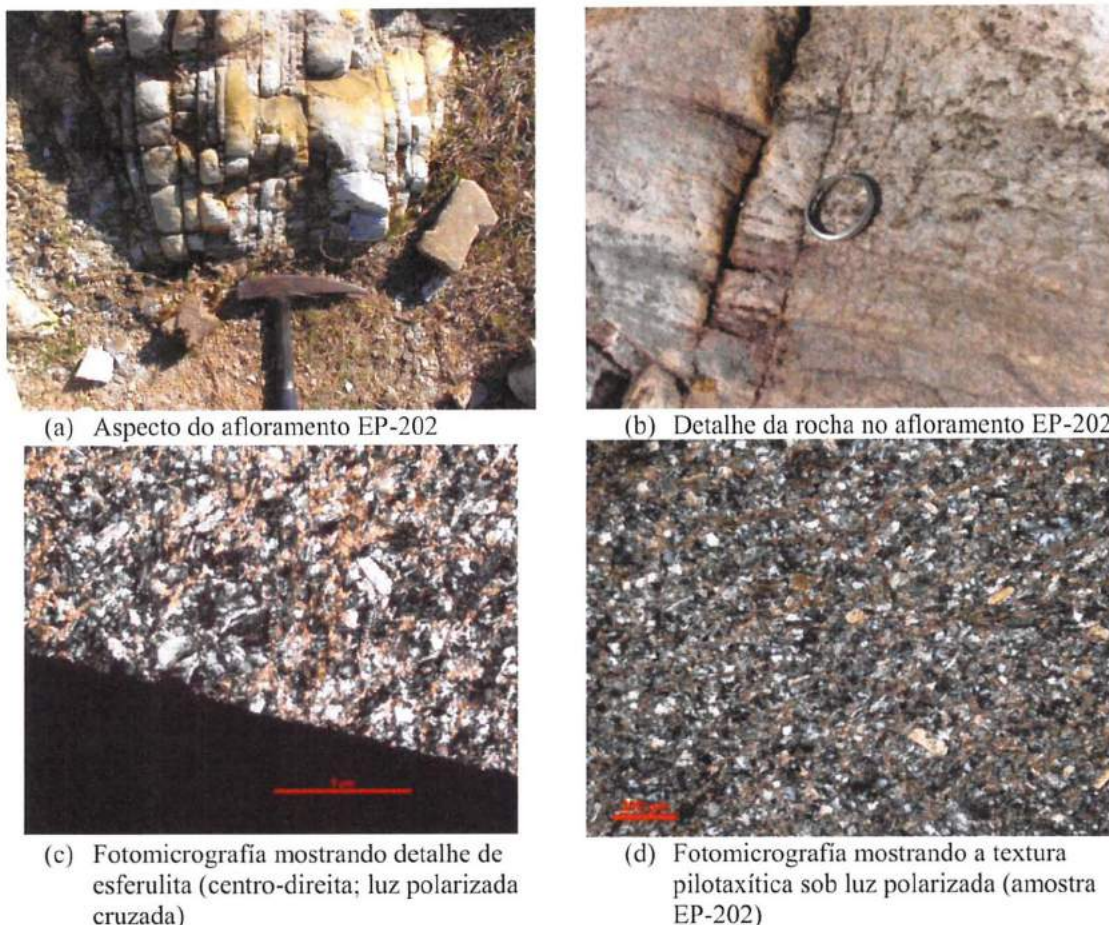
#### **Petrografia**

A descrição microscópica das amostras correspondentes a esta litologia (EP-202 e EP-173) permitiu determinar que trata-se de rocha vulcânica com tamanho de grão muito fino (menor a 0,1 mm), apresentando textura pilotaxítica, onde destacam-se microfenocristais de plagioclásio e feldspato potássico levemente orientados (Figura III.14a,b,d). A matriz é composta por quartzo, feldspato, plagioclásio, clorita e opacos. Agregados de finos cristais de quartzo anedrais com secções circulares ou alongadas (~0,2 mm de comprimento), às vezes com ténue zonamento concêntrico, tipo esferulitas, sugerem amígdalas ou vesículas recristalizadas (Figura III.14c).

O plagioclásio apresenta-se eudral e com sericitização observando-se macla polisintética em vários dos cristais. Os feldspatos são eudrais a subedrais, e apresentam macla de carlsbad. Agregados de clorita marcam uma foliação ligeiramente coincidente com a disposição das cristais de plagioclásio. Além disso, clorita em agregados submicroscópicos junto com opacos aparecem distribuídos, deixando um aspecto



manchado nas lâminas delgadas estudadas. Minerais opacos e zircão encontram-se como acessórios.



**Figura III.14 Petrografia das litologias relacionadas espacialmente à magmatismo granítico**

Em função das características descritas, e fundamentalmente pela presença de esferulitas, é indicado um origem vulcânica para esta litologia.

Foi determinada a idade desta unidade através da técnica U-Pb (LA-ICP-MS) em zircões separados da amostra EP-202. As idades obtidas distribuem-se entre  $641,4 \pm 4,2$  Ma e  $598 \pm 11$  Ma, semelhante ao padrão observado no dique da Formação Sierra de los Ríos na área de estudo (amostra EP-103). Maiores detalhes sobre a datação encontram-se no Capítulo VII *Geologia isotópica*.

### III.1.6 Complexo Paso del Dragón

#### III.1.6.1 Antecedentes do Complexo Paso del Dragón

Originalmente uma parte das litologias agrupadas aqui como Complexo Paso del Dragón foram definidas por Preciozzi *et al.* (1979) como Formação Paso del Dragón. Segundo Preciozzi *et al.* (1979) a formação é integrada por metamorfitos que conformam uma faixa de direção N20E a EW no extremo leste do departamento de

Cerro Largo no Uruguai (Figura III.15). Esses autores descreveram uma associação litológica com metamorfismo em fácies anfibolito inferior, composta por micaxistos, anfibolitos e xistos de natureza variada. Indicaram que os micaxistos apresentam abundante muscovita e biotita associada, tem textura lepidoblástica com variações laterais a granolepidoblásticas pela intercalação de níveis quartzo-feldspáticos. Os anfibolitos têm textura granolepidoblástica, são constituídos por hornblenda eudral e plagioclásio, com alteração importante a uma mistura de epidoto + zoisita + calcita. Os xistos possuem texturas granoblásticas, são de composição quartzo-feldspática com biotita e muscovita como acessórios comuns.

Foi em 1988 que Bossi e Navarro indicaram a ocorrência de serpentinitos maciços com texturas cumulares e tremolititos com textura nematoblástica conformando bandas de 2 a 10 m de potência. Estes autores sugeriram que se tratava de um “corpo magmático do tipo Alpino, não ofiolítico”, que se teria alojado entre os 1000 e 500 Ma. Foram chamados informalmente como “ultrabásico do Cerro la Tuna” (Bossi e Navarro, 1988) ou serpentinitos e anfibolitos de “Cerro la Tuna” (Bossi e Schipilov, 2000; Bossi e Gaucher, 2004).

Segundo Bossi e Schipilov (2000), esses litotipos ultrabásicos conformam um anticlinal com plano axial de direção N70E e mergulho da charneira (eixo b) de 15° para o WSW. Estes mesmos autores propuseram que se poderia tratar de fragmentos de crosta oceânica, alongados e desconectados, constituindo um possível ofiolito desmembrado.

As litologias ultrabásicas descritas na região do Cerro La Tuna por Bossi e Schipilov (2000) são as seguintes:

- **Serpentinitos.** Descrevem quatro tipos distintos segundo a textura ou estrutura apresentada. Assim se têm maciças, cumulares, estratificadas e pseudo-macro-cristalinas, sendo as maciças as mais abundantes. A composição mineralógica observada por eles é antigorita, serpentina e crisotilo, com raras ocorrências de relictos de forsterita, tremolita e hiperstênio.
- **Anfibolitos.** Apresentam em geral textura granoblástica; estão compostas de hornblenda e andesina.
- **“Metalavas porfíricas”.** Apresentam matriz afanítica escura com fenocristais milimétricos não identificados. Conformam lentes de poucos metros de comprimento e alguns decímetros de potencia que localmente gradam a serpentinitos e/ou anfibolitos.

- **Tremolititos.** São muito abundantes, possuem escassa potencia, às vezes estão associadas às zonas de falha, mas geralmente mostram estrutura concordante com os restantes metamorfitos.

Do ponto de vista geoquímico tem-se pouca informação. Só há quatro análises químicas parciais (parâmetros analisados  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{H}_2\text{O}^+$ ), dos quais três pertencem aos serpentinitos e uma a “metalava porfírica”. Foi concluída exclusivamente a natureza ultrabásica dos serpentinitos e um caráter komatiítico da “metalava”.

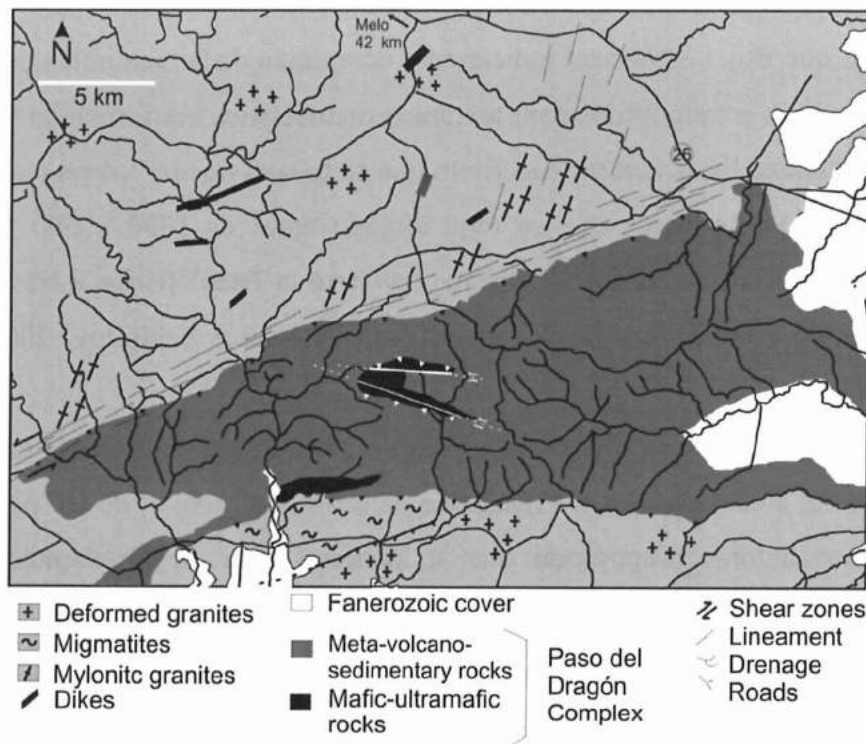


Figura III.15 Esboço geológico da área de estudo

No referente aos aspectos estruturais, indica-se uma história complexa para a região (Preciozzi *et al.*, 1985; Bossi e Navarro, 1988; Bossi e Schipilov, 2000). Foram descritas por Bossi e Schipilov (2000) a existência de duas falhas de caráter regional que afetaram a unidade; uma na direção EW e componente dextral, e a outra na direção WNW. Além disso, foi mencionada a existência de um cavalgamento do corpo ultramáfico sobre os xistos da formação Paso del Dragón, segundo uma falha inversa de  $40^\circ$ - $50^\circ$  de mergulho para o W.

Recentemente, Bossi (2010) indica a existência de uma falha inversa (chamada Sarandí de Barceló) com direção  $\text{N}60\text{E}/45^\circ\text{S}$ , e uma transcorrência com movimento dextral que afetou os micaxistos da formação Paso del Dragón.



### III.1.6.2 Redefinição como Complexo Paso del Dragón

Desde Preciozzi *et al.* (1979) até Bossi (2010) não se têm aprofundado o conhecimento desta unidade. Por exemplo, não foram descritos todos os litotipos que a conformam, além de não ter sido caracterizada desde o ponto de vista petrográfico, litoquímico, isotópico, e estrutural, de maneira de contribuir ao conhecimento de sua gênese.

A definição e categorização das diferentes unidades estabelecidas pelo Código Estratigráfico Internacional (ISSC,1994), contém várias considerações a serem atendidas no momento de formalização. Para o caso da unidade litoestratigráfica Formação, é necessário estabelecer aspectos tais como localização geográfica, a área de afloramento, a composição, estrutura, geometria, idade, origem, entre outras. A definição original da Formação Paso del Dragón conteve várias omissões no que diz respeito às recomendações do Código Estratigráfico Internacional válida no momento. Embora originalmente a unidade fosse definida como Formação, não foram seguidas algumas das recomendações sobre aspectos fundamentais tais como que a sua definição deve ser clara e precisa, deve-se indicar uma área tipo, descrever as litologias e estruturas, e o nome deve ser derivado de uma característica natural ou artificial ou perto do local onde a unidade litoestratigráfica desenvolve-se.

O Código Estratigráfico Internacional (ISSC, 1994) sugere que quando a variação litológica é grande, com estruturação complexa onde há participação de litologias ígneas e sedimentares metamorfisadas, e onde existe impossibilidade de mapeamento em escalas operativas, é recomendável o uso de unidades litodêmicas ao invés de unidades litoestratigráficas. Então, seguindo essa orientação e baseado nos estudos apresentados aqui, propõe-se a modificação de nomenclatura passando de Formação para Complexo Paso del Dragón, ficando o mesmo nome pelo princípio de precedência, e porque está imposto na literatura geológica uruguaia.

Define-se formalmente nesta tese o Complexo Paso del Dragón (emendado de Preciozzi *et al.*, 1979) que ocorre na porção nordeste do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai. Trata-se de um conjunto litológico que abarca rochas ígneas plutônicas, vulcânicas e sedimentares, metamorfisadas, com relações estruturais intrincadas, que tem sido designadas até agora como Formação Paso del Dragón (Preciozzi *et al.*, 1979), micaxistos da Micaela (Bossi, 2010) e serpentinitos do Cerro la Tuna (Bossi e Schipilov, 2000).

### III.1.6.3 Descrição do Complexo Paso del Dragón

As observações de campo indicam que o Complexo Paso del Dragón (CPD) efetivamente conforma uma faixa de direção N20E a EW localizado no limite entre os departamentos de Treinta y Tres e Cerro Largo, ao nordeste do Uruguai (Figura III.15). Encontra-se alojado em granitóides com graus variáveis de deformação ao norte e oeste, e por migmatitos e gnaisses ao sul. Se bem é muito difícil estabelecer as relações de contato entre eles, devido à escassez de afloramentos, estes são do tipo tectônico. No limite norte o complexo cavalga sobre granitóides miloníticos, e no limite sul, o complexo é cavalgado por migmatitos e gnaisses.

Em função da informação obtida nesta pesquisa e exposta nos capítulos seguintes, o CPD é constituído por duas unidades litodêmicas: (a) os xistos da Micaela (modificado de Bossi, 2010) que constituem mais do 80% do Complexo e abrange uma associação meta-vulcano-sedimentar com deformação múltipla, composta por xistos quartzo-feldspáticos a muscovita dominantes, com intercalações de quartzitos, meta-vulcânicas félsicas e xistos anfibólicos com granada, e (b) os serpentinitos do Cerro La Tuna (modificado de Bossi e Schipilov, 2000) que constituem menos do 20% do Complexo e abrange rochas máficas-ultramáficas também deformadas e metamorfisadas constituídas por serpentinitos, xistos magnesianos variados e xistos anfibólicos, alojadas no litodema (a).

O nome das unidades litodêmicas surge das denominações informais utilizadas anteriormente para fazer referência as litologias desenvolvidas na área de ocorrência da Formação Paso del Dragón. No caso dos Xistos da Micaela, o nome faz referência à litologia principal e ao povoado onde estes ocorrem. De igual forma, os Serpentinitos do Cerro La Tuna refere-se a litologia predominante e ao nome geográfico onde ocorrem.

No Anexo Mapas apresenta-se o esboço geológico da área baseado nos antecedentes e observações feitas no campo nesta pesquisa.

Observa-se no Complexo Paso del Dragón uma estruturação muito complexa, com metamorfismo em fácies xistos verdes inferior com vestígios de metamorfismo em fácies anfíbolito, muito tectonizado com presença de dobramentos e cisalhamentos. Em geral, os afloramentos não apresentam boas exposições. Além disso, a maioria das litologias tem alteração importante e as áreas expostas são pequenas. Somente os serpentinitos apresentam boas exposições (Figura III.16) e serão as principais litologias empregadas para o estudo do Complexo.





Figura III.16 Paisagem do morro La Tuna. Os afloramentos correspondem a serpentinitos.

### ***Litodema xistos da Micaela***

Neste litodema predominam os micaxistos, porém apresentam escassos afloramentos (Figura III.17). Em amostra de mão eles são de cor vermelha, marrom e cinza, dependendo do grau de alteração, e são de granulação fina a média. As melhores exposições dos micaxistos estão restritas à drenagens e aos cortes nos caminhos, e geralmente apresentam alteração avançada. A identificação dos protólitos é muito difícil devido ao metamorfismo e deformação superimpostas, além da importante alteração. Observam-se bandas de composição quartzo-feldspática intercaladas com bandas de minerais micáceos (muscovita, biotita) onde ocorrem relictos de estauroлита e granada, marcadores da fácies anfibolito (Bucher e Grapes, 2011). Frequentemente apresentam-se miloníticos com aspecto gnáissico. Além disso, é muito comum observar crenulação, e grande quantidade de veios (desde métricos a milimétricos), e *boudins* de quartzo, acompanhando a foliação (Figura III.17). Perto do contato com as rochas máficas-ultramáficas do litodema (b) desenvolvem-se bandas ricas em turmalina e biotita. Outras litologias com menor representação foram identificadas nos trabalhos de campo. Ocorrências mais restritas apresentam os quartzitos, metavulcânicas félsicas e xistos anfibólicos, em geral nas adjacências das rochas meta-ultramáficas (Figura III.17). A extensão lateral e longitudinal dessas ocorrências é de difícil determinação devido à escassez de afloramentos e à deformação. Mas geralmente, essas litologias afloram ao longo de 200-300 m com larguras de 1-10 m em contato tectônico com as rochas máficas-ultramáficas do litodema serpentinito do Cerro la Tuna.



(a) Micaxistos extremamente alterados típico na área (EP-210)



(b) Afloramento de micaxisto mostrando a disposição típica na área (EP-150)



(c) Amostra de mão de sericita-clorita-quartzo-granada-xisto (EP-214)



(d) Detalhe de boudin de quartzo nos micaxistos do CDP (EP-476)



(e) Detalhe de afloramento de quartzitos bandeados (EP-337)



(f) Detalhe do afloramento de quartzitos bandeados avermelhados (EP-117)

**Figura III.17 Litologias do litodema Xistos da Micaela do CDP**

Observou-se a presença de três tipos de quartzitos, pretos, vermelhos e brancos. Os quartzitos pretos, devido a presença de opacos, e vermelhos, devido a oxidação, afloram juntos na parte sul de complexo, fazendo contato tectónico com o corpo menor de rochas máficas-ultramáficas pertencente ao litodema (b). Podem-se observar microdobras com eixos sub-horizontais e bandeamento composicional fino. Os quartzitos brancos-róseos encontram-se ao norte do morro La Tuna.



As rochas meta-vulcânicas félsicas são de cor branca com pequenos olhos de quartzo e muscovita (Figura III.17). Eles foram observados em contato com os micaxistos a muscovita.

Finalmente, os xistos tremolíticos também afloram perto ou em contato tectônico com o litodema (b) (Figura III.17). São de cor verde, às vezes apresentam bandeamento verde-ocre e dobramento. Em geral, conformam uma seqüência bandada alternando faixas de tremolita-quartzo-xistos, quartzitos e formações ferríferas bandadas.

### *Litodema serpentinitos do Cerro la Tuna*

Este litodema apresenta-se fundamentalmente em dois corpos separados dentro das litologias do litodema Xistos da Micaela (Figura III.15). O corpo maior ocorre nas imediações do morro La Tuna, na porção central do CPD. A fotolectura das imagens aéreas sugere a existencia de uma estrutura dobrada, inclinada, com plano axial aproximado EW.

A fotointerpretação (1:20.000) e o trabalho de campo permitiu estabelecer que se trata de um conjunto que apresenta dobras rompidas, com eixos em direções variadas, que encontram-se justapostos. Entanto ou outro corpo é bem menor, ocorre na porção centro sul do CPD, e o aspecto e de uma estrutura lineal comprida (*ca.* 2000 m) e delgada (*ca.* 200 m) na direção E-W. Embora, pequenos afloramentos isolados de serpentina-anfibólio xistos têm sido observados intercalados nos micaxistos (Figura III.19). Não são observadas apófises ou diques destas litologias nas litologias dos Xistos da Micaela, e os contatos parecem ser tectônicos. Embora desenvolve-se nos contatos uma zona metassomática, com litologias típicas monominerálicas e biminerálicas, conhecida comumente como *blackwalls*.

Os afloramentos deste litodema são de cor verde claro até escuro, às vezes cinza ou ocre. Possuem geralmente foliação xistosa paralela aos micaxistos com quem estão em contato, e apresentam dobramento observável em micro e meso escala. Fundamentalmente, trata-se de serpentinitos, xistos anfibólicos, xistos magnesianos, e rochas carbonáticas.

Os serpentinitos do complexo ocorrem fundamentalmente na parte interna do corpo maior (daqui em diante morro La Tuna), como uma lente alongada segundo a direção EW. Estes metamorfitos possuem dimensões de até 800 m de comprimento e 300 m de largura aflorante. Normalmente são rodeados pelos xistos magnesianos e xistos anfibólicos (Figura III.18). Exibem um amplo espectro de cores e padrões

provavelmente devido à composição química original diferente, e graus de alteração também diferentes. Eles se apresentam maciços ou xistosos, com cores desde o verde escuro até marrom e verde claro e amarelado.

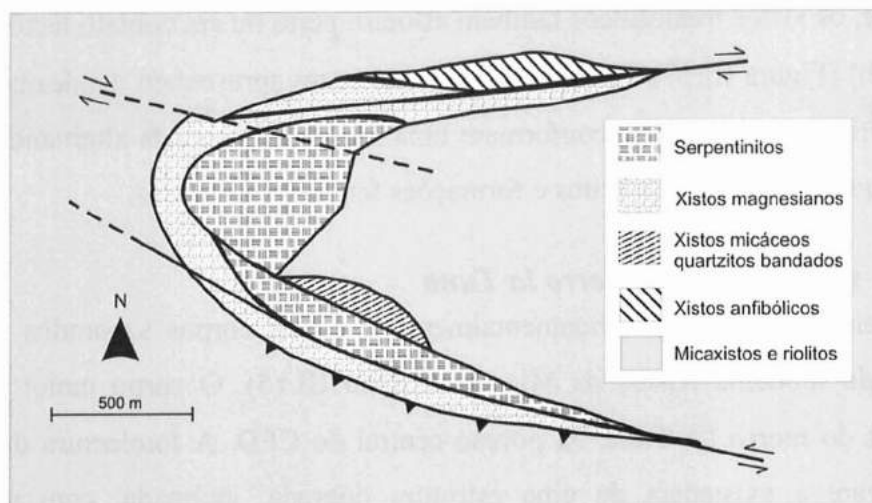


Figura III.18 Esquema da relação entre serpentinitos, xistos anfibólicos, e talcoxistos

Os serpentinitos predominantes são os maciços. Estes apresentam três tipos de superfícies: uns com superfícies lisas onde se podem ver claramente as marcas da disjunção poligonal (Figura III.19a); outros onde as superfícies dos afloramentos são irregulares com hemisférios protuberantes, globulosos (Figura III.19b); o terceiro tipo apresenta superfícies irregulares de cor castanha e com nódulos de opacos (Figura III.19c). Este último tipo de serpentinito apresenta abundantes nódulos disseminados de espinélios (*apriori* cromita) em diferentes porcentagens, dependendo da localização dos distintos afloramentos (Figura III.19d). As vezes parecem porções de cromitito. Aliás, estão recortados por veios de 1 a 2 cm de amplitude geralmente recheios de um material branco, de grão muito fino, com pequenos cristais de turmalina preta. Além disso, observa-se alternância de bandas de serpentinitos globulosos com bandas de serpentinitos lisos de cor castanha com nódulos de opacos, sugerindo acamamento ígneo preservado mergulhando à SW. Às vezes, bandas muito finas (5-10 cm) de clorita-xistos e tremolita-xistos aparecem intercaladas nos serpentinitos grossos, e veios de talco recortam a rocha em várias direções.

Os serpentinitos xistosos, de aparição mais restrita e associada às zonas de cisalhamento internas ao corpo, apresentam afloramentos pontiagudos e rasteiros, e são de tonalidade verde-branco-amarelados. Observa-se presença de asbestos brancos nas porções mais alteradas (Figura III.19e).

Os xistos anfibólicos afloram de forma bastante continua bordejando aos serpentinitos, em bandas alongadas de até 1000 m e 1-4 m de largura afluente. Podem apresentar-se



em contato com os xistos magnesianos ou em contato neto os micaxistos do litedema (a) onde se observam fenômenos de epidotização intensa. São de cor verde escuro, com tamanhos de grão fino. Estão recortados por veios aplíticos e de quartzo em direções variadas. O aspecto deles varia entre afloramentos. Às vezes observa-se dobrado a nível mesoscópico e microscópico (Figura III.19f).



(a) Afloramento de serpentinitos apresentando disjunção poligonal



(b) Afloramento de serpentinitos apresentando superfícies globulosas



(c) Afloramento de serpentinitos apresentando superfícies lisas e cor ocre



(d) Detalhe de amostra de mão de tremolita-serpentina-xisto alterado com alto conteúdo de Cr-espínélio



(e) Afloramento de serpentinitos xistosos asbestiformes



(f) Detalhe de microdobras de crenulação presentes nos xistos anfibólicos

**Figura III.19 Afloramentos dos serpentinitos e xistos anfibólicos**

Os xistos magnesianos predominam no corpo do sul, e nas bordas do corpo do morro La Tuna. Constituem bandas de 20 até 800 m de comprimento e 0,5 até 5 m de largura



aflorante. Sob essa denominação agrupam-se litologias variadas, com disposições diversas: clorita-xistos, tremolita-xistos, serpentina-tremolita-xistos, e talco-xistos. Os clorita-xistos representam níveis de pouca potência entre 5 cm até 1 m.



(a) Afloramento de clorito-xisto e tremolito xisto entre dois níveis de serpentinitos



(b) Detalhe do aspecto apresentado por alguns clorita-xistos semelhante ao de uma "metalava porfirica"



(c) Dique de talcoxisto atravessando os xistos anfibólicos e serpentinitos



(d) Detalhe de afloramento de xisto-tremolítico maciço



(e) Afloramento de xistos carbonáticos com Cr-espínélios alterados



(f) Detalhe de afloramento de turmalinito

**Figura III.20 Afloramentos dos xistos magnesianos e rochas associadas**

Em geral, os níveis de menor espessura parecem estar associados com planos de cavalgamento (Figura III.20a) entre serpentinitos. Eles são de cor verde escuro, xistosos e com crenulação. Os níveis de maior tamanho, também associados aos serpentinitos, são de cor verde claro – azulado, com afloramento de aspecto maciço tabular de 1 m de

potencia. Em amostra de mão apresenta aspecto de lava porfírica, onde se destacam cristais esbranquiçados de até 0,5 mm numa matriz afanítica verde clara (Figura III.20b). Observa-se crenulação e importante cominuição perpendicular e paralelo à xistosidade. As fraturas estão preenchidas por minerais opacos diminutos e hematita (oxidação vermelha).

Os talco-xistos encontram-se fundamentalmente na parte norte do corpo morro La Tuna, e às vezes apresentam carbonatação importante. Observou-se que estes xistos associam-se geralmente a zonas de cisalhamento nos contatos com as litologias do litodema xistos da Micaela que engloba as rochas máficas-ultramáficas. Geralmente, estes são de cor branco-esverdeado e apresentam em amostra de mão abundante quantidade de óxidos de ferro de cor vermelho (Figura III.20c). Os níveis de talco-xistos variam entre 20 cm para 1 m de largura aflorante.

Os xistos tremolíticos, verdadeiros tremolititos, apresentam-se associados às zonas de cisalhamento na borda sul na área do morro La Tuna, e também no interior dos serpentinitos. Em amostra de mão pode observar-se a disposição fibrosa dos anfibólios. Os tamanhos dos grãos variam desde submilimétricos a milimétricos. Em algumas porções, estas rochas tremolíticas apresentam aspecto maciço (Figura III.20d).

### **III.1.7 Migmatitos e gnaisses (Mesoproterozóico-Neoproterozóico)**

Os migmatitos ocorrem fundamentalmente na porção sul da área, em contato tectônico com o Complexo Paso del Dragón e com os granitos neoproterozóicos. Apresentam-se extremamente alterados, sendo impossível obter amostras frescas para efetuar seções polidas ou análise química. Porém, em alguns afloramentos, apesar da alteração, pode-se observar muitas de suas características (Figura III.21 a, b, c). Entre os distintos afloramentos, estas litologias parecem ser gnaisses bandeados ou migmatitos estromáticos.

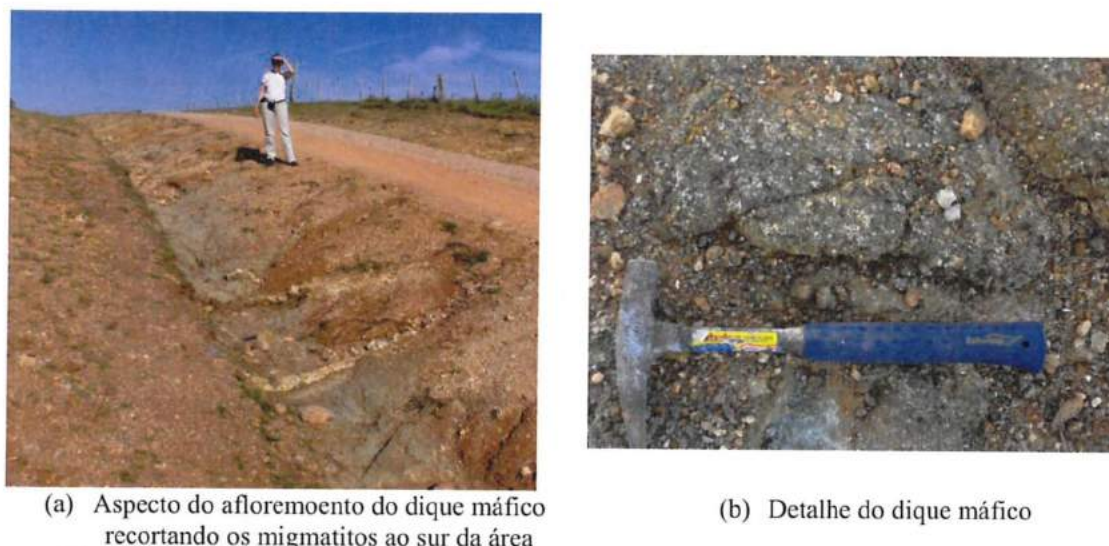
Estas bandas aparecem dobradas em alguns afloramentos, com dobras fechadas e em “m”, observando-se porções recristalizadas quartzo-feldspáticas indicando fusão parcial, e distinguindo-se o mesossoma, melanossoma e o leucossoma nos migmatitos estromáticos dobrados. O leucossoma é quartzo-feldspático de granulação média a grossa e cores branco-rosados. O mesossoma apresenta composição gnáissica com quartzo, feldspato e biotita, em bandas milimétricas. O melanossoma é de composição biotítica-anfibolítica. Também se observam bandas ou enclaves anfibolíticos, extremamente alterados.



Os gnaisses encontrados na área são de aspecto homogêneo, e são recortados por abundantes diques pegmatíticos e apliticos com espessuras desde milimétricas a centimétricas. Aparecem muito alterados com cor ocre, e são de composição quartzo-feldspática.



**Figura III.21 Gnaisses e migmatitos desenvolvidos no sul da área**



**Figura III.22 Afloramento dos diques máficos recortando os migmatitos ao sur da área**

Por outro lado, observou-se a ocorrência de diques básicos muito alterados recortando os migmatitos da área. Estes diques não são distinguíveis em foto aérea, e os



afioramentos observados estão no desmonte do caminho ao povoado Micaela, o que torna muito difícil a determinação de suas atitudes (Figura III.22Figura III.21 a, b). Em geral apresentam uma matriz afanítica de cor verde escuro, e pequenos cristais esbranquiçados, aparentemente de plagioclásio.

---

### ***III.2 Informação Estrutural da área***

Discute-se nesta seção a informação de caráter estrutural obtida durante os trabalhos de campo. Destaca-se que o mencionado aqui não é uma análise estrutural da área, já que a complexidade estrutural é muito grande e requer um estudo específico.

A área de trabalho abrange diferentes unidades litológicas submetidas a mais de uma fase de deformação. Neste contexto, as foliações encontram-se heterogeneamente desenvolvidas, sendo sua penetratividade aqui considerada como uma característica relativa ao contexto tectônico. Porém, as diferentes unidades estudadas apresentam semelhanças estruturais relacionadas às deformações superimpostas.

Tanto as observações em macro-escala (imagens aéreas e satelitais), como em meso-escala (afioramentos) e micro-escala (lâminas delgadas), permitiram caracterizar a deformação como dúctil e dúctil-rúptil. Estas deformações observadas são compatíveis com nível estrutural médio e inferior. Sobreposto a essas deformações, pelo menos duas fases rúpteis afetam toda a região. Estas fases rúpteis são associadas ao desenvolvimento das bacias Norte (correlata da bacia de Paraná), e Laguna Merín que é vinculada à abertura do oceano Atlântico.

De modo geral, a área apresenta estilos estruturais similares nas porções graníticas do Batólito Sierra de los Ríos e no Complexo Paso del Dragón, devido à imposição de zonas de cisalhamento transcorrente que afetaram ambas as unidades. Além disso, observam-se as principais zonas de cisalhamento de baixo ângulo associadas aos cavalgamentos que balizam o Complexo Paso del Dragón. Estas grandes estruturas foram delineadas com o auxílio de imagens Landsat e do Google Earth 6.1.0.5001 (Google Inc.), e corroboradas com os dados de campo.

#### **III.2.1 Macro - estruturas presentes na área de estudo**

As principais estruturas, a nível megascópico na área de estudo, encontram-se representadas na Figura III.23. Trata-se da zona de cisalhamento Cerro de Amaro e as zonas de cisalhamento de baixo ângulo que limitam ao sul e norte o Complexo Paso del Dragón.

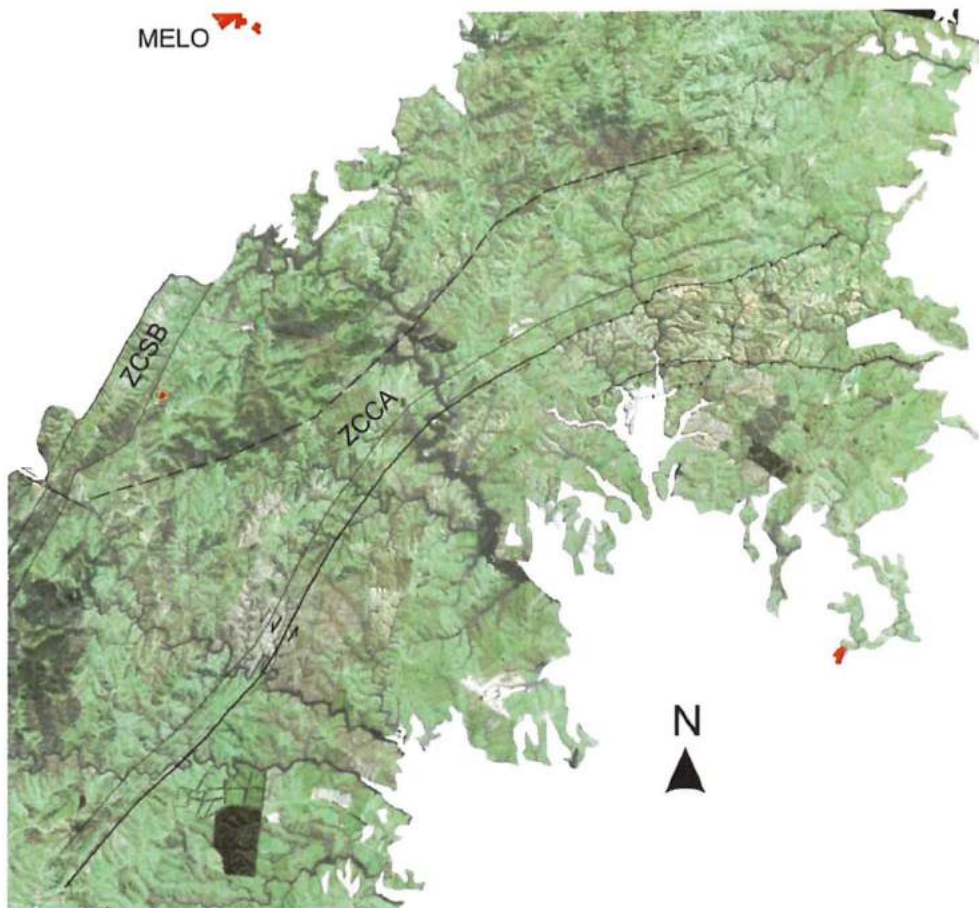


Figura III.23 Esboço estrutural da área de estudo

### III.2.1.1 Zona de cisalhamento Cerro de Amaro

O padrão estrutural observado na zona de cisalhamento Cerro de Amaro mostra foliações sub-verticais a verticalizadas ( $040^{\circ}$  a  $090^{\circ}$ ), com direções predominantemente NE-SW e E-W subordinadamente (Figura III.24). Indicam uma tectônica predominantemente lateral, onde as lineações junto com os indicadores cinemáticos (porfiroclastos de feldspato rotacionados, e relações das foliações *S* - *C*) sugerem cisalhamento transcorrente sinistral, contudo observa-se a presença de indicadores dextrais conjuntamente (Figura III.26). Os caimentos das lineações minerais são para SW.

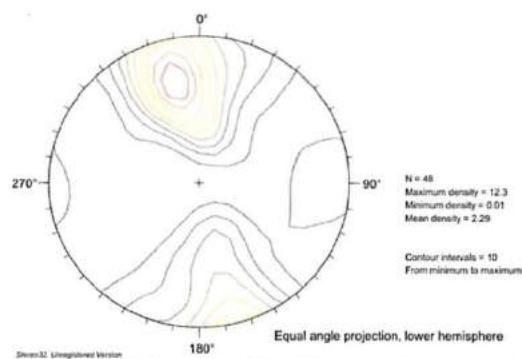


Figura III.24 Estereograma das foliações miloníticas medidas no Batólito Sierra de los Ríos

### III.2.1.2 Zonas de cisalhamento de baixo ângulo

Observa-se na área de estudo o desenvolvimento de zonas de cisalhamento de baixo ângulo com vergência para N-NE. As principais correspondem aos limites norte e sul do Complexo Paso del Dragón (Figura III.23). O limite sul é indicado pelo cavalgamento dos migmatitos sobre as litologias do Complexo, enquanto o limite norte é marcado pelo cavalgamento das litologias do Complexo sobre os granitos do batólito Sierra de los Ríos (Figura III.23).



Figura III.25 Detalhe da falha de baixo ângulo no sul da área de estudo

Também é observada uma zona de cisalhamento de baixo ângulo com vergência ao N na porção sul da área, onde os migmatitos regionais são cavalgados por granitos (Figura III.25).

Igualmente, no Complexo Paso del Dragón observa-se a existência de zonas de cisalhamento com vergência ao N que limitam os litodemas descritos.

## III.2.2 Meso e microestruturas presentes na área de estudo

### III.2.2.1 Batólito Sierra de los Ríos

#### *Estruturas S-C*

Estas estruturas foram observadas em alguns dos granitos miloníticos visitados. Uma superfície C intersecta a superfície S marcada pela orientação preferencial dos megacristais de feldspato (Figura III.26a, b).

#### *Fraturas de tensão*

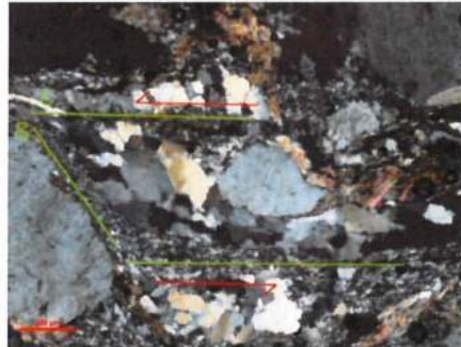
Este tipo de fraturas foi observado em um afloramento (EP-224). Observou-se um total de 5 fraturas com uma orientação de  $62^\circ$  dispostas em uma zona de cisalhamento com direção  $270^\circ$ . A orientação destas fraturas é consistente com indicadores cinemáticos



sinistrais é indica um campo de esforços com uma direção de extensão segundo NNW-SSE (Figura III.26c).



(a) Afloramento mostrando a foliação S-C



(b) Foliação S-C e estrutura sigmoide indicando movimentação sinistral



(c) Fraturas de tensão indicando movimentação sinistral



(d) Porfiroclasto de feldspato potássico apresentando movimentação dextral



(e) Fotomicrografia de porfiroclasto de feldspato potássico



(f) Porfiroclastos de feldspato potássico em granito



(g) Mica-fish indicando movimentação sinistral



(h) Detalhe de lineações de estiramento dos quartzos e feldspatos

**Figura III.26 Estruturas presentes nas litologias do batólito Sierra de los Ríos**



### ***Porfiroclastos***

Os porfiroclastos são uma feição característica dos milonitos graníticos da zona de cisalhamento de Cerro de Amaro. Os porfiroclastos variam em tamanho desde milimétricos a centimétricos, dependendo da textura do protólito. Geralmente apresentam caudas de recristalização do tipo  $\sigma$ . Além disso, observam-se porfiroclastos fragmentados com estruturas do tipo domino e mosaico. Na maioria dos casos, estes evidenciam movimentos sinestrais (Figura III.26d, e, f).

### ***Sigmoides***

Ocorrem também agregados de grãos de quartzo que apresentam a forma  $\sigma$  dos porfiroclastos com caudas de recristalização. Geralmente observam-se sigmoides indicando movimento sinistral (Figura III.26b).

### ***Mica-fish***

Este tipo de estruturas é também frequente nas amostras estudadas, geralmente trata-se de cristais de biotita. Também estas estruturas apresentam-se indicando movimento preferencialmente sinistral (Figura III.26g).

### ***Lineações de estiramento***

Foram observadas lineações de estiramento dos minerais quartzo e feldspato potássico em alguns afloramentos visitados dos milonitos graníticos (Figura III.26h). As lineações medidas indicaram caimentos moderados (16 a 43°) para NE-SW, compatíveis com a movimentação da uma zona de cisalhamento transcorrente com componente oblíqua sinistral.

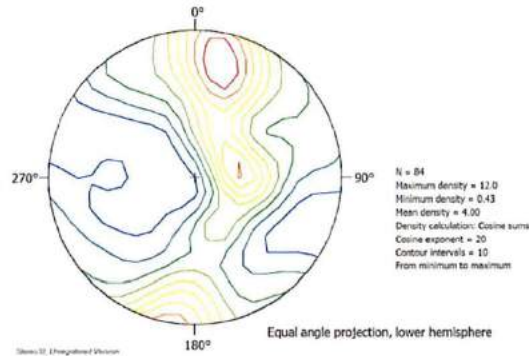
## III.2.2.2 Complexo Paso del Dragón

### ***Dobras***

Devido à escassez de afloramentos dos xistos da Micaela, a quantidade de dados estruturais é muito pobre e insuficiente nesses litotipos. Porém, a maior qualidade de afloramento dos serpentinitos do Cerro La Tuna permitiram a medição das dobras da foliação principal. Conforme observa-se na Figura III.27, a estrutura dessas rochas ultramáficas corresponderia a uma dobra apertada inclinada com eixo 278°/23° e plano axial N279°

Aliás, tem-se reconhecido no trabalho de campo a presença de dobras desde centimétricas a métricas, sobretudo na associação máfica-ultramáfica. As dobras, em geral rompidas, apresentam os planos axiais em diversas direções, o mesmo ocorrendo

com as atitudes dos eixos. Na parte norte do corpo do morro La Tuna observa-se que as dobras apresentam atitudes dos planos axiais em direção geral E-W a NW. Já na parte sul do morro La Tuna as atitudes dos planos axiais são mais caóticas, apresentando grande diversidade nas orientações. As formas das dobras variam de abertas a fechadas (Figura III.28 a, b, f).



**Figura III.27 Estereograma das foliações medidas nos serpentinitos do Cerro La Tuna indicando o padrão preferencial definido por dobras cilíndricas com orientação axial WNW.**

### ***Crenulação***

Este tipo de estrutura é observado sobretudo nas litologias do CDP que possuem tamanhos de grão muito fino. As litologias onde esta estrutura é mais evidente são os clorita-xistos. O clivagem de crenulação apresentada é do tipo discreto (Figura III.28c).

### ***Boudins***

Este tipo de estrutura é muito comum nas rochas deformadas do Complexo Paso del Dragón, principalmente nos micaxistos (Figura III.28d). Geralmente os boudins são de quartzo e apresentam-se assimétricos com geometrias do tipo  $\sigma$ , geralmente indicando sentido sinistral.

### ***Porfiroclastos***

Os porfiroclastos são também observados nas zonas de cisalhamento que afetam as litologias do Complexo. Uma feição característica destes milonitos é a ocorrência de porfiroclastos que variam em tamanho desde submilimétricos a milimétricos. Geralmente apresentam caudas de recristalização do tipo  $\sigma$  (Figura III.28e).

### ***Sigmóides***

Este tipo de estrutura observa-se em algumas amostras. Geralmente aqui são agregados de quartzo imersos na matriz milonítica. Possuem forma tipo  $\sigma$ , e indicam movimentação sinistral.



a) Dobras abertas desenvolvidas em xistos anfibólicos



b) Dobra aberta desenvolvida em xistos anfibólicos



c) Fotomicrografia de cloritaxisto apresentando crenulação discreta (luz polarizada paralela; lado maior da foto 3,26 mm)



d) Detalhe de *boudin* de quartzo em micaxisto



e) Fotomicrografia de porfiroclasto de Cr-magnetita em milonito tremolítico (luz polarizada paralela; lado maior da foto 10,40 mm)



f) Fotomicrografia de microdobra rompida, intrafoliar, em xisto anfibólico (luz polarizada cruzada; lado maior da foto 10,40 mm)

**Figura III.28 Estruturas presentes nas litologias do Complexo Paso del Dragón**

Após desta descrição geral das unidades na área de estudo, e em particular do Complexo Paso del Dragón, será abordado no capítulo seguinte a petrografia dos litodemas do Complexo.





## Capítulo IV Petrografía do Complexo Paso del Dragón

Neste capítulo descrevem-se as principais características mineralógicas e texturais das litologias do Complexo. A idéia é, a partir da petrografia, fornecer informação que contribua para estabelecer os prováveis protólitos e a história de recristalização, embora os protólitos estejam totalmente, ou quase totalmente, obliterados pela intensa deformação, metamorfismo, e hidrotermalismo.

O abordagem petrográfica será desenvolvida primeiramente para as litologias do litodema Xistos da Micaela. Posteriormente será tratado o litodema Serpentinitos do Cerro La Tuna.

---

### *IV.1 Descrições petrográficas*

#### **IV.1.1 Xistos da Micaela**

Neste litodema foram agrupados os diversos tipos composicionais mencionados no Capítulo III, xistos quartzo-feldspáticos a mica branca dominantes, com intercalações de quartzitos, meta-vulcânicas félsicas, tremolita-quartzo-xistos e xistos micáceos com granada.

##### IV.1.1.1 Micaxistos

Os micaxistos são o litotipo predominante no Complexo Paso del Dragón. Em geral, apresentam-se muito alterados, com cores vermelhos a pardos. Nos escassos afloramentos onde encontram-se menos alterados, a rocha é de cor cinza-pardo (Figura IV.1a). Possuem granulação fina a média, com bandamento nítido. Os termos bandados são marcados pela alternância rítmica de finas camadas de distinta composição, micácea e quartzo-feldspática. Existem gradações para termos mais enriquecidos ora em quartzo-feldspato, ora em minerais micáceos. Veios de quartzo são comuns, apresentando-se boudinados.

Ao microscópio apresentam texturas grano-lepidoblásticas a gnaissicas. Observam-se bandas compostas por quartzo, feldspato potásico e plagioclásio, e bandas de minerais micáceos com predomínios variáveis entre muscovita e biotita. Em função da textura e mineralogia presentes os micaxistos podem ser distinguidos em mica branca-biotita-

xisto, clorita-muscovita-biotita-xisto, sericita-clorita-quartzo-granada-xisto e turmalina-biotita-quartzo-xisto.

#### ***Mica branca-biotita-xisto***

Este tipo de xistos foi observado tanto ao norte como ao sul no CPD. Estas rochas apresentam leitos de composições bem diferenciadas, com textura granoblástica, definida pelos componentes quartzo-feldspáticos, e lepidoblástica nos leitos onde ocorrem as micas subordinadamente, e tamanhos de grão fino < 1 mm (Figura IV.1b). Compõe-se de quartzo, feldspato, plagioclásio, biotita, mica branca, sericita e minerais opacos. Os tamanhos de grão são finos a médios.

O quartzo apresenta-se como pequenos cristais xenoblásticos arranjados na foliação em textura granoblástica junto com o feldspato e plagioclásio. O feldspato apresenta-se também xenoblástico, com tamanhos de até 0,5 mm.

A biotita apresenta-se subidioblástica arranjada em textura lepidoblástica. Encontra-se também disseminada na rocha, por vezes definindo textura decussada, de caráter secundário, junto à mica branca.

A mica branca acompanha à biotita, ou encontra-se disseminada na rocha definindo textura decussada, de caráter secundário.

Os minerais opacos são pouco abundantes e constituem cristais < 0,2 mm. A maioria deles são subidioblásticos a xenoblásticos, e associam-se fundamentalmente às biotitas.

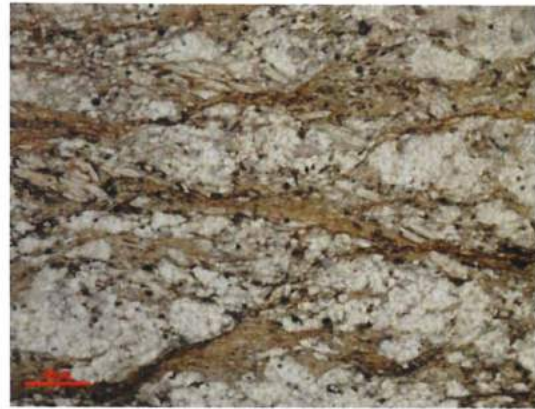
#### ***Clorita-muscovita-biotita-xisto***

Este tipo de xisto foi encontrado na porção sul do CPD, entre os dois corpos de rochas máficas-ultramáficas que fazem parte do litodema Serpentinitos do Cerro La Tuna. Apresentam uma textura granolepidoblástica a gnáissica (Figura IV.1c). A foliação é anastomosada, marcada pela existência de bandas quartzo-feldspáticas e bandas de minerais micáceos onde se observam raras ocorrências de cristais relictuais de estauroлита quase completamente transformada em clorita e opacos, e de granada associada à biotita. Como acessórios observaram-se turmalina, zircão e minerais opacos. As bandas quartzo-feldspáticas conformam, às vezes, estruturas policristalinas do tipo sigma. Tanto os quartzos como os feldspatos apresentam-se xenoblásticos, com tamanhos de até 2 mm. Os feldspatos apresentam desenvolvimento de sericitização.

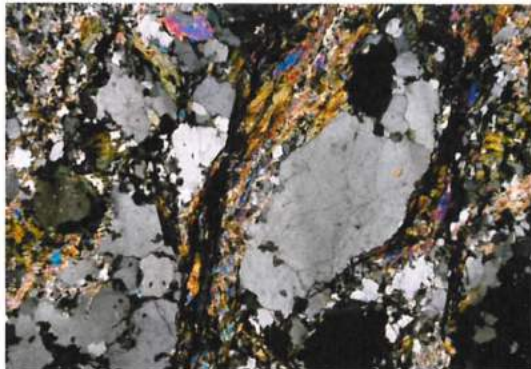
Os quartzos geralmente apresentam-se recristalizados, com os contatos retos, e em mosaico com ângulos de 120°, mais às vezes observa-se extinção ondulante.



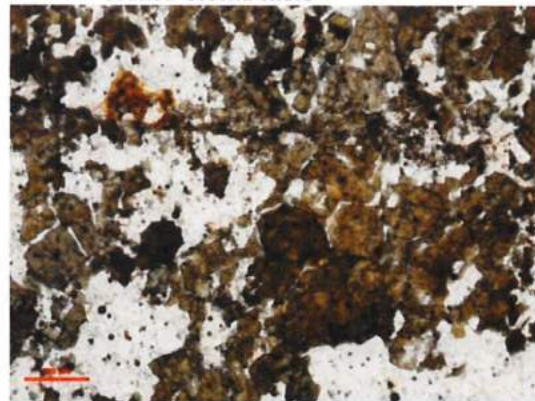
a) Detalhe de afloramento de micaxistos na área de estudo



b) Fotomicrografia mostrando o bandamento composicional no mica branca-biotita-xisto



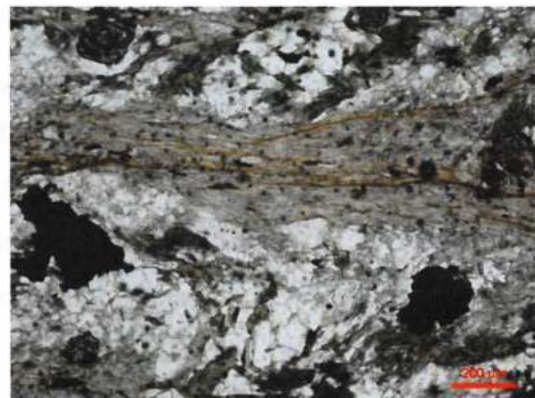
c) Fotomicrografia mostrando a textura gnáisica do clorita-muscovita-biotita-xisto (luz polarizada cruzada, lado maior da foto 3,26 mm)



d) Fotomicrografia mostrando os cristais de turmalina no turmalina-quartzo-xisto (luz polarizada paralela)



e) Afloramento dos Sericita-clorita-quartzo-granada-xisto



f) Fotomicrografia mostrando a textura dos sericita-clorita-quartzo-granada-xisto. Granada no ângulo superior esquerdo (luz polarizada paralela)

**Figura IV.1 Micaxistos do Complexo Paso del Dragón**

As bandas de minerais micáceos compõem-se de biotita, muscovita e clorita. A biotita apresenta textura lepidoblástica e encontra-se transformada em clorita.

A muscovita apresenta-se em grandes cristais de até 2 mm, discordantes com a foliação marcada pela biotita. É claramente secundária e de crescimento posterior ao



desenvolvimento dessa foliação. A clorita é também mineral posterior retrógrado produto da transformação da biotita principalmente.

A estaurolita apresenta-se em cristais subidioblásticos, alterados a clorita, biotita e opacos. Os cristais alcançam tamanhos de até 1 mm.

A granada é subidioblástica em cristais de até 1 mm, e ocorre associada às bandas de biotita e clorita.

### ***Turmalina-quartzo-xisto***

Este tipo de xisto foi observado perto do contato com os serpentinitos do Cerro La Tuna. Compõe-se de quartzo, turmalina, e subordinadamente biotita, feldspato e opacos. Observam-se bandas de composições bem diferenciadas, com texturas granoblásticas, definida pelos componentes quartzo e turmalina (Figura IV.1d). A granulometria é fina (< 1 mm).

O quartzo apresenta-se em cristais xenoblásticos de até 0,2 mm conformando, junto com os escassos feldspatos de tamanhos similares ao quartzo, uma textura granoblástica.

A turmalina alcança em algumas porções até o 40% da rocha. Apresenta-se pleocróica em tons castanhos a verdes, em cristais euédricos a subeuédricos, com tamanhos de 0,1 mm nas seções basais, e até de 1mm nas seções compridas.

### ***Sericita-clorita-quartzo-granada-xisto***

Estes xistos encontram-se nas cercanias do morro La Tuna, em contato tectônico com os serpentinitos do Cerro La Tuna, e associados aos delgados níveis de quartzitos pretos bandados. Em amostra de mão são rochas xistosas, de cor verde onde observam-se pequenos cristais róseos de granada e boudins de quartzo com tamanhos centimétricos (Figura IV.1e). Em lâmina delgada trata-se de uma rocha bandada, com textura milonítica (Figura IV.1f). Destaca-se bandamento composicional de delgadas bandas quartzosas e bandas mais grossas de minerais filosilicáticos de tamanho de grão muito fino (submilimétricos) de clorita, sericita, mica branca e biotita.

Os quartzos apresentam-se recristalizados, com tamanhos de grão inferiores a 0,3 mm. Associadas aos níveis ou bandas quartzosas ocorrem cristais arredondados y fraturados de granada com tamanhos de até 1 mm desenvolvidos previamente à deformação milonítica superimposta.

A mica branca ocorre disposta de maneira discordante a foliação milonítica, indicando um caráter secundário. Os principais acessórios são minerais opacos, e pequeníssimos



cristais de zircão (< 0,1 mm). Os minerais opacos são subedrais a anedrais com tamanhos de até 1 mm.

#### IV.1.1.2 Quartzitos

Observam-se poucos afloramentos de quartzitos na área, e quando ocorrem eles são de dimensões métricas. Apesar disto, apresentam grande variedade. Como foi mencionado no Capítulo III, observam-se quartzitos róseos de aspecto maçico contendo pequenas lâminas de muscovita e óxidos de ferro. Também ocorrem quartzitos bandados com tonalidades diferentes, dependendo dos minerais que conformam as rochas.

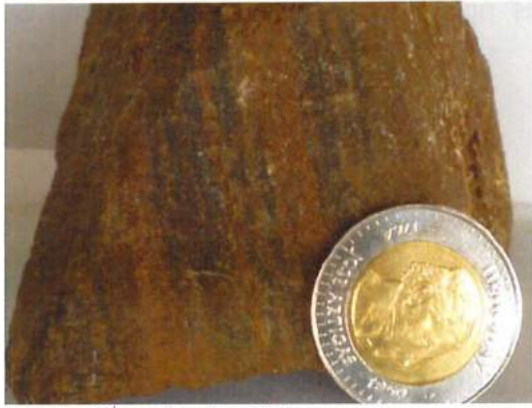
Destacam-se os quartzitos bandados contendo bandas pretas e bandas cinza devido a presença de minerais opacos. As bandas pretas variam desde milimétricas a centimétricas. As vezes, as bandas pretas tornam-se pardas ou avermelhadas pela importante oxidação dos minerais de ferro que conformam as bandas pretas (Figura IV.2a). Aliás, ocorrem quartzitos bandados em tons ocre e verde, onde observa-se presença de anfibólios submilimétricos. Na maioria dos casos, os quartzitos bandados apresentam-se intensamente dobrados (Figura IV.2b).

Ocorrem também, alguns afloramentos de quartzitos com minerais opacos (magnetita) disseminados, alcançando aproximadamente 25-30% da rocha (Figura IV.2c).

Os quartzitos bandados pretos apresentam ao microscópio todos os quartzos com feições de deformação. Apresentam-se recristalizados, com contatos retos e contatos triplíces a 120° aproximadamente. Os tamanhos dos cristais da matriz quartzosa e submilimétrica (< 0,5 mm). Contudo, alguns cristais maiores (> 1 mm) ocorrem apresentando extinção ondulante.

Dependendo da amostra, as bandas quartzosas intercalam-se com bandas de minerais opacos que marcam uma foliação muito clara. Essas bandas são geralmente submilimétricas muito finas (Figura IV.2d). Nos casos em que os opacos ocorrem disseminados na matriz quartzosa, observam-se cristais e agrupações de cristais de magnetita que atingem até 2 mm (Figura IV.2e).

No referente aos quartzitos bandados ocre-esverdeados, as bandas quartzosas são intercaladas com delgadas bandas constituídas por pequenos cristais de anfibólios fibrosos.



(a) Quartzitos bandados



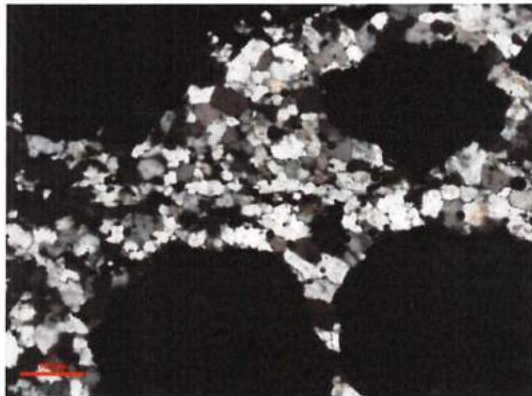
(b) Amostra de mão dos quartzitos bandados verde-ocre com dobra intrafoliar centimétrica



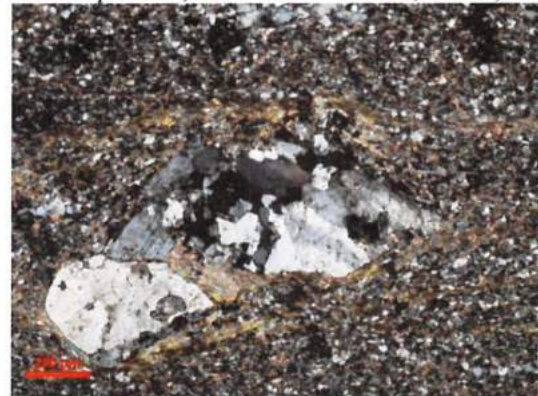
(c) Quartzitos com magnetita disseminada



(d) Fotomicrografia de quartzito com finas bandas de magnetita (luz polarizada paralela, lado maior da foto 3,26 mm)



(e) Fotomicrografia de quartzitos com magnetita disseminada (luz polarizada cruzada)



(f) Fotomicrografia da meta-vulcânica félsica mostrando a textura em lâmina delgada (luz polarizada cruzada)

**Figura IV.2 Fotomicrografias das distintas litologias do litodema Xistos da Micaela**

#### IV.1.1.3 Meta-vulcânica félsica

Nestas rochas destaca-se uma matriz muito fina com tamanhos de grão submilimétricos (< 0,1 mm), que perfaz ~ 90% da rocha, e com composição quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, e sericita. Observam-se fenocristais (~ 10%) de quartzo e feldspato potássico em cristais individuais, ou conformando aglomerados (Figura IV.2f). Estas

rochas apresentam uma laminação discreta, dada pela alternância de leitos ricos em quartzo com leitos ricos em sericita.

O feldspato potássico e o plagioclásio ocorrem como fenocristais e possuem macla de carlsbad e polisintética respectivamente, geralmente são subédricos de até 1,5 mm. Apresentam baías de corrosão, e comumente contem inclusões da matriz.

O quartzo ocorre tanto como fenocristal como na matriz. Os fenocristais alcançam até 1 mm, são límpidos, subeudrais a anedrais, e ocorrem dispersos na matriz fina ou como fenocristais. As vezes encontram-se formando glomérulos. Comumente apresentam golfos de corrosão, além de inclusões de matriz. Alguns cristais mostram extinção ondulante, e outros fenômenos de recristalização.

A composição ácida quartzo-feldspática junto com às texturas observadas, sugerem uma origem vulcânica de composição riolítica.

#### **IV.1.2 Serpentinitos do Cerro La Tuna**

No caso particular deste litodema será seguida uma sistematização abrangente, agrupando tipos petrográficos afins em grandes conjuntos devido ao fato desta unidade apresentar variações petrográficas, às vezes bem definidas, mas geralmente sutis e intermitentes. Será aplicada uma combinação de critérios petrográficos descritivos e interpretativos de forma a retratar conjuntamente a variedade petrográfica e as relações petrogenéticas que respondem por esta variedade. Como critério principal as rochas serão agrupadas em função de sua mineralogia fundamental.

Desta forma foram distinguidos os seguintes grupos:

- 1) Rochas serpentiniticas, geralmente com clorita, magnetita, e subordinadamente clinoanfíbólios (tremolita), talco, e ocasionalmente, carbonato.
- 2) Rochas com Ca-anfibólio (tremolita) como constituinte fundamental, acompanhado de clorita, minerais opacos, e serpentina.
- 3) Rochas com talco como constituinte essencial, com minerais opacos e clinoanfíbólios subordinados.
- 4) Rochas com clorita como mineral fundamental, com magnetita e serpentina como acessórios.
- 5) Rochas com carbonato como mineral essencial, com minerais opacos e talco subordinados.
- 6) Xistos anfibólicos e epidiositos
- 7) Turmalinito magnesiano



Cabe salientar que estes grupos apresentam tipos petrográficos intermediários, com paragêneses e características texturais e composicionais transicionais que modificam rochas características de um grupo em rochas do outro. As rochas do grupo 2, com Ca-anfibólio, seriam os litotipos metamorfizados de uma associação de clinopiroxênio + anfibólio. Os restantes grupos, serpentinitos, talcoxistos e rochas carbonáticas, representariam distintos estádios de transformação metassomática das mesmas, vinculados a deformação e circulação de fluidos localizada em zonas de cisalhamento, e nas bordas dos corpos ultramáficos. A história prévia da associação anfibólio + clinopiroxênio é desconhecida.

#### IV.1.2.1 Rochas com serpentina como constituinte essencial

As rochas com serpentina como mineral essencial são os litotipos mais abundantes deste litodema no corpo principal localizado no morro La Tuna. Estas litologias apresentam geralmente, tonalidades verdes claras a escuras, com nódulos esbranquiçados e pardos. Algumas partes com alteração intempérica intensa tem tonalidades ocre-amarelado e brancas. Encontram-se geralmente maciças e foliadas. O caráter foliado é indicado pelos agregados de clorita e Ca-anfibólio; aliás, serpentinitas foliadas ocorrem nas zonas de cisalhamento desenvolvendo asbestos. Contudo, algumas rochas apresentam padrão estrutural variando entre maciços e xistosos, dificultando sua definição, e são denominadas nesses casos como “xisto/fels” como fora sugerido por Szabó (1996).

As litologias serpentiniticas contém como minerais fundamentais serpentina, clorita, Ca-anfibólios, e minerais opacos (magnetita e Cr-espinélio com alteração variável), e correspondem a serpentinitos, clorita-serpentina xisto/fels, e tremolita-serpentina xisto/fels.

As rochas serpentiniticas apresentam granulação fina a grossa. Em alguns afloramentos destacam-se grandes cristais ou nódulos de cristais de minerais opacos com tamanhos de 0,5 a 2 cm, correspondentes a Cr-espinélio alterado e magnetita. As vezes, a densidade dos Cr-espinélios é tal que constituem cromititos dispostos em pequenos níveis centimétricos ou nódulos. Como foi mencionado no Capítulo III, observa-se no corpo principal uma sorte de estratificação composicional nos serpentinitos, marcada pela presença de níveis com cromita disseminada em proporções variáveis.

Claramente existe heterogeneidade textural estabelecida através dos minerais da serpentina e Ca-anfibólios. Mostram uma gama de texturas (nomenclatura segundo Wicks e Whittaker, 1977) variadas que inclui pseudomórficas do tipo *mesh*, bastítica e



*banded-growth*; não pseudomórficas do tipo *interlocking* e *interpenetrating*; porfiroblastos de anfibólio prismático em matriz na pseudomorfa de serpentina; decussada e nematoblástica em Ca-anfibólios; nodular de Ca-anfibólios, talco, e clorita, em matriz serpentínica não pseudomórfica. Não foi observada orientação da serpentina, nem foliação delineada por ela.

Os serpentinitos apresentam variedade textural e composicional. Distinguiram-se serpentinitos pseudomórficos e não pseudomórficos, embora a grande parte deles contém ambas texturas (Figura IV.3). Em termos gerais, os serpentinitos, tanto pseudomórficos como não pseudomórficos, contém minerais do grupo da serpentina (antigorita, lizardita e crisotilo), clorita, minerais opacos, talco, Ca-anfibólios, e carbonatos. A partir da análise química mineral das serpentinas (apresentado no Capítulo V) observou-se que os valores obtidos de Al sugerem intercrescimento submicroscópico de brucita junto com às serpentinas (D'Antonio e Kristensen, 2004). Daí que, apesar de não ter observado a brucita no análise microscópica, não é descartada sua presença.

Os serpentinitos pseudomórficos contém lizardita, crisotilo, e minerais opacos, subordinadamente apresentam clorita, Ca-anfibólio, e talco. Estes serpentinitos são de tamanhos de grão fino a médio. Os tipos texturais pseudomórficos observados são *mesh*, *banded-growth* (*ribbon* segundo Maltman, 1978), e bastítica (Figura IV.3). Geralmente observa-se uma matriz com textura do tipo *mesh* passando para *banded-growth*, as quais corresponderiam a pseudomorfos de olivinas com até 5 mm de comprimento, demarcados por trilhas de pequenos cristais de opacos (magnetita), sugerindo uma textura granular para o protólito. Além disso, Wicks (1984a) indica que essa textura implica na deformação da olivina prévia à serpentinação. O caráter da serpentina foi determinado através das texturas observadas seguindo as pautas estabelecidas entre outros por Wicks e Whittaker (1977), Wicks (1984 a, b, c), e O'Hanley (1996). A serpentina das lâminas estudadas, quando apresenta texturas *mesh*, *banded-growth*, e bastítica, é do tipo  $\gamma$  serpentina.

Os Ca-anfibólios apresentam-se incoloros, não pleocróicos, com hábitos distintos. Segundo suas características ópticas correspondem a tremolita (confirmado pelos estudos de química mineral), e uma única ocorrência de antofilita quase completamente talcificada. Comumente encontram-se fibrorradiadas formando uma especie de leque, ou com hábito prismático (de até 4 mm) idioblásticas a subidioblásticas, formando nódulos, todos eles com serpentinação incipiente (Figura IV.3).

Por uma parte, quando o Ca-anfibólio encontra-se formando os nódulos, tem-se observado a ocorrência de relictos de clinopiroxênios junto com os anfibólios, e sendo conjuntamente serpentinizados, produzindo carbonato como produto secundário do processo. Por outra parte, quando o Ca-anfibólio apresenta-se fibrorradiado, com grandes cristais subidioblásticos, observa-se nas terminações dos cristais separação das fibras (Figura IV.3). Além disso, as análises químicas minerais mostram ausência de zoneamento químico, assinalando uma composição constante de tremolita.

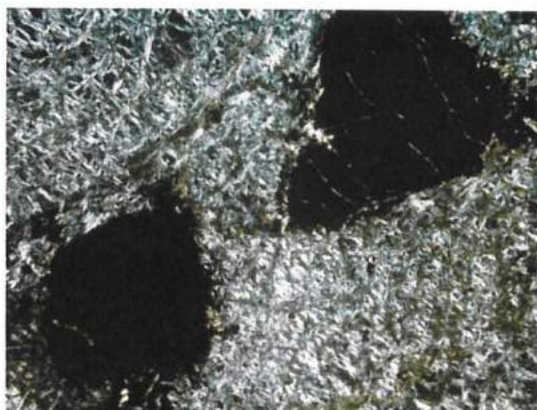
A clorita acompanha sempre a serpentina da matriz em agregados de palhetas finas. Aliás ocorre associada à magnetita como produto do metamorfismo das cromitas do protólito (Figura IV.3). Geralmente, tanto a clorita como a magnetita apresentam tamanhos submilimétricos, embora algumas palhetas de clorita alcancem os 0,2 mm. São incolor a quase imperceptivelmente pleocróicas. As análises químicas efetuadas indicam composições de clinocloro e pennina.

Minerais opacos ocorrem sistematicamente associados às serpentinas, anfibólios e cloritas. Quando associados a serpentina e clorita, o mineral opaco é magnetita constituindo agrupamentos de grãos finos formando espécies de nuvens, ou em filetes (Figura IV.3). Comumente os opacos delimitam contornos granulares e repartições internas a esses contornos, demarcando as texturas pseudomórficas acima mencionadas. As análises químicas efetuadas nestes opacos mostraram composição de magnetita praticamente sem Cr. Já os opacos associados às cloritas variam de magnetita sem Cr para Cr-magnetita nos cristais com tamanhos maiores (0,5 – 2 mm). Em alguns casos, observa-se martitização da magnetita. Em outros casos, os cristais de opacos apresentam composições francamente cromíticas com teores de cromo de 40%, segundo as análises químicas efetuadas através de Microsonda Eletrônica. Os opacos associados aos anfibólios são de tamanhos pequenos, em forma de filetes seguindo os planos de clivagem dos anfibólios.

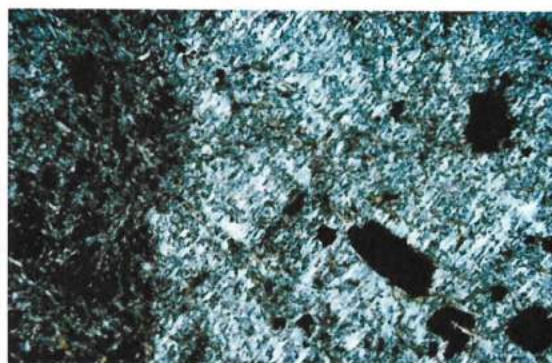
Talco e carbonato ocorrem secundariamente como agregados associados à serpentina e aos Ca-anfibólios. Em algumas rochas a participação destes minerais é de tal magnitude que às rochas gradam para serpentina-talco-xistos e rochas carbonáticas.

Finalmente, observa-se uma serpentinação tardia, representada por infinidade de veios preenchidos por serpentina e opacos submilimétricos (magnetita), bandas de serpentina recortando as associações minerais antes descritas (Figura IV.3). As bandas de serpentina tardia apresentam-se do tipo  $\alpha$  serpentina; enquanto os veios apresentam serpentina fibrosa, reconhecida como crisotilo.

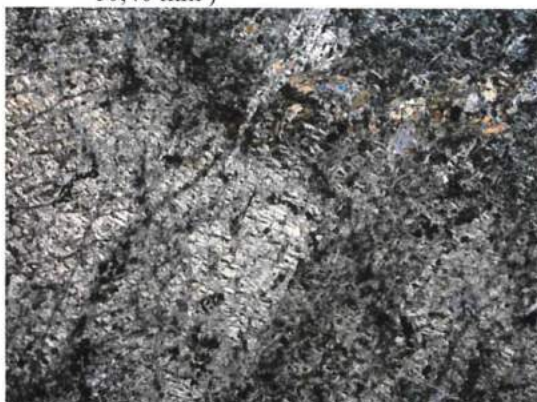




(a) Textura *mesh* nos serpentinitos (luz polarizada cruzada) com grandes cristais de Cr-espínelios (lado maior da foto 10,40 mm)



(b) Detalhe de textura bastítica em serpentina (luz polarizada cruzada, lado maior da foto 3,26 mm)



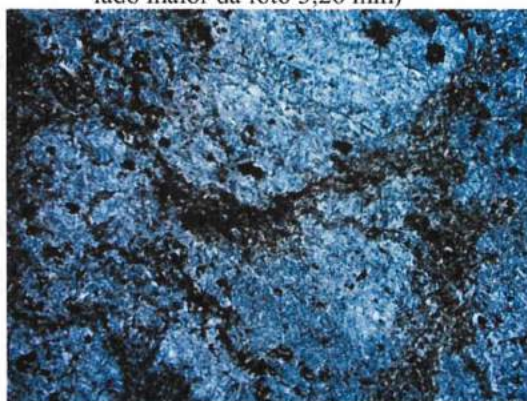
(c) Textura *banded growth* nos serpentinitos (luz polarizada cruzada, lado maior da foto 10,44 mm)



(d) Detalhe de nódulo de Ca-anfíbólios com piroxênio relictual (centro da foto), clorita e carbonato, em matriz *interpenetrating* da de serpentina (luz polarizada cruzada, lado maior da foto 3,26 mm)



(e) Cristais de tremolita em estrela com terminações fibrosas abertas em matriz de serpentina *interlocking*, clorita e magnetita (luz polarizada cruzada, lado maior da foto 10,44 mm)



(f) Matriz de serpentina *interlocking* com pequenos opacos disseminados ou em fraturas (luz polarizada cruzada, lado maior da foto 10,44 mm)

**Figura IV.3 Fotomicrografias das rochas serpentínicas**

Os serpentinitos não pseudomórficos contém antigorita, lizardita, e clorita, como constituintes principais. Estes são de tamanhos de grão fino, e além da antigorita, lizardita, e clorita, ocorrem minerais opacos, às vezes Ca-anfíbólio, talco e carbonato

acompanhando-os. Os tipos texturais não pseudomórficos observados são *interpenetrating* e *interlocking*, característicos de agregados de antigorita (Figura IV.3). Aliás, ocorre serpentina com aspecto bastítico disperso na matriz *interpenetrating/interlocking*. O caráter da serpentina foi determinado através das texturas observadas seguindo as pautas estabelecidas entre outros por Wicks e Whittaker (1977), Wicks (1984 a, b, c), e O'Hanley (1996). A serpentina das lâminas estudadas, quando apresenta textura *interpenetrating* e bastítica, é do tipo  $\gamma$  serpentina. Devido ao tamanho pequeno das serpentinas quando apresentadas com textura *interlocking*, não foi possível estabelecer o seu caráter. Segundo a textura e o caráter apresentado, a serpentina seria antigorita. A clorita é de tamanho pequeno (submilimétrica) e ocorre na matriz junto com a antigorita, mais também ocorre associada aos minerais opacos. Estes últimos conformam agrupamentos de grão fino gerando nuvens, ou delineando as bordas ou marcando as linhas de clivagem do mineral anterior (piroxênio ou anfibólio) nas bastitas. É comum observar a transformação da cromita em um agregado de clorita e magnetita, com tamanhos de até 2 mm. O talco e o carbonato, de modo semelhante aos serpentinitos pseudomórficos, ocorrem de maneira secundária e restrita, vinculados as fraturas.

#### IV.1.2.2 Rochas com Ca-anfibólio como constituinte essencial

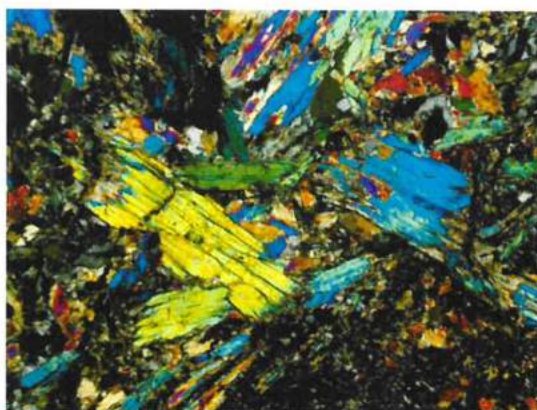
Estes litotipos com Ca-anfibólio como constituinte essencial tem diversas texturas devido as distintas morfologias apresentadas pelos Ca-anfibólios (tremolita). Estes ocorrem com hábito prismático curto, prismático longo, fibroso até plumoso. Destacam-se texturas nematoblásticas, lepidó-nematoblásticas, decussadas, até miloníticas com porfiroclastos de espinélios rotacionados (Figura IV.4). As litologias agrupadas contém, serpentina, clorita e grandes cristais (0,5 a 2 cm) de minerais opacos, comumente fraturados, com desenvolvimento de clorita verde-parda em luz polarizada. Alguns dos litotipos são considerados monominerálicos (tremolita-xisto).

Os tremolita-xistos apresentam texturas nematoblásticas a lepidó-nematoblásticas, onde os anfibólios são inequigranulares, geralmente seriados, alcançando 4 mm de comprimento (Figura IV.4). Às vezes a textura é obliterada pelo crescimento de Ca-anfibólios maiores, com hábito fibrorradiado a decussado. Em algumas amostras observa-se o desenvolvimento de texturas miloníticas, com porfiroclastos de minerais opacos rotacionados e com caudas de pressão. Também observam-se domínios de

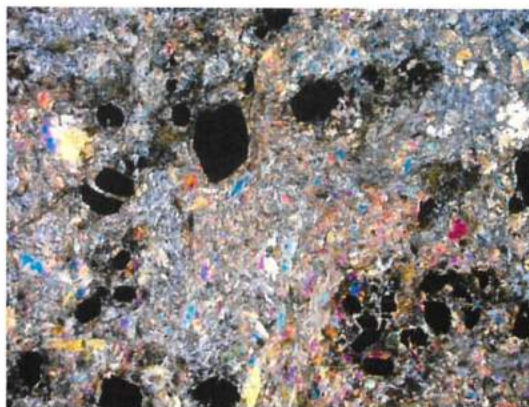


deformação com diferente intensidade, indicado pela diminuição nos tamanhos de grão dos anfibólios (Figura IV.4). Dobramento das bandas de anfibólio são observadas.

A recristalização pervasiva, abrangente, parece ser restrita às faixas de cisalhamento, nas quais o Ca-anfibólio é distribuído de maneira ampla, e reconstituído segundo a nova textura lépido-nematobástica.



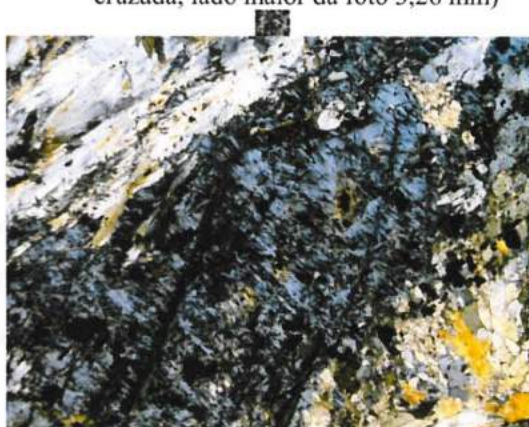
(a) Cristais de tremolita em matriz de Ca-anfibólio, clorita, serpentina e opacos (luz polarizada cruzada, lado maior da foto 3,26 mm)



(b) Detalhe da matriz de ca-anfibólio e serpentina com cristais de Cr-espinélio e magnetita disseminados (luz polarizada cruzada, lado maior da foto 3,26 mm)



(c) Tremolita xisto com textura milonítica (luz polarizada cruzada, lado maior da foto 10,40 mm)



(d) Xisto tremolítico apresentando bandas de serpentina associada a fraturas (luz polarizada cruzada, lado maior da foto 3,26 mm)

**Figura IV.4 Fotomicrografias das rochas com Ca-anfibólio como constituinte essencial**

Os serpentina-tremolita-xistos apresentam, diferentemente dos tremolita-xistos, um bandamento mineral de serpentina e Ca-anfibólio (Figura IV.4). O desenvolvimento da serpentina ocorre vinculado as fraturas por onde circulou o fluido. A serpentina apresenta um crescimento perpendicular às fraturas e veios que recortam a rocha.

#### IV.1.2.3 Rochas com talco como constituinte essencial

Estas rochas com talco como componente essencial ocorrem associadas às zonas de cisalhamento nas bordas do corpo serpentínico do morro La Tuna, principalmente na borda norte. Observa-se talcificação completa dos anfibólios gerando pseudomorfos

colocados numa matriz serpentínica onde podem distinguir-se bastitas, e magnetita e clorita associada (Figura IV.5a). Claramente a talcificação foi posterior à serpentização.

Também ocorrem rochas xistosas com matriz de talco, clorita, e magnetita, todos de tamanhos submilimétricos, onde destacam-se porfiroclastos (< 2 mm) de opacos alterados a goetita. Além disso, observa-se clorita formando stacks e anfibólios muito delgados e quase completamente alterados a clorita acastanhada.

#### IV.1.2.4 Rochas com clorita como constituinte essencial

Este litotipo com clorita como constituinte essencial de modo semelhante as restantes rochas mono/biminerálicas, é associado a zonas de cisalhamento intra serpentinitos e nas bordas do corpo principal de serpentinito. Segundo Vernon (2004) o metassomatismo tende a reduzir o número de minerais, e pode levar a formação de agregados monominerálicos.

As rochas consistem de uma matriz de clorita incolor e sem pleocroísmo em luz natural, e cor esverdeada a cinza em luz polarizada cruzada. Apresenta granulação muito fina, com textura lepidoblástica, fortemente orientada, com crenulação discreta e fraturas geralmente preenchidas por minerais opacos de tamanhos muito pequenos com oxidação vermelha (goetita?). As cloritas delinham uma foliação  $S_1$  e ocorre uma clivagem de crenulação discreta  $S_2$ . Segundo Paschier e Trouw (1996) corresponderia a um estádio de desenvolvimento inicial, associado a fácies xistos verdes. Em algumas amostras observa-se clorita em *kink-bands*.

Dispersos na matriz clorítica observam-se cristais anedrais a subanedrais de opacos (magnetita) com tamanhos de até 1 mm. Geralmente, estas magnetitas apresentam bordas de clorita branca em luz polarizada cruzada, gerando uma coroa ao redor das magnetitas. Dispersa na matriz são observadas porções com bordas não muito bem definidas da clorita branca com pequenos opacos inclusos, em continuidade óptica com a clorita verde da matriz.

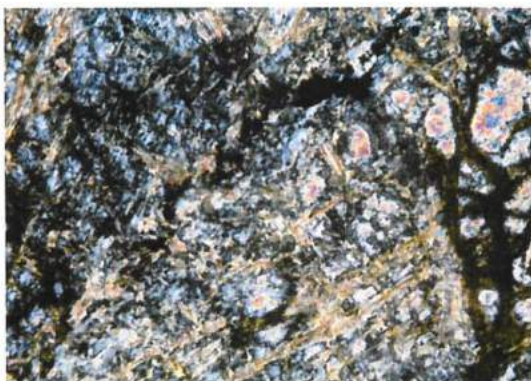
Além disso, ocorrem pseudomorfos com serpentina, de formas regulares retangulares a irregulares, com fraturação interna (não continuam na matriz clorítica), e bordas delimitadas por pequenos minerais opacos (submilimétricos). Também, ao redor destes pseudomorfos ocorrem bordas de crescimento de clorita branca.



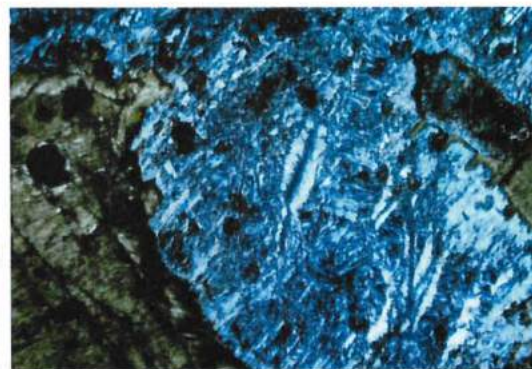
## IV.1.2.5 Rochas com carbonato como constituinte essencial

Estas rochas são escassas na área de estudo. Localizam-se na borda nordeste do corpo principal de serpentinitos. O carbonato (provavelmente calcita e dolomita) ocorre invadindo os serpentinitos, até converter-se em uma rocha carbonática. Estas rochas também estão associadas à zonas de cisalhamento.

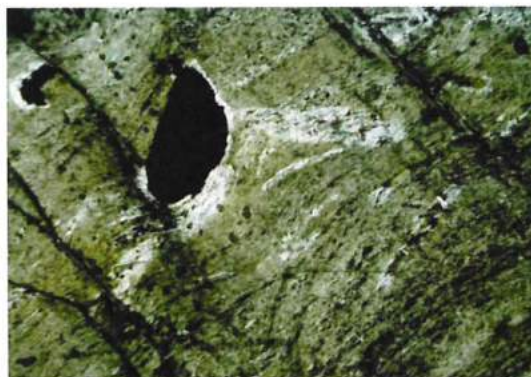
Observam-se litotipos com serpentina, talco e opacos com agregados de carbonato preenchendo fraturas. Estes gradam para litotipos onde a matriz é composta por carbonatos em agregados e em pequenos cristais anedrais. Dispersos na matriz ocorrem grandes cristais de minerais opacos (até 4 mm) como pequenos em filetes, geralmente anedrais. Associado aos opacos ocorre clorita em agregados.



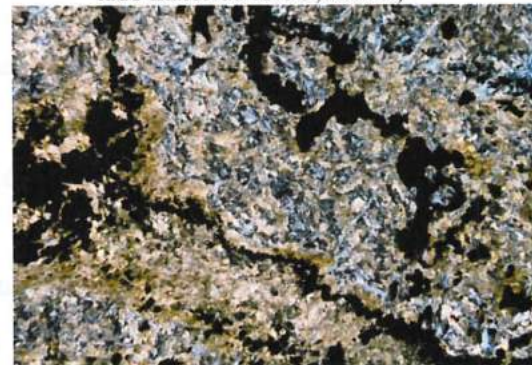
(a) Serpentinito talcificado (luz polarizada cruzada, lado maior da foto 1,63 mm)



(b) Detalhe de pseudomorfo de serpentina na matriz clorítica (luz polarizada cruzada, lado maior da foto 3,26 mm)



(c) Cloritoxisto com crenulação (luz polarizada cruzada, lado maior da foto 3,26 mm)



(d) Invasão de carbonato e opacos através das fraturas da rocha (luz polarizada cruzada, lado maior da foto 3,26 mm)

**Figura IV.5 Fotomicrografias de vários xistos associados ao CPD**

## IV.1.2.6 Xistos anfibólicos e epidiositos

Estas rochas ocorrem associadas às rochas serpentiniticas, geralmente nas bordas do corpo serpentinitico do morro La Tuna, encontrando-se em contato com os micaxistos da Micaela do Complejo Paso del Dragón. Estas litologias apresentam tamanhos de grão muito fino, verde escuro, com um bandamento fino e presença de veios pegmatíticos e

de quartzo que se encontram muitas vezes boudinados. Além disso, mostram epidotização em graus variáveis, passando a epidositos (> 70% epidoto).

Ao microscópio apresentam textura nematoblástica definida pelos anfibólios acompanhados por minerais de grupo do epidoto, clorita e titanita. Os grãos são submilimétricos (< 0,5 mm, com algumas exceções atingindo 1 mm de comprimento) dificultando a sua caracterização óptica. A textura nematoblástica indica uma foliação que em algumas porções apresentam clivagem de crenulação (Figura IV.6).

Os anfibólios são de cor verde, pleocróicos em tons de verde. São geralmente subidioblásticos a idioblásticos, com tamanhos sub-milimétricos inferiores a 0,05 mm, e correspondem a actinolita.

O plagioclásio não é muito abundante nas amostras estudadas e encontra-se em proporções variadas (0-15 %). Apresenta-se como grãos xenoblásticos, geralmente com comprimentos de 0,5 mm, às vezes observa-se algum grão maior de até 1 mm, e raramente observa-se macla de albita. Nos grãos maiores observa-se que são geralmente poiquiloblásticos, com inclusões de anfibólio e epidoto principalmente. Observa-se também, em alguns grãos de plagioclásio, transformação a epidoto nas bordas.

Os minerais do grupo do epidoto presentes nas amostras são epidoto, clinozoisita e zoisita. Geralmente apresentam-se como cristais subidioblásticos variando de 0,2 a 0,7 mm. Observa-se faturamento nos cristais maiores. Estes minerais ocorrem tanto disseminados, ou concentrados junto ao anfibólio; porém, não aparecem juntos epidoto/clinozoisita com zoisita.

A titanita é muito pequena (< 0,2 mm), observa-se xenoblástica e com alteração possivelmente a leucoxênio.

O quartzo é pouco abundante (< 10%), encontra-se em grãos xenoblásticos, também com dimensões submilimétricas (< 0,4 mm). Apresenta-se disseminado na textura nematoblástica, ou conformando bandas descontínuas.

Os minerais opacos constituem grãos xenoblásticos a subidioblásticos, disseminados na rocha. Observa-se ainda substituição por mineral de cor vermelha intensa nas bordas.

Em algumas amostras, estes xistos mudam para epidositos, onde o epidoto predomina amplamente. Nestes casos, os epidotos adquirem maiores tamanhos, alcançando até 1 mm de comprimento. Contudo, é de salientar que não apresentam texturas blastofíticas ou blastosubofíticas, típicas dos epidositos originados por metassomatismo em fundo oceânico.



O epidoto e/ou clinozoisita constituem, às vezes, agregados de cristais subidioblásticos a idioblásticos definindo uma textura glomeroblástica (Figura IV.6). Os cristais variam entre 0,05 e 0,20 mm, mas podem alguns cristais ter até 0,50 mm.



(a) Xisto anfibolítico em luz polarizada paralela (lado maior da foto 0,24 mm)



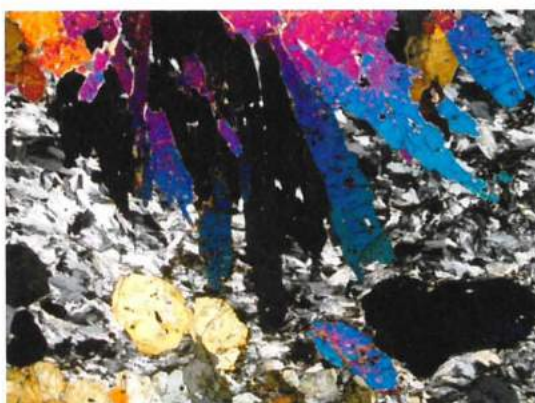
(b) Epidosito com textura glomeroblástica (luz polarizada paralela, lado maior da foto 0,24 mm)

**Figura IV.6 Fotomicrografias dos xistos anfibólicos e epidositos do CPD**

#### IV.1.2.7 Turmalinito magnesiano

De maneira restrita ocorre dentro dos serpentinitos boudins de turmalinitos. Trata-se de rochas compostas principalmente por turmalina (dravita segundo às análises de química mineral) em uma matriz de clorita incolor em luz natural e cinza em luz polarizada cruzada (sherdanita segundo às análises de química mineral). A clorita ocorre em grandes palhetas de até 0,5 mm, com textura decussada. Como acessórios destacam-se anfibólio magnesiano, monazita, xenotimo, e ilmenita.

As turmalinas apresentam-se com hábito prismático alongado, dispostas em forma radial, e também com seções basais (Figura IV.7). Os tamanhos dos cristais alongados alcançam 1 cm. Observa-se zoneamento concêntrico nas seções basais. Além disso, apresentam inclusões de clorita da matriz, de opacos, e zircões diminutos.



(a) Cristais de turmalina em matriz clorítica (luz polarizada cruzada, lado maior da foto 10,40mm)



(b) Mesma imagem que (a) em luz polarizada paralela (lado maior da foto 10,40 mm)

**Figura IV.7 Fotomicrografias do turmalinito associado aos serpentinitos**

### ***IV.2 Interpretação textural da associação máfica-ultramáfica***

A mineralogia e a textura permitem realizar uma breve interpretação da história de cristalização. Essas rochas sofreram, pelo menos, três episódios de recristalização.

Segundo a literatura sobre serpentinização (e.g. Wicks *et al.*, 1977; Dungan, 1979a; O'Hanley, 1996; entre muitos outros autores) o desenvolvimento de texturas pseudomórficas do tipo mesh e bastítica são produzidas pela hidratação das olivinas, e piroxênios/anfibólios, respectivamente. Aliás, segundo Wicks (1984a), a aparição de textura *banded-growth* sugere que as olivinas sofreram deformação previa à serpentinização.

Em algumas das amostras dos serpentinitos e tremolita-serpentina xistos/fels estudadas, observou-se a presença destas texturas, tal como foi descrito nos parágrafos prévios. Daí, a presença destas texturas nas amostras do Complexo Paso del Dragón permitem inferir a existência dos minerais olivina e piroxênio nas rochas, previamente ao metamorfismo retrógrado e hidrotermalismo que gerou as atuais associações minerais. Devido à ocorrência da textura *banded-growth* sugere-se que essas olivinas encontravam-se já deformadas.

## Capítulo V Quimismo do Complexo Paso del Dragón

### *V.1 Química Mineral*

Como foi referido no Capítulo I, foram efetuadas análises quantitativas da composição química de minerais em Microsonda Eletrônica por WDS num total de 11 amostras do litodema dos serpentinitos do Cerro la Tuna. O objetivo de fazer a análise química mineral foi determinar variações composicionais das diversas fases representadas nas associações minerais, tanto na mesma amostra como entre amostras distintas, procurando tendências de variação decorrentes da evolução metamórfica. Os minerais analisados (das associações minerais de metamorfismo retrogrado e hidrotermal) foram serpentina, clorita, anfíbio, piroxênio, espinélio, e turmalina. O critério aplicado para a seleção das amostras foi petrográfico, baseado na variedade petrográfica apresentada pelas rochas serpentínicas e rochas relacionadas. No Anexo Resultados Químicos e Mineralógicos encontram-se os resultados obtidos e seus respectivos cálculos da fórmula química, ordenados segundo o mineral analisado. Os resultados das análises serão discutidos para cada mineral individualmente.

#### **V.1.1 Serpentina**

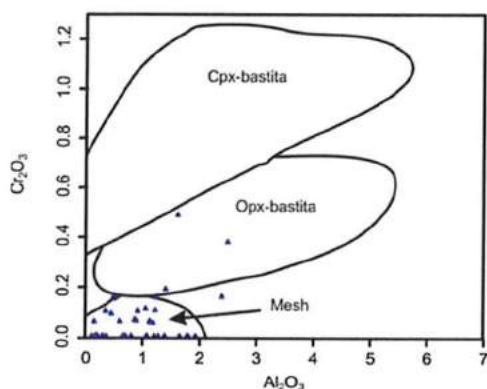
A serpentina representa a fase mineral mais frequente nos serpentinitos do Complexo. Apresenta-se tanto com textura pseudomórfica como com textura não pseudomórfica incipiente. É de salientar que o tamanho tão pequeno dos indivíduos e seu possível intercrescimento com outras fases (*e.g.* talco, brucita) dificultam sua óptima determinação. Cuidado adicional deve ter-se na preparação das lâminas para que não fiquem estes minerais arrasados devido a contrastes de dureza entre os minerais presentes.

Foram analisadas serpentinas pseudomórficas (*mesh* e bastítica) e não pseudomórficas (*interpenetrating* e *interlocking*). O cálculo da fórmula química foi efetuada segundo o procedimento indicado por Deer *et al.*, (1992). As serpentinas analisadas contém 40.36-45.05% SiO<sub>2</sub>, 33.18-45.63% MgO, 0.08-2.47% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1.54-7.43% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> total, e 0.00-0.48% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Os minerais analisados do grupo da serpentina projetados tanto no diagrama Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> *versus* Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> como no digrama SiO<sub>2</sub> *versus* MgO (Figura V.1 a, b) indicam a preponderância de texturas pseudomórficas, o que é condizente com as

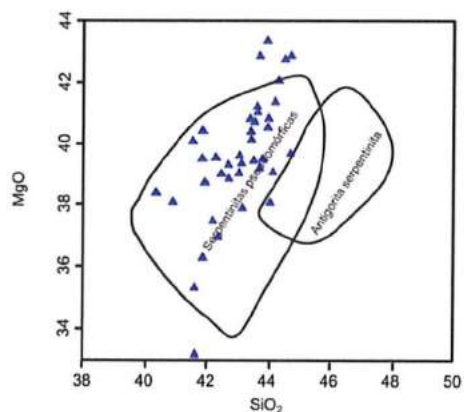


observações petrográficas. Os minerais originais foram retrometamorfisados gerando antigorita, lizardita e crisotila. Além disso, observa-se que apresentam conteúdos variáveis de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  correspondentes a composições de olivina-*mesh*, e subordinadamente ortopiroxênio-bastita. Isto poderia refletir uma derivação a partir de dunito ou harzburgito.

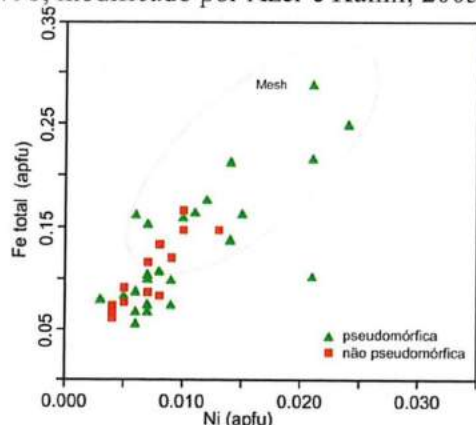
A composição química relacionada às diferentes texturas apresentadas pelas serpentinas é melhor representada (Figura V.1c) no diagrama  $\text{Fe}_{\text{total}}$  versus  $\text{Al}_{\text{total}}$ . Ali, a textura bastítica distingue-se da textura *mesh* no conteúdo de alumínio. As serpentinas com textura *mesh* possuem valores de  $\text{Al}_{\text{total}}$  inferiores a 0,05 apfu (átomos por fórmula unitária) e de  $\text{Fe}_{\text{total}}$  superiores a 1,4 apfu; as serpentinas com texturas bastíticas possuem conteúdos de  $\text{Al}_{\text{total}}$  entre 0,3 a 0,9 apfu e  $\text{Fe}_{\text{total}}$  inferiores a 0,10 apfu. Por outro lado, as serpentinas com texturas não pseudomórficas sobrepõem-se parcialmente ao campo correspondente a serpentina bastítica. Além disso, contém os valores mais elevados de Al (0,3 a 0,15 apfu) e valores de  $\text{Fe}_{\text{total}}$  intermediários entre 0,5 e 0,15 apfu.



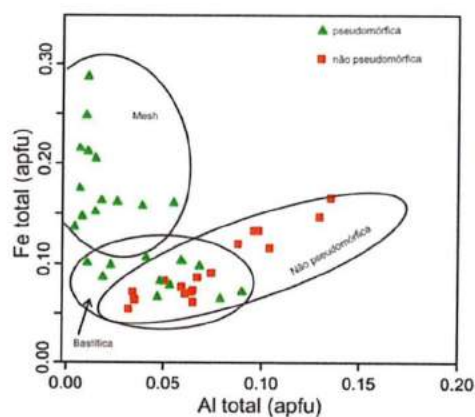
a) Diagrama  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (após Dungan, 1979b, modificado por Azer e Kalhil, 2005)



b) Diagrama  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{MgO}$  (Dungan, 1979b)



c) Diagrama  $\text{Fe}$  vs.  $\text{Ni}$  (apfu)



d) Diagrama  $\text{Fe}_{\text{total}}$  vs.  $\text{Al}_{\text{total}}$

**Figura V.1 Diagramas de discriminação química das serpentinas**

Finalmente, o diagrama  $\text{Fe}$  versus  $\text{Ni}$  (Figura V.1 d) evidencia a correlação positiva existente entre esses dois elementos. Além disso, as análises correspondentes à

serpentina com textura mesh apresentam os valores mais elevados de Fe e Ni se comparados com as restantes análises. Esta correlação estaria corroborando sua origem a partir da alteração da olivina.

### V.1.2 Clorita

A clorita também é muito abundante nas litologias serpentínicas do Complexo. Nos serpentinitos e tremolita-serpentina xisto/fels a clorita é associada aos minerais opacos e à matriz serpentínica, ocorrendo geralmente na forma de pequenas palhetas, o que sugere que esteja relacionada à alteração do cromo-espinélio. Já no cloritoxisto conforma a matriz extremamente fina. Por enquanto no turmalinito, a clorita ocorre em agregados conformando a matriz. Igualmente ao sucedido com a serpentina, os cuidados no polimento na preparação da lâmina delgada, o tamanho tão pequeno dos indivíduos, e a presença de clivagem bem desenvolvido, dificultam uma boa determinação. Isto foi particularmente notório nas análises das cloritas da amostra EP-133 (cloritoxisto).

Foram analisadas cloritas nas três situações antes mencionadas: desenvolvida nas aureolas no redor dos espinélios; na matriz dos cloritoxistos; e a clorita desenvolvida no turmalinito. Os resultados das análises químicas e os respectivos cátions por fórmula unitária encontram-se no Anexo Resultados Químicos e Mineralógicos. Os cálculos foram realizados seguindo o estabelecido por Deer *et al.* (1992). As cloritas contem 31.69-34.72% SiO<sub>2</sub>, 33.35-36.94% MgO, 10.28-16.62% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 2.36-3.85% FeO, e 0.80-3.30% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Devido às diversas substituições possíveis na fórmula estrutural da clorita, existe uma grande variedade de nomes. Segundo a nomenclatura tradicional proposta por Hey (1954), as cloritas analisadas correspondem a clinocloro, pennina, e sheridanita (Figura V.2a). Por enquanto, segundo a nomenclatura sugerida pela *Association Internationale Pour L'Etude des Argiles* (AIPEA - Bailey, 1980) as cloritas analisadas seriam tri-octaedrais com magnésio como cátion octaédrico divalente predominante.

As análises aplicadas no diagrama de Hey (1954) indicam que as cloritas associadas aos minerais opacos são projetadas em uma passagem continua de clinocloro a pennina (Figura V.2 a). Com respeito das cloritas que compõem a matriz dos cloritoxistos, elas projetam no campo da pennina. A clorita que faz parte da matriz do turmalinito projeta no campo da sheridanita.

As variações composicionais nas cloritas são controladas fundamentalmente pelas substituições Al tschermakita (Mg<sub>-1</sub> Si<sub>-1</sub> ↔ Al<sup>IV</sup> Al<sup>VI</sup>) e substituições simples Mg ↔

$\text{Fe}^{+2}$ , que ocorrem em todas as escalas. As variações composicionais são apresentadas nos diagramas binários envolvendo cátions em posições cristalóquímicas definidas. As análises de Mg-cloritas associadas aos minerais opacos e no cloritoxisto apresentam-se dispersas, implicando composições heterogêneas para o conjunto. Os teores de  $\text{Al}^{\text{IV}}$  variam entre 1,46 e 2,14 apfu (Figura V.2 b), ou entre 2,28 e 3,80 apfu de Al total. Os valores de  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})$  tem variações restritas entre 0,94 e 0,96 (Figura V.2 c). Porém, as análises das cloritas do turmalinito mostram valores de  $\text{Al}^{\text{IV}}$  entre 2,44 e 2,66 apfu (Figura V.2 b), ou entre 5,23 e 5,50 apfu de Al total. Os valores de  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})$  tem variações restritas entre 0,89 e 0,91 (Figura V.2 c).

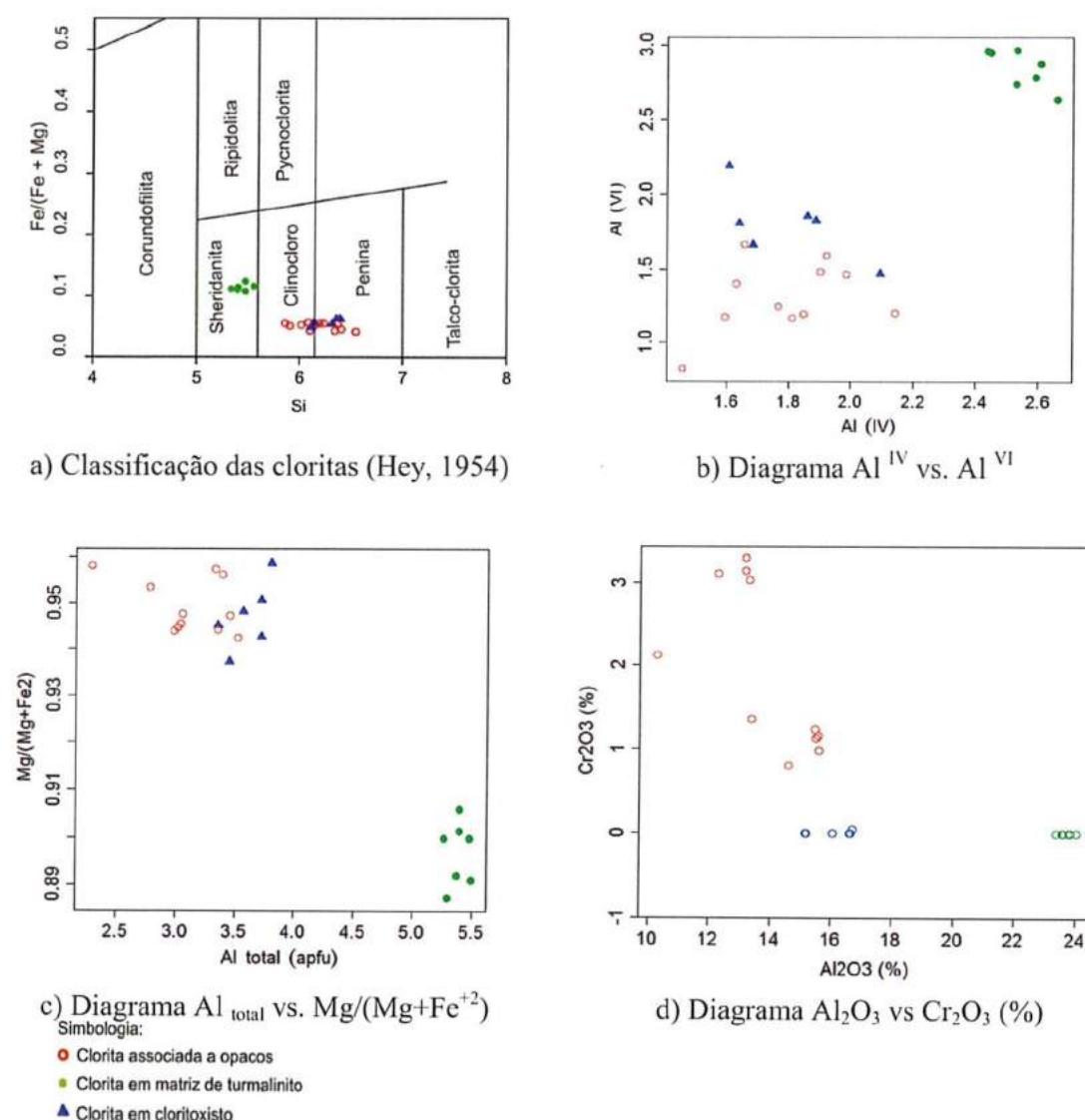


Figura V.2 Diagramas de discriminação química das cloritas

Nos diagramas da Figura V.2 pode-se observar que as variações Mg-Fe são relativamente pequenas para todas as cloritas analisadas, porém o Si varia mais



amplamente entre 5,34 e 6,54 apfu, e o Cr varia entre 0,00 e 0,51 apfu. Estas variações sugerem falta de equilíbrio, e que o desenvolvimento da clorita em alguns lugares é vinculado à alteração do cromo-espinélio e outras fases silicáticas que são representadas pela reação: olivina + ortopiroxênio + espinélio + H<sub>2</sub>O = Mg-clorita que ocorre à descender a temperatura por debaixo de 670° a 5 kbar, e de 850° a 10 kbar. Em algumas análises as cloritas adjacentes às cromo-espinélios estão enriquecidas em Cr em relação com outras distantes. Isto é também salientado no diagrama Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> versus Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (% peso) apresentado na Figura V.2 d, onde somente as amostras correspondentes à clorita associada aos minerais opacos contêm valores de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de até 3%. Além disso, os conteúdos de Cr e Al apresentam uma correlação negativa (Figura V.3), que estaria indicando a entrada de Cr compensando uma deficiência de Al na posição octaédrica.

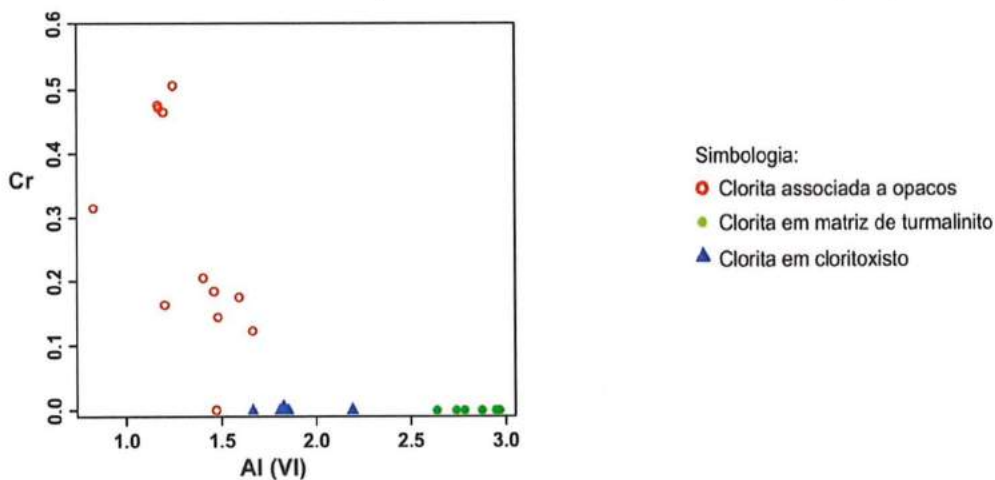


Figura V.3 Diagrama Al<sup>VI</sup> versus Cr para as cloritas analisadas

### V.1.3 Anfibólio

O anfibólio é abundante nas litologias serpentínicas do Complexo, em particular nos tremolita xisto/fels e nos tremolita-serpentina xisto-fels, apresentando diversas morfologias/texturas. Os resultados analíticos confirmaram as observações que tinham sido efetuadas no microscópio petrográfico, mostrando grande homogeneidade na composição do anfibólio.

Foram analisados cristais de anfibólio em todas as variedades petrográficas nos tremolita xisto/fels e nos tremolita-serpentina xisto-fels. Os resultados das análises químicas e seus respectivos cálculos da fórmula estrutural encontram-se no Anexo Resultados Químicos e Mineralógicos. Os cálculos da fórmula química e a estimativa de Fe<sup>+3</sup> foram realizados seguindo o estabelecido por Leake *et al.* (1997).

Os anfibólios contêm 55,20-59,325% SiO<sub>2</sub>, 0,00-0,05% TiO<sub>2</sub>, 0,04-3,09% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 20,55-24,69% MgO, 12,71-13,92% CaO, 0,36-3,66% FeO, 0,00-1,68% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,00-

0,67% Na<sub>2</sub>O e 0,00-0,12% K<sub>2</sub>O. Os resultados das análises projetadas no diagrama classificatório de Leake *et al.* (1997) para anfibólios cálcicos com  $Ca_B \geq 1,50$ ;  $(Na + K)_A < 0,50$ ;  $Ca_A < 0,50$  indicam composição tremolítica. Todos os anfibólios analisados, pertencentes à matriz, pequenos cristais disseminados, grandes cristais disseminados, são tremolita (Figura V.4).

O conteúdo de Si varia entre 7.58 e 8.00 apfu; por enquanto, os conteúdos de Al variam entre 0.01 a 0.50 apfu. O Mg# (número de magnésio) para as tremolitas encontra-se entre 0.91 e 0.99.

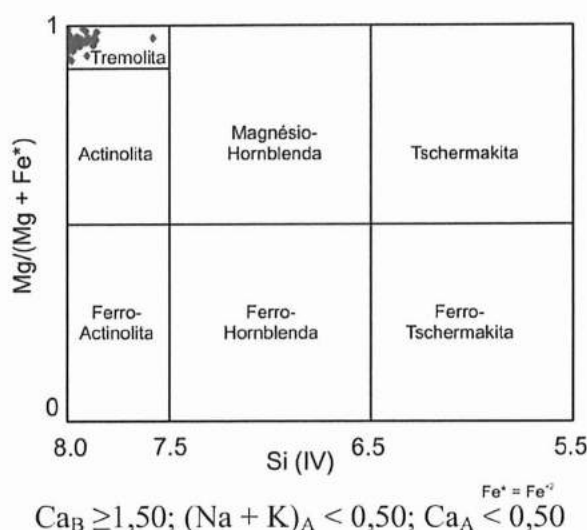


Figura V.4 Diagrama de classificação dos anfibólios (Leake et al., 1997)

### V.1.4 Piroxênio

Os piroxênios são extremamente escassos nas litologias estudadas. Apenas, a partir dos estudos petrográficos observou-se a presença de raras ocorrências de clinopiroxênios associados à tremolita em duas amostras (EP-122 e EP-113R8) de tremolita-serpentina xisto/fels. Visando obter mais informação sobre a história do metamorfismo, foram realizadas análises pontuais desses piroxênios. Os resultados das análises químicas e seus respectivos cálculos da fórmula estrutural encontram-se no Anexo Resultados Químicos e Mineralógicos. Os cálculos da fórmula química e a estimativa de Fe<sup>+2</sup> foram realizados seguindo o estabelecido por Morimoto *et al.* (1988) e Droop (1987) respectivamente.

Os resultados indicam que os piroxênios analisados apresentam 54.32-59.33% SiO<sub>2</sub>, 0.00-0.053% TiO<sub>2</sub>, 0.02-2.58% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 17.58-25,62% MgO, 12.938-26.74% CaO, 0.00-2.22% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.00-3.31% FeO, 0,00-0,13% MnO, 0.00-0.11% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.00-0.08% NiO, e Mg# entre 0.96-1.00. Dois espécies de piroxênios foram estabelecidos (Figura V.5 a), diopsídio e augita, segundo a classificação de Morimoto *et al.* (1989). Só uma (EP-

113R8) das três amostras estudadas (EP-122 e EP-113R9A) apresenta os dois piroxênios. Os diopsídios apresentam variação em relação aos conteúdos de Ca e Mg (Figura V.5 b) levemente mais notória que no caso das augitas. Nas augitas observa-se substituição Mg-Fe nas posições dos cátions octaédricos M2 (Figura V.5 c). Além disso, os conteúdos de Cr e Ti são geralmente baixos, apresentando os máximos valores no diopsídio (0.11 e 0,05 apfu respectivamente). Contudo, os conteúdos de Cr no diopsídio são menores que nos diopsídios mantélicos. Isto indicaria um carácter secundário do diopsídio.

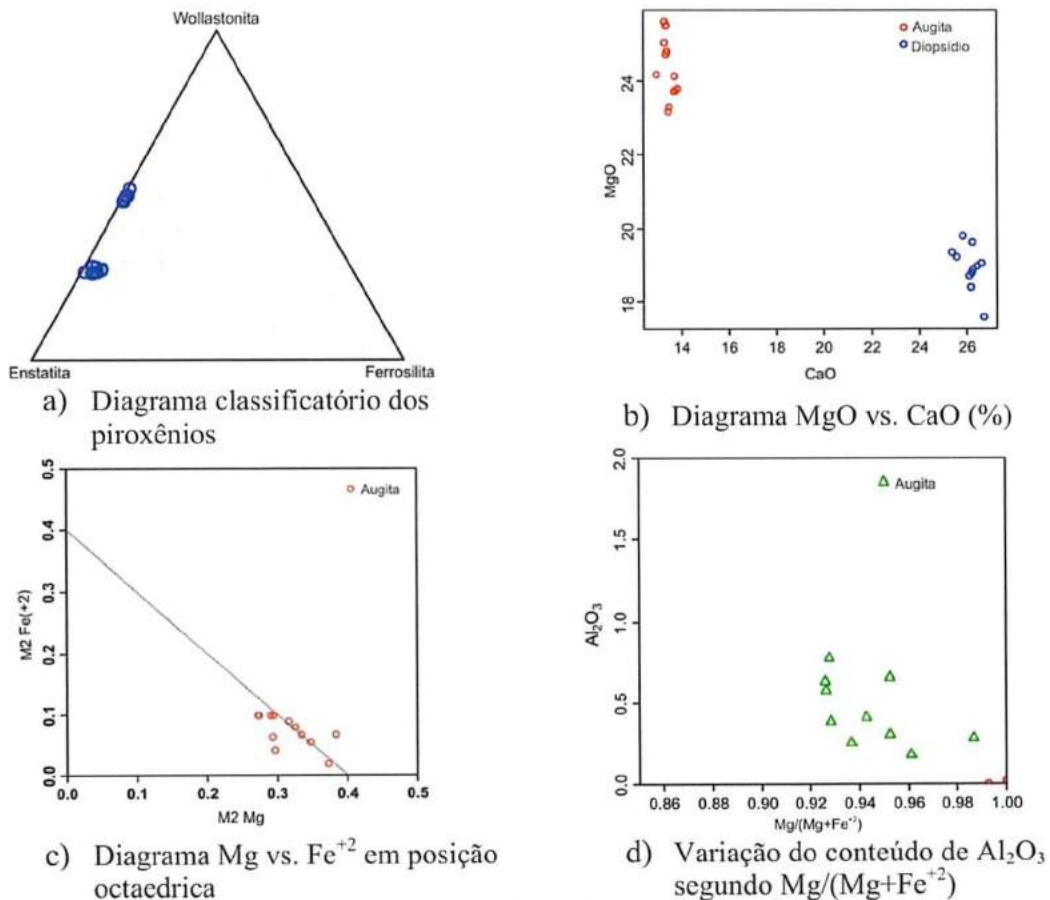


Figura V.5 Diagramas de discriminação dos piroxênios

No diagrama da Figura V.5d insinua-se uma correlação negativa entre Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Mg/(Mg+Fe<sup>+2</sup>). Esta tendência tem sido reportada na literatura no caso dos clinopiroxênios cristalizados a alta pressão; os clinopiroxênios de sequencias cumuláticas geradas a baixa pressão apresentam comportamento oposto, já que se observa correlação levemente positiva entre o Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e o Mg# (Jan e Windley, 1990 e referencias lá). Daí, apesar de ter sofrido certo grado de desequilíbrio, estes clinopiroxênios indicariam um carácter primário.



### V.1.5 Cromo-espinélio

Nas rochas ultramáficas completamente serpentinizadas que não contem minerais silicáticos primários relictuais, a composição dos cromo-espinélios é muito empregada como indicador petrogenético e geotectônico (*e.g.* Dick e Bullen, 1984; Jan e Windley, 1990). Os cromo-espinélios são os únicos minerais que costumam reter a maioria de sua composição química original em serpentinitos metamorfisados (Proenza *et al.*, 2004; Azer e Khalil 2005; entre outros).

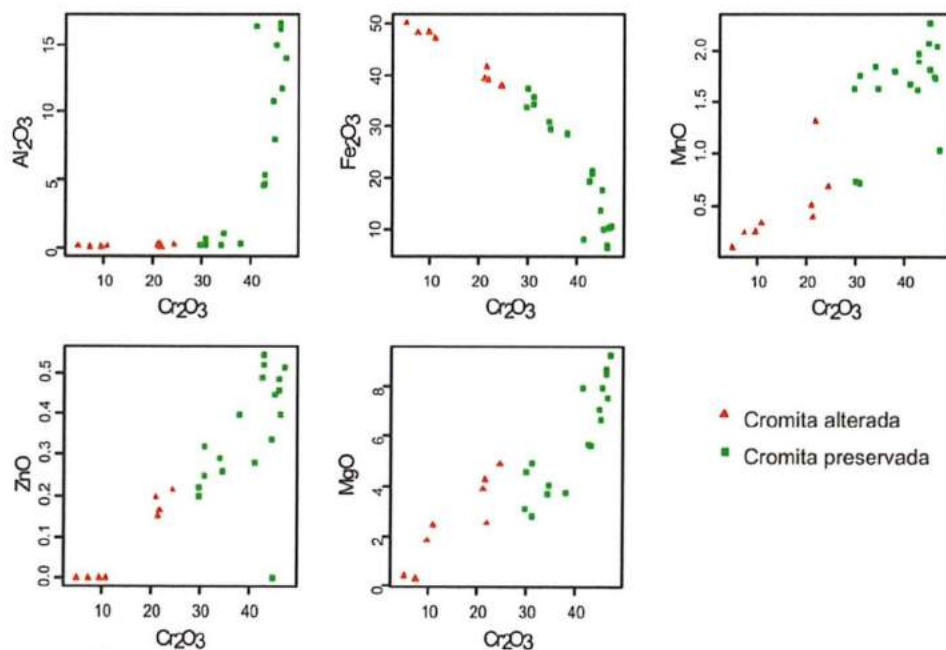
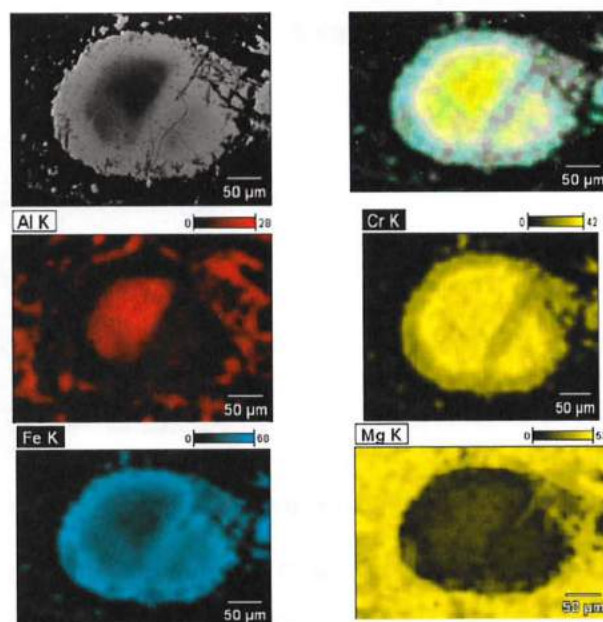


Figura V.6 Diagramas de correlação de alguns elementos com Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

Devido à presença de cromo-espinélios disseminados nos serpentinitos e tremolita-serpentina xisto/fels do Complexo Paso del Dragón e frente à ausência de fases silicáticas preservadas, foram efetuados análises pontuais de cromo-espinélio e de seus produtos do metamorfismo, ferritcromita e Cr- magnetita. Os resultados das análises químicas e seus respectivos cálculos da fórmula estrutural encontram-se no Anexo Resultados Químicos e Mineralógicos. Os cálculos da formula química e a estimação do Fe<sup>+2</sup> foram realizados segundo as recomendações de Deer *et al.* (1992) e Droop (1987) respectivamente.

Os cromo-espinélios analisados contem 0,00-1,88% SiO<sub>2</sub>, 0,00-0,64% TiO<sub>2</sub>, 0,00-16,60% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,30-9,28% MgO, 19,22-44,84% FeO, 10,54-50,19% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,09-2,27% MnO, 4,92-47,20% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,00-13,98% NiO, e 0,00-0,55% ZnO. A presença de pequenas quantidades de SiO<sub>2</sub> nas análises é ligado segundo Burkhard (1993) e Mellini *et al.* (2005) ao crescimento de fases silicáticas submicroscópicas nos espinélios durante o metamorfismo. Fundamentalmente, a presença de SiO<sub>2</sub> encontra-se associada aos

cromo-espinélios alterados. Como fora mencionado no capítulo IV Petrografia, somente uns poucos cristais de cromo-espinélio permanecem com o núcleo bastante preservado, contendo valores elevados de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (41.22-47.20%) e número de Cromo [ $\text{Cr}\# = 100 \cdot \text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ ] entre 63 e 86, com uma média de 74, além da ausência de  $\text{SiO}_2$ , tal como fosse assinalado por Burkhard (1993). O intervalo mostrado pelo  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  encontra-se dentro das variações apresentadas pelos cromo-espinélios em dunitos (40-60%) e piroxenitos (20-40%) (Jan e Windley, 1990). Os valores de MnO são muito semelhantes aos obtidos por Jan e Windley (1990) em piroxenitos e dunitos do Complexo Jijal no Paquistão. Os valores de  $\text{TiO}_2$  não são conclusivos, já que foram reportados valores semelhantes tanto nos cromo-espinélios de origem ofiolítico, como nos cromo-espinélios de complexos máficos-ultramáficos estratificados, bem como nas rochas máficas-ultramáficas de níveis profundos associadas a arcos de ilhas (Jan e Windley, 1990). O Mg# [ $100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{+2})$ ] apresenta valores baixos entre 1,3 e 50, característica comum dos espinélios acessórios em dunitos e piroxenitos (Jan e Windley, 1990).



**Figura V.7** Imagens BSE e composicional do mapeio dos elementos Al, Fe, Cr, e Mn, em cristais de cromo-espinélio (amostra EP-128)

Observa-se ademais que o  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  correlaciona positivamente com  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ , e  $\text{ZnO}$ ; e negativamente com  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Figura V.6). Este fato é evidenciado na Figura V.7 onde se podem apreciar imagens de elétrons retroespalhados (BSE) mostrando um mapeio por elemento num cristal de cromo-espinélio zoneado, e na Figura V.8 os perfis dos elementos segundo a trajetória indicada na imagem BSE do cromo-espinélio zoneada.

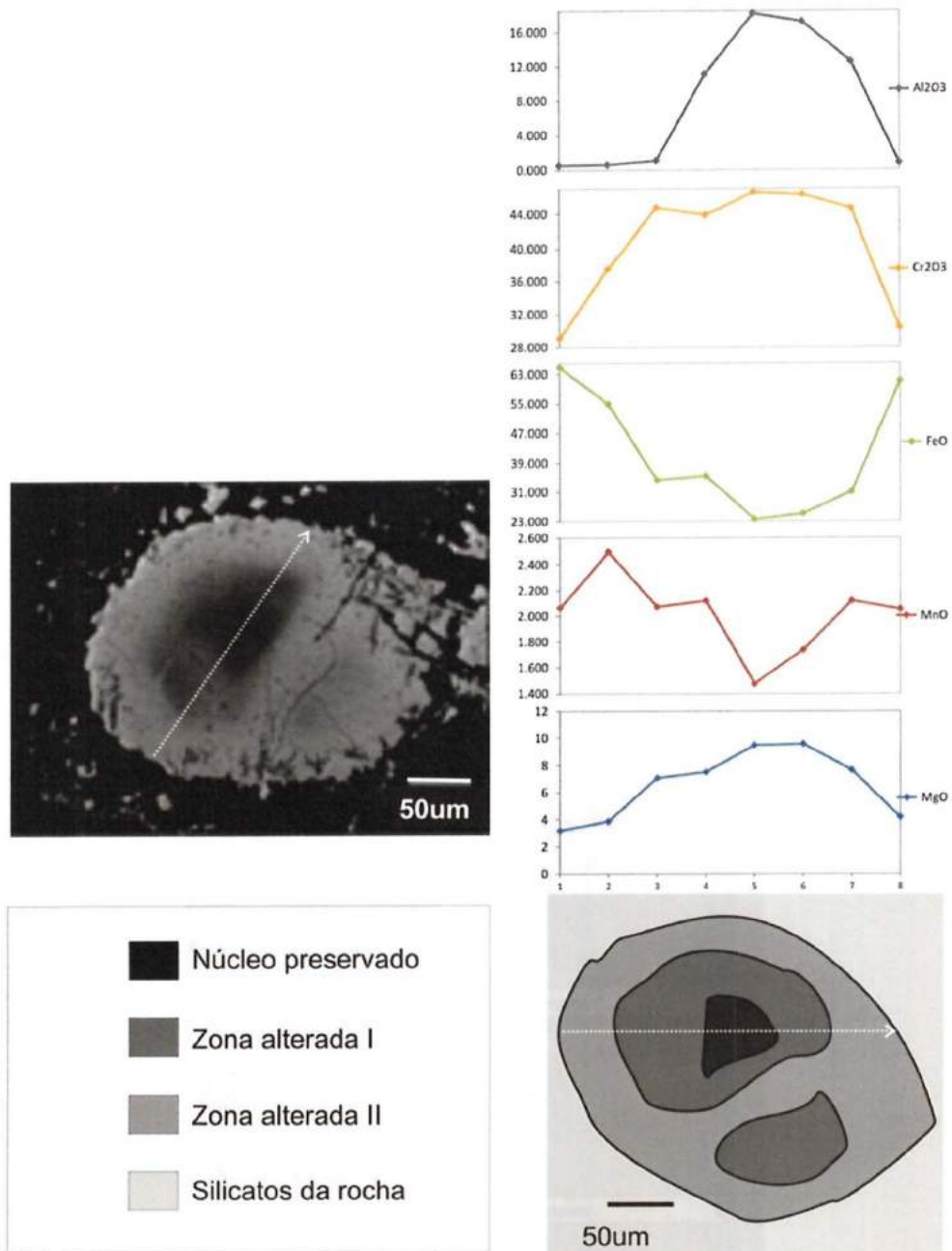


Figura V.8 Perfis quantitativos das determinações por EDS num cristal zoneado de cromo-espinélio

As bordas alteradas são representadas por ferritcromita e cromo-magnetita (Figura V.7). A ferritcromita caracteriza-se por apresentar alto conteúdo de  $\text{Fe}^{+3}$  e leve decréscimo nos conteúdos de MnO (menos de 1%); os conteúdos de Cr são inferiores que os núcleos dos cristais (7 – 30%) e os conteúdos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  são insignificantes. A magnetita apresenta os valores mais elevados de  $\text{Fe}^{+3}$  e os conteúdos de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  encontram-se geralmente por abaixo de 10%. O fato da existência de ferritcromita implica que o cromo-espinélio ainda não foi reequilibrado com as fases silicáticas vizinhas, pelo qual a rocha original deve ter sofrido uma hidratação maciça, gerando serpentinização generalizada e direta (Candia *et al.*, 1999). Além disso, a ferritcromita associa-se a



clorita, enquanto no há desenvolvimento de clorita na formação de Cr-magnetita. As Al-cromitas com Cr# entre 55-60 são destruídas durante a recristalização metamórfica formando clorita + ferritcromita o Cr-magnetita. Enquanto, cromitas com Cr# maiores a 60 no geram clorita, mas Cr-magnetita (O’Hanley, 1996 e referencias aí indicadas).

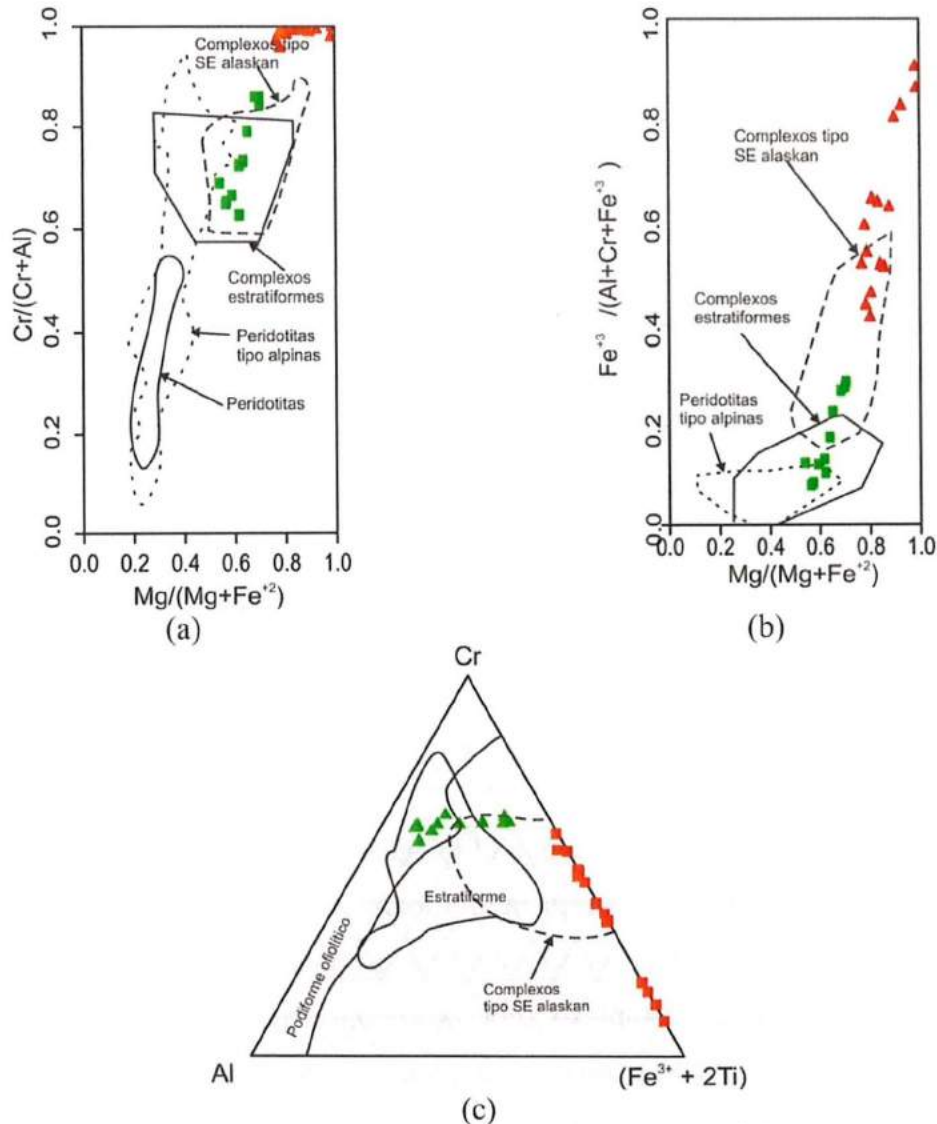


Figura V.9 Diagramas de discriminação dos espinélios

Devido à presença ubíqua da alteração hidrotermal, não é recomendável o emprego da composição dos cromo-espinélios com fins petrogenéticos. Contudo, tentou-se a aplicação dos diagramas petrogenéticos clássicos para eles. Os núcleos preservados são baixos em Al ao respeito do Cr, e projetados nos diagramas de Dick e Bullen (1984) ficam nos campos sobrepostos de Complexos estratiformes e Complexos do tipo sudeste de Alaska (Figura V.9), o seja contextos tectônicos diferentes. Já no diagrama ternário Al – Cr –  $(\text{Fe}^{3+} + 2\text{Ti})$  de Jan e Windley (1990), as análises projetam fundamentalmente nos campos dos complexos estratiformes e das cromitas podiformes ofiolíticas. É de

salientar a clara tendência de variação entre Cr e Fe<sup>+3</sup> e quase ausência de Al para os termos mais alterados e recristalizados, e a tendência de variação entre Fe<sup>+3</sup> e Al com Cr ligeiramente constante (~ 60% no diagrama da Figura V.9) para os núcleos mais preservados.

A química mineral dos cromo-espinélios, apesar de não aportar informação sobre o ambiente tectônico de formação, fornece informação relevante sobre as condições de metamorfismo às que foram submetidos, ajudando a construir parte da história do Complexo Paso del Dragón. Claramente, a petrografia e química mineral estabelecem que os serpentinitos em estudo contêm diferentes tipos de espinélios: (a) Cr-espinélios relictuais ocorrendo nos núcleos de alguns cristais, (b) espinélios hidrotermalizados ocorrendo como bordas de ferritcromita geralmente rodeada de clorita, e (c) magnetitas sin- e pós-serpentinização, ocorrendo nas texturas pseudomórficas e não-pseudomórficas de serpentina. Esta situação indica a existência de reações de re-equilíbrio incompletas com as fases silicáticas circundantes. Além disso, a presença destes espinélios junto com serpentina e clorita indica metamorfismo em fácies xistos verdes, com temperaturas entre 350°-400° (Mellini *et al.*, 2005; Candia *et al.*, 1999; Burkhard, 1993).

### **V.1.6 Turmalina**

A turmalina é um mineral subordinado nas litologias do Complexo Paso del Dragón. No início, só foi observada sua presença num afloramento imerso nos serpentinitos. Na última recorrida de campo efetuada detectou-se a sua presença associada aos micaxistos perto do limite norte do complexo. Por esta razão, as análises por microsonda eletrônica com detector WDS foram efetuadas unicamente em uma amostra (EP-124) de turmalinito associado aos serpentinitos. Contudo, foram efetuadas análises em microscópio eletrônico com detector EDS (na Facultad de Ciencias - Uruguai) visando conhecer se estas turmalinas tinham o mesmo caráter geoquímico, o que foi comprovado.

A turmalina é considerada um excelente indicador petrogenético (van Hinsberg *et al.*, 2011; Henry e Guidotti, 1985; entre outros) devido a que sua estrutura permite acomodar composições químicas muito variáveis segundo o ambiente. Além disso, ela ocorre tanto em rochas ígneas e metamórficas, como em sedimentares, associadas a distintos ambientes tectônicos. Possui também um rango de estabilidade de pressão e temperatura muito grande (Dutrow e Henry, 2011), e a difusão intracristalina dos

elementos e insignificante no tempo geológico (van Hinsberg et al., 2011). Todo isto faz que a turmalina registre as condições do ambiente de formação num amplo rango de ambientes geológicos, e que as preserve.

A turmalina tem um quimismo muito complexo e sua fórmula básica é representada segundo  $XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)_3V_3W$  (Hawthorne e Henry, 1999), onde X= Na, Ca, K, vacância; Y=  $Fe^{+2}$ , Mg,  $Mn^{+2}$ , Li, Al,  $Cr^{+3}$ ,  $V^{+3}$ ,  $Fe^{+3}$ , ( $Ti^{+4}$ ); Z = Mg, Al,  $Fe^{+3}$ ,  $V^{+3}$ ,  $Cr^{+3}$ ; T = Si, Al, (B); B = B, (vacância), V = OH, O; W= OH, F, O.

Foi empregada a planilha de Excel desenvolvida por Selway e Xiong (2010) ([http://www.open.ac.uk/earth-research/tindle/AGT/AGT\\_Home\\_2010/Microprobe-2\\_files/Tourmaline.xls](http://www.open.ac.uk/earth-research/tindle/AGT/AGT_Home_2010/Microprobe-2_files/Tourmaline.xls)) para efetuar os cálculos. Os resultados das análises químicas e seus respectivos cálculos da fórmula estrutural encontram-se no Anexo Resultados Químicos e Mineralógicos. A nomenclatura empregada segue o estabelecido por Henry et al. (2011).

Os cálculos da fórmula química basearam-se nas seguintes premissas:

1. Normalização a 31 ânions
2. Assume-se B = 3 apfu
3. Assume-se que OH + F = 4 apfu
4. Todo o Fe é  $Fe^{+2}$
5. A quantidade de Li é iterada pela adição de  $Li_2O$  até que  $T+Z+Y=15$  apfu

As turmalinas analisadas contem 36,17-38,14%  $SiO_2$ , 0,07-0,78%  $TiO_2$ , 30,07-33,29%  $Al_2O_3$ , 10,15-11,49%  $MgO$ , 0,78-3,60%  $FeO$ , 0,24-1,72%  $CaO$ , 1,80-2,90%  $Na_2O$ , 0,00-0,34%  $Li_2O^*$ , 10,64-11,05%  $B_2O_3^*$ , e 3,67-3,81%  $H_2O^*$  (\*estimados).

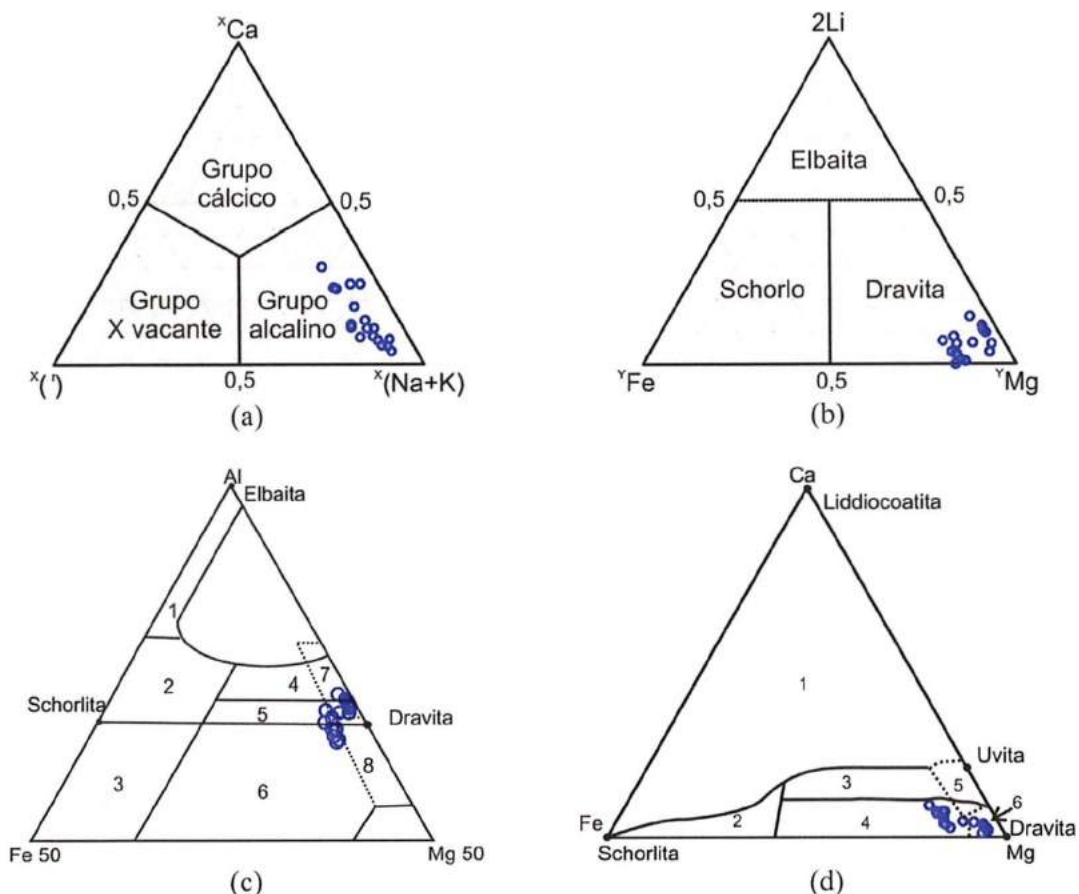
Na Figura V.10 são indicados os campos de composições das turmalinas analisadas. Elas são do grupo alcalino, e dentro deste grupo são classificadas como dravita. Os valores de Mg# [=  $Mg/(Mg + Fe_{total})$  em apfu] variam entre 0,83 a 0,96.

Com a finalidade de obter informação sobre o ambiente de formação, as análises de turmalinas foram projetadas nos diagramas de Henry e Guidotti (1985). Estes diagramas são bons indicadores das associações litológicas e ambientes de formação de turmalina. Contudo, cabe salientar que na construção destes diagramas não foram incluídos todos os tipos de rochas portadoras de turmalina. Mas, apesar disso, eles costumam ser empregados com bons resultados.

Assim, a Figura V.10c indica que a turmalina estudada formou-se em ambientes análogos aos de metapelitos e metapsamitos sem minerais formados pela saturação em Al; rochas com quartzo, sendo turmalina rica em  $Fe^{+3}$ , associadas a rochas



calciossilicáticas e metapelitos; e rochas metaultramáficas com baixo cálcio e metassedimentares ricas em Cr e V (campos 5, 6 e 7). O mesmo pode ser visto na Figura V.10d, onde as composições da turmalina equivalem àquelas dos metapelitos e metapsamitos pobres em Ca, rochas com quartzo e turmalina, e rochas metaultramáficas (campos 5 e 6). A correspondência para as rochas metaultramáficas com baixo Ca é a mais adequada.



Diagramas (a) e (b) são classificatórios do grupo da turmalina (Henry et al., 2011). Diagramas (c) e (d) são para a classificação de ambientes de formação de turmalina (Henry e Guidotti, 1985). Os campos em (c) correspondem à turmalina de: 1. pegmatitos e aplitos de granitóides ricos em Li; 2. granitóides pobres em Li e pegmatitos e aplitos associados; 3. granitos hidrotermalizados ricos em quartzo, sendo a turmalina rica em  $\text{Fe}^{+3}$ ; 4. metapelitos e metapsamitos com minerais indicadores de saturação em Al; 5. metapelitos e metapsamitos sem minerais formados pela saturação em Al; 6. rochas com quartzo, sendo turmalina rica em  $\text{Fe}^{+3}$ , associadas a rochas calciossilicáticas e metapelitos; 7. rochas metaultramáficas (baixo Ca) e metassedimentares ricas em Cr e V; 8. Rochas carbonáticas metamorizadas e metapiroxenitos. Em (d): campos 1 e 2 como em (c); 3. metapelitos, metapsamitos e rochas calciossilicáticas ricas em Ca; 4. metapelitos, metapsamitos pobres em Ca e rochas com quartzo e turmalina; 5. Rochas carbonáticas metamorizadas; 6. rochas metaultramáficas.

**Figura V.10 Diagramas de discriminação para turmalinas**

De acordo com estes resultados preliminares da composição das turmalinas analisadas (alcalinas e magnesianas - dravita) e os ambientes análogos de formação obtidos, somado às observações petrográficas das litologias meta-vulcano-sedimentares do

Complexo, um ambiente relacionado a arco é sugerido. Daí, o ambiente de formação da turmalina seria o hidrotermal vulcanogénico.

No futuro planeja-se continuar e ampliar o estudo das turmalinas do Complexo. Novas análises químicas mineralógicas e isotópicas de boro e oxigênio das turmalinas, em todas as litologias portadoras, permitiram estabelecer o ambiente de formação e os fluidos atuantes de maneira mais acurada.

---

## ***V.2 Química de Rocha Total***

O estudo litoquímico apresentado aqui abrange um total de 24 amostras do Complexo Paso del Dragón. As análises envolvem a determinação dos elementos maiores, menores, traços, e terras raras (ETR). A principal finalidade da caracterização química das litologias do litodema serpentinitico do CDP é identificar se ainda apresentam características geoquímicas do protólito ígneo, que permitam fazer inferências sobre o provável ambiente tectônico de formação. A partir da composição observada, e devido à ausência de litologias preservadas no complexo, é necessário tentar fazer correlação -na medida do possível- com rochas de similares características químicas e petrográficas que tenham sido bem estudadas em outras localidades do mundo.

O principal objetivo para a seleção das amostras, com base no grau de preservação, foi alcançar uma representatividade mais ampla possível do espectro litológico do complexo. O grau de preservação é bastante baixo na maioria das litologias do CDP, o que implicou descartar amostras com sinais evidentes de alteração intempérica. As litologias mais preservadas são os serpentinitos (*sensu lato*) e xistos anfibólicos. Contrariamente, as litologias agrupadas no litodema xistos da Micaela apresentam-se extremamente alteradas. O acervo de análises químicas efetuadas consta de 4 serpentinitos, 4 tremolita-xisto/fels, 8 tremolita-serpentina xisto/fels, e a título informativo 4 xistos anfibólicos, 1 cloritoxisto, 1 micaxisto, e 1 turmalinito. No Anexo Resultados Químicos e Mineralógicos encontram-se os resultados das análises efetuadas, indicando a localização geográfica das amostras estudadas. Em geral, as mesmas amostras analisadas para química mineral foram também analisadas em rocha total.

A seguir são apresentados os resultados das análises químicas em rocha total para o Complexo Paso del Dragón obtidos nesta tese, junto com uma discussão dos aspectos mais significativos observados. Cabe salientar aqui que - não existe um acervo anterior

de análises químicas para esta unidade geológica. Os resultados geoquímicos apresentados nesta tese são pioneiros - nesta porção do Cinturão Dom Feliciano.

A apresentação dos resultados começa com uma descrição de suas características gerais em função dos elementos maiores, menores, traços e terras raras, para os serpentinitos e demais litologias analisadas. Além disso, efetua-se uma avaliação da mobilidade dos elementos devido à serpentinização e metamorfismo. Finalmente apresenta-se uma síntese integrada das características mais significativas encontradas.

### V.2.1 Geoquímica das rochas serpentínicas

Dentro desta categoria agrupam-se os serpentinitos (EP-177, EP-329A, EP-113R5, EP-113R9B), tremolita-serpentina-xisto/fels (EP-113R8, EP-117o, EP-113R7, EP-129a, EP-126, EP-128, EP-153, EP-215), e tremolita-xisto/fels (EP-113R9B, EP-122, EP-125a, EP-136). Segundo O'Hanley (1996) para que uma rocha com serpentina como mineral principal seja considerada serpentinito, deve ter a soma dos conteúdos de MgO, SiO<sub>2</sub>, e H<sub>2</sub>O (todas em % em peso) entre 85 e 95% da composição química total da rocha. Neste estudo a maioria das amostras com serpentina como constituinte principal apresentam valores nesse - intervalo (Tabela V.I). Para o cálculo do índice de serpentinização de O'Hanley (1996) foi considerado a perda ao fogo (LOI) no lugar de H<sub>2</sub>O, pelo qual há uma contribuição dos outros voláteis presentes como CO<sub>2</sub>, que é baixo na grande parte das amostras.

Os serpentinitos e tremolita-serpentina-xisto/fels apresentam teores de 35,92-47,78% SiO<sub>2</sub>, 0,01-0,11% TiO<sub>2</sub>, 0,56-3,25% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 2,55-5,17% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 2,16-4,37% FeO, 0,08-0,16% MnO, 29,51-37,95% MgO, 0,02-6,75% CaO, 0,003-0,016% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 6,90-13,93% LOI, 2260-10044 ppm Cr, 1772-2882 ppm Ni, 72-142 ppm Co, 27-88 ppm V, 35-86 ppm Zn;  $\Sigma$ ETR entre 0,70 e 7,68; e Mg# entre 0,85 e 0,91. Os parâmetros Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O encontram-se debaixo do limite de detecção (0,01% FRX).

Amostras	Índice	Amostras	Índice
EP-113R5	86.54	EP-128	84.19
EP-113R8	87.58	EP-215	64.24
EP-113R9B	87.32	EP-177	83.80
EP-117O	89.78	EP-113R7B	87.08
EP-129A	89.80	EP-329A	90.59
EP-126	90.57	EP-153	80.95

Tabela V.I Valores do índice de serpentinização de O'Hanley (1996)



No caso dos tremolita-xisto/fels os teores apresentados são 52,42-55,94% SiO<sub>2</sub>, 0,01-0,05% TiO<sub>2</sub>, 0,67-1,71% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1,53-3,37% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 2,45-3,90% FeO, 0,07-0,15% MnO, 21,88-26,90% MgO, 6,62-12,59% CaO, 0,02-0,13% Na<sub>2</sub>O, 0,003-0,027% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 2,36-6,32% LOI, 1634-2125 ppm Cr, 1166-1915 ppm Ni, 60-97 ppm Co, 20-55 ppm V, 36-119 ppm Zn;  $\Sigma$ ETR entre 3,25 e 88,51; e Mg# de 0,88. O K<sub>2</sub>O encontra-se debaixo do limite de detecção (0,01% FRX).

Em termos gerais, as amostras apresentam baixos teores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e TiO<sub>2</sub> e amplo intervalo de FeOt (total), CaO, e MgO. Os conteúdos elevados dos elementos compatíveis como Mg, Cr e Ni encontram-se no intervalo de valores dos peridotitos mantélicos, mantendo o Cr e Ni sua relação com o MgO. Além disso, o Mg# encontra-se no intervalo de valores de harzburgitos e lherzolitos metamórficos (Coleman, 1977).

#### V.2.1.1 Elementos maiores, menores e traço

Por meio do emprego de diagramas de variação binários entre óxidos, combinações de óxidos, e elementos traço, foram observados os comportamentos destes elementos. Em geral em rochas ultra-máficas utiliza-se o MgO como índice de diferenciação para destacar as variações composicionais. Nestes diagramas (Figura V.11), observam-se tendências de correlação lineares ora definidas, ora sugestivas. Correlações negativas são indicadas com SiO<sub>2</sub>, CaO, e positivas com LOI e com FeOt (Fe total), Cr, e Ni quando desconsidera-se a amostra EP-215 que encontra-se muito enriquecida nestes três elementos. Os restantes elementos não mostram claras relações com o MgO.

Em geral, observa-se que a agrupação feita a partir da petrografia concorda com as características químicas observadas gerando arranjos lineares, com pequenos desvios em alguns parâmetros em certas amostras. Estes arranjos observados são decorrentes das variações composicionais primárias ígneas, com variações superpostas por processos metamórficos e metassomáticos secundários. A mobilidade dos elementos químicos apresenta intensidades e distribuição espacial e temporal variáveis durante a evolução tectono-metamórfica do Complexo, balizando os tipos petrográficos de maneira não linear. Contudo, alguns componentes químicos podem parcialmente preservar certas tendências ígneas originais.

Os elementos incompatíveis K, Rb, Sr, Th e Zr apresentam valores inferiores aos do manto primitivo (Figura V.12 a), enquanto os valores de Cs, Ba, U, Ce e Pb são mais elevados. Já os *HFSE* (high field strength elements) como Nb, Zr, Hf e Ti, apresentam

comportamentos diversos, com enriquecimento de Nb e empobrecimento Zr, Hf e Ti em relação ao manto primitivo (Figura V.12 a).

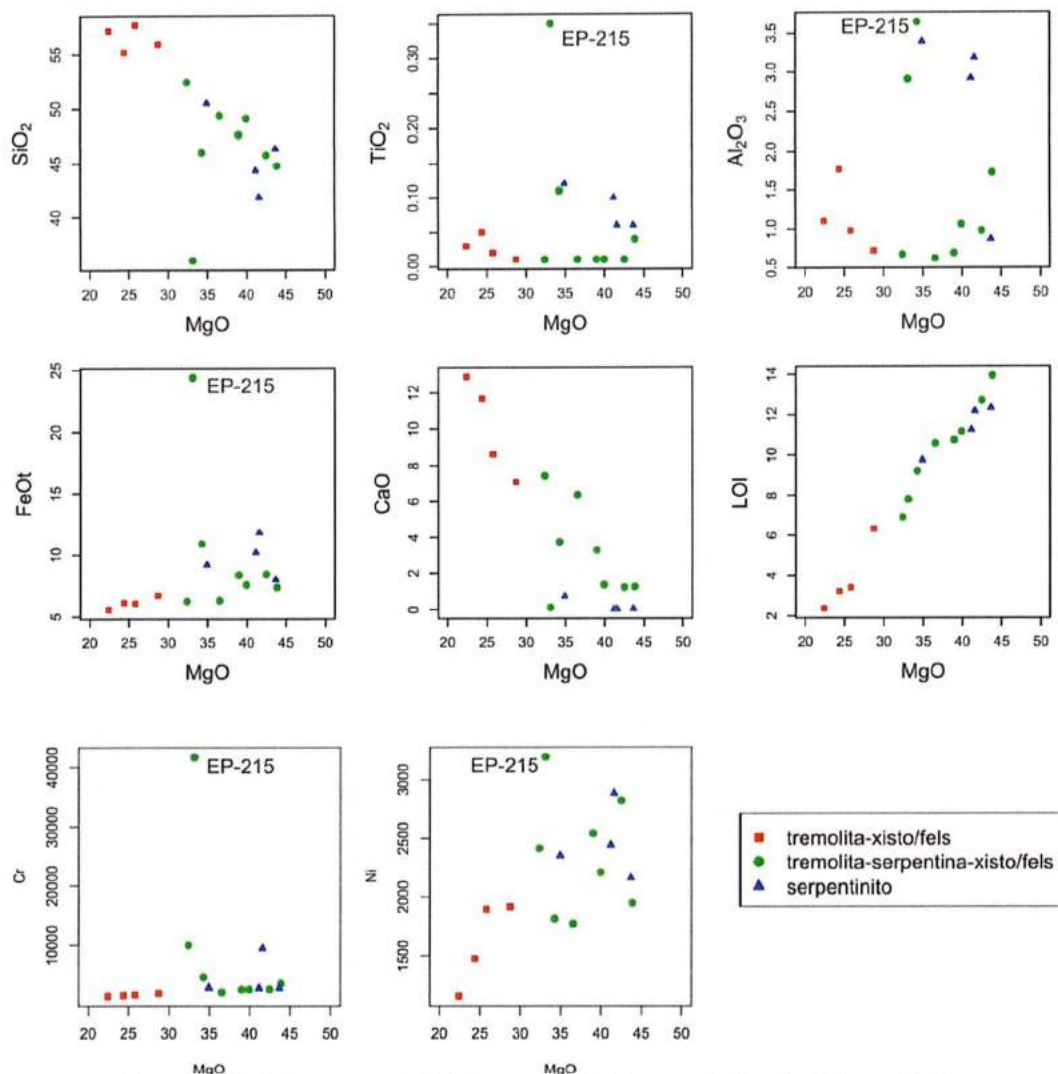


Figura V.11 Diagramas de Harker com MgO como índice de diferenciação

No diagrama da Figura V.12 (b) observar-se que os serpentinitos são empobrecidos em Ca, Ti e Al, e muito levemente enriquecidos em Mg, em relação ao manto primitivo (de Palme e O'Neill, 2003). Os tremolita-serpentina-xisto/fels estão menos empobrecidos que os serpentinitos em Ca, Ti e Al em relação ao manto primitivo. Os tremolita-xistos/fels são empobrecidos em Ti e levemente em Al e Mg, e são enriquecidos em Ca quando comparados com o manto primitivo (de Palme e O'Neill, 2003).

Em resumo, as tendências das covariações com o MgO, tanto como as abundâncias dos elementos maiores e traços, sugerem uma natureza mantélica empobrecida para as litologias estudadas. Os valores elevados do LOI refletem a importante alteração das rochas durante a serpentinização. Além disso, a correlação positiva entre MgO e LOI

reflete a maior predisposição a alteração dos termos mais magnesianos. Os minerais hidratados observados nas rochas analisadas são serpentina, anfibólio, clorita e talco.

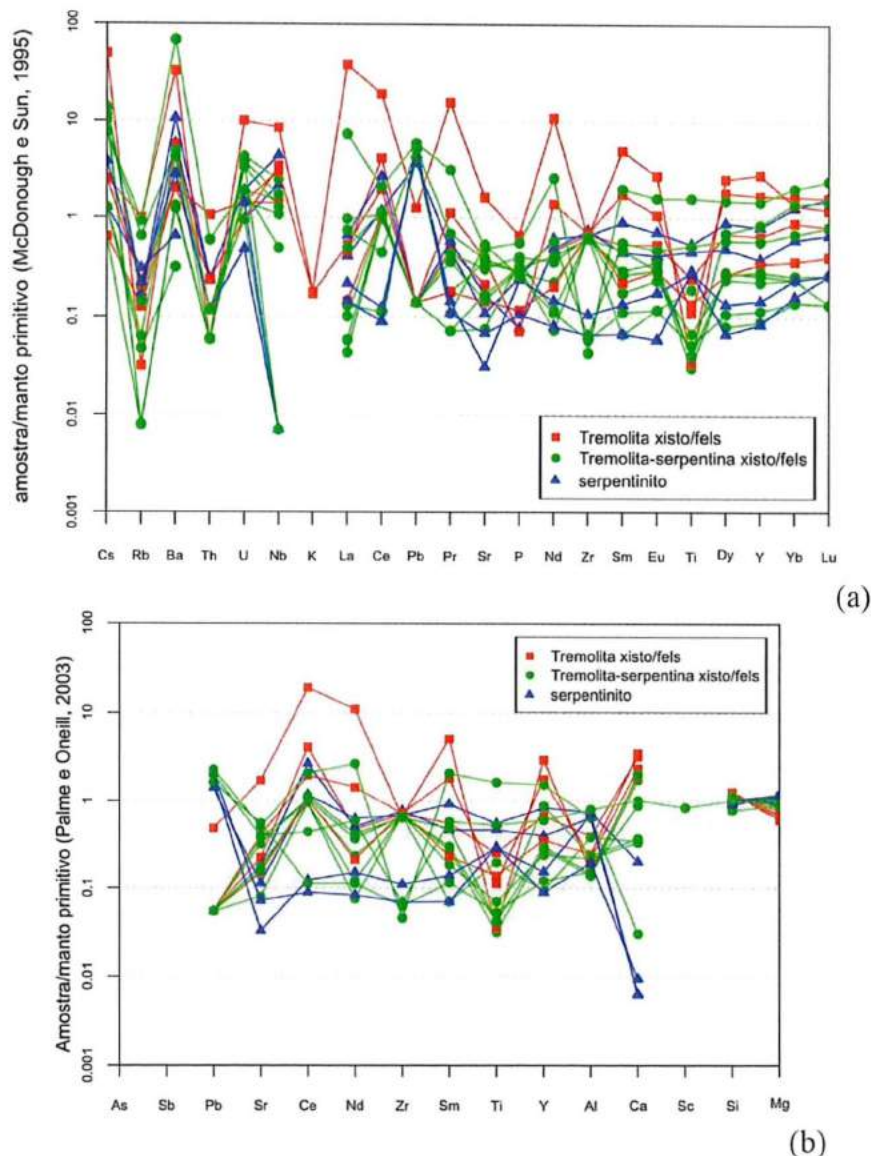


Figura V.12 Diagramas multi-elemento normalizados a manto primitivo

### *Mobilidade dos elementos durante a serpentinização*

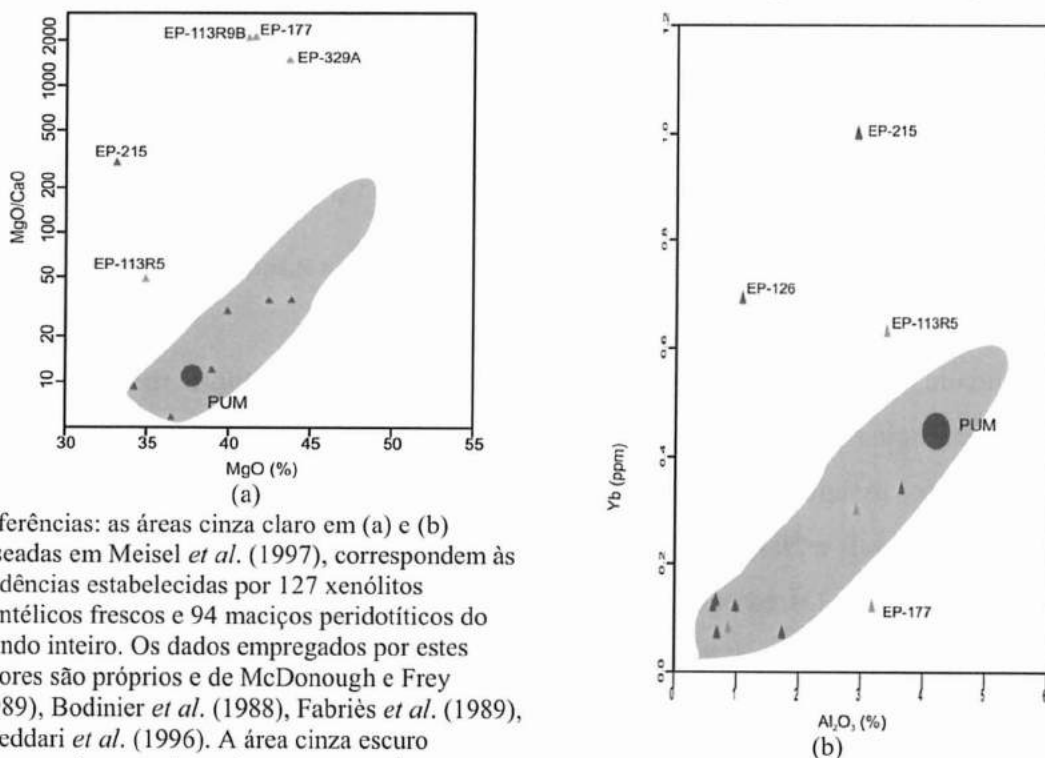
A mobilidade química durante a serpentinização é um fato sempre mencionado na literatura geológica. Vários autores têm trabalhado em torno a este problema. Algumas discussões deste assunto são encontradas em Wang *et al.* (2009), Shervais *et al.* (2005), Niu (2004), Schandl e Naldrett, (1992), Peltonen *et al.* (1998), Smith e Yang (2006), Meisel *et al.* (1997). Os estudos de mobilidade química implicam na comparação dos termos menos modificados com os termos mais modificados. No caso deste estudo, isto não é possível devido à ausência de rochas preservadas, ou parcialmente preservadas. Com a finalidade de estabelecer a mobilidade dos elementos durante a serpentinização foram realizados vários diagramas que permitem ilustrar essa mobilidade comparando



com as tendências assinaladas para peridotitos mantélicos frescos e levemente alterados reconhecidos no mundo inteiro. Na Figura V.13 apresentam-se os diagramas empregados. Na figura (a) observa-se que cinco amostras ficam muito longe da tendência dos peridotitos mantélicos indicada por Meisel *et al.* (1997), assinalando a mobilização do Ca. Estas amostras correspondem às análises dos serpentinitos.

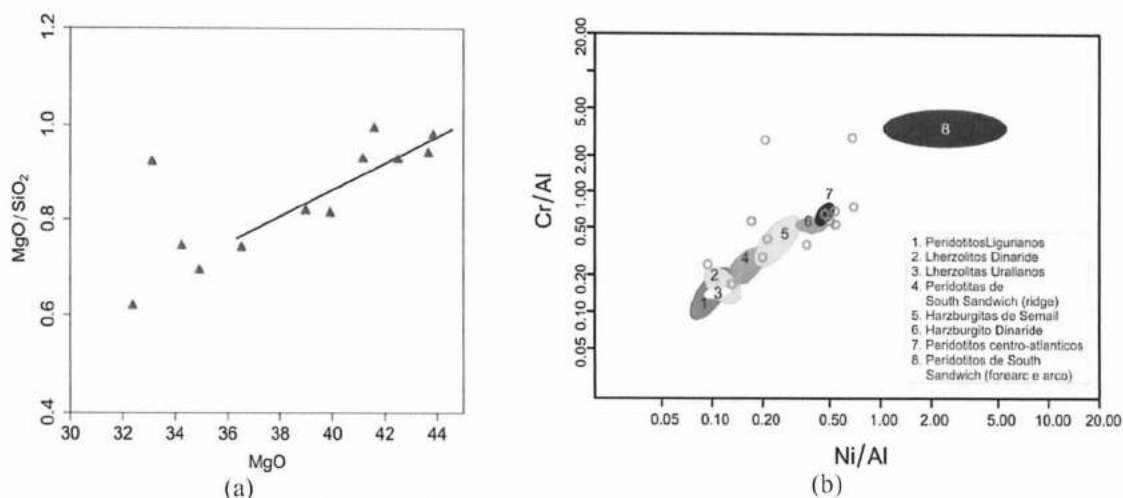
Comumente emprega-se o elemento Yb como indicador do empobrecimento do fundido devido a seu caráter altamente imóvel durante os processos de serpentinização e outros processos de alteração (*e.g.* Meisel *et al.*, 1996). A partir da relação entre Yb e  $Al_2O_3$ , também é claramente observada a mobilização na figura (b) em que três amostras de serpentinito (EP-177, EP-113R5, e EP-215), e uma amostra de tremolita-serpentina-xisto/fels (EP-126) ficam longe da área correspondente às tendências entre  $Al_2O_3$  e Yb em peridotitos frescos de distintos ambientes tectônicos do mundo. Nas restantes amostras o  $Al_2O_3$  e Yb parecem ter mantido seu comportamento ígneo, pelo qual poderiam ser empregados como indicador do empobrecimento do fundido para os peridotitos serpentinizados. A tendência Yb- $Al_2O_3$  pode também estar indicando que estes elementos tiveram comportamento similar durante a alteração.

Também foram observadas as relações entre MgO *versus* Mg/SiO<sub>2</sub> e Ni/Al *versus* Cr/Al, para testar a mobilidade dos elementos envolvidos (Figura V.14 a e b).



Referências: as áreas cinza claro em (a) e (b) baseadas em Meisel *et al.* (1997), correspondem às tendências estabelecidas por 127 xenólitos mantélicos frescos e 94 maciços peridotíticos do mundo inteiro. Os dados empregados por estes autores são próprios e de McDonough e Frey (1989), Bodinier *et al.* (1988), Fabriès *et al.* (1989), Gueddari *et al.* (1996). A área cinza escuro corresponde aos valores do manto superior primitivo (PUM) de McDonough e Sun (1995).

Figura V.13 Diagramas de mobilidade para os elementos Ca e Al



(a) reta desenhada corresponde à tendência ( $y = 0,2644 + 0,02812x$  com  $R = 0,961$ ) encontrada por Niu (2004) para os peridotitos abissais. Os pontos que não seguem a tendência correspondem aos serpentinitos.

(b) Diagrama modificado de Segvic, 2010. Os pontos que não seguem a tendência são os serpentinitos. Referências de Segvic (2010): Tethyan peridotitos (Ligurides, Dinarides, Semail, Rampone *et al.* (1996), Slovenec (2003), Lugović (1986), Lugović *et al.* (1991), Majer (1993), Trubelja *et al.* (1995), Bazylev *et al.* (2003), Boudier e Juteau (2000)), Palaeozoico tardio Uralian lherzolitos (Spadea *et al.*, 2003), peridotitos alterados miocénicos do centro-Atlântico (Burgath *et al.*, 1997) e peridotitos paleógenos de ridge e fore-arc (ilhas South-Sandwich, Atlantico sul e Guínea, Pacifico, Pearce *et al.*, 2000, McInnes *et al.*, 2001).

**Figura V.14 Diagramas de mobilidade dos elementos químicos**

Em ambos os diagramas observa-se uma tendência de correlação positiva seguindo os padrões estabelecidos para os peridotitos mantélicos empregados de referência. A partir da análise dos diagramas pode-se afirmar que a serpentinização causou a mobilização, em maior ou menor medida, de Ca, Si, Al e Mg fundamentalmente nos serpentinitos. As restantes litologias apresentam comportamentos nestes elementos que refletiriam os comportamentos ígneos originais.

### V.2.1.2 Elementos terras raras

O comportamento dos elementos terras raras (ETR) é diverso nas amostras analisadas segundo o mostrado na Figura V.15. Os padrões foram agrupados em função de seus padrões semelhantes, com algumas variações menos acentuadas internas adicionais. No diagrama (a) correspondente as amostras EP-329A, EP-113R7, e EP-177, observa-se que estão empobrecidos em relação ao condrito (McDonough e Sun, 1995). Mostram empobrecimento mais marcado para os terras raras intermediários, desenhando o típico padrão em U dos peridotitos assinalado na literatura (*e.g.* Bodinier e Godard, 2003; Meisel *et al.*, 1997).

Na Figura V.15 (b) as amostras EP-113R9A, EP-125A, EP-113R9B, EP-113R5, EP-215, e EP-128, apresentam um padrão levemente horizontal para os terras raras intermediários e pesados, e anomalias em Ce (positiva) e Eu (negativa) como atributos

sobressalientes. Além disso, todas as amostras (menos a EP-128) possuem conteúdos de terras raras superiores ao condrito. Os diagramas apresentados na Figura V.12 (c) mostram padrões de terras raras similares aos descritos em (a), mas se encontram enriquecidos em relação aos condritos e correspondem as amostras EP-153 e EP-126. Observa-se também uma anomalia negativa de Ce. Na Figura V.12 (d) correspondente às amostras EP- 117o, EP-129a, EP-113R8, e EP-122, os desenhos dos padrões são muito parecidos aos de (b), apresentando todas as amostras uma clara anomalia positiva em Ce, e um leve aumento de La a Lu.

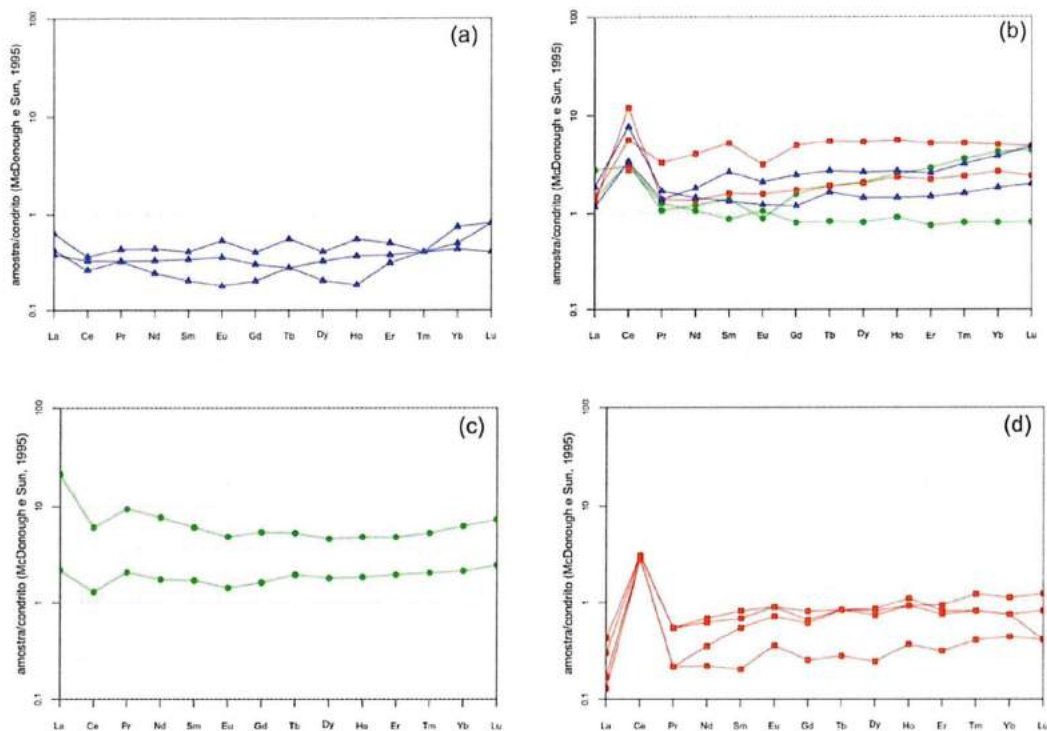


Figura V.15 Diagramas de terras raras normalizados a condrito

## V.2.2 Informação geoquímica de outras litologias presentes

Aqui são indicados os resultados das análises químicas efetuadas em amostras de litologias de menor expressão no Complexo Paso del Dragón. Apresentam-se análises de quatro amostras de xistos anfibólicos (EP-160, EP-159, EP-139, e EP-329B), uma amostra de cloritoxisto (EP-133), uma amostra de turmalinito (EP-124), e uma amostra de micaxisto.

Os xistos anfibólicos apresentam teores de 43,51-55,99% SiO<sub>2</sub>, 0,94-1,33% TiO<sub>2</sub>, 13,59-17,05% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 7,77-11,75% FeOt, 0,09-0,18% MnO, 2,19-8,43% MgO, 9,47-13,94% CaO, 0,24-3,39% Na<sub>2</sub>O, 0,02-0,18% K<sub>2</sub>O, 0,08-0,15% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 0,94-2,12% LOI, 344-470 ppm Cr, 105-165 ppm Ni, 39-63 ppm Co, 220-333 ppm V, 54-93 ppm Zn;  $\Sigma$ ETR entre 34,29 - 44,82; e Mg# entre 0,30-0,63. Não obstante ter baixos valores de



LOI (< 2,12 %), as amostras apresentam minerais secundários, sendo o epidoto o principal.

O cloritoxisto apresenta os seguintes teores 32,65% SiO<sub>2</sub>, 0,19% TiO<sub>2</sub>, 14,18% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 3,24% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 2,41% FeO, 0,06% MnO, 34,28% MgO, 0,01% CaO, 12,64% LOI, 53 ppm Cr, 423 ppm Ni, 63 ppm Co, 89 ppm V, 29 ppm Zn;  $\Sigma$ ETR é 3,80 ppm; e Mg# é 0,92. Os teores de Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> encontram-se abaixo do limite de detecção da FRX.

O micaxisto apresenta os seguintes teores 61,67% SiO<sub>2</sub>, 1,03% TiO<sub>2</sub>, 18,68% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1,94% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 5,20% FeO, 0,11% MnO, 1,80% MgO, 0,31% CaO, 1,20% Na<sub>2</sub>O, 0,06% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 3,72% LOI, 106 ppm Cr, 47 ppm Ni, 44 ppm Co, 169 ppm V, 96 ppm Zn;  $\Sigma$ ETR é 173,5 ppm; e Mg# é 0,31. O teor de K<sub>2</sub>O encontra-se abaixo do limite de detecção da FRX.

Finalmente, na amostra de turmalinito (EP-124) obtiveram-se os seguintes valores 38,97% SiO<sub>2</sub>, 0,75% TiO<sub>2</sub>, 33,86% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1,29% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 2,35% FeO, 0,10% MnO, 14,42% MgO, 0,73% CaO, 2,34% Na<sub>2</sub>O, 0,06% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 5,00% LOI, 42 ppm Cr, 151 ppm Ni;  $\Sigma$ ETR é 579,5 ppm; e Mg# é 0,88. O teor de K<sub>2</sub>O encontra-se abaixo do limite de detecção da FRX.

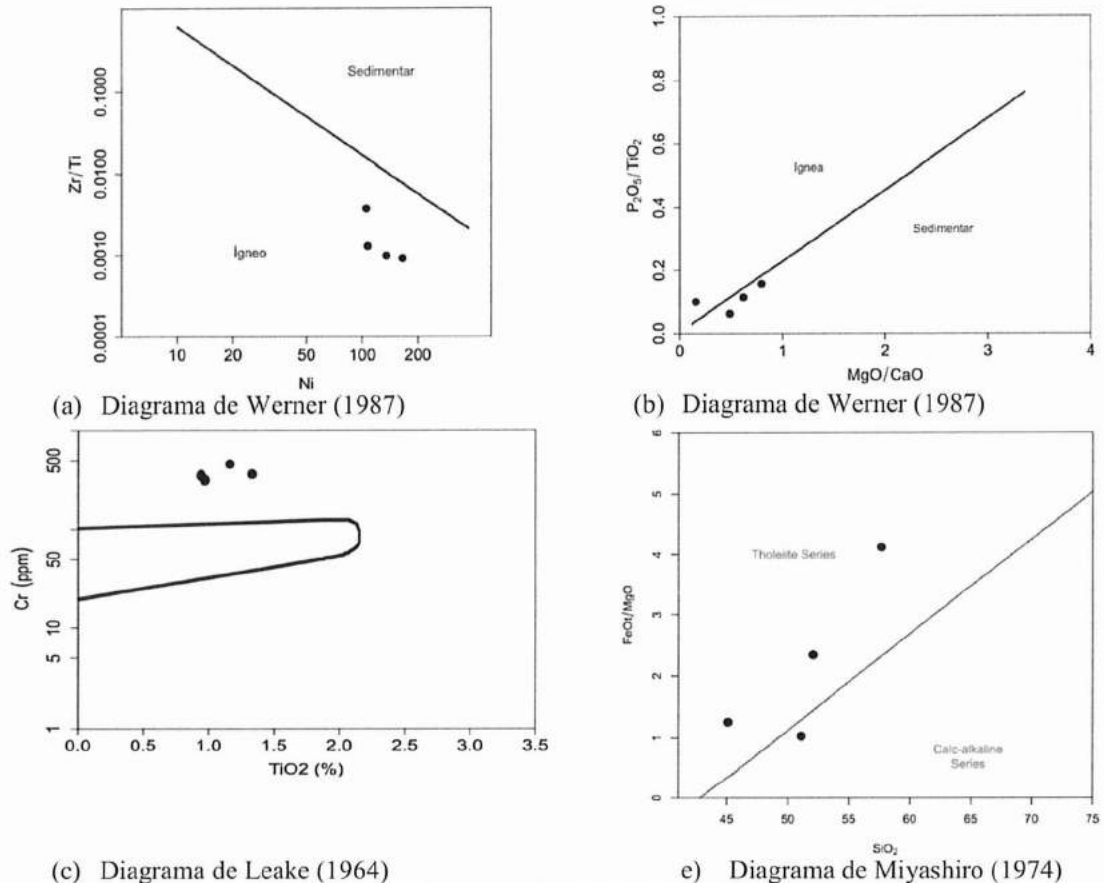
### V.2.2.1 Geoquímica dos xistos anfibólicos

Os xistos anfibólicos podem ser originados por processos metamórficos a partir de distintos protólitos como sedimentos margosos, rochas ígneas máficas (basaltos, diabásios, gabros), ou sedimentos vulcano-clásticos. Muitas vezes, às características primárias dessas litologias são preservadas apesar do metamorfismo e deformação, permitindo seu reconhecimento em escala mesoscópica e microscópica. Porém, a preservação destas estruturas não é comum, como acontece no CPD. Além disso, no estudo petrográfico não foram observadas texturas relictuais que permitam deduzir sua origem ígnea. Com a finalidade de aprofundar o conhecimento e caracterização destas rochas se empregaram as características químicas que eles apresentam.

Uma forma de estabelecer a natureza ígnea ou sedimentar, é por meio da aplicação de diagramas de discriminação como os de Werner (1987) e Leake (1964) apresentados na Figura V.16. Observa-se que nos diagramas Zr/Ti *versus* Ni e Cr *versus* TiO<sub>2</sub>, todas as amostras ficam no campo correspondente aos protólitos ígneos. Porém, no diagrama MgO/CaO *versus* P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>/TiO<sub>2</sub> a maioria das amostras ficam no campo sedimentar, perto do limite com o campo ígneo. Uma explicação para as amostras que caem no campo

sedimentar poderia ser a presença de elementos que podem ser considerados móveis durante o metamorfismo e alteração como Ca e Mg.

Por outro lado, as amostras apresentam moderado a alto conteúdo de  $Al_2O_3$ , CaO e  $Na_2O$ , e conteúdos baixos de  $TiO_2$  e  $P_2O_5$ . Apesar de poucas amostras analisadas, observa-se uma correlação positiva entre MgO com  $Al_2O_3$  e Ni, e outra -negativa entre MgO com  $SiO_2$  e Zr (Figura V.17). Estas tendências de correlação poderiam ser explicadas por cristalização fracionada do magma basáltico.



**Figura V.16 Diagramas discriminadores de procedência**

Para poder empregar a composição química é importante estabelecer o grau de mobilidade dos elementos químicos. Neste caso, considerando uma origem ígnea basáltica, as rochas basálticas tem mostrado que ainda em fácies anfibolito os elementos Ni, Cr, Co, Cu, Zn, Fe, Mg, Mn, Ti, V, Nb, P, terras raras intermediários e pesados, são afetadas de maneira pouco significativa (Rollinson, 1993; e referências aí encontradas). A partir do estudo petrográfico observou-se que as rochas sofreram graus variáveis de alteração. O teor do LOI geralmente é considerado pelos diversos autores como reflexo dessa alteração. Neste caso, as amostras apresentam valores de LOI inferiores a 2,12%, sugerindo que a alteração foi baixa a moderada.

Em função do anteriormente exposto, pode-se estimar que a mobilidade durante o metamorfismo e alteração não mudou completamente as concentrações originais dos elementos nas amostras. Isto permitiria então empregar alguns dos parâmetros químicos, tais como as terras raras e elementos traços imóveis, com finalidade petrogenética.

As rochas analisadas apresentam afinidade subalcalina e toleítica (Figura V.16d, Figura V.18) segundo os diagramas TAS de Le Bas *et al.* (1986), AFM de Irvine e Baragar (1971),  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{FeOt/MgO}$  de Miyashiro (1974), e  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{K}_2\text{O}$  de Pecerrillo e Taylor (1976). No diagrama  $\text{Nb/Y}$  versus  $\text{Zr/Ti}$  de Winchester e Floyd (1977) modificado por Pearce (1996), as amostras ficam no campo dos basaltos. Além disso, nos diagramas binários de discriminação tectônica  $\text{V}$  versus  $\text{Ti}/1000$  (Shervais, 1982),  $\text{Co}$  versus  $\text{Th}$  (Hastie *et al.*, 2007), e nos diagramas ternários  $10\text{Mn-TiO}_2-10\text{P}_2\text{O}_5$  (Mullen, 1983) e  $\text{La}/10-\text{Y}/15-\text{Nb}/8$  (Cabani e Lecolle, 1989), as amostras encontram-se nos campos de toleitos de arcos vulcânicos (Figura V.18) e afinidade oceânica.

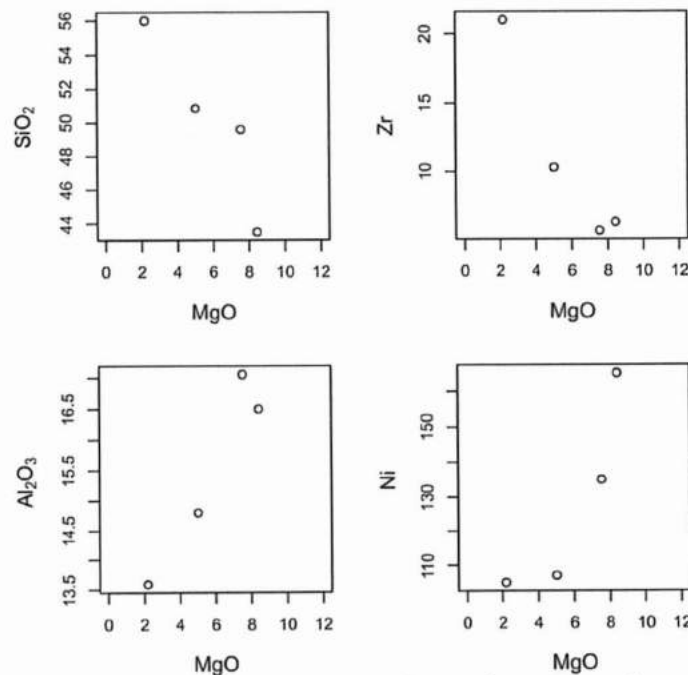


Figura V.17 Diagramas de Harker para alguns elementos maiores e traços

No diagrama multielementar normalizado pelo N-MORB (Sun e McDonough, 1989) as amostras (Figura V.19) apresentam enriquecimento generalizado em alguns elementos LIL (Cs, Rb, Ba, Pb), e empobrecimento em outros (K e U). Os elementos HFS (Ti, Nb, Zr, Hf) encontram-se empobrecidos em relação ao N-MORB. Porém, só duas amostras (EP-139 e EP-160) apresentam anomalias negativas em Nb com diferentes magnitudes, quando comparados com N-MORB. A amostra EP-329B apresenta leve anomalia positiva em Nb, enquanto a amostra EP-159 não apresenta anomalia. Os elementos



terras raras geralmente coincidem bastante com os valores do N-MORB em todas as amostras analisadas. Os basaltos formados em ambientes tectônicos relacionados à subducção (tais como margem continental ativa, arcos de ilhas, *back-arc* inicial, ou bacias inter-arco) mostram padrões caracterizados pelo enriquecimento variável em elementos LIL (Sr, K, Rb, Ba, Th) e terras raras leves, e empobrecimento em elementos HFS (Zr, Hf, Ti, Nb).

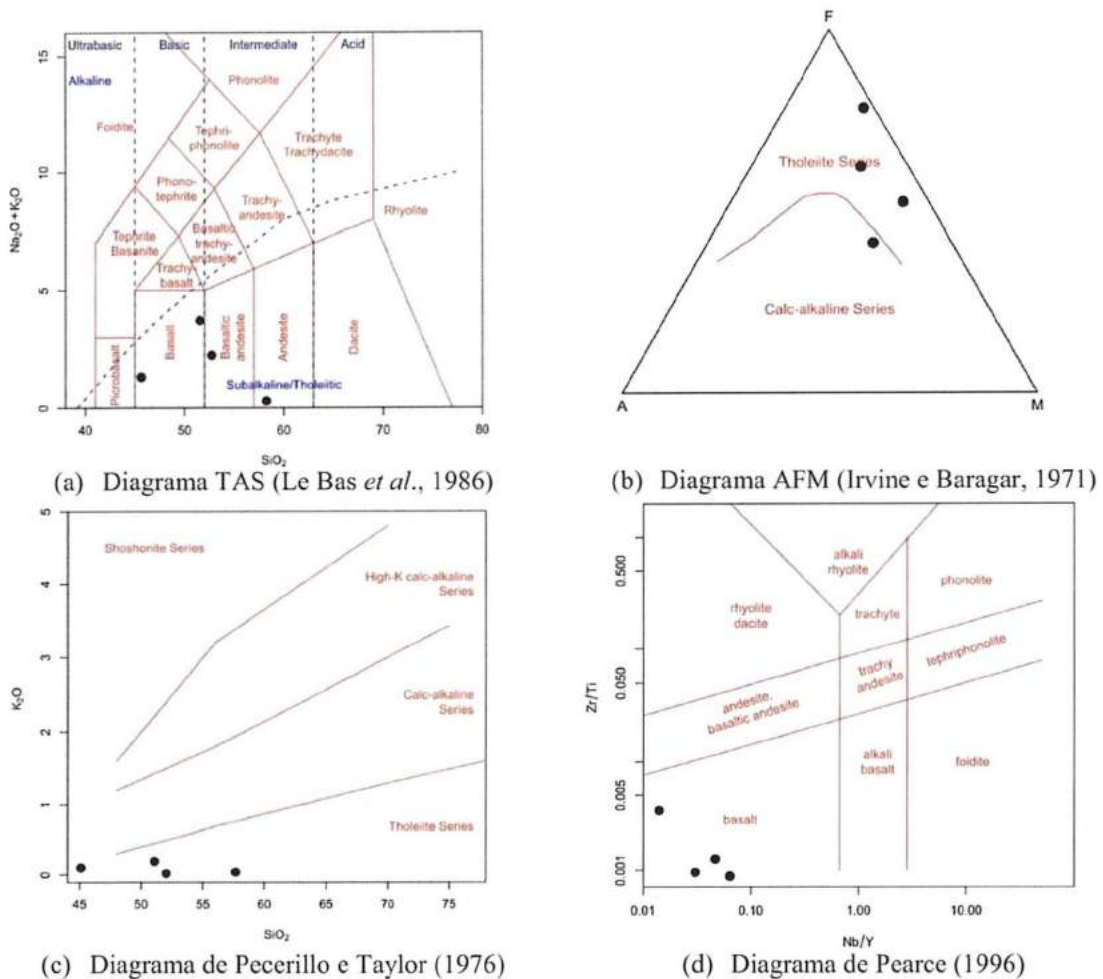
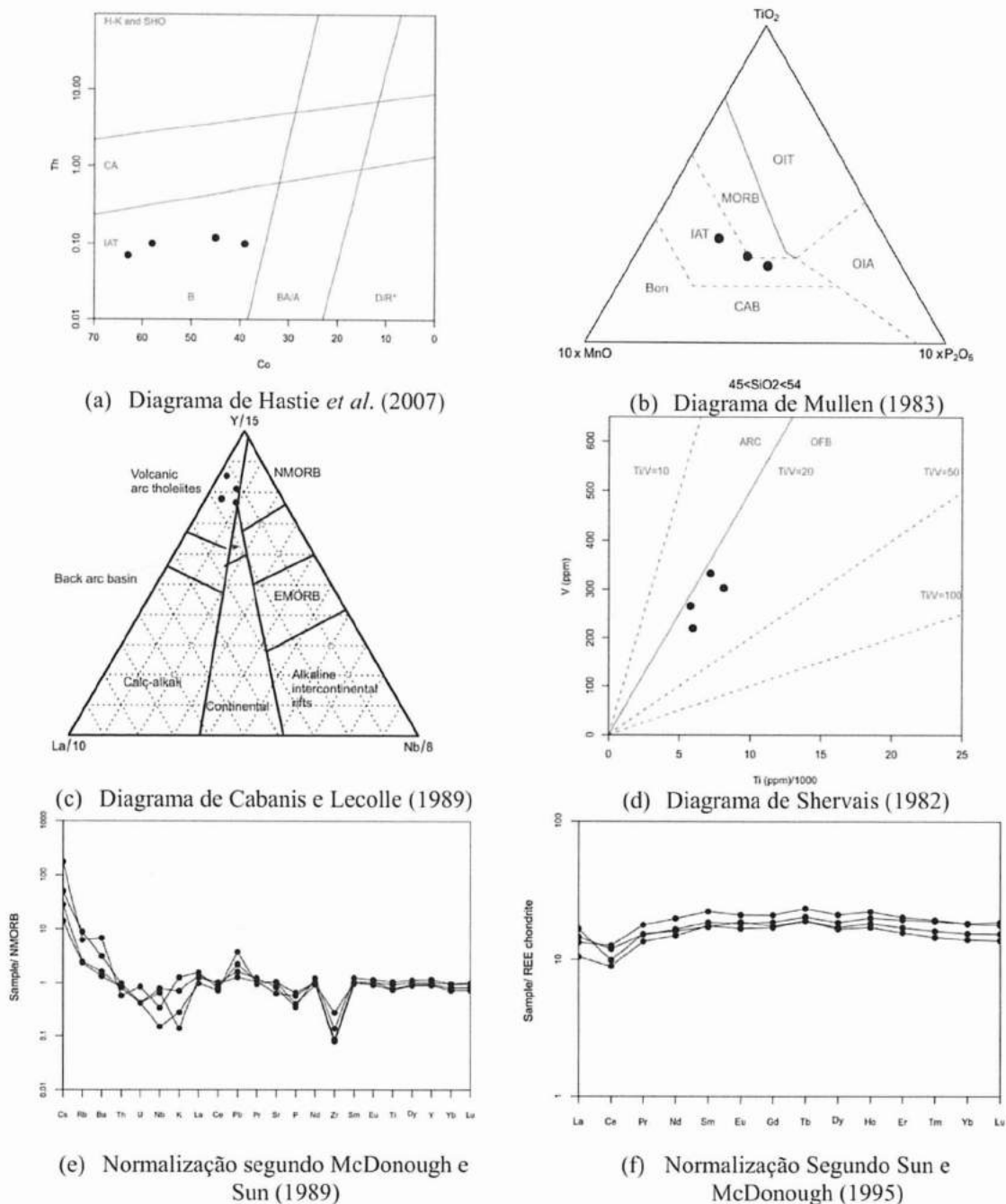


Figura V.18 Diagramas classificatórios

O padrão dos elementos terras raras, normalizado a condrito (McDonough e Sun, 1995), é bastante horizontal, e indica um enriquecimento generalizado de até vinte vezes o valor condritico empregado. O padrão apresenta uma leve concavidade para baixo, mostrando um pequeno aumento desde as terras raras leves estabilizando-se nas terras raras intermédias, e logo tem leve diminuição para os terras raras pesados. A razão  $(La/Yb)_N$  varia entre 1,08 a 0,73. Além disso, observa-se uma anomalia negativa em Ce em todas as amostras estudadas ( $Ce/Ce^* \sim 0,6$ ). Ce encontra-se presente como cátion trivalente nas rochas ígneas. Através da ação de fluidos oxidantes o Ce pode ter se liberado no fluido como cátion tetravalente, ficando a anomalia negativa na rocha

alterada. Este fenômeno foi descrito nos basaltos alterados na área da mina Kuroko (Japão) segundo Shikazono, (2003) e referências aí indicadas. O Eu apresenta uma incipiente anomalia negativa em três das amostras estudadas.



**Figura V.19 Diagramas de discriminação tectônica e multielementar para os xistos anfibólicos**

Em resumo, a geoquímica destes xistos indica padrões do tipo MORB e de arco de ilhas para os ETR, e do tipo de arco nos padrões normalizados pelo MORB. Além disso, as amostras plotam no campo dos toleítos de arcos de ilhas; embora apresentem padrões do tipo MORB, suas abundâncias são superiores que as do N-MORB. Daí que estas rochas poderiam representar produtos de um arco de ilha ou pertencer a uma bacia de *back-arc*.



## Capítulo VI Metamorfismo do Complexo Paso del Dragón

O metamorfismo das rochas do Complexo Paso del Dragón será discutido visando a oferecer subsídios para caracterizar-se sua evolução metamórfica. Para tal será empregada a combinação de informações obtidas no campo, nos estudos petrográficos, e nas análises de química mineral. As primeiras serem tratadas serão as rochas do litodema serpentinitos do Cerro La Tuna, a seguir serão abordadas as rochas do litodema xistos da Micaela. Após, será discutida a relação entre as duas unidades.

Todo indica que o padrão metamórfico superimposto corresponderia a um estágio de evolução metamórfica retrógrado em fácies xisto verde baixo, a partir de uma associação já anteriormente reorganizada que alcançou a fácies anfibolito.

Torna-se necessário mencionar que de modo semelhante ao apresentado nos capítulos anteriores, fundamentalmente no referente às rochas serpentínicas, é evidente a presença de um padrão heterogêneo para o metamorfismo nas distintas escalas observadas. Por exemplo, níveis crustais diferentes justapostos, texturas que mostram gerações de fases minerais sobrepostas, composições químicas minerais com variações nos cristais que indicam mudanças nas condições metamórficas, e modificações em sistema aberto sobrepostas em algumas das rochas presentes na área. Então, como critério operativo para a caracterização metamórfica emprega-se aqui o adotado por Szabó (1996) onde se faz separação em domínios ou porções que exibem equilíbrios transitórios. No nível mesoscópico se tem porções menos deformadas, delimitadas por zonas de cisalhamentos, onde se poderia considerar que apresentam uma evolução metamórfica quase-isoquímica, onde somente ocorreu o ingresso de fluidos de composição  $H_2O/CO_2$ . No nível microscópico uma mesma lâmina delgada pode apresentar mais de uma porção ou domínios estabelecidos pelas relações texturais entre os minerais presentes. Contudo, às vezes não é possível reconhecer-se composições minerais sem variações dentro de um domínio ou porção consideradas como equilibradas. Mesmo em rochas que indicam um reequilíbrio pervasivo como no caso dos espinélio-clorita-serpentinitos, observam-se variações nas composições entre as cloritas, e nos espinélios.



### ***VI.1 Metamorfismo presente no litodema Serpentinitos do Cerro La Tuna***

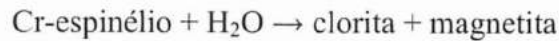
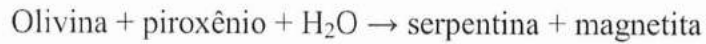
O estudo do metamorfismo das rochas ultramáficas não é uma tarefa simples. Existe abundante literatura ao respeito, mas geralmente para o caso do metamorfismo regional do tipo alpino. Os estudos realizados por Evans (1977) e Trommsdorf e Evans (1974) descrevem o desenvolvimento das mineralogias de rochas ultramáficas sob esse tipo de metamorfismo e de contato. Nesses casos explicam-se as mudanças mineralógicas decorrentes do metamorfismo progressivo, partindo de serpentinitos e gerando um meta-peridotito no metamorfismo de alto grau. Reconstituindo-se assim, a mineralogia original do peridotito serpentinizado.

Esta situação não é aparentemente o caso nesta tese, já que as observações petrográficas apontam para metamorfismo retrógrado e hidrotermalismo. As rochas da associação máfica-ultramáfica apresentam diversidade textural e modal, e preservam registros de algumas etapas das mudanças metamórficas e hidrotermais a que foram submetidas. As assembléias minerais dominantes nesta associação, serpentina + clorita + magnetita, serpentina + tremolita + clorita + magnetita + talco, que segundo Wicks (1984) e Evans (1977) indicam condições de baixa temperatura, foram formadas durante o metamorfismo hidrotermal retrógrado que chegou à fácies xisto verde baixo. Além disso, observam-se vestígios de outra assembléia mineral restrita integrada por clinopiroxênio + tremolita + clorita + serpentina + magnetita, que indicaria condições prévias de metamorfismo em fácies anfibolito. A partir destas associações, unicamente intervalos amplos de pressão e temperatura podem ser estimados. Os valores estimados para as associações da fácies xisto verde é  $T < 400^{\circ}\text{C}$  e  $P < 1,6 \text{ Ga}$  (Bucher e Grapes, 2011). A condição de PT estimada para a associação em fácies anfibolito é de T entre  $480^{\circ}$  a  $620^{\circ}\text{C}$  para  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  entre 0,2 GPa e 1 GPa (Evans, 1977).

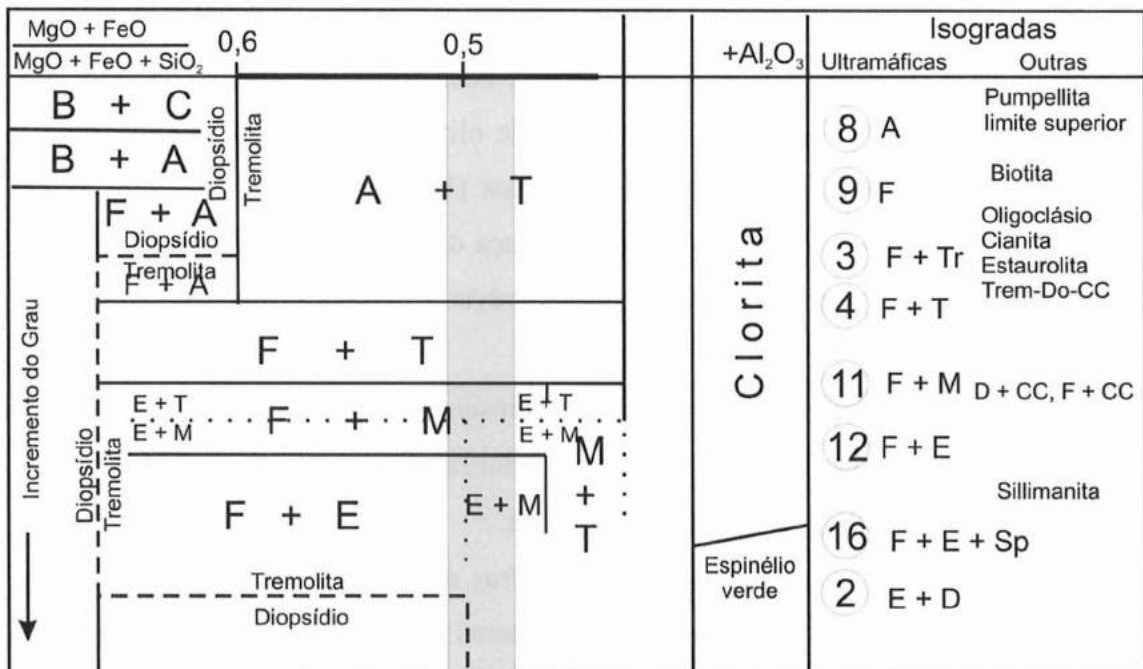
Os espinélios também aportam informação sobre os processos metamórficos sofridos por estas litologias (Evans e Frost, 1975; Dick e Bullen, 1984; Jan e Windley, 1990; Burkhard, 1993; Candia *et al.*, 1999; Mellini *et al.*, 2005; entre outros). Em particular, Candia *et al.* (1999) indicam que nos serpentinitos gerados pela serpentinização maciça e direta de rochas peridotíticas ocorre comumente cromo-magnetita como borda interna dos Cr-espinélios, e magnetita ocorre como borda externa dos mesmos (isto é conhecido com o nome de ferritromita) devido a um processo de reequilíbrio incompleto. Essa variação composicional responde a uma redistribuição dos elementos Al, Mg, e Cr dos

Cr-espinélios com as fases silicáticas circundantes. Segundo Candia *et al.* (1999), se o metamorfismo ocorreu de forma paulatina, esses elementos teriam sido completamente distribuídos nas fases silicáticas, restando apenas magnetita. A geração de ferritcromita é intimamente ligada à serpentinização generalizada e direta.

O anterior implica que ocorreu a serpentinização com a geração de magnetita a partir da transformação de olivinas e piroxênios em serpentina, já que a serpentina não é capaz de conter o Fe proveniente dessas fases minerais; aliás, o Cr-espinélio produz clorita nestas condições. Isto é exemplificado pelas seguintes reações:



Segundo o proposto por Evans (1977) estas litologias são representadas no campo assinalado na Figura VI.1.



— Limite de fase para composições típicas ultramáficas

. . . . Limite para baixas razões Fe/Mg

- - - Limite para Ca-Mg silicatos coexistentes

Referencias - A: antigorita; B: brucita; C: crisotilo; T: talco; F: olivina; M: antofilita/Mg-cummingtonita; E: enstatita; Sp: espinélio verde; D: diopsídio; Tr: tremolita; DO: dolomita; CC: calcita (8) 17 crisotilo = antigorita + brucita; (9) antigorita + 20 brucita = 34 forsterita + 51 H<sub>2</sub>O; (3) antigorita + diopsídio = forsterita + tremolita + H<sub>2</sub>O; (4) antigorita = 18 forsterita + 4 talco + 27 H<sub>2</sub>O; (11) 9 talco + 4 forsterita = 5 antofilita + 4 H<sub>2</sub>O; (12) antofilita + forsterita = 9 enstatita + H<sub>2</sub>O; (16) clinocloro = forsterita + 2 enstatita + espinélio + 4 H<sub>2</sub>O; (2) forsterita + tremolita = 2 diopsídio + 5 enstatita + H<sub>2</sub>O. Área cinza corresponde às composições químicas das rochas serpentínicas do Cerro La Tuna.

Figura VI.1 Diagrama de Evans (1977) para metamorfismo de rochas ultramáficas

### VI.1.1 Evolução metamórfica

A partir das observações efetuadas na Tabela VI.I é proposta a seqüência de episódios que pode ser caracterizada nos litodemas do Complexo Paso Del Dragón.

Associação mineral	Episódio
(1) Olivina + piroxênio fels ou peridotita/piroxenita	(??)
(2) Anfibólio + piroxênio	Metamorfismo em fácies anfibolito; protólito do processo atualmente observado.
(3) Serpentina + tremolita + clorita + talco + magnetita (4) Serpentina + clorita + magnetita	Hidrotermalismo / fácies xisto verde baixo.
(5) Antigorita + magnetita + clorita + tremolita	Fácies xisto verde, antes da quebra da serpentina e sem olivina.
(6) Veios de serpentina	Hidrotermalismo posterior.

**Tabela VI.I Seqüência de episódios propostos segundo as associações minerais observadas**

A associação (1) é absolutamente especulativa é considerada em função da associação metamórfica (2). Supõe-se a existência prévia de olivina e piroxênio pela presença de texturas pseudomórficas do tipo mesh e bastítica (Wicks e Wittacker, 1975; Wicks, 1984a, b, c; O'Hanley, 1996). A partir da presença da textura *banded-growth* supõe-se que essas olivinas apresentavam deformação prévia à serpentinização (Wicks, 1984; O'Hanley, 1996).

A associação (2) é deduzida em função da presença de clinopiroxênios reliquiais associados às tremolitas, serpentina, talco, e clorita. Corresponde ao metamorfismo regional em fácies anfibolito de rocha ultramáfica.

As associações (3) são as dominantes nas amostras estudadas. Elas podem representar tanto composições diferentes das rochas antecessoras ou uma hidratação mais completa no caso de serpentina + clorita + magnetita. Em geral, os Cr-espinélios desta última associação mineral apresentam maior grau de reequilíbrio com as fases silicáticas, mudando para Cr-magnetitas e magnetitas sem zoneamento. Estas associações correspondem a hidrotermalismo intenso em fácies xisto verde baixo.

A associação (4) apresenta texturas não pseudomórficas da serpentina, o que indica a recristalização da mesma (O'Hanley, 1996; Wicks et al., 1977), o que implica um leve incremento nas condições metamórficas. Igualmente, este incremento nas condições metamórficas não teria sido suficiente para cristalizar olivina a partir da serpentina. Esta associação corresponde à fácies xisto verde em condições de temperatura algo superiores às da associação (3).

A associação (5) é observada em veios que atravessam as associações anteriormente mencionadas. Ela seria decorrente de uma circulação tardia de fluidos.

### ***Rochas metassomáticas (blackwall rocks)***

Os serpentinitos alojados em rochas supracrustais geralmente encontram-se bordejados por uma zona de rochas mono- ou bi-minerálicas de origem metassomático resultante da reação entre essas duas composições químicas contrastantes (*e.g.* Phillips e Hess, 1936; Frost, 1975; Evans, 1977; Sanford, 1982). É preciso para sua formação, abundante presença de fluidos aquosos para permitir a retirada de todo o Na, K, Al, e Ca das rochas ultramáficas, e migrar para as rochas supracrustais hospedeiras e diques.

No caso estudado, e como já fora referido em capítulos anteriores, observa-se a presença de cloritoxistos, tremolita-xistos, talco-xistos, epidiositos, e mais restrito ainda de turmalinitos, bordejando os serpentinitos ou desenvolvidos no interior deles.

Dois cenários possíveis para seu desenvolvimento são aqui aventados. O primeiro aponta para seu desenvolvimento conjuntamente com o evento hidrotermal maciço (associação 3) responsável pelas associações minerais observadas atualmente na grande parte das litologias máficas-ultramáficas do CPD. A outra possibilidade, é que esse halo metassomático teria sido gerado previamente, junto com a associação (1), o que implicaria que essa associação seria o resultado de uma recristalização a partir de um serpentinito. Neste caso, as rochas metassomáticas teriam sido submetidas a metamorfismo em fácies anfíbolito sem sofrer modificações químicas, permanecendo estáveis.

---

## ***VI.2 Metamorfismo presente no litodema xistos da Micaela***

A partir do estudo petrográfico apresentado no Capítulo IV, este litodema apresenta paragêneses minerais típicas de metamorfismo em fácies xisto verde baixo. As assembleias minerais presentes nas litologias estudadas, comumente são:

Quartzo + feldspato potássico + plagioclásio + clorita + muscovita ± biotita

Quartzo + biotita + turmalina

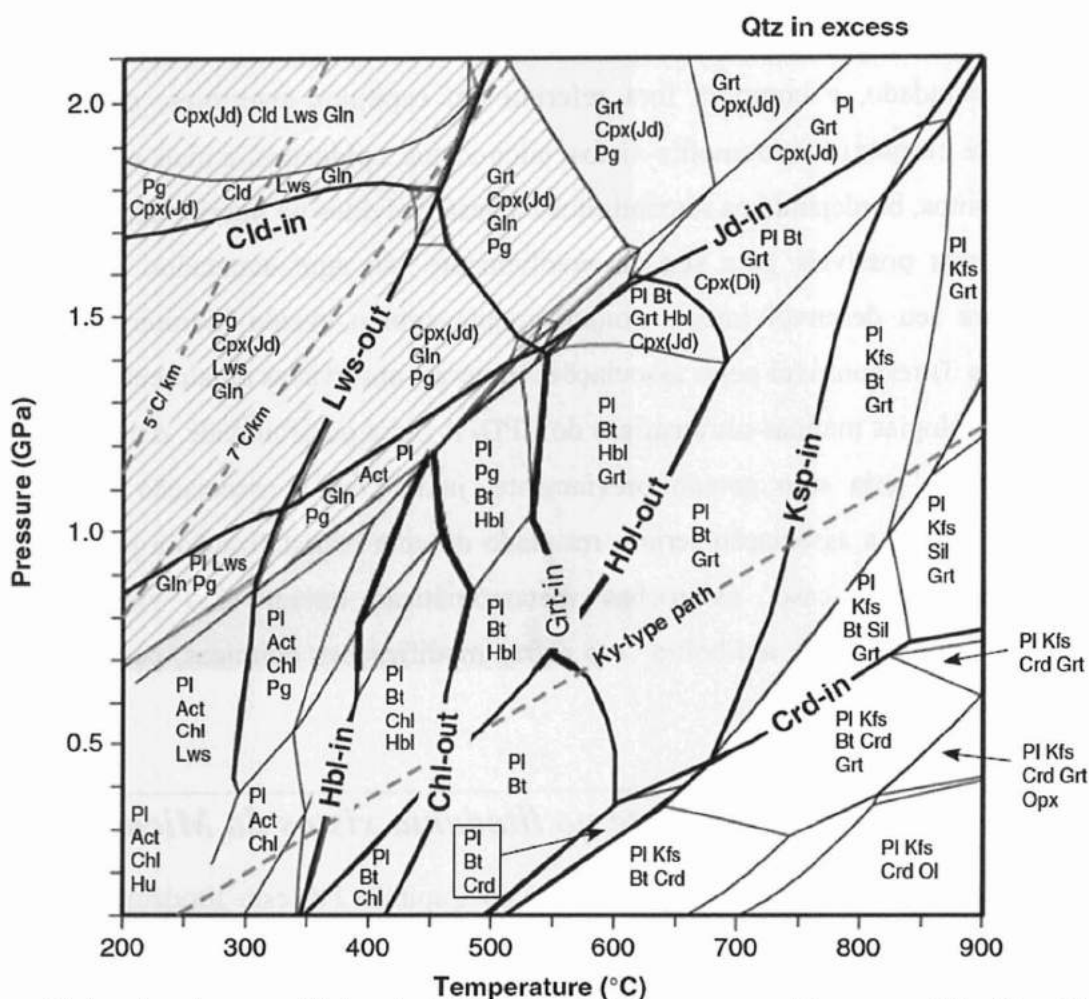
Quartzo + mica branca + biotita

Sericita + mica branca + clorita + quartzo + granada + opacos

Além disso, apresentam-se evidências de recristalização prévia em fácies xisto verde – anfíbolito sugerido pela presença de escassos relictos de granada e estauroлита (quase totalmente transformada em clorita e opacos) nos clorita-muscovita-biotita-xisto.



Segundo Bucher e Grapes (2011) as rochas quartzo-feldspáticas de origem clástica com aportes vulcânicos e plutônicos, não são bons indicadores de metamorfismo. Isto se deve a que os minerais constituintes principais, quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, muscovita, hornblenda, ocorrem todos em um amplo intervalo de condições de pressão e temperatura. Além disso, geralmente encontram-se ausentes os minerais aluminosilicáticos. Ao aplicar o gráfico da Figura VI.2, levando em consideração a observação da transformação da biotita em clorita, e a ausência de hornblenda, restringe-se o intervalo de pressão e temperaturas a  $P < 0,4$  GPa e  $T < 460^\circ\text{C}$ .



Assembleias minerais em equilíbrio calculadas no espaço P-T para composição quartzo-feldspática ( $\text{SiO}_2$ : 73.83%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : 13.25%;  $\text{FeO}$ (total): 3.37%;  $\text{MgO}$ : 1.16%;  $\text{CaO}$ : 1.41%;  $\text{Na}_2\text{O}$ : 3.10;  $\text{K}_2\text{O}$ : 2.53%). Isógradas mineral-in e out são ressaltadas. Área cinza: campo de estabilidade da mica branca (muscovita, fengita, celadonita). Área listrada: campo de estabilidade de Glaucofano. Quartzo ocorre com todas as assembleias minerais.

Figura VI.2 Diagrama P – T para composições quartzo-feldspáticas (de Bucher e Grapes, 2011)

### VI.3 Relação do metamorfismo entre ambas às associações

Um dos propósitos neste estudo foi examinar a relação entre a assembleia mineral das rochas ultramáficas metamorfizadas com o grau metamórfico das rochas hospedeiras

que as alojam. A partir do exposto acima, ambos litodemas apresentam indicações de metamorfismo em fácies anfíbolito, mostrando atualmente metamorfismo em fácies xisto verde baixo, dominante. Isto indica que o litodema serpentinitos do Cerro La Tuna seria isofacial ao respeito das rochas hospedeiras, no referente aos últimos episódios metamórficos.



## Capítulo VII Geocronologia e geologia isotópica

Dentro deste capítulo serão apresentadas as informações isotópicas obtidas nos litotipos estudados. Primeiro serão tratados os aspectos referidos à geocronologia do Batólito Sierra de los Ríos seguido das informações geocronológicas do Complexo Paso del Dragón. Posteriormente, será colocada a informação obtida a partir dos análises dos parâmetros petrogenéticos efetuados em algumas das amostras do Batólito Sierra de los Ríos.

### VII.1 Geocronologia

Nesta pesquisa se efetuaram nove datações U-Pb em zircão por LA-ICP-MS. Como já explicado no Capítulo I, as análises isotópicas foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências (IGc) da Universidade de São Paulo (USP). Imagens de catodoluminescência e de eletrons secundários foram efetuadas para fazer a seleção dos pontos analíticos nos cristais de zircão. Os resultados foram trabalhados mediante o software Isoplot (Ludwig, 2003). Na Tabela VII.I indica-se a localização e características litológicas das amostras datadas.

Amostra	Coordenadas geográficas		Descrição
EP-203	32°28'58.1" S	53°49'09.5" W	Granito porfírico róseo
EP-219	32°29'07.1" S	53°55'25.7" W	Sienito quartzoso
EP-206	32°31'25.7" S	53°48'15.3" W	Granito vermelho milonítico
EP-238	32°36'13.0" S	53°49'47.9" W	Granito milonítico
EP-103	32°28'57.8" S	53°49'08.6" W	Riolito da Fm. Sierra de los Ríos
EP-202	32°28'06.4" S	53°48'30.7" W	Metavolcânica félsica de Sierra de los Ríos
EP-210	32°32'11.9" S	53°48'28.8" W	Micaxisto do Complexo Paso del Dragón
EP-228	32°35'41.5" S	53°50'35.8" W	Mesossoma de migmatito
EP-214	32°33'13.4" S	53°48'39.9" W	Metavulcânica do Complexo Paso del Dragón

Tabela VII.I Localização e breve descrição das amostras analisadas

#### VII.1.1 Geocronologia do Magmatismo Neoproterozoico

##### VII.1.1.1 Amostra EP-203

Esta amostra é representante da fácies (b), descrita no Capítulo III desta tese, correspondente a um granito róseo inequigranular porfírico deformado, com presença de veios pegmatíticos e aplitos.

Foram separados 61 cristais de zircão nesta amostra. Desses cristais, o 62% correspondem a cristais prismáticos com uma razão entre 2:1 a 4:1, com tamanhos desde 145 µm a 344 µm tendo como média o valor de 223 µm. Os 23% restante



correspondem a cristais arredondados/ovoides ou retangulares curtos (*equant zircons*); e os fragmentos representam 15% da população.

Todos os cristais apresentam estruturas internas complexas. Dos cristais separados, foram empregados 31 para as análises isotópicas, sendo 15 prismáticos, 1 retangular curto (*equant*), 5 ovoides e 10 fragmentos. Nestes cristais analisados, 23 mostram zoneamento oscilatório com interrupções abruptas e recristalização com desenvolvimento de domínios homogêneos em bordas e/ou centros dos cristais (Figura VII.1); só 1 cristal apresenta zoneamento setorial. Além disso, são observados 5 núcleos herdados, e há presença de bordas de sobre-crescimento. Estas feições indicam transformações sejam magmáticas ou pós-magmáticas dos zircões (Corfu *et al.*, 2003). Essas feições são típicas dos zircões ígneos plutônicos Hoskin e Schaltegger (2003).

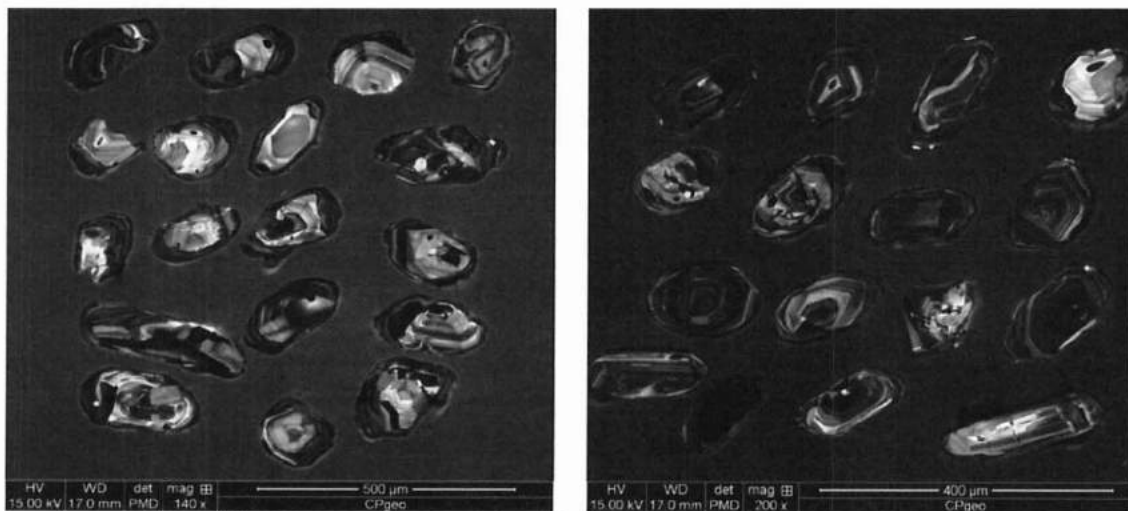


Figura VII.1 Imagem de catodoluminiscência dos zircões da amostra EP-203

Os resultados analíticos completos encontram-se no anexo Tabelas. Foram efetuadas 39 análises pontuais, empregando-se 33 delas para o cálculo da idade, após de descartar 5 pontos por conter alta discordância nos valores dos isótopos de Pb. Dentre as 39 análises pontuais, 18 foram efetuadas na borda dos cristais, 16 na porção média, e 5 nos núcleos dos zircões. Precisamente, as idades obtidas nos núcleos são as mais antigas da amostra, ao redor de 636 Ma. Na Figura VII.2 apresenta-se o diagrama de concordia desta amostra. O diagrama exhibe dois grupos de pontos analíticos ambos sobre concordia, obtendo-se idades medias de  $623,6 \pm 5,3$  Ma e  $608,1 \pm 5,5$  Ma.

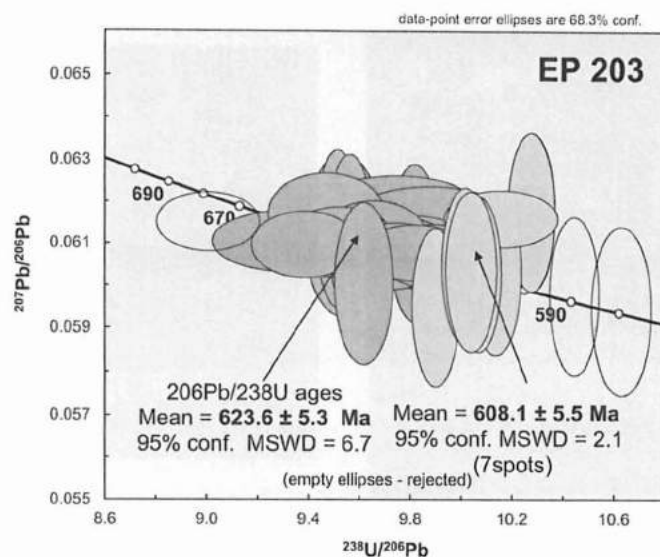


Figura VII.2 Diagrama concordia  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  da amostra EP-203 (granito deformado)

### VII.1.1.2 Amostra EP-206

Esta amostra é representante da fácies (a), descrita no Capítulo III desta tese, correspondente a um granito vermelho, inequigranular porfirítico, e milonítico.

A população de cristais de zircão obtidos nesta amostra apresenta 59% de cristais prismáticos com razão 2:1 e 5:1, com tamanhos desde 125  $\mu\text{m}$  a 375  $\mu\text{m}$  tendo como média o valor de 205  $\mu\text{m}$ . Os fragmentos representam 39% da população.

Dentro dessa população foram analisados 47 cristais, sendo 41 deles cristais prismáticos eudrais e 6 fragmentos. Tanto os cristais eudrais como os fragmentos apresentam estruturas internas complexas e fraturas (Figura VII.3). A maioria dos cristais (19) tem zoneamento oscilatório, e só alguns (5) apresentam zoneamento setorial. Não são observados núcleos herdados, mas a metade dos cristais (23) possuem bordas recristalizadas. Estas feições indicam afetações durante os processos magmáticos e pós-magmáticos (Corfu *et al.*, 2003); e são típicas dos zircões ígneos plutônicos iniciais segundo Hoskin e Schaltegger (2003).

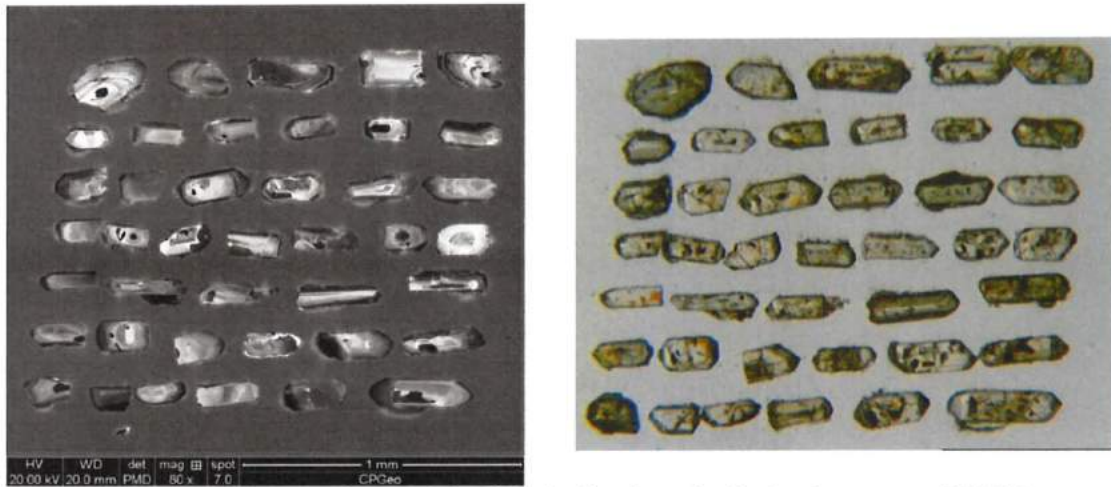


Figura VII.3 Imagem de catodoluminiscência e lupa de zircões da amostra EP-206

Os resultados analíticos completos encontram-se no anexo Tabelas. Nos 47 cristais foram efetuadas 49 análises pontuais, empregando-se 37 deles para o cálculo da idade, após descartar 12 pontos por conter grande discordância. Na Figura VII.4 apresenta-se o diagrama de concordia desta amostra. O diagrama exibe, da mesma maneira que as amostras anteriores, dois agrupamentos dos pontos analíticos sobre concordia, obtendo-se idades com valores médios de  $588,9 \pm 3,1$  Ma e  $571,5 \pm 3,1$  Ma.

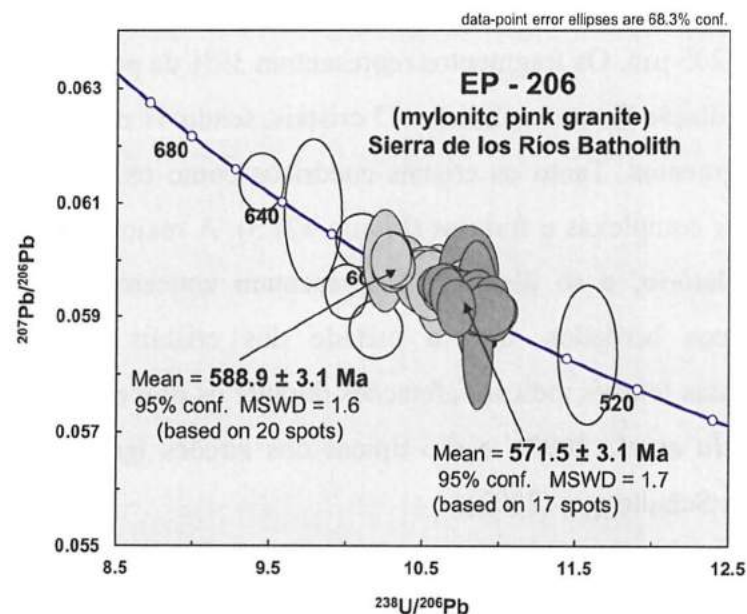


Figura VII.4 Diagramas concordia da amostra EP-206 (granito milonítico)

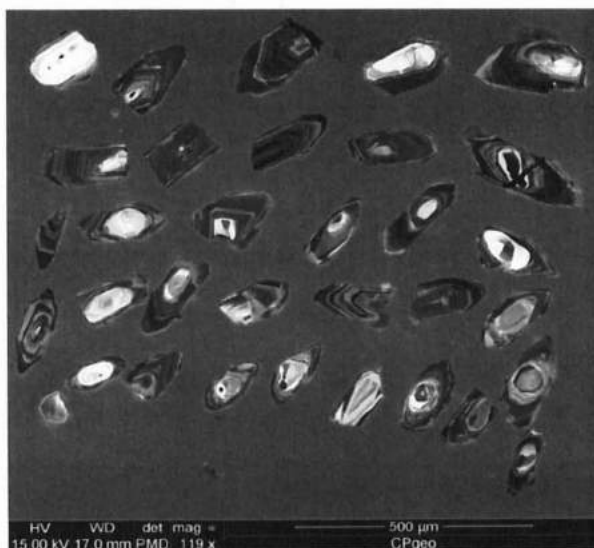
### VII.1.1.3 Amostra EP-238

Esta amostra é representante da fácies (c), descrita no Capítulo III desta tese, correspondente a um granito acinzentado porfirítico, e deformado.

A população de cristais de zircão obtidos em esta amostra apresenta 48% de cristais prismáticos com relações 2:1 a 4:1, com tamanhos desde 125  $\mu\text{m}$  a 267  $\mu\text{m}$  tendo como média o valor de 179  $\mu\text{m}$ . Os fragmentos representam o 52% da população.

Da mesma maneira que as amostras anteriores, os cristais apresentam estruturas internas diversas. Dos cristais analisados, foram empregados 21 para as análises isotópicas, sendo 10 prismáticos e 11 fragmentos. Destes cristais, 10 mostram zoneamento oscilatório e recristalização com desenvolvimento de domínios homogêneos em bordas e/ou centros dos cristais (Figura VII.5); só 1 cristal apresenta zoneamento setorial. Além disso, são observados 8 núcleos herdados. As feições apresentadas são típicas dos zircões ígneos plutônicos iniciais que sofreram modificações metamórficas (segundo Hoskin e Schaltegger, 2003 e Corfu *et al.*, 2003).

Os resultados analíticos completos encontram-se no anexo Tabelas. Foram efetuadas 29 análises pontuais, sendo 25 delas empregadas para o cálculo da idade, após descartar-se 4 pontos por conter alta discordância.



**Figura VII.5** Imagem de catodoluminiscência dos zircões da amostra EP-238

A amostra EP-238 apresenta dois agrupamentos de idades com valores de  $627.6 \pm 5.0$  Ma e  $590,5 \pm 8.4$  Ma. As idades mais antigas correspondem aos análises nos núcleos como é exemplificado na Figura VII.7



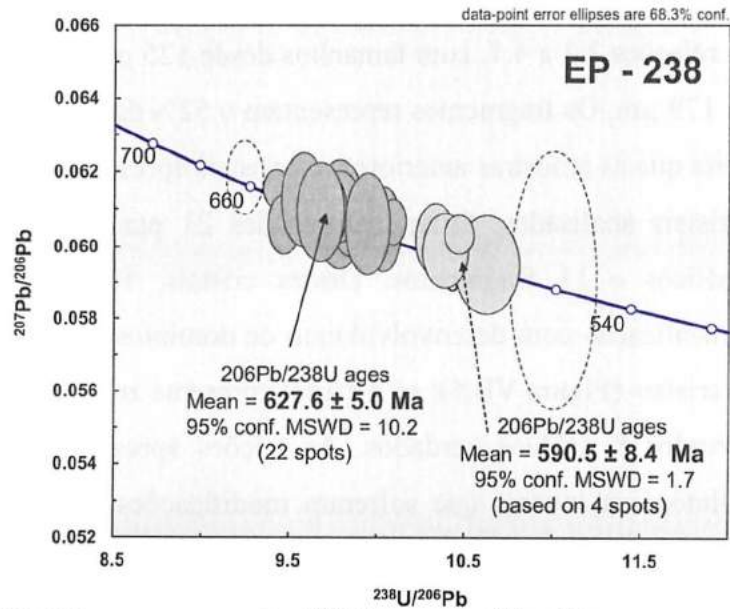
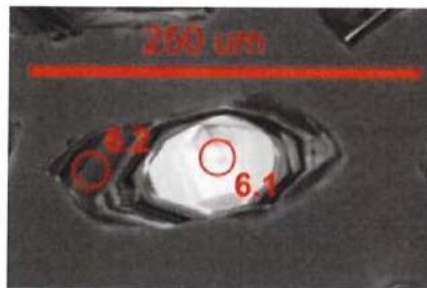


Figura VII.6 Diagrama concordia  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  da amostra EP-238



Valor das idades nos pontos: 6.1 = 626 Ma; 6.2 = 561 Ma

Figura VII.7 Cristal de zircão apresentando idades diferentes no núcleo e na borda

#### VII.1.1.4 Amostra EP-219

Esta amostra é representante da fácies (e), descrita no Capítulo III desta tese, correspondente a um sienito quartzoso.

A população de cristais de zircão obtidos nesta amostra (54 cristais) apresenta 72% de cristais prismáticos com relação 2:1 a 4:1, com tamanhos desde 160  $\mu\text{m}$  a 463  $\mu\text{m}$  tendo como média o valor de 270  $\mu\text{m}$ . Os cristais inteiros arredondados ou retangulares curtos são 2%, e os fragmentos representam 26% da população total.

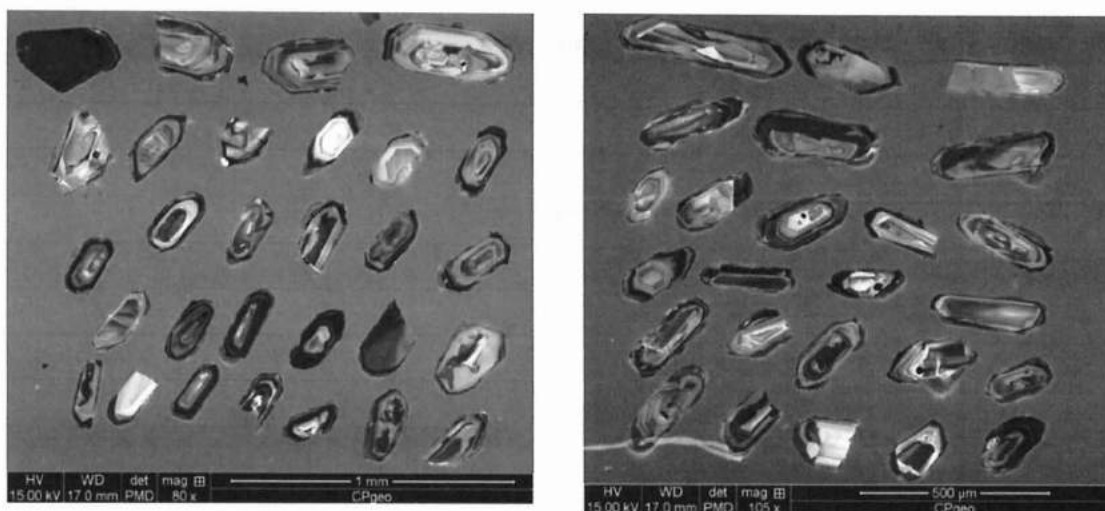


Figura VII.8 Imagem de catodoluminiscência dos zircões da amostra EP-219

No caso da amostra EP-219, os cristais empregados para as análises isotópicas foram 23, sendo 16 prismáticos e 7 fragmentos. Nestes cristais analisados, 12 mostram zoneamento oscilatório e recristalização com desenvolvimento de domínios homogêneos em bordas e/ou centros dos cristais (Figura VII.5); só 2 cristais apresentam zoneamento setorial. Apesar de várias idades antigas, não são observados núcleos herdados. Em sua maior parte são feições típicas dos zircões ígneos plutônicos iniciais com modificações magmáticas e pós-magmáticas, segundo Hoskin e Schaltegger (2003) e Corfu *et al.* (2003).

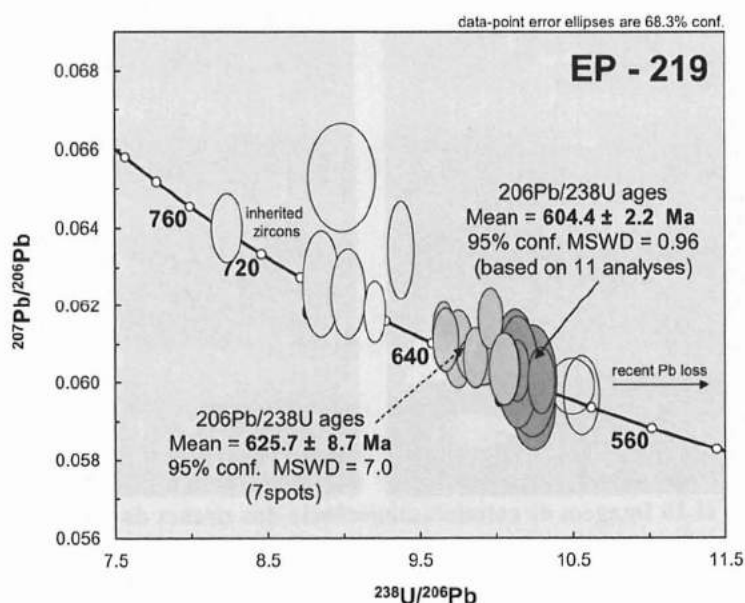


Figura VII.9 Diagrama concordia  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  da amostra EP-219

Os resultados analíticos completos encontram-se no anexo Tabelas. Foram efetuadas 26 análises pontuais, sendo 18 deles empregados para o cálculo da idade, após descartar-se 8 pontos por apresentarem inconvenientes tais como conter alta discordância nos valores dos isótopos de Pb, apresentarem perda de Pb, ou herança.

Os pontos analíticos mostram dois agrupamentos sobre concordia, indicando uma idade mais velha de  $625,7 \pm 8,7$  Ma, e uma mais jovem de  $604,4 \pm 2,2$  Ma. Nesta amostra observam-se alguns valores superiores a 660 Ma que são atribuídos a herança de zircão. Só uns poucos pontos analíticos apresentaram perda de Pb recentes.

#### VII.1.1.5 Amostra EP-103

A amostra EP-103 corresponde a um dique riolítico atribuído à Formação Sierra de los Ríos, intrusivo no Granito Sierra de los Ríos. Estes diques foram datados por Bossi *et al.* (1993) através da metodologia Rb-Sr obtendo uma idade de  $575 \pm 14$  Ma indicada como de cristalização. Também foram datados por Loureiro *et al.* (2006) usando a sistemática K-Ar (rocha total) indicando uma idade de  $473 \pm 6$  Ma adjudicada a um evento tectonotérmico ou a reativação paleozoica da zona de cisalhamento de Sierra Ballena.

Na amostra EP-103, o número de zircões separados foi de 138. Dentro dessa população, o 30% corresponde a cristais prismáticos apresentando razões 2:1 a 4:1, com tamanhos desde  $117 \mu\text{m}$  a  $286 \mu\text{m}$ , tendo como valor médio  $175 \mu\text{m}$  (Figura VII.10). Os fragmentos representam 69% da população, entanto só o 1% corresponde a cristais inteiros não prismáticos.

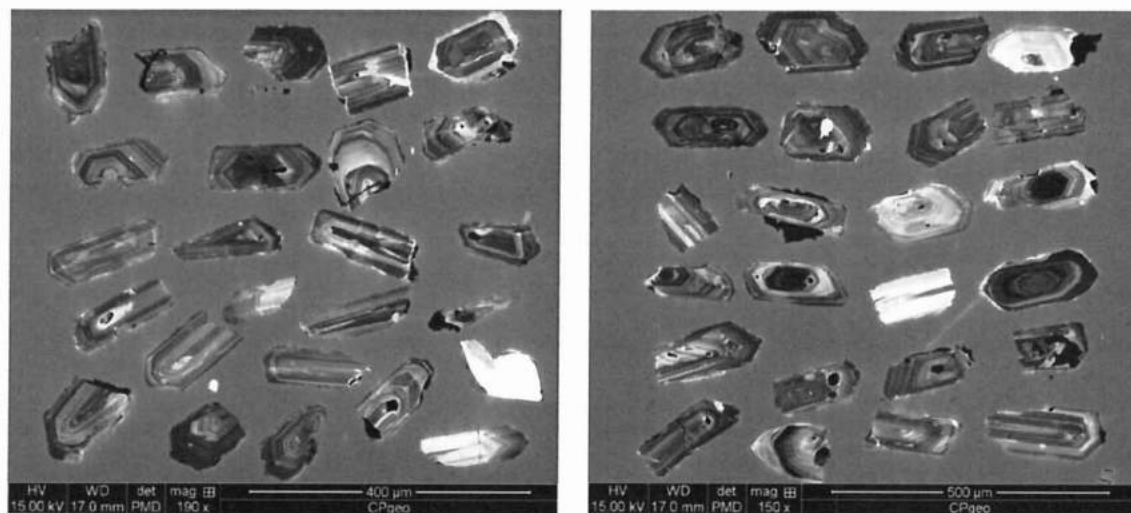


Figura VII.10 Imagem de catodoluminiscência dos zircões da amostra EP-103

Dos cristais separados, foram empregados 37 para as análises isotópicas, sendo 13 prismáticos, 1 retangular curto (*equant*), e 23 fragmentos. Nestes cristais analisados, 26 mostram zoneamento oscilatório com interrupções abruptas e recristalização com desenvolvimento de domínios homogêneos em bordas e/ou centros dos cristais (Figura VII.10); só 6 cristais apresentam zoneamento por setores. Além disso, foram analisados 2 núcleos com sobre-crescimento. Como já foi mencionado para as outras amostras,

estas feições indicam transformações, sejam magmáticas ou pós-magmáticas (Corfu *et al.*, 2003) dos zircões. Essas feições são típicas dos zircões ígneos com modificações metamórficas, segundo Hoskin e Schaltegger (2003).

Os resultados analíticos completos encontram-se no anexo Tabelas. Foram efetuadas 39 análises pontuais, sendo 35 delas empregadas para o cálculo da idade, após de descartar 5 pontos por conter alta discordância nos valores dos isótopos de Pb.

Os resultados analíticos exibem três agrupamentos sobre concordia, gerando as idades  $645,3 \pm 5,3$  Ma,  $593,6 \pm 5,3$  Ma, e  $560,0 \pm 11,0$  Ma. Cabe salientar que o critério aplicado para elaborar estes agrupamentos foi unicamente a idade, e não respondem a feições específicas nos zircões analisados.

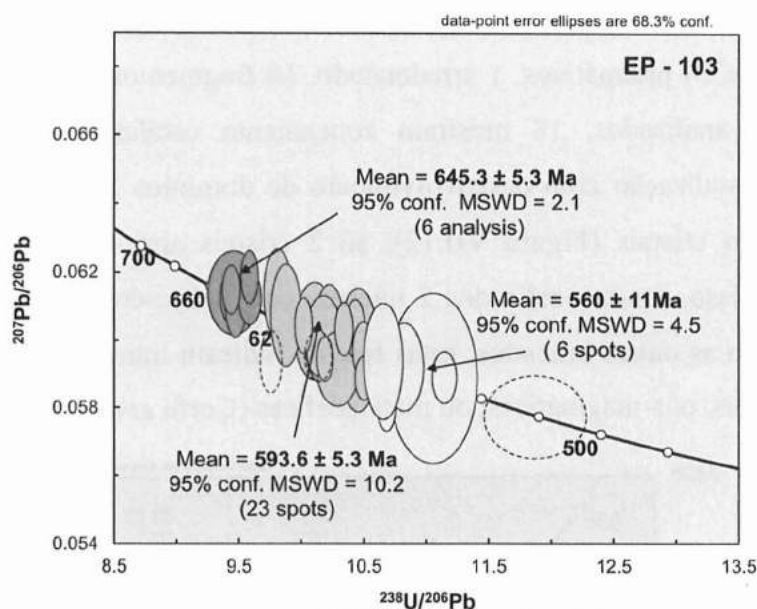


Figura VII.11 Diagrama concordia  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  da amostra EP-103

#### VII.1.1.6 Amostra EP-202

Esta amostra corresponde a uma rocha vulcânica félsica da Formação Sierra de los Ríos, associado aos granitos róseos do Batólito Sierra de los Ríos. A população de cristais de zircão obtidos em esta amostra apresenta 67% de cristais prismáticos com relações 2:1 a 4:1, com tamanhos desde  $119 \mu\text{m}$  a  $292 \mu\text{m}$  tendo como média o valor de  $196 \mu\text{m}$ . Os fragmentos representam 24% da população, e os cristais inteiros não prismáticos, já sejam arredondados ou retangulares curtos, correspondem ao 9%. As imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão (Figura VII.12) das amostras exibem em muitos casos presença de núcleos com alta luminescência (baixo U) e bordas de recristalização com baixa luminescência (alto U); em outros casos observam-se núcleos de baixa luminescência e bordas de luminescência mais elevada.



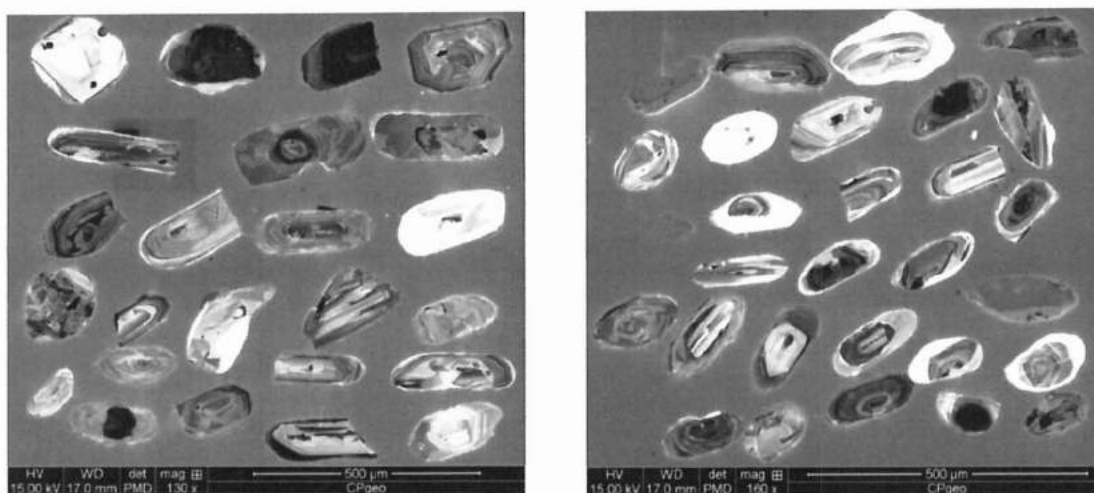


Figura VII.12 Imagem de catodoluminescência dos zircões da amostra EP-202

Dos cristais de zircão separados nesta amostra, foram empregados 34 para as análises isotópicas, sendo 14 prismáticos, 1 arredondado, 10 fragmentos, e 9 sobrecrecimentos. Nestes cristais analisados, 18 mostram zoneamento oscilatório com interrupções abruptas e recristalização com desenvolvimento de domínios homogêneos em bordas e/ou centros dos cristais (Figura VII.12); só 2 cristais apresentam zoneamento por setores. Além disso, foram analisados 2 núcleos com sobre-crescimento. Como já foi mencionado para as outras amostras, estas feições indicam transformações dos zircões, sejam magmáticas, pós-magmáticas, ou metamórficas (Corfu *et al.*, 2003).

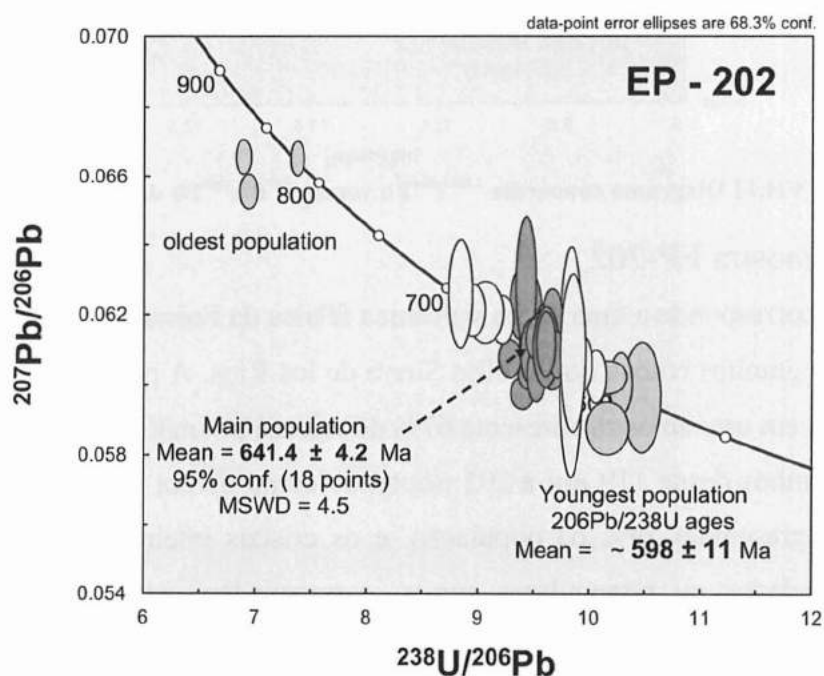


Figura VII.13 Diagramas concordia  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  da amostra EP-202

Os resultados analíticos completos encontram-se no anexo Tabelas. Foram efetuadas 36 análises pontuais, sendo 33 delas empregadas para o cálculo da idade, após descartar-se 3 pontos por conter alta discordância dos valores dos isótopos de Pb.

Esta amostra apresenta duas populações de zircões, a mais antiga foi determinada a partir de 18 dados analíticos gerando uma idade de  $641,4 \pm 4,2$  Ma; a idade mais jovem foi calculada a partir de quatro dados analíticos, obtendo-se uma idade aproximadamente  $598 \pm 11$  Ma. Estes resultados são compatíveis com os obtidos para a amostra EP-103.

### VII.1.2 Geocronologia do Complexo Paso del Dragón

No intento de estabelecer a idade do Complexo Paso del Dragón foram enviadas para análise, duas amostras correspondentes ao litodema xistos da Micaela (EP-210 e EP-214). Não foi possível fazer determinações geocronológicas nas litologias do litodema serpentinitos de Cerro La Tuna, devido à ausência de zircões.

#### VII.1.2.1 Amostra EP-210

Esta amostra é um xisto micáceo com textura milonítica, extremamente alterado, pertencente a associação meta-vulcano-sedimentar do CPD. A população de cristais de zircão obtidos em esta amostra apresenta 37% de cristais prismáticos com relações 2:1 a 3:1, com tamanhos desde  $90 \mu\text{m}$  a  $217 \mu\text{m}$  tendo como média o valor de  $120 \mu\text{m}$ . Os fragmentos representam 32% da população, e os cristais inteiros não prismáticos, já sejam arredondados ou retangulares curtos, correspondem à 31%. As imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão (Figura VII.14) mostram zoneamento concêntrico e setorial, comumente observam-se núcleos de zircões com bordas de sobrecrecimento e recristalização.

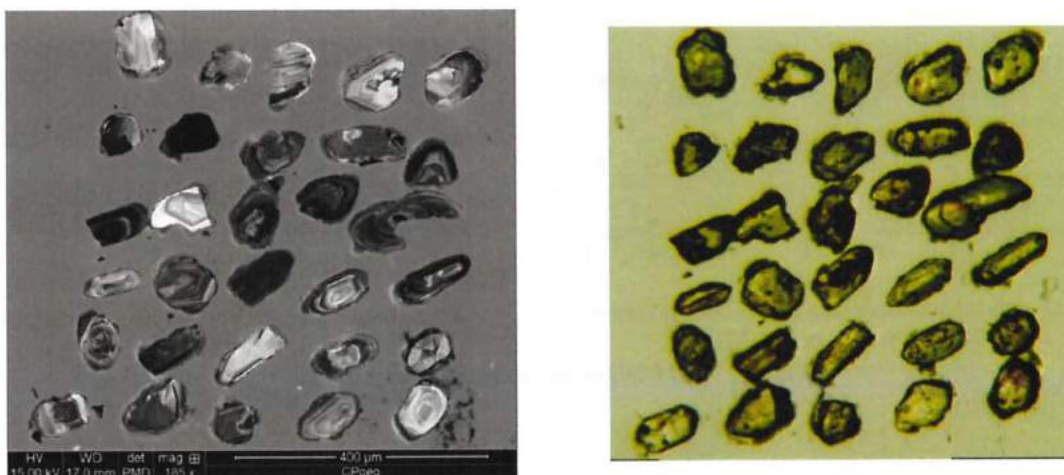
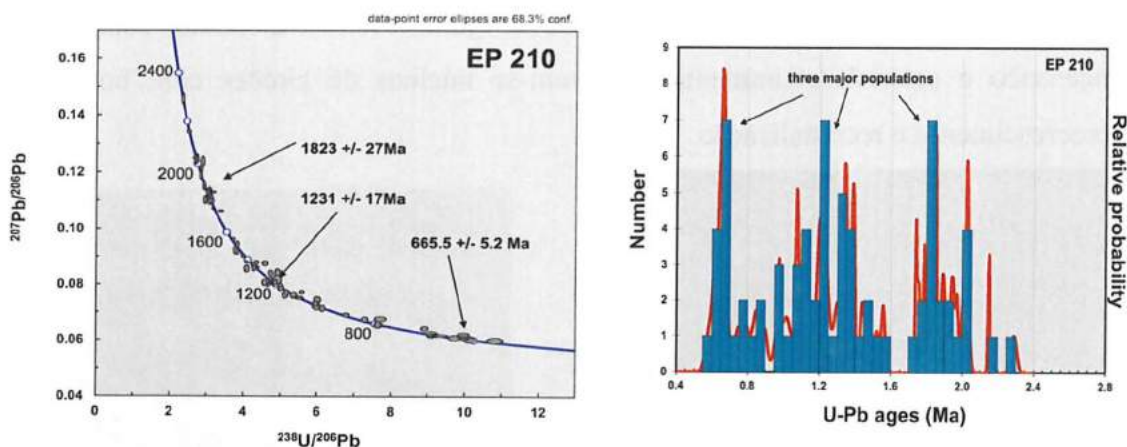


Figura VII.14 Imagens de catodoluminescência e lupa de zircões da amostra EP-210

Dos cristais de zircão separados, foram empregados 78 para as análises isotópicas, sendo 37 prismáticos, 5 retangulares curtos (*equant*), 6 arredondados, 22 fragmentos, e 8 sobrecrescimentos. Nestes cristais analisados, 33 mostram zoneamento oscilatório com interrupções abruptas e recristalização com desenvolvimento de domínios homogêneos em bordas e/ou centros dos cristais (Figura VII.14); 14 cristais apresentam zoneamento por setores. Como já foi mencionado para as outras amostras, estas feições indicam modificações dos zircões, originais sejam magmáticas, pós-magmáticas, ou metamórficas (Corfu *et al.*, 2003). A presença de vários cristais com estruturas distintas, onde se observam xenocristais e bordas sobrecrescidas, com zoneamento complexo (Hoskin e Schaltegger, 2003) sugerem uma origem diversa para esses cristais, confirmando a característica detrítica desses zircões.

Os resultados analíticos completos encontram-se no anexo Tabelas. Foram efetuadas 78 análises pontuais, sendo 76 delas empregadas para o cálculo da idade, após de descartar 2 pontos por conter alta discordância nos valores dos isótopos de Pb.

Na Figura VII.15a apresenta-se o diagrama de concordia da amostra EP-210, onde exibe uma grande dispersão de valores sobre concordia. Principalmente agrupam-se em três populações com idades ao redor de 1800 Ma, 1200 Ma e 650 Ma (Figura VII.15b). As idades mais antigas obtidas correspondem a três pontos analíticos em núcleos de zircões gerando idades *ca.* 2200 Ma e a mais jovem 569 Ma. As idades da população mais jovens foram obtidas, na maioria dos casos, em núcleos ou porções internas dos cristais, enfatizando a origem detrítico do zircão, como para a população criogeniana.



(a) Diagrama concordia  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  da amostra EP-210

(b) Histograma de frequência das idades obtidas na amostra EP-210

**Figura VII.15** Diagramas da amostra EP-210



## VII.1.2.2 Amostra EP-214

Esta amostra corresponde a um xisto micáceo com granada, cujo protólito provável foi uma rocha vulcânica. Foram separados 79 cristais e fragmentos de zircão nesta amostra. A população de zircões apresenta 71% de cristais prismáticos com relações 2:1 a 4:1, com tamanhos desde 123  $\mu\text{m}$  a 463  $\mu\text{m}$  tendo como média o valor de 216  $\mu\text{m}$ . Os fragmentos representam 23% da população, entanto os cristais inteiros não prismáticos são 6% do total.

Dos cristais separados, foram empregados 64 para as análises isotópicas, sendo 58 prismáticos, 1 retangular curto (*equant*), 3 arredondados, e 2 fragmentos. Nestes cristais analisados, 17 mostram zoneamento oscilatório e 13 cristais apresentam zoneamento por setores. Ambos os casos apresentam interrupções abruptas e recristalização com desenvolvimento de domínios homogêneos em bordas e/ou centros dos cristais (Figura VII.12). Alguns cristais mostram desenvolvimento de pequenas bordas de sobrecrecimentos. Como já mencionado estas feições indicam transformações magmáticas ou pós-magmáticas (Corfu *et al.*, 2003) dos zircões. A presença em grande quantidade de cristais com zoneamento setorial é compatível com uma natureza ígnea vulcânica (Hoskin e Schaltegger, 2003).

Os resultados analíticos completos encontram-se no anexo Tabelas. Foram efetuadas 65 análises pontuais, sendo 60 delas empregadas para o cálculo da idade, após de descartar 5 pontos por conter alta discordância nas idades U-Pb.

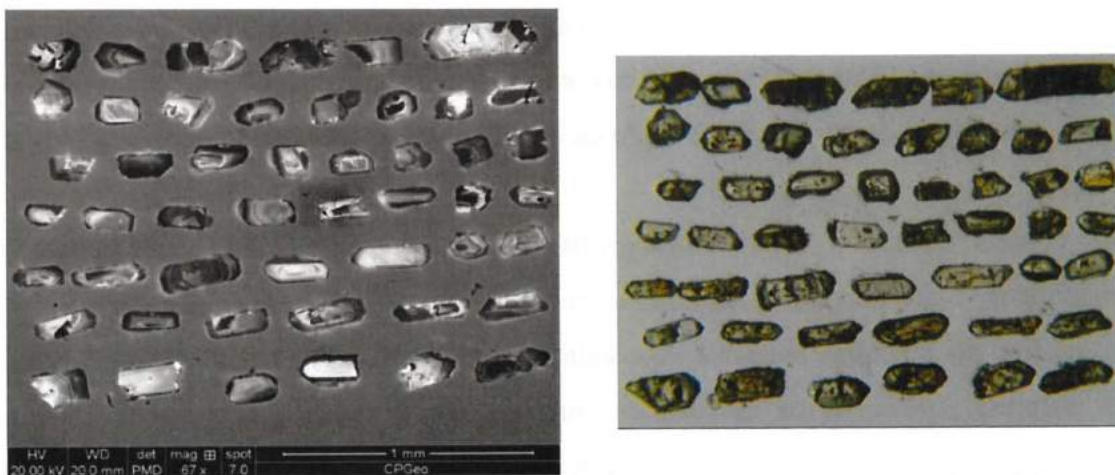


Figura VII.16 Imagens de catodoluminescência e lupa de zircões da amostra EP-214

O diagrama da amostra EP-214 exhibe pouca dispersão de valores sobre concordia. Os pontos analíticos agrupam-se em dois conjuntos de idades com médias de  $569,5 \pm 3,3$  Ma e  $587,7 \pm 3,9$  Ma.



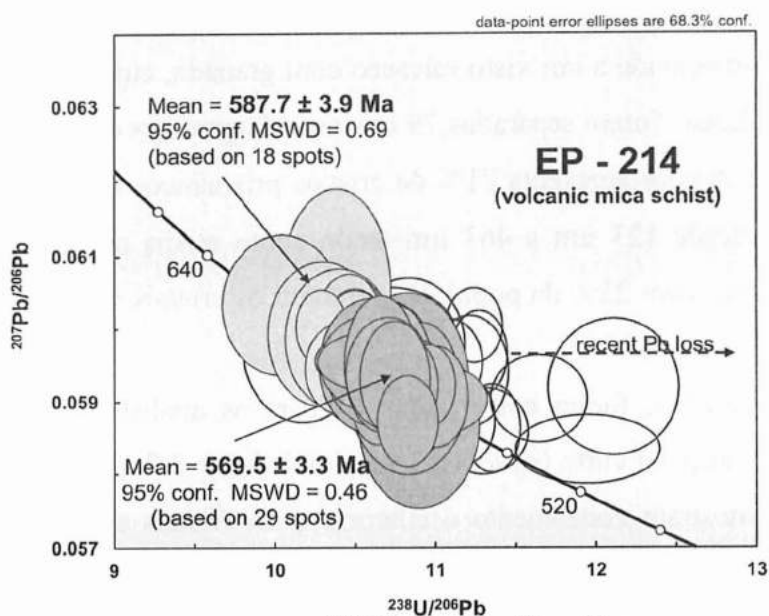


Figura VII.17 Diagrama concordia  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  da amostra EP-214

Diferente da amostra anterior (EP-210) as idades indicaram uma fonte essencialmente neoproterozoica e mais jovem do que da amostra EP-210 não tendo sido obtidos valores antigos.

### VII.1.2.3 Amostra EP-228

Esta amostra corresponde ao mesossoma do migmatito que ocorre a sul do Complexo Paso del Dragón e tem sido considerado considerado o embasamento do CDP. Foram separados 142 cristais e fragmentos de zircão nesta amostra (Figura VII.18). A população de zircões apresenta 41% de cristais prismáticos com relações 2:1 a 3:1, com tamanhos desde 118  $\mu\text{m}$  a 321  $\mu\text{m}$  tendo como média o valor de 217  $\mu\text{m}$ . Os fragmentos representam 35% da população, entanto os cristais inteiros não prismáticos são 24% do total.

Dos cristais separados, foram empregados 77 para as análises isotópicas, sendo 31 prismáticos, 2 arredondados, 23 com sobrecrescimento, e 21 fragmentos. Dos cristais analisados, 46 mostram zoneamento oscilatório e 13 cristais apresentam zoneamento por setores. Ambos casos apresentam interrupções abruptas e recristalização com desenvolvimento de domínios homogéneos em bordas e/ou centros dos cristais (Figura VII.18). Também foram analisados 18 núcleos, 23 sobrecrescimentos, e 6 porções recristalizadas.

Em geral, os cristais mostram desenvolvimento de bordas com sobrecrescimentos, e porções internas homogéneas. Igualmente as outras amostras, estas feições indicam transformações magmáticas, pós-magmáticas, ou metamórficas (Corfu *et al.*, 2003) dos

zircões. A presença de populações com estruturação tão diversa, onde se observam xenocristais e bordas sobrecrescidas, com zoneamento complexo (Hoskin e Schaltegger, 2003) sugere uma origem detrítica para estes zircões.

Os resultados analíticos completos encontram-se no anexo Tabelas. Foram efetuadas 87 análises pontuais, sendo 83 delas empregadas para o cálculo da idade, após de descartar 4 pontos por conter alta discordância nos valores dos isótopos de Pb.

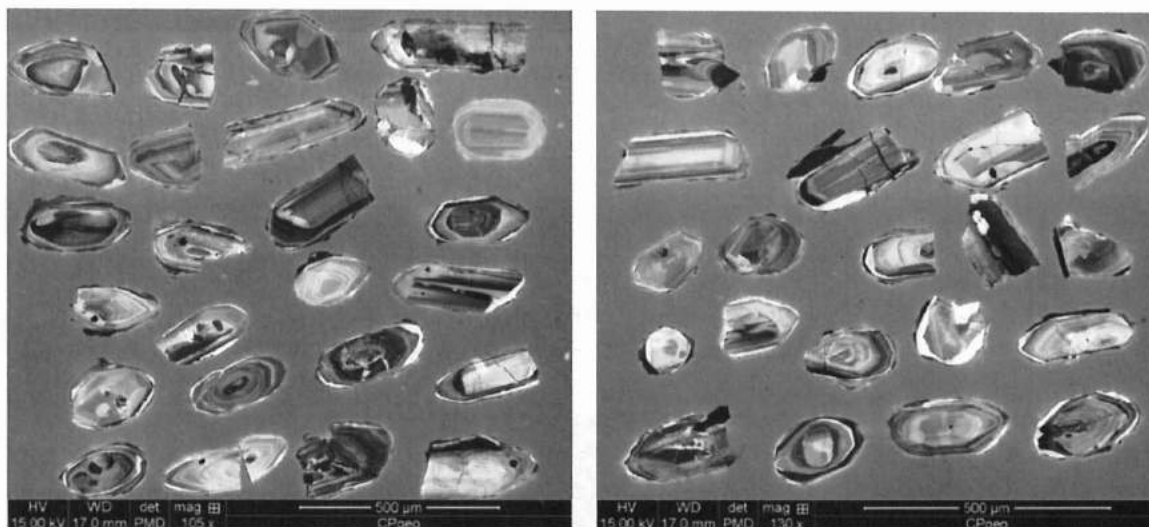


Figura VII.18 Imagem de catodoluminiscência de zircões da amostra EP-228.

Na Figura VII.19 apresenta-se o diagrama de concordia para a amostra (EP-228). O diagrama exibe dois grupos principais de idades: (a) valor medio de  $753,8 \pm 8,4$  Ma obtida a partir de 56 pontos analíticos, geralmente nas bordas dos cristais; (b) media de  $817,3 \pm 7,4$  Ma obtida a partir de 18 pontos, principalmente nos núcleos de zircões. Na Figura VII.20 mostram-se as variações de idade encontradas nos zircões com estruturas complexas.

Observam-se também alguns pontos analíticos que apresentam idades Mesoproterozoicas ( $\sim 1200$  Ma) e Paleoproterozoicas ( $\sim 2000$  Ma) correspondentes a nucleos herdados, implicando procedência do material detrítico. Os valores das medidas efetuadas nos sobrecrescimentos (3 spots) indicaram uma idade aproximada de  $668 \pm 17$  Ma para o evento metamórfico associado à formação dos migmatitos. Estes teriam como protólitos principais rochas neoproterozoicas com idades entre 817 e 754 Ma, similares às apresentadas pelo embasamento migmaítico do Terreno Punta del Este.

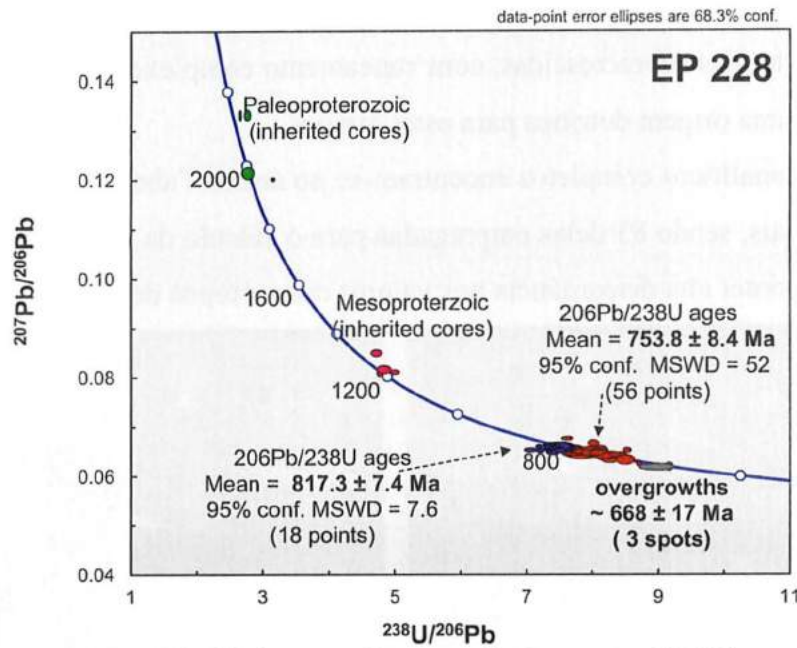


Figura VII.19 Diagrama de concordia da amostra EP-228



Figura VII.20 Exemplos de cristais de zircões com estruturas diversas e suas idades

#### VII.1.2.4 Discussão dos resultados geocronológicos

Na Tabela VII.II apresentam-se o resumo dos resultados obtidos nesta pesquisa e na Figura VII.21 se apresenta a distribuição das amostras analisadas na área de estudo.

As idades obtidas nas amostras das rochas ígneas intrusivas analisadas (EP-203, EP-219, EP-238) exibem valores ao redor de 625 Ma e de 600 Ma, o que implica um intervalo de tempo de 25 Ma para a colocação destes corpos. Como fora mencionado na descrição dos zircões das amostras analisadas, estes apresentam características ígneas

com feições de processos tardi-pós-magmáticos ou metamórficos superimpostos o que levou a dualidade das idades observadas. Uma possibilidade é que esses cristais mais antigos sejam considerados como antecristais (e.g. Miller *et al.*, 2007; Bachmann *et al.*, 2007) o que implicaria longevidade do sistema magmático. Em função desta consideração, as idades obtidas deveriam ser interpretadas como indicativas do início da geração do magma (~625 Ma) e colocação (~600 Ma).

Amostra	Descrição	Idades magmáticas(Ma)		Idade média (Ma)	Transformações tardias
		início	término		
EP-203	Granito porfirítico róseo	623,6 ± 5,3 Ma	608,1 ± 5,5 Ma	622,5 ± 5,3	
EP-219	Sienito quartzoso	626,7 ± 8,7 Ma	604,4 ± 2,2 Ma	613,1 ± 6,2	
EP-206	Granito vermelho milonítico	588,9 ± 3,1 Ma	571,5 ± 3,1 Ma	578,5 ± 3,6	
EP-238	Granito milonítico	627,6 ± 5,0 Ma	590,5 ± 8,4 Ma	622,5 ± 6,8	±
EP-103	Riolito da Fm. Sierra de los Ríos	645,3 ± 5,3 Ma	593,6 ± 5,3 Ma	605,6 ± 9,4	560 ± 11 Ma
EP-202	Metavolcânica félsica de Sierra de los Ríos	641,4 ± 4,2 Ma	598 ± 11 Ma	633,3 ± 6,7	
EP-214	Metavolcânica do Complexo Paso del Dragón	587,7 ± 3,9 Ma			569,5 ± 3,3 Ma
Amostra	Descrição		Detriticos		Metamorfismo
EP-210	Micaxisto do Complexo Paso del Dragón		600 - 675 Ma 1200 - 1300 Ma 1800 - 2100 Ma		
EP-228	Mesossoma de migmatito		763,8 ± 8,4 Ma, 817,3 ± 7,4 Ma 1200 - 2000 Ma		668 ± 17 Ma

Tabela VII.11 Resumo das idades obtidas

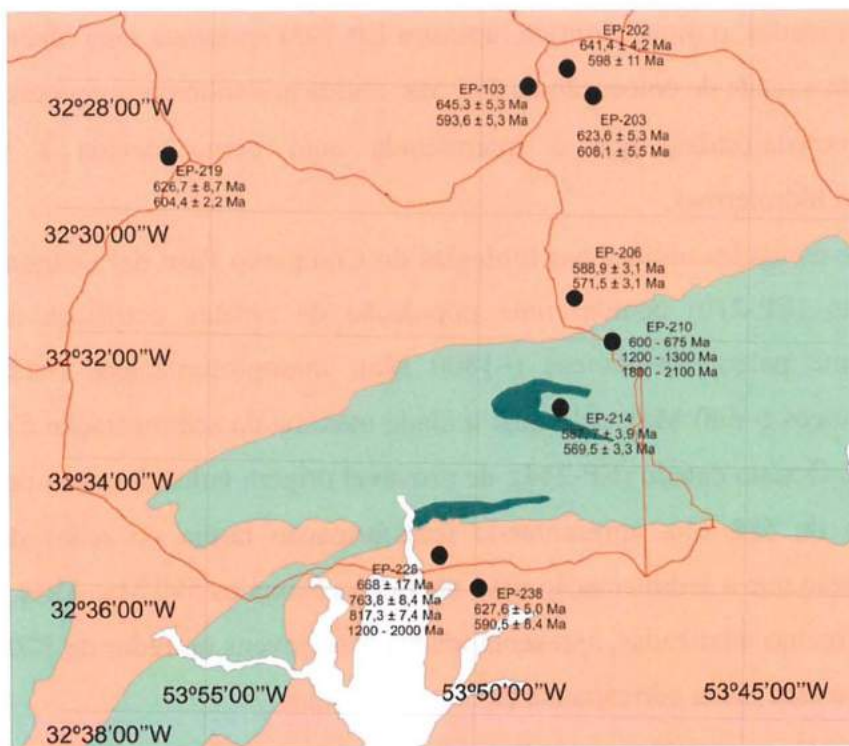


Figura VII.21 Distribuição das amostras analisadas na área de estudo



A amostra EP-206, correspondente a um granito milonítico, apresenta dois agrupamentos mais jovens nos valores analisados indicando uma idade no redor de 590 Ma, sendo interpretada como a idade de cristalização, e outra idade no redor de 571 Ma adjudicada a modificação metamórfica.

Em termos gerais, e indistintamente das idades consideradas, as idades dos granitos analisados são coerentes com as indicadas para outros corpos graníticos pertencentes aos batólitos de Aiguá e Pelotas, desenvolvidos a sudoeste e nordeste respectivamente (Oyhantçabal *et al.*, 2010; Philip e Machado, 2005; Soliani, 1986; Babinski *et al.*, 1997; Hartmann *et al.*, 2000; Koester *et al.*, 2001; Frantz *et al.*, 2003). Recentemente Oyhantçabal *et al.* (2010) e Pecoits *et al.* (2012) tem indicado idades de 555 Ma e 580 Ma respectivamente, para granitos deste batólito localizados a oeste da área de estudo, perto da zona de cisalhamento Sierra Ballena.

As amostras das rochas vulcânicas ácidas correspondentes à Formação Sierra de los Ríos apresentam idades coerentes entre elas. Ambas amostras também apresentam duas idades, as mais antigas no redor de 640 Ma e as mais jovens em 598 Ma. De novo aqui se propõe a mesma interpretação utilizada para as amostras EP-203, EP-219 e EP-238, sendo atribuída a idade mais antiga (~640 Ma) ao início do processo magmático, e 598 Ma a provável idade de colocação dessas rochas.

Além destas idades, o dique riolítico (amostra EP-103) apresenta uma idade de 560 Ma superimposta a idade de colocação de 593 Ma, obtida nos sobrecrescimentos dos zircões e zonas recristalizadas, que é interpretada aqui como devida a um evento metamórfico/hidrotermal.

No referente às idades obtidas nas litologias do Complexo Paso del Dragón, a amostra de micaxisto (EP-210) contém uma população de zircões detríticos com aportes principalmente paleoproterozoicos (~1800 Ma), mesoproterozoicos (~1200 Ma), e neoproterozoicos (~660 Ma), pelo qual a idade máxima da sedimentação é mais jovem que 660 Ma. O xisto datado (EP-214), de provável origem vulcânica, tem uma idade de cristalização de 588 Ma, apresentando transformação tardia no redor de 570 Ma. Sugere-se então que a sedimentação deve ter sido próxima os 590 Ma. Aliás, dado que a maioria das rochas analisadas, apresenta idades mais jovens no redor de 570 – 560 Ma, sugere-se que essa idade corresponda ao metamorfismo.

O embasamento migmatítico (amostra EP-228) contém zircões detríticos de idades paleoproterozóicas, mesoproterozóicas, e neoproterozóicas, sendo a idade mais jovem

de 668 Ma, obtida nos sobrecrescimentos dos zircões e interpretada como a idade da migmatização.

Baseado nas idades obtidas é possível caracterizar a proximidade entre os valores do CPD e as idades dos granitos encaixantes. O único resultado pouco mais antiga foi observado nos migmatitos que apresentam características similares ao embasamento do Terreno Punta del Este. Vale ressaltar que todas as unidades estudadas são essencialmente neoproterozóicas.

## ***VII.2 Parâmetros petrogenéticos***

Como mencionado no Capítulo I, os parâmetros petrogenéticos utilizados são  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Os resultados obtidos foram trabalhados mediante o emprego do software Excel 2010 (Microsoft Corporation) e GCD Kit 2.3 (Janousek, et al., 2006). Na Tabela VII.III indica-se a localização das amostras analisadas e uma breve descrição. A maioria das amostras analisadas foram também datadas pela sistemática U-Pb LA-ICP-MS.

Se bem se procurou obter os valores das relações  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  para as rochas serpentínicas, os resultados não foram exitosos.

### ***Isótopos do Sr e Nd***

O parâmetro  $\epsilon\text{Nd}_t$  calculado para a idade de colocação dos corpos estudados apresenta valores levemente negativos, entre -4,3 e -6,4 indicando participação crustal limitada na gênese destas rochas (Tabela VII.IV). Para o cálculo das idades modelo Nd foram avaliadas as razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  das amostras e o fator de fracionamento  $f(\text{Sm}/\text{Nd})$ , que representa a diferença entre as razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  da amostra e do CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*) dividida pela razão  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  do CHUR (De Paolo e Wasserburg, 1976). Dependendo dos intervalos de valores para esses parâmetros, deve empregar-se para o cálculo das idades Nd o modelo a estágio único, ou o modelo a estágio duplo. O cálculo da idade modelo por estágio único, efetua-se quando o intervalo de valores para o fator de fracionamento  $f(\text{Sm}/\text{Nd})$  é -0,60 a -0,35, e para  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  é 0,09 a 0,125 (Sato e Siga Jr., 2000). Para rochas intermediárias e ácidas, nos casos nos quais os valores desses parâmetros ficam fora desses intervalos, emprega-se o cálculo da idade modelo Nd por estágio duplo.

As idades modelo  $T_{\text{DM}}$  para as amostras analisadas variam entre 1,30 e 1,74 Ga. Estas idades foram calculadas tanto por estágio único, como por estágio duplo (Liew e Hofmann, 1988). Na (Tabela VII.IV) apresentam-se os valores dos parâmetros

analisados e calculados, junto com os valores das  $T_{DM}$  e a indicação do modelo (estágio único ou duplo) utilizado. Na Figura VII.22 apresenta-se o diagrama de evolução do  $\epsilon Nd$  para as amostras analisadas.

Amostras	Coordenadas		Descrição
EP-203	32°28'58.1" S	53°49'09.5" W	Granito róseo inequigranular porfirítico
EP-219	32°29'07.1" S	53°55'25.7" W	Sienito quartzoso
EP-238	32°36'13.0" S	53°49'47.9" W	Granito bege milonítico
EP-102g	32°28'31.9" S	53°48'49.0" W	Granito róseo inequigranular porfirítico
EP-202	32°28'06.4" S	53°48'30.7" W	Rocha vulcânica félsica
EP-103	32°28'57.8" S	53°49'08.6" W	Riolito

Tabela VII.III Localização das amostras analisadas

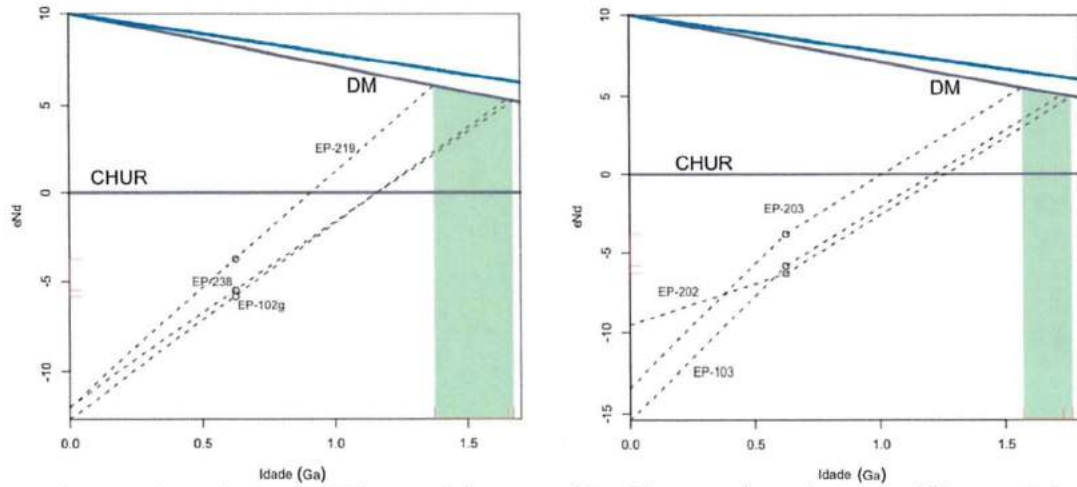
Amostra	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\epsilon Nd_0$	$f_{Sm/Nd}$	$T_{DM}$ (Ma) estágio único	$\epsilon(T_{DM})$	T (Ma)	$\epsilon(590)$	$T_{DM}$ estágio duplo
EP-102g	0.11707	0.51203	-11.9	-0.40481	<b>1595.7</b>	4.3	590	-5.9	1.705
EP-103	0.07637	0.51195	-13.4	-0.61174	1213.5	5.2	590	-4.3	<b>1.585</b>
EP-202	0.15581	0.51215	-9.6	-0.20787	2370.8	2.8	590	-6.5	<b>1.744</b>
EP-203	0.07657	0.51185	-15.4	-0.61073	1329.2	4.9	590	-6.4	<b>1.575</b>
EP-219	0.09470	0.51203	-11.9	-0.51855	<b>1299.7</b>	5.0	590	-4.2	1.732
EP-238	0.11223	0.51199	-12.6	-0.42941	<b>1574.6</b>	4.4	590	-6.2	1.754

Tabela VII.IV Tabela indicando os dados isotópicos Sm-Nd e valores  $\epsilon Nd$  e  $T_{DM}$ 

Amostra	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial	$\epsilon Sr_0$	$T_{DM}$ (Ma)	$\epsilon Sr(T_{DM})$	T (Ma)	$\epsilon(590)$
EP-102g	0.85909	0.71539	0.70817	154.7	1130.1	-23.88	590	61.9
EP-103	1.62554	0.72211	0.70843	249.9	879.5	-25.52	590	65.6
EP-203	0.89728	0.71823	0.71068	194.8	1310.5	-22.69	590	97.5
EP-219	0.56502	0.71387	0.70912	133.0	1562.9	-21.03	590	75.4
EP-238	3.55648	0.74751	0.71759	610.6	902.1	-25.37	590	195.8
EP-202	1.65935	0.72258	0.70862	256.7	881.7	-25.51	590	68.3

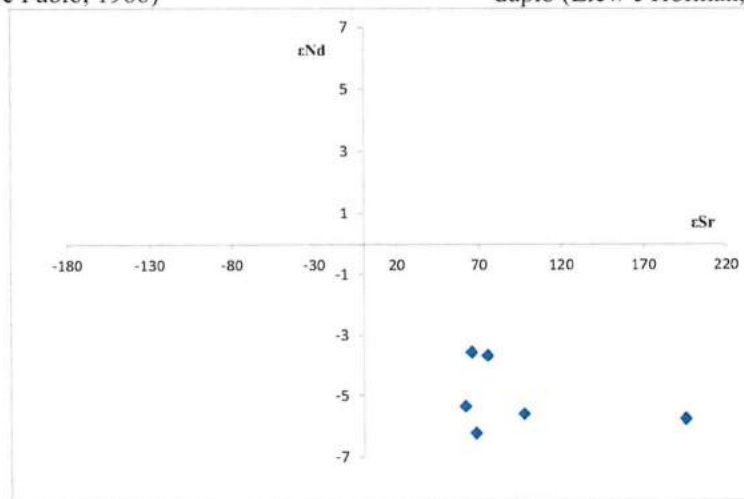
Tabela VII.V Tabela indicando os dados isotópicos Rb-Sr

A razão  $^{87}Sr/^{86}Sr_{inicial}$  calculada para as distintas amostras varia entre 0,70817 e 0,71759 (Tabela VII.V) o que confirma participação da crosta na geração dessas rochas, confirmando as interpretações dos dados de Nd. Os valores recalculados ao momento da colocação e plotados no diagrama  $\epsilon Nd$  versus  $\epsilon Sr$  (Figura VII.22) projetam na parte inferior direita (valores negativos de  $\epsilon Nd$  e positivos de  $\epsilon Sr$ ) plotando ao campo dos granitos do tipo I (Faure, 1986). Isto também sugere participação de material crustal na geração das rochas analisadas.



a) Diagrama de evolução do  $\epsilon\text{Nd}$  em estágio único (De Paolo, 1988)

b) Diagrama de evolução do  $\epsilon\text{Nd}$  em estágio duplo (Liew e Hofman, 1988).



c) Diagrama  $\epsilon\text{Sr}$  versus  $\epsilon\text{Nd}$  (calculado para idade de colocação). As amostras correspondem a granitóides e vulcânicas félsicas.

**Figura VII.22** Diagramas para os parâmetros  $\epsilon\text{Sr}$  e  $\epsilon\text{Nd}$  das amostras analisadas





## Capítulo VIII      Discussão e Conclusões

Através dos diferentes capítulos apresentados até agora, foram definidos, descritos e caracterizados os litodemas que compõem o Complexo Paso del Dragón, redefinido nesta tese. Neste capítulo, será feita uma recapitulação à luz das informações obtidas, conjuntamente com os dados prévios. Vale a pena neste momento lembrar quais foram os alvos desta pesquisa: através das informações de campo, análise petrográfica, geoquímica e análise isotópica, procurou-se identificar as diferentes unidades que compõem o Complexo e suas encaixantes e conhecer a geoquímica e os processos que o afetaram. Nesta discussão serão sugeridos os prováveis ambientes tectônicos de formação, e sua inclusão no contexto dos modelos tectônicos aplicados para o Cinturão Dom Feliciano.

---

### *VIII.1 Sobre a gênese do Complexo Paso del Dragón*

Para tentar elucidar a gênese do Complexo Paso del Dragón é necessário ter o conhecimento da associação petrotectônica das rochas no ambiente tectônico regional, a informação petrológica, e as informações de caráter geoquímico e isotópico das litologias envolvidas. A presença de litologias ultramáficas dentro da associação petrotectônica do Complexo leva a propor diferentes possibilidades para o desenvolvimento delas. As ocorrências de rochas ultramáficas na crosta são as seguintes:

- 1) Complexos estratificados: correspondem a intrusões básicas de tamanhos variados, que sofreram esfriamento lento após sua colocação. Caracterizam-se por desenvolver estratificação. Dentro desta categoria encontram-se diques e sills, corpos lopolíticos, e ofiolitos.
- 2) Complexos apiniticos: estes correspondem a pequenos corpos de rochas ultramáficas de composições dioríticas, associadas a intrusões graníticas. Segundo Raymond (2002) provavelmente representem rochas subvulcânicas.
- 3) Complexos do tipo alaska: este tipo de complexo caracteriza-se por ter um núcleo dunítico rodeado sucessivamente por peridotitos e piroxenitos. Esta zonação refletiria processos de diferenciação por fluxo.
- 4) Inclusões em rochas kimberlíticas ou em basaltos alcalinos: estes são enclaves e xenólitos contidos nessas litologias.

- 5) Komatiitos: estas litologias correspondem a rochas vulcânicas, lavas com textura espinifex, estruturas de fluxo, e margens de esfriamento nas zonas de contato com as encaixantes.
- 6) Complexos do tipo alpino: estes se associam a cinturões orogênicos. A maioria dos complexos deste tipo consiste de rochas ultramáficas metamorfisadas derivadas do manto, ou por metamorfismo e deformação dos corpos ígneos referidos acima, que foram fragmentados e trasladados desde seu lugar de cristalização.

Na Tabela VIII.I se apresentam as características das principais associações máfico-ultramáficas referidas acima.

	Diques e sills	Lopolitos	Ofiolitos	Tipo alaskan	Tipo apinita	Complexos alcalinos
<b>Forma do corpo</b>	Tabular	Plano-convexo	Tabular, lenticular	Elipsoidal	Lenticular, elipsoidal, tabular	Elipsoidal
<b>Estratificação</b>	Ígnea local	Ígnea abundante	Ígnea e metamórfica local	Ígnea e metamórfica	Ígnea menor	Local metamórfica e ígnea
<b>Tipo de magma</b>	Toleítico a alcalino	Toleítico	Toleítico	Toleítico a alcalino	Toleítico a cálcio-alcalino	Alcalino
<b>Principais tipos de rochas</b>	Gabro	Gabro a 2-piroxênios, norito, harzburgito, websterito, ortopiroxenito, anortosito	Basalto, gabro, lerzolitito, harzburgito, dunito	Gabro a 2-piroxênios, diorito, quartzo-diorito, clinopiroxenito, werlito, dunito	Hornblendito, norito, hornblenda-quartzo-diorito, diorito, sienito, gabro, granodiorito	Sienito, traquito, gabro feldspatoide, ijolito, carbonatito, fonolito
<b>Texturas principais</b>	Diabásico a ofítico	Cumulático	Cumulático, granular hipidiomórfico, tectonito	Cumulático, granular hipidiomórfico, tectonito	Granular hipidiomórfico, poiquilítico, tectonito	Granular hipidiomórfico, porfiritico, granular alotriomórfico, cumulático
<b>Minerais comuns</b>	Plagioclásio, clinopiroxênio, olivina	Plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, olivina, cromita	Cumulático, granular hipidiomórfico, tectonito	Plagioclásio, clinopiroxênio, olivina, hornblenda, magnetita	Plagioclásio, hornblenda, olivina, biotita, espinélio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, álcali-feldspato, quartzo	Anortoclásio, álcali-feldspato, plagioclásio, nefelina, aegirina, calcita, clinopiroxênio, magnetita

Tabela VIII.I Características de complexos ígneos selecionados contendo rochas ultramáficas (traduzido de Raymond, 2002)

### VIII.1.1 Da informação de campo, petrográfica e geoquímica

Algumas das informações obtidas no transcurso desta pesquisa permitem estabelecer que ambos os litodemas do CPD encontram-se metamorfisados em fácies xisto verde. Aliás, o litodema serpentinitos do Cerro La Tuna não possui feições distintivas de intrusões ígneas como contatos intrusivos, diques e apófises prolongando-se nas restantes litologias do Complexo, desenvolvimento de metamorfismo de contato, bordas de esfriamento, e texturas ígneas preservadas. Porém, uma feição que parece ter sido

parcialmente preservada é o acamamento ígneo entre níveis serpentíníticos com e sem Cr-espinélios (Figura VIII.1).

Os dois corpos serpentíníticos encontrados no Complexo Paso del Dragón apresentam-se separados e ambos são de pequenas dimensões. Aliás, os eixos maiores desses corpos serpentíníticos encontram-se paralelos à foliação regional dos xistos da Micaela, podendo ter sofrido dobramento e desenvolvimento de foliação junto com as rochas hospedeiras. Isto implica que os corpos ultramáficos teriam sido colocados antes dos últimos eventos metamórficos e deformacionais que afetaram as rochas hospedeiras. Além disso, os contatos dos serpentinitos com as rochas do litodema xistos da Micaela são tectônicos ou através de uma zona de reação metassomática conhecida como *blackwall*.



**Figura VIII.1** Fotografia de afloramento mostrando o acamamento ígneo observado

Claramente, às associações minerais e texturais observadas são tipicamente metamórficas, desenvolvidas em condições na fácies xisto verde baixo (baixa pressão e temperaturas inferiores a 400°C). Essa fábrica mascara os eventos mais antigos que teriam ocorrido em condições metamórficas em fácies anfibolito.

A história destas rochas é complexa e envolve recristalização retrógrada a partir de uma associação ultramáfica original, junto com a transferência de massa entre as rochas hospedeiras e as ultramáficas. Entanto, a idade do primeiro episódio de hidratação retrógrada do protólito ultramáfico não pode ser estabelecida, representaria um reequilíbrio no ambiente do metamorfismo regional em termos de pressão, temperatura, e fluidos, quando comparado com o ambiente mantélico. O segundo episódio de hidratação provocaria a serpentinização total da olivina, piroxênio, e parcial da tremolita, e poder-se-ia relacionar tentativamente ao regime metamórfico que se seguiu ao pico do metamorfismo. O episódio de hidratação da seqüência foi acompanhado de milonitização e produziu deformação dúctil/rúptil.



A hidratação foi determinada também através das análises químicas efetuadas. Os valores elevados do LOI obtidos refletem a importante alteração das rochas durante a serpentinização. Se bem se observou certa mobilidade química em algumas das amostras estudadas devido à hidratação maciça, as restantes amostras apresentam comportamentos que sugerem comportamentos ígneos originais. A geoquímica destas rochas ultramáficas mostra tendências de covariações com Mg que sugerem uma natureza mantélica empobrecida.

Em função destas observações e das feições assinaladas acima, as rochas ultramáficas do Complexo Paso del Dragón podem ser categorizadas como complexos do tipo alpino. Estes complexos são corpos irregulares que ocorrem nos cinturões orogênicos. As rochas que compõem estes corpos podem ter sido inicialmente formadas por cumulos magmáticos, produtos cristalizados de diápiros mantélicos, ou tectonitos mantélicos. Razão pela qual os corpos alpinos podem ser formados na crosta como produtos da cristalização de intrusões máficas, ou eles podem ter sido colocados na crosta continental por falhamentos como ocorre com as *mantle slabs*. Evidências desses eventos geradores e de colocação são comumente obliterados nas rochas ultramáficas do tipo alpino devido ao metamorfismo subsequente, fazendo que a história seja difícil, se não impossível, de decifrar. Na Tabela VIII.II apresentam-se as feições das rochas ultramáficas dos complexos do tipo alpino e seus prováveis precursores junto com as características descritas para os serpentinitos do Cerro La Tuna. Em função da comparação das características apresentadas na tabela VIII.II, pode-se verificar uma maior afinidade entre os complexos do tipo alpinos do tipo *shallow mantle slabs* e os litotipos do CPD.

No redor dos litotipos máfico-ultramáficos do CPD, ocorre tectonicamente imbricado o litodema xistos da Micaela, que abrange litologias variadas com deformação múltipla. Compõe-se por xistos quartzo-feldspáticos a muscovita, clorita, e biotita dominantes, com intercalações de quartzitos bandados, meta-vulcânicas félsicas, e xistos anfibólicos com granada, apresentando metamorfismo em fácies xisto verde com evidências de ter atingido a fácies anfíbolito previamente. Uma origem vulcano-sedimentar para os protólitos destas litologias metamórficas é interpretado a partir dos estudos petrográficos. Aliás, a assinatura geoquímica dos componentes vulcânicos do litodema xistos da Micaela sugere que estas rochas podem estar associadas a margens ativas, o que estaria de acordo com o contexto geológico de uma bacia de back-arc conforme apresentado adiante.

Outra informação relevante é o transporte para N-NE de todas as unidades do CPD sobre os granitos do Batólito Sierra de los Ríos, determinado através das zonas de cisalhamento de baixo ângulo. Por outro lado, o contato sul do CPD também é tectônico, caracterizado pelo cavalgamento das rochas migmatíticas sobre os litotipos do CPD. Desta forma, o CPD é considerado um fragmento alóctone tectonicamente imbricado em meio a suas encaixantes.

Feições	Diferenciados magmáticos	<i>Shallow mantle slabs</i>	<i>Deep mantle slabs / diápiros mantélicos</i>	Serpentinitos do Cerro La Tuna
<b>Tipos de rochas típicas</b>	Harzburgitos, lherzolitos, dunitos, piroxenitos, talco-anfibólio xistos, serpentinitos, clorita xistos	Lerzolitos, harzburgitos, dunitos, serpentinitos, talco-anfibólio xistos, clorita xistos	Lherzolitos, harzburgitos, espinélio e granada piroxenitos, granada peridotitos, serpentinitos, talco-anfibólio xistos, clorita xistos	Serpentinitos, talco-anfibólio xistos, cloritaxistos
<b>Química dos peridotitos</b>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = 0,1 – 3,5% CaO = 0,1 – 17,4% Mg# = 0,68 – 0,85	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = 0,1 – 4,4% CaO = 0,0 – 7,7% Mg# = 0,80 – 0,91	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = 0,5 – 6,4% CaO = 0,4 – 5,7% Mg# = 0,58 – 0,92	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = 0,56 – 3,25% CaO = 0,02 – 6,75% Mg# = 0,85 – 0,91
<b>Minerais típicos</b>	Ortopiroxênio, clinopiroxênio, olivina, talco, plagioclásio, clorita, hornblenda, actinolita, tremolita, antofilita, serpentina, cromita, magnetita, flogopita	Ortopiroxênio, clinopiroxênio, olivina, talco, clorita, hornblenda, actinolita, tremolita, antofilita, serpentina, cromita, magnetita	Ortopiroxênio, clinopiroxênio, olivina, talco, plagioclásio, granada, clorita, hornblenda, tremolita, antofilita, serpentina, cromita, magnetita	Serpentina, tremolita, Cr-espinélio, magnetita, clorita, talco
<b>Química mineral</b>	Opx (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) = 0,0 – 1,4 Cpx (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) = 0,7 – 4,5 Olivina (Fo) = 53 – 95 Opx (Mg) = 43 – 92 Cr-espinélio (Cr#) = 0,00 – 0,85	Opx (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) = 0,0 – 6,0 Cpx (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) = 0,3 – 4,5 Olivina (Fo) = 84 – 95 Opx (Mg) = 85 – 94 Cr-espinélio (Cr#) = 0,05 – 0,90	Opx (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) = 0,1 – 6,7 Cpx (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) = 0,4 – 8,5 Olivina (Fo) = 75 – 95 Opx (Mg) = 88 – 91 Cr-espinélio (Cr#) = 0,05 – 0,68	Cpx (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) = 0,02 – 2,58 Cr-espinélio (Cr#) = 0,63 – 0,86
<b>Texturas típicas</b>	Granular hipidiomórfica, ofítica, diabásica, cumulática, diablástica, xistosa	Protogranular, mosaico equigranular, equigranular tabular, porfiroclástica, milonítica, diablástica, xistosa	Porfiroclástica, mosaico equigranular, equigranular tabular, protogranular, xistosa, diablástica, gnaissosa,	Pseudomórfica granular, xistosa, diablástica
<b>Estruturas típicas</b>	Estratificação primária, foliação, dobramento isoclinal, diques (em alguns corpos), zonas de cisalhamento	Dobrimento isoclinal, estratificação por fluxo, foliação, lineação, corpos de cromita podiformes, diques, zonas de milonitização	Dobrimento isoclinal, estratificação por fluxo, foliação, lineação, diques, zonas de milonitização	Dobrimento, estratificação primária?, foliação, lineação, diques, zonas de milonitização

**Tabela VIII.11 Características das rochas ultramáficas do tipo alpino (traduzido de Raymond, 2002)**

### VIII.1.2 Da informação geocronológica do Complexo Paso del Dragón

Os dados U-Pb em zircão obtidos indicam a existência de mica xistos derivados de rochas vulcânicas com afinidades toleíticas datadas em 588 Ma que sofreram um metamorfismo ao redor de 570 Ma. Nos micaxistos psamo-pelíticos obtiveram-se idades em zircões detriticos de  $1823 \pm 27$  Ma,  $1231 \pm 17$  Ma, e  $665 \pm 5$  Ma. Isto permitiria estabelecer um intervalo de idade entre 660 Ma e 588 Ma para a deposição dos xistos da Micaela, mais provavelmente ao redor de 588 Ma que é a idade do material vulcânico intercalado nessa unidade. A melhor indicação disponível sugere que o metamorfismo desse conjunto teria ocorrido por volta de 570 Ma.

Um aspecto que merece ser ressaltado é o padrão de idades de zircão detrítico dos micaxistos do CPD que é semelhante ao observado nos metassedimentos da Formação Rocha do Terreno Punta del Este. Isto permitiria sugerir a correlação dessas unidades metassedimentares. Entretanto, o metamorfismo da formação Rocha é de grau muito baixo, com clara preservação das estruturas primárias.

As idades obtidas no migmatito apontam para um metamorfismo ao redor de  $668 \pm 17$  Ma, e zircões herdados com idades no entorno de 2000, 1200 e, principalmente, entre 800-750 Ma. Esse padrão de idades dos zircões é típico dos gnaisses do embasamento do Terreno Punta del Este conforme assinalado por Lenz (2010), Oyhançabal *et al.* (2009), Basei *et al.* (2011a) e Masquelin *et al.* (2011) para os migmatitos e gnaisses do Complexo Cerro Olivo que compõe o embasamento do TPE. Em função do padrão de idades observado tanto no TPE quanto no CPD é aqui sugerido que o TPE pode ser o principal fornecedor dos detritos que constituem a porção metassedimentar dos xistos da Micaela.

---

### ***VIII.2 Sobre o Batólito Sierra de los Ríos***

Os dados obtidos nas litologias do batólito permitiram distinguir um conjunto de fácies graníticas e sienítica em função, principalmente, de suas feições texturais. Considerando os resultados geoquímicos obtidos, este magmatismo é de carácter cálcio-alcálico de alto potássio, e apresenta assinaturas químicas condizentes com rochas graníticas formadas em arco magmático evoluído.

O principal período para este magmatismo abrange o intervalo 640 –590 Ma conforme pode ser observado nas idades U-Pb em zircão obtidas neste estudo. Idades similares têm sido propostas para os batólitos de Aiguá e Pelotas por diversos autores (Oyhançabal *et al.*, 2011; Saalman *et al.*, 2011; Philip e Machado, 2005; Basei *et al.*, 2000; entre outros).

Para a maioria dos corpos estudados neste trabalho foram indicadas duas idades, um agrupamento mais antigo e outro mais jovem, apresentando uma distribuição contínua das idades sobre a curva concórdia entre esses extremos. Este fato permite sugerir a existência de câmaras magmáticas de longa duração, onde teria ocorrido a assimilação das fases cristalizadas inicialmente. Desta forma, as idades mais jovens são interpretadas como indicativas da época de colocação desses corpos.

Os valores de  $\epsilon\text{Nd}_T$  (-4,2 a -6,2) e as razões iniciais  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,70526 a 0,71759) obtidos sugerem uma participação crustal na sua gênese. O intervalo de idades modelo  $T_{DM}$  calculadas encontram-se entre 1,30 – 1,74 Ga o que esta em acordo com o caracterizado por outros autores para as unidades constituintes dos batólitos Florianópolis, Pelotas e Aiguá (Basei *et al.*, 2000; 2008; Oyhantçabal *et al.*, 2009; entre outros).

### VIII.3 Implicações na modelagem tectônica

Existem vários modelos de evolução tectônica para a porção sul do Cinturão Dom Feliciano. Em linhas gerais, dois grandes grupos de modelos podem ser estabelecidos em função da consideração da polaridade da subducção da litosfera oceânica que separava os cratons do Río de la Plata e Kalahari.

Até pouco tempo atrás a existência da unidade geológica de Paso del Dragón não tinha sido considerada em qualquer dos modelos apresentados. Recentemente, Gaucher *et al.* (2010) e Frimmel *et al.*, (2011) mencionaram esta unidade, sugerindo que poderia ser um resto de crosta oceânica que estaria associada a uma bacia de *back-arc* de forma semelhante ao observado no Terreno Marmora do Cinturão Gariep na África do Sul.

A inclusão do Complexo Paso del Dragón nos modelos tectônicos que propõem subducção da litosfera oceânica que separava o cráton do Río de la Plata do cráton do Kalahari para oeste, colocaria o Complexo num ambiente de *fore-arc*. Se bem que a associação petrotectônica apresentada pelo Complexo não seja incompatível com depósitos de *fore-arc* a inexistência de associações minerais de alta pressão e depósitos de *melange* tornam pouco provável essa sugestão.

A inclusão do Complexo Paso del Dragón nos modelos tectônicos que propõem subducção da litosfera oceânica que separava o cráton do Río de la Plata do cráton do Kalahari para leste, colocaria o Complexo num ambiente de *back-arc*. Em função do conjunto de dados disponíveis que incluem os oriundos deste trabalho, bem como aqueles disponíveis na literatura, sugere-se que o ambiente gerador do CPD possa estar relacionado com bacias de *back-arc* onde os xistos da Micaela representariam os depósitos meta-vulcano-sedimentares; enquanto que as rochas máfico-ultramáficas seriam indicativas de materiais mantélicos gerados durante o processo extensional, comum durante o desenvolvimento do *back-arc*.

Essa interpretação implicaria em uma subducção para leste cujo clímax estaria entre 640 e 600 Ma, com mergulho da placa oceânica por sob o craton do Kalahari em cuja borda



teria sido gerado o arco magmático Aiguá - Pelotas - Florianópolis. A deposição dos sedimentos que se transformariam nos xistos da Micaela teria ocorrido ao redor de 590 Ma em um contexto de *back-arc*, sugerindo-se a mesma idade para o magmatismo máfico-ultramáfico. Entre 570 e 560 Ma teria ocorrido o metamorfismo e deformação dos granitos e do Complexo Paso del Dragón. Em sua presente configuração o Complexo Paso del Dragón constituiria remanescentes alóctones dos depósitos meta-vulcano-sedimentares das unidades do *back-arc*, imbricados tectonicamente em meio aos granitóides do arco.

Qualquer um dos modelos existentes e o proposto aqui devem ainda esclarecer vários assuntos controversos, como a natureza da zona de cisalhamento de Sierra Ballena, o a interpretação dos ambientes tectônicos das unidades geológicas desenvolvidas para ambos lados dela. Para isso, precisa-se maior informação de caráter petrológico, geoquímico, estrutural, e isotópico de maneira tal de contribuir ao refinamento do modelo que melhor explique a evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano.

---

#### ***VIII.4 Conclusões***

O Complexo Paso del Dragón é composto por unidades neoproterozóicas distribuídas numa faixa com direção N20E a EW no extremo leste do departamento de Cerro Largo no Uruguai. Compõe-se de duas unidades litodêmicas, os Xistos da Micaela e os Serpentinitos de Cerro La Tuna. Os xistos da Micaela correspondem a uma associação meta-vulcano-sedimentar com deformação múltipla, composta por xistos quartzo-feldspáticos a muscovita dominantes, com intercalações de quartzitos, meta-vulcânicas félsicas, e xistos anfibólicos com granada. Os serpentinitos do Cerro La Tuna correspondem a rochas máficas-ultramáficas também deformadas e metamorfisadas constituídas por serpentinitos, xistos magnesianos variados e xistos anfibólicos, alojadas no litodema xistos da Micaela, e interpretados como complexos do tipo alpino. Como encaixantes do Complexo Paso del Dragón ocorrem os granitos pertencentes ao Batólito Sierra de los Ríos, e tectonicamente colocados sobre o Complexo Paso del Dragón ocorrem migmatitos correlacionados ao embasamento do Terreno Punta del Este.

A informação química obtida nas litologias do litodema serpentinitos do Cerro la Tuna permite sugerir assinaturas geoquímicas compatíveis com arco vulcânico. Além disso, a química das rochas serpentiniticas aponta para protólitos mantélicos. Isto é reforçado

pela mineralogia e pela presença de Cr-espinélios que às vezes conformam níveis de cromititos.

Às associações minerais e texturas das rochas do Complexo Paso del Dragón são tipicamente metamórficas, onde vários episódios de recristalização são registrados, sobretudo nas litologias serpentínicas. Destaca-se que, contrariamente ao indicado nos antecedentes geológicos, o metamorfismo principal atualmente observado é fácies xisto verde baixo e não anfíbolito. Entretanto, a existência de um metamorfismo de fácies anfíbolito reliquiar é sugerida para ambos litodemas.

O estudo geocronológico do Complexo Paso del Dragón indica uma deposição posterior aos 660 Ma em função dos zircões detríticos mais jovens analisados. Contudo sugere-se uma deposição no redor de 590 Ma baseado na idade obtida num xisto meta-vulcânico do litodema xistos da Micaela. Destaca-se também a ocorrência de aporte detrítico de áreas com rochas de idades paleoproterozóicas e mesoproterozóicas.

Os estudos realizados nas rochas do Batólito Sierra de los Ríos permitiram descrever cinco fácies em função das características texturais e mineralógicas. Estas fácies são (a) fácies de granito róseo-avermelhado porfirítico inequigranular deformado, (b) fácies de granito róseo porfirítico inequigranular com pegmatitos e aplitos, (c) fácies de granito esbranquiçado porfirítico cataclástico, (d) fácies de granito cinza equigranular, (e) fácies sienítica restrita ao extremo noroeste da área de trabalho. Do ponto de vista químico, estas rochas apresentam assinatura de arco magmático e são cálcio-alcálicas de alto potássio. Os isótopos do Sr e Nd sugerem a participação de material crustal na gênese destas rochas devido aos valores negativos do  $\epsilon_{Nd}$  entre -4,2 e -6,2, e as razões iniciais  $^{87}Sr/^{86}Sr$  entre 0,70526 e 0,71759. As idades obtidas indicam magmatismo entre 640 e 590 Ma, sendo semelhantes às obtidas por outros pesquisadores nos batólitos de Aiguá e Pelotas.

Finalmente, sugere-se também que o metamorfismo na região ocorreu no redor de 570-560 Ma conforme é registrado tanto no Complexo Paso del Dragón como nos granitos do Batólito Sierra de los Ríos.



## Capítulo IX Referências Bibliográficas

Almeida, F.F.M. de; Amaral, G.; Cordani, U.; Kawashita, K. (1973). The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin, South of the Amazon River. Em: de Nairn, A.E e Stehli, F.G. (eds), *The Ocean Basins and Margins*. I: 411-446. Plenum Pub. Co.

Bailey, S.W. (1980). Summary of recommendations of AIPEA Nomenclature Committee. *Clays and Clay Minerals*, 28: 73-78.

Azer, M.K. e Khalil, A.E.S. (2005). Petrological and mineralogical studies of Pan-African serpentinites at Bir Al-Edeid area, central Eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences* 43:525–536.

Babinski, M.; Chemale, F.; Hartmann, L.A.; van Schmus, W.R.; Silva, L.C. (1997). U–Pb and Sm–Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10: 263–274.

Basei M.A.S.; Frimmel, H.E.; Nutman, A.P.; Preciozzi, F. (2008). Western Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. Em: Pankhurst, R.J.; Trouw, R.A.; Brito Neves, B.B.; De Wit, M.J. (eds). *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, 294: 239-256.

Basei M.A.S.; Frimmel, H.E.; Nutman, A.P.; Preciozzi, F.; Jacob, J. (2005). A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts—evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Research*, 139: 195-221.

Basei, M.A.S. (2000). Geologia e Modelagem Geotectônica dos Terrenos Pré-Cambrianos das Regiões Sul-Oriental Brasileira e Uruguiaia: Possíveis Correlações com Províncias Similares do Sudoeste Africano. Tese de Livre-docência. IGc-USP, p. 124.

Basei, M.A.S.; Campos Neto, M.C.; Castro, N.A.; Nutman, A.P.; Wemmer, K.; Yamamoto, M.T.; Hueck, M.; Osako, L.; Siga, O.; Passarelli, C.R. (2011b). Tectonic evolution of the Brusque Group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 32: 324-350.

Basei, M.A.S.; Peel, E.; Sánchez Bettucci, L.; Preciozzi, F.; Nutman, A.P. (2011a). The basement of the Punta del Este Terrane (Uruguay): an African Mesoproterozoic fragment at the eastern border of the South American Río de La Plata cráton. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 100: 289–304.

Basei, M.A.S.; Siga Jr, O.; Harara, O.; Preciozzi, F.; Sato, K.; Kaufuss, G. (2001). Precambrian Terranes of African affinities in the Southern Part of Brazil and Uruguay. Em: III South-American Symposium on Isotope Geology. pp. 98-101.

Basei, M.A.S.; Siga Jr., O.; Masquelin, H.; Harara, O.M.; Reis Neto, J.M.; Preciozzi, F. (2000). The Dom Feliciano Belt (Brazil-Uruguay) and its Foreland (Río de la Plata



Craton): Framework, tectonic evolution and correlations with similar terranes of southwestern Africa. Em: Cordani, U.; Milani, E.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. (eds.), *Tectonic evolution of South America*. pp. 311-334. Rio de Janeiro.

Basei, M.A.S.; Siga JR., O.; Machiavelli, A.; Mancini, F. (1992). Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2): 216-221.

Bazylev, B.A.; Karamata, S.; Zakariadze, G.S. (2003). Petrology and evolution of the Brezovica ultramafic massif, Serbia. In: Dilek Y, Robinson PT (eds.) *Ophiolites in Earth History*, Geological Society of London, 18: 91-108.

Bitencourt M.F., e Nardi L.V.S. (2000). Tectonic setting and sources of magmatism related to the southern Brazilian shear belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 186-189.

Bodinier, J.L. e Godard, M. (2003). Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites. In: The mantle and Core (ed. Carlson RW) Vol.2. (eds. Holland HD, Turekian KK) *Treatise on Geochemistry*. Elsevier-Pergamon, Oxford, 103-171.

Bodinier, J.L.; Dupuy, C.; Dostal, J. (1988). Geochemistry and petrogenesis of eastern Pyrenean peridotites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 2893-2907.

Bossi, J. (2006). Magmatismo hipabisal básico Gondwanico: Un nuevo aporte al reconocimiento de terrenos tectonoestratigráficos en Uruguay. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*, 13: 34-48.

Bossi (2010). Cabalgaduras cámbricas en el sub terreno Cuchilla Dionisio (Uruguay). 6º Congreso Uruguayo de Geología, Minas, Uruguai. Actas CD-rom.

Bossi, J. e Umpierre, M. (1975). Magmatismo mesozoico del Uruguay y Río Grande del Sur: Sus recursos minerales asociados y potenciales. 2º Congreso Ibero Americano de Geología Económica, Buenos Aires. Actas 2, 119, 142.

Bossi, J.; Navarro, R.; Belbey, H. (1990). Reciente Hallazgo de un Haz de Filones Básicos en el Departamento de Cerro Largo. Acta I Congreso Uruguayo de Geología, Montevideo.

Bossi, J.; Cingolani, C.; Llambías, E.; Varela, R.; Campal, N. (1993). Características del magmatismo fiibrasiliano en el Uruguay: Fm. Sierra de Ríos y Sierra de Animas. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3): 282-288.

Bossi J. e Ferrando, L. (2001). *Carta Geológica del Uruguay, a escala 1/500.000 em CD-Rom*. N. Campal e A. Schipilov (eds). Montevideu.

Bossi, J. (1966). *Geología del Uruguay*. Ed: Departamento de publicaciones UdelaR, Montevideo p. 469.

Bossi, J. (1968). Ensayo de clasificación geológica de las rocas ígneas. *Boletín Facultad de Agronomía* 102: 1-27. Montevideo. Uruguay.

- Bossi, J. e Campal, N. (1992). Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico inferior del Uruguay. Em: Gutiérrez, J.; Saavedra, J. e Rábano, I. (eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. pp. 343-356. Extremadura.
- Bossi, J. e Gaucher, C. (2004). The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: An Allochthonous Block Accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. *Gondwana Research*, 7(3): 661-674.
- Bossi, J. e Navarro, R. (1988) Serpentinitas cromíferas pre-orogénicas em el Ciclo Orogénico Moderno de Uruguay. Actas 6 Panel Geología Litoral—1 Reunión de Geología del Uruguay, Salto, Uruguay, pp 91–95
- Bossi, J. e Navarro, R. (1991). *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Tomo I, 453 pp. Montevideu.
- Bossi, J. e Schipilov, A. (2000). Rocas ígneas básicas del Uruguay. Volumen II. Facultad de Agronomía. Montevideu. Uruguay.
- Bossi, J.; Campal, N.; Hartmann, L.A.; Schipilov, A. (2001). Predevoniano en el Uruguay: terrenos y SHRIMP II. XI Congreso Latinoamericano de Geología e III Congreso Uruguayo de Geología, Actas (CD-ROM), N°. 94. Montevideu.
- Bossi, J.; Fernández, A.; Elizalde, G. (1965). Predevoniano en el Uruguay. *Boletín Investigaciones de Facultad de Agronomía*, 78: 1-84.
- Bossi, J.; Ferrando, L.; Montaña, J.; Morales, H.; Campal, N.; Gancio, F.; Piñeiro, D.; Schipilov, A.; Sprechmann, P. (1998). *Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000*. Geoeditores. Montevideu.
- Bossi, J.; Preciozzi, F.; Campal, N. (1993). *Predevoniano en el Uruguay I: Terreno Piedra Alta*. Dirección Nacional de Minería y Geología, 1: 1-50, Montevideu.
- Boudier, F. e Juteau, T. (2000). The ophiolite of Oman and United Arab Emirates. *Marine Geophysical Research*, 21: 145-146
- Bucher, K. e Grapes, R. (2011). Petrogenesis of metamorphic rocks. Ed. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 8º edição, p. 428.
- Burgath, K.P.; Marchig, V.; Mussallam, K. (1997) 29. Data report: Mineralogic, structural, and chemical variability of mantle sections from Holes 920B and 920D. In: Karson JA, Cannat M, Miller DJ, Elthon D (eds.) ODP Proceedings Scientific Results, College Station, Texas, 153.
- Burkhard, D.J.M. (1993). Accessory chromium spinels: Their coexistence and alteration in serpentinites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 1297-1306.
- Cabanis, B. e Lecolle, M. (1989). Le diagramme La/10- Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 309: 2023-2039.

Campal, N. (1990). Aportes al conocimiento de la estratigrafía durante el Precambriano Medio del Uruguay, con énfasis en los Departamentos de Florida y San José. Em: I Congreso Uruguayo de Geología. Actas, 1: 65-70.

Campal, N. e Schipilov, A. (1995). The Illescas bluish quartz rapakivi granite (Uruguay - South America): some geological features. Em: Symposium of Rapakivi Granites and Related rocks, Brazil. Proceedings, 18.

Campal, N. e Schipilov, A. (1997). The eastern edge of the Río de la Plata Cratón: a history of tangential collisions. Em: XIII International Conference on Basement Tectonics, Abstracts, pp. 2-3.

Campal, N.; Oyhantçabal, P.; Bachmann, I. (1988). *Carta Geológica del Uruguay a escala 1/100.000. Hoja H-28 Mosquitos*. Convenio DINAMIGE-Facultad de Agronomía-Facultad de Ciencias. Montevideú.

Candia, M.A.F.; Gaspar, J.C.; Szabó, G.A.J. (1999). A interação de cromó-espinélio com fases silicáticas nos processos metamórficos. *Revista Brasileira de Geociências*, 29: 633-638.

Chemale Jr F.; Gresse, P.; da Silva, L.C.; Hartmann, L.A.; Walraven, F. (1995). Correlação geológica entre as unidades brasileiras e Pan-Africanas do Sul do Brasil e África do Sul, pp. 13-16 de Simp. Sul-Bras. Geol., 6. SBGeol., núcleo RS, Porto Alegre, Res. Expandidos, 1.

Chemale Jr, F. (2000). Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. Em: de Holz, M. e De Ros, L.F. (eds), *Geologia de Rio Grande do Sul*. pp. 1-444, CIGO/UFRGS. Porto Alegre.

Cingolani, C.; Llambias, E.; Varela, R.; Campal, N.; Bossi, J. (1993). Avances sobre la cronoestratigrafía del magmatismo no-orogénico finibrasiliano en el Uruguay: Formaciones Sierra de Animas y Sierra de Ríos: Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata: La Paloma, 2: 63-68.

Coleman, R.G. (1977). *Ophiolites*. Springer-Verlag Berlin 229 p.

Cordani, U.G. e Soliani, E. (1990). Idades K-Ar e Rb-Sr das Ilhas Cristalinas de Rivera e Aceguá (Uruguay e Rio Grande do Sul) e seu enquadramento do contexto geotectônico regional. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 62(2): 145-156.

Corfu, F.; Hanchar, J.M.; Hoskin, P.W.O.; Kinny, P. (2003). Atlas of Zircon Textures. Em: Hanchar, J.M. e Hoskin, P.O.W. (ed). *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53: 469-500.

Coronel, N. e Oyhantçabal, P. (1988). Carta Geológica del Fotoplano Pando a escala 1: 100.000. Dirección Nacional de Minería y Geología, 10 pp. Montevideu.

D'Antonio, M. e Kristensen, M.B. (2004). Serpentine and brucite of ultramafic clasts from the South Chamorro Seamount (Ocean Drilling Program Leg 195, Site 1200): inferences for the serpentinization of the Mariana forearc mantle. *Mineralogical Magazine*, 68(6): 887-904.

- Da Silva, L.C.; McNaughton, N.J.; Armstrong, R.; Hartmann, L.A.; Fletcher, I.R. (2005). 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* 136: 203–240.
- Dalla Salda, L. (1999). Craton del Río de la Plata: Basamento granítico-metamórfico de Tandilla y Martín García, de Geología Argentina. Instituto Geológico y Recursos Minerales-CIG-UnLP. Anais, 29(4), pp. 97-106
- Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J. (1992). *An introduction to rock-forming minerals*. 2<sup>o</sup> ed. Pearson Educ. Ltd. Harlow 696 p.
- DePaolo, D.J. e Wasserburg, G.J. (1976). Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 3: 249-252.
- DePaolo, D.J. (1988). *Neodymium Isotope Geochemistry, an Introduction*. Springer-Verlag, p. 187.
- Dick, H.J.B. e Bullen, T. (1984). Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86: 54-76
- Droop, G.T.R. (1987). A general equation for estimating Fe<sup>+3</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51: 431-435.
- Dungan, M.A. (1979a). Bastite pseudomorphs after orthopyroxene, clinopyroxene and tremolite. *Canadian Mineralogist*, 17: 729–740.
- Dungan, M.A. (1979b). A microprobe study of antigorite and some serpentine pseudomorphs. *Canadian Mineralogist*, 17: 771-784.
- Dutrow, B.L. e Henry, D.J. (2011). Tourmaline: A Geologic DVD. *Elements*, 7: 301–306.
- Elizalde, G.; Eugui, W.; Verdesio, J.J.; Stapff, M.; Telechea, J. (1970). Carta Geológica del Uruguay a escala 1/1:000.000, segmento Aceguá – sector XXX: Montevideo, Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, 126 p.
- Evans, B.W. (1977). Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. *Annual Review Earth and Planetary Science Letters*, 5: 397-447
- Evans, B.W. e Frost, B.R. (1975). Chrome-spinel in progressive metamorphism - a preliminary analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39: 959-972.
- Fantin, M. (2003). Geología de la Sierra de Aguirre, Departamento de Rocha, Uruguay. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, 92 pp. Buenos Aires.
- Fabriès, J.; Bodinier, J.L.; Dupuy, C.; Lorand, J.P.; Benkerrou, C. (1989). Evidence for modal metasomatism in the orogenic spinel lherzolite body from Caussou (North-eastern Pyrénées, France). *Journal of Petrology*, 30: 199-229.



- Faure G. (1986). *Principles of isotope geology*. Ed. Wiley. 1<sup>o</sup> edição, p. 608.
- Fernandes, L.A.D., e Koester, E. (1998). The Dorsal de Canguçu strike-slip shear zone: Its nature and role in the tectonic evolution of the continental crust in southern Brazil during the Neoproterozoic: Gondwana 10: Event stratigraphy of Gondwana, Special Abstract Issue, *Journal of African Earth Sciences*, 27(1a), p. 72.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., and Porcher, C.C. (1990). Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas, região de Quitéria-Capivarita: *Acta Geologica Leopoldensia*, 30: 117–138.
- Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A.; Porcher, C. (1992). Deformation Patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5: 77-96.
- Foster, D.A.; Goscombe, B.D.; Gray, D.R. (2009). Rapid exhumation of deep crust in an obliquely convergent orogen: The Kaoko Belt of the Damara Orogen. *Tectonics*, 28: TC4002, 1-24.
- Fragoso Cesar, A.R.S. (1980). O Cráton do rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. Em: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, 5: 2879-2892.
- Fragoso Cesar, A.R.S. (1991). Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: as Orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. PhD. Thesis IG-Universidade São Paolo, 467 p.
- Fragoso Cesar, A.R.S.; Figueiredo, M.C.H.; Soliani, E. Jr. (1986). O Batólito Pelotas (Proterozoico superior-Eopaleozoico) no Escudo Rio Grande do Sul: XXXIV. Congresso Brasileiro de Geologia: Goiás, 1: 1322–1343.
- Frantz, J.C.; McNaughton, N.J.; Marques, J.C.; Hartmann, L.A.; Botelho, N.F.; Caravaca, G. (2003). Shrimp U–Pb zircon ages of granitoids from southernmost Brazil: constraints on the temporal evolution on the Dorsal do Canguçu transcurrent shear zone and the eastern Dom Feliciano Belt. IV South American Symposium on Isotope Geology 174–177.
- Frantz, J.C. e Remus, M.V.D. (1986). Geologia da Região de Canguçu-Torrinhas, RS- Caracterização Petrográfica, Estrutural e Estratigráfica. In: S.B.G., Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, Anais, 2: 931-948.
- Frantz, J.C. e Nardi, L. V.S. (1992). O Magmatismo Granítico da Região Oriental do Escudo Sul-rio-grandense. Uma Revisão. *Pesquisas*, 19(2): 183-189.
- Frimmel, H.E. (2010). Configuration of Pan-African Orogenic Belts in Southwestern Africa. Em: C. Gaucher; A. Sial; H.E. Frimmel; G.P. Halverson (eds): Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on south western Gondwana. *Developments in Precambrian Geology*, Volume 16, Elsevier, 145-151.
- Frimmel, H.E.; Basei, M.A.S.; Gaucher, C. (2011). Neoproterozoic geodynamic evolution of SW-Gondwana: a southern African perspective. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 323–354.

Frost, B.R.; Barnes, C.G.; Collins, W.J.; Arculus, R.J.; Ellis, D.J.; Frost, C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 41(11): 2033-2048.

Frost, B.R. (1975). Contact metamorphism of serpentinite, chloritic blackwall and rodingite at Paddy-Go-Easy Pass, Central Cascades, Washington. *Journal of Petrology*, 16: 272-313.

Gaucher, C.; Frimmel, H.E.; Germs, G.J.B. (2010). Tectonic Events and Palaeogeographic Evolution of Southwestern Gondwana in the Neoproterozoic and Cambrian. Em: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds): Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana. *Developments in Precambrian Geology*, 16, pp. 295-316.

Gaucher, C. (2000). Sedimentology, Paleontology and Stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay). *Beringeria*, 120 pp.

Gaucher, C.; Boggiani, P.C.; Sprechmann, P.; Sial, A.N.; Fiarchild, T. (2003). Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbã Groups (Uruguay and Brazil) -palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications- *Precambrian Research*, 120: 241-278.

Gaucher, C.; Poiré, D.G.; Gómez Peral, L.; Chigilino, L. (2005). Litoestratigrafía, bioestratigrafía y correlaciones de las sucesiones sedimentarias del Neoproterozoico-Cámbrico del Cratón del Río de La Plata (Uruguay y Argentina). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 12: 145-160.

Gaucher, C.; Sprechmann, P.; Montaña, J.; Martínez, S. (1998). Litoestratigrafía, sedimentología y paleogeografía del Grupo Arroyo del Soldado (Vendiano-Cámbrico, Uruguay). Em: II Congreso Uruguayo de Geología, pp. 24-31. Montevideo, Actas.

Gaucher, C.; Sprechmann, P.; Schipilov, A. (1996). Upper and Middle Proterozoic fossiliferous sedimentary sequences of the Nico Pérez Terrane of Uruguay: Lithostratigraphic units, paleontology, depositional environments and correlations. *Neue Jahrbuch Geologie und Paläontologie*, 199: 339-367.

Girardi, V.; Mazzucchelli, M.; Molessini, M.; Civetta, L.; Petrini, R.; Bossi, J.; Campal, N.; Texeira, W.; Correia, C. (1996). Petrology and geochemistry of the mafic dike swarm of the Treinta y Tres region, northeast Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, 9: 243 - 249.

Gómez Rifas, C. (1995). A Zona de Cisalhamento sinistral de Sierra Ballena no Uruguai. Tese de doutorado, IG-USP, São Paulo, pp. 1-243, 5 mapas.

Goscombe, B.D.; Gray, D.R. (2008). Structure and strain variation at midcrustal levels in a transpressional orogen: a review of Kaoko Belt structure and the character of West Gondwana amalgamation and dispersal. *Gondwana Research* 13:45-85.

Goscombe, B.; Gray, D. R.; Armstrong, R.; Foster, D.A.; Vogl, J. (2005a). Event geochronology of the Pan-African Kaoko Belt, Namibia. *Precambrian Research*, 140(3-4): 103.e1-103.e41.

- Goscombe, B.D.; Gray, D.R.; Hand, M.; Armstrong, R.; Mawby, J. (2005b). Extrusional tectonics in the core of a transpressional orogen: Kaoko belt, Namibia. *Journal of Petrology*, 46: 1203-1241
- Goscombe, B. e Gray, D. (2007). The Coastal terrane of the Kaoko belt, Namibia: outboard arc-terrane and tectonic significance. *Precambrian Research* 155: 139-158.
- Goscombe, B.D.; Hand, M.; Gray, D.; Mawby, J. (2003). The metamorphic architecture of a transpressional orogen: the Kaoko Belt, Namibia. *Journal of Petrology*, 44: 679–711.
- Gross, A.O.M.S.; Droop, G.T.R.; Porcher, C.C.; Fernandes, L.A.D. (2009). Petrology and thermobarometry of mafic granulites and migmatites from the Chafalote metamorphic suite: new insights into the Neoproterozoic P–T evolution of the Uruguayan–sul-rio-grandense shield. *Precambrian Research*, 170:157–174.
- Gross, A.O.M.S.; Porcher, C.C.; Fernandes, L.A.D.; Koester, E. (2006). Neoproterozoic low pressure/high-temperature collisional metamorphic evolution in the Varzea do Capivarita Metamorphic Suite, SE Brazil: Thermobarometric and Sm/Nd evidence. *Precambrian Research*, 147: 41–64.
- Gueddari et al (1996)
- Hallinan, S.E.; Mantovani, M.S.M.; Shukowski, W.; Braggion Jr, I. (1993). Estrutura do Escudo Sul-Brasileiro: Uma revisão através de dados gravimétricos e magnetométricos. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3): 201-214.
- Halls, H.C.; Campal, N.; Davis, D.W.; Bossi, J. (2001). Magnetic studies and U-Pb geochronology of the Uruguayan dyke swarm, Rio de la Plata craton, Uruguay: paleomagnetic and economic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 349-361.
- Hartmann, L.A.; Leite, J. A.D.; Da Silva, L.C. ; Remus, M.V.D.; McNaughton, N.J.; Groves, D.I.; Fletcher, I.R.; Santos, J.O.S.; Vasconcellos, M.A.Z. (2000) Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil', *Australian Journal of Earth Sciences*, 47(5): 829-844.
- Hartmann, L.A.; Santos, J.O.S.; Bossi, J.; Campal., N.; Schipilov, A.; McNaughton, N.J. (2002). Zircon and titanite U-Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de La Plata Craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 229–236.
- Hartmann, L.A.; Campal, N.; Santos, J.O.S.; McNaughton, N.J.; Bossi, J.; Schipilov, A.; Lafon, J.M. (2001). Archean crust in the Rio de la Plata Craton, Uruguay – SHRIMP U-Pb zircon reconnaissance geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 557-570.
- Hastie, A.R.; KERR, A.C.; PEARCE, J.A.; MITCHELL, S.F. (2007). Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram. *Journal of Petrology*, 48(12): 2341-2357.

Hasui, J.; Carneiro, C.; Coimbra, A. (1975). The Ribeira Folded belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5: 257–266.

Hawthorne, F.C. e Henry, D.J. (1999). Classification of the minerals of the tourmaline group. *European Journal of Mineralogy*, 11, 201–215.

Heilbron, M.; Pedrosa Soares, A.C.; Campos Neto, M.C.; Silva, L.C.; Trouw, R.A.J.; Janasi, V.A. (2004). Província Mantiqueira. In: Mantesso e Neto, V., Bartorelli, A., Dal Ré Carneiro, C., Brito-Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, pp. 203e235. Beca, São Paulo, Brasil, cap. XIII.

Henry, D.J. e Guidotti, C.V. (1985). Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, 70: 1-15.

Henry, D.J.; Novák, M.; Hawthorne, F.; Ertl, A.; Dutrow, B.L.; Uher, P.; Pezzotta, F. (2011). Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals. *American Mineralogist*, 96: 895–913.

Hey, M.H. (1954). A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, 30: 277-292.

Hoskin, P.W.O. e Schaltegger, U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. Em: John M. Hanchar, J.M. e Hoskin, P.O.W. (ed). *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53: 27-62.

International Subcommittee on Stratigraphic Classification (ISSC), 1994. International Stratigraphic Guide -A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure (Amos Salvador, ed.). 2nd edition: The International Union of Geological Sciences and The Geological Society of America, Inc., 214 p

Irvine, T.N. e Baragar, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.

Jan, M.Q. e Windley, B.F. (1990). Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex, Northwest Pakistan. *Journal of Petrology*, 31, 667–715.

Janoušek, V.; Farrow, C.M.; Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47, 1255-1259.

Jost, H. e Hartmann, L.A. (1984). Província Mantiqueira – Setor Meridional. Em: Almeida, F.F.M. e Hasui, Y. (Eds.), *O Pré-Cambriano do Brasil*. Editorial Edgard Blücher, São Paulo. p. 345-368.

Kennedy, W.Q. (1964). The structural differentiation of Africa in the Pan-African ( $\pm 500$  Ma) tectonic episode. Ann. Rept. Inst. African Geology, Leeds Univ., Leeds, 8: 48-49.

Koester, E.; Roisenberg, A.; Fernandes, L.A.D.; Soliani Jr., E.; Nardi, L.D.S.; Kraemer, G. (2001) Geologia e geoquímica de granitoides sintectônicos da zona de cisalhamento



transcorrente Dorsal do Canguçu. Encruzilhada do Sul. RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(2): 141-154.

Konopásek, J.; Kosler, J.; Tajcmanová, L.; Ulrich, S.; Kitt, S.L. (2008). Neoproterozoic igneous complex emplaced along major tectonic boundary in the Kaoko Belt (NW Namibia): ion probe and LA-ICP-MS dating of magmatic and metamorphic zircons. *Journal of the Geological Society, London*, 165(1): 153-165.

Konopásek, J.; Kröner, S.; Kitt, S. L.; Passchier, C. W.; Kröner, A. (2005). Oblique collision and evolution of large-scale transcurrent shear zones in the Kaoko belt, NW Namibia. *Precambrian Research*, 136: 139 – 157.

Le Bas, M.J.; Le Maitre, R.W.; Streckeisen, A.; Zanettin B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.

Leake, B.F. (1964) The chemical distinction between ortho- and paraamphibolites. *Journal of Petrology*, 5: 238-253.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist*, 82, 1019–1037.

Lenz, C. (2010). Evolução do magmatismo neoproterozóico registrado nos ortognaisses Cerro Bori, Cinturão Dom Feliciano no Uruguai. Tese de Doutorado, Porto Alegre, UFRGS, p. 1–195.

Liew, T.C. e Hoffmann, A.W. (1988). Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88:129–138.

Lossada, A.; Tohver, E.; Sanchez Bettucci, L.; Rapalini, A.E. (2011). Fábrica magnética, paleomagnetismo y geocronología de la Formación Playa Hermosa, Uruguay. *Latinmag Letters*, Volume 1, Special Issue (2011), B08, 1-4.

Loureiro, J. (2007). Estudio Petrológico y Geocronológico K-Ar de la Formación Sierra de Ríos, Noreste de Uruguay. Trabajo final de Licenciatura, Facultad de Ciencias, UdelaR., Uruguay, p. 144.

Loureiro, J.; Wemmer, K.; Sánchez Bettucci, L. (2006). New K-Ar ages in Sierra de los Ríos Formation, Northeastern Uruguay. IV South-American Symposium on Isotope Geology, Punta del Este, Uruguay.

Ludwig, K. (2003). Isoplot: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel, versión 3.00. Berkeley, USA. Berkeley Geochron Center.

- Lugović, B. (1986). Gabro-peridotitska asocijacija stijena sjeverozapadnog oboda ofiolitnog masiva Maljena. PhD thesis, Univ. Zagreb (Croatia) 207 p.
- Lugović, B.; Altherr, R.; Raczek, I.; Hofmann, A.W.; Majer, V. (1991). Geochemistry of peridotites and mafic igneous rocks from the Central Dinaridic Belt, Yugoslavia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106: 201-216
- Majer, V. (1993). Ofiolitni kompleks Banije s Pokupljem u Hrvatskoj i Pasireva u Bosni. *Acta Geologica*. (Zagreb) 23: 39-84.
- Maldonado, S.; Piñeyro, D.; Bossi, J. (2003). Terreno Piedra Alta – Aporte a la estratigrafía del Basamento Cristalino del Uruguay. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*, Publicación Especial (CD), 1: 18-37.
- Mallmann, G.; Chemale Jr., F.; Ávila, J.N.; Kawashita, K.; Armstrong, R.A. (2007). Isotope geochemistry and geochronology of the Nico Pérez Terrane, Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Gondwana Research* 12: 489–508.
- Maltman, A.J. (1978). Serpentinite textures in Anglesey, North Wales, United Kingdom. *Geological Society of America Bulletin*, 89: 972-980.
- Mantovani, M.S.M.; Shukowsky, W.; Hallinan, S.E. (1995). Análise da espessura elástica efetiva no segmento litosférico Rio de La Plata-Dom Feliciano. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, 67: 199–220.
- Masquelin, H.; Fernandes, L.A.D.; Lenz, C.; Porcher, C.C.; McNaughton, N.J. (2012). The Cerro Olivo Complex: a pre-collisional Neoproterozoic magmatic arc in Eastern Uruguay. *International Geology Review*, 54(10): 1161-1183.
- Masquelin, H. (2002). Evolução estrutural e metamórfica do Complexo Gnáissico Cerro Olivo, Sudeste do Uruguai. Tese de Doutorado, 2 tomos, 344 pp. UFRGS, Porto Alegre.
- Masquelin, H. (2004). Estratigrafía de rocas ‘no estratificadas’ en Uruguay: Hacia un modelo dinámico para su explicación geológica. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*, CD Número Especial.
- Masquelin, H. (2006). El Escudo Uruguayo. Em: Veroslavsky, G.; Ubilla, M. e Martínez, S. (eds), *Cuencas sedimentarias del Uruguay: Geología, Paleontología y Recursos Naturales. Paleozoico*. pp. 37-106. DIRAC. Montevideu
- Masquelin, H. (1990). Análisis Estructural De Las Zonas De Cizalla En Las Migmatitas De Punta Del Este - Uruguay. *Rev. Estudios Tecnológicos, Acta Geológica Leopoldensia*, 13(30): 139-58.
- Masquelin, H. e Tabó, F. (1988). *Memoria Explicativa de la Carta Geológica del Uruguay, Hoja Chafalote, Escala 1:100.000*. DI.NA.MI.GE-Facultad de Agronomía-Facultad de Humanidades y Ciencias. Montevideu.
- Masquelin, H. e Gómez-Rifas, C. (1998). Tectonic evolution of Neoproterozoic to early Palaeozoic units from Uruguay. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*, 1997: 681–699.

- Masquelin, H. e Morales, E. (2003). El Terreno Punta del Este: Estructura, trayectoria P-T-t, geocronología y su relación con terrenos adyacentes in Fernandes, L.A.D., and Vujovich G.I., eds., Simpósio Internacional 'Acresção Do Microcontinente Cuyania A Proto-Margem Do Gondwana', Porto Alegre (RS), p. 10.
- Masquelin, H. e Pías, J. (1989), Carta Geológica de la Hoja San Carlos-Punta del Este, escala 1:100.000. Dirección Nacional de Minería y Geología. Informe Técnico: Montevideo, 23 p.
- Masquelin, H. e Sánchez Bettucci, L. (1993). Propuesta de evolución tectono-sedimentaria para la fosa tardi-brasiliana en la región de Piriápolis, Uruguay. *Revista Brasileira de Geociências*, 23: 313–322.
- Masquelin, H.; Silva, A.O.M.; Porcher, C.C.; Fernandes, L.A.D.; Morales, E. (2001). Geología y geotermobarometría de la Suite Metamórfica Chafalote, basamento prebrasiliano, Sudeste de Uruguay. Em: XI Congreso Latinoamericano de Geología. CD Actas, nº 191.
- Mazzucchelli, M.; Rivalenti, G.; Piccirillo, E.M.; Girardi, V.A.V.; Civetta, L.; Petrini, R. (1995). Petrology of the Proterozoic mafic dyke swarms of Uruguay and constraints on their mantle source composition. *Precambrian Research*, 74:177–194.
- McDonough, W.F. e Frey, F.A. (1989). Rare-earth elements in upper mantle rocks. In: Lipin, B., McKay, G.R. (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare-Earth Elements*, pp. 99–145.
- McDonough, W.F. e Sun, S.S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223-253
- McInnes, B.I.A.; Gregoire, M.; Binns, R.A.; Herzig, P.M.; Hannington, M.D. (2001). Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea: petrology and geochemistry of fluid-metasomatised mantle wedge xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters*, 188: 169-183
- Meisel, T.; Bino, G.G.; Nägler, T.F. (1996). Re-Os, Sm-Nd, and rare earth element evidence for Proterozoic oceanic and possible subcontinental lithosphere in tectonized ultramafic lenses from the Swiss Alps. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(14): 2583-2593.
- Meisel, T.; Melcher, F.; Tomascak, P.; Dingeldey, Ch.; Koller, F. (1997). Re-Os isotopes in orogenic peridotite massifs in the Eastern Alps, Austria. *Chemical Geology*, 143: 217-229.
- Mellini, M.; Rumori, C.; Viti, C. (2005) Hydrothermally reset magmatic spinels in retrograde serpentinites: formation of “ferritchromit” rims and chlorite aureoles. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149: 266–275.
- Middlemost, E. A. K. (1994). Naming materials in the magma/igneous system. *Earth-Science Reviews*, 37: 215–224.
- Midot, D. (1984). Etude Géologique et Diagnostic Metallogénique pour l'Exploration du Sector de Minas (Uruguay). PhD. Thesis: París, Université de Paris IV, 175 p.

- Miller, J.S.; Matzel, J.E.P.; Miller, C.F.; Burgess, S.D.; Miller, R.B. (2007). Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167: 282–299.
- Miyashiro A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274: 321–355.
- Molina Garza, R.; Sánchez Bettucci, L.; Rapalini, A. (2008). Ar-Ar Geochronology of Sierra de Ríos Extensional Magmatism (NE Uruguay): VI South American Symposium on Isotope Geology: Argentina, San Carlos de Bariloche.
- Morimoto, N., Fabries, J.; Ferguson, A.K.; Ginzburg, I.V.; Ross, M.; Seifert, F.A.; Zussman, J.; Aoki, K.; Gottardi, G. (1988). Nomenclature of pyroxenes. Subcommittee on Pyroxenes. Commission on New Minerals and Mineral Names. International Mineralogical Association. *American Mineralogist*, 73: 1123-1133.
- Morimoto, N.; Fabries, J.; Ferguson, A.K.; Ginzburg, I.V.; Ross, M.; Seifert, F.A.; Zussman, J. (1989). Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist*, 27: 143–156.
- Mullen, E. D. (1983). MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 62: 53–62.
- Mutti, D.; Bossi, J.; Di Marco, A.; Piñeyro, D. (1996). The archaic vulcano sedimentary San José Belt (Uruguay). Em: Symposium Archaean Terranes of the South American Platform, p. 26.
- Niu, Y. (2004). Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: Implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges. *Journal of Petrology*, 45: 2423-2458.
- O’Hanley, D.S. (1996). *Serpentinites: Records of tectonic and petrological history*. New York, U.S.A., Oxford University Press, 277 p.
- Oyhantçabal, P. (2005). The Sierra Ballena Shear zone: kinematics, timing and its significance for the geotectonic evolution of southeast Uruguay. PhD thesis Georg-August-Universität Göttingen. Göttingen.
- Oyhantçabal, P. e Vaz, N. (1990). Una asociación de cuarcitas y rocas máficas y ultramáficas en los alrededores de Isla Patrulla, Treinta y Tres, Uruguay. Em: I Congreso Uruguayo de Geología. Actas, 1: 137-144.
- Oyhantçabal, P.; Siegesmund, S.; Wemmer, K.; Presnyakov, S.; Layer, P. (2009). Geochronological constraints on the evolution of southern Dom Feliciano belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society*, London 166: 1075-1084.
- Oyhantçabal, P.; Derregibus, M.T.; Muzio, R.; De Souza, S.; Peel, E. (1993). Complejo granítico Solís de Mataojo: Evidencias de magmatismo sincolisional relacionado a subducción. *Revista Brasileira de Geociencias*, 23: 242-247.
- Oyhantçabal, P.; Sánchez, L.; Peçoits, E.; Aubet, N.; Peel, E., Preciozzi, F., Basei, M.A.S. (2005). “Nueva propuesta Estratigráfica para las Supracorticales del Cinturón



Dom Feliciano (Proterozoico, Uruguay)”. Em: XII Congreso Latinoamericano de Geología. CD Actas nº159.

Oyhantçabal, P.; Siegesmund, S.; Wemmer, K. (2011). The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 201–220.

Oyhantçabal, P.; Siegesmund, S.; Wemmer, K.; Frei, R.; Layer, P. (2007). Post-Collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano – Pan-African, Uruguay). *Lithos*, 98:141-159.

Oyhantçabal, P.; Siegesmund, S.; Wemmer, K.; Passchier, C.W. (2010a). The transpressional connection between Dom Feliciano and Kaoko Belts at 580–550 Ma. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2-3): 379-390.

Oyhantçabal, P.; Siegesmund, S.; Wemmer, K.; Layer, P. (2010b). The Sierra Ballena Shear Zone in the southernmost Dom Feliciano Belt (Uruguay): evolution, kinematics, and deformation conditions. *International Journal of Earth Sciences*, 99:1227–1246.

Oyhantçabal, P.; Siegesmund, S.; Wemmer, K. (2010c). The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2-3): 201-220.

Oyhantçabal, P.; Spoturno, J.; Aubet, N.; Cazaux, S.; Huelmo, S. (2003). Proterozoico del Sureste del Uruguay: Nueva propuesta estratigráfica para la Formación Montevideo y el magmatismo asociado. *Revista de la Sociedad Uruguay de Geología*, Publicación Especial (CD), 1: 38-48.

Oyhantçabal, P.; Wagner-Eimer, M.; Wemmer, K.; Schulz, B.; Frei, R.; Siegesmund, S. (2012). Paleo- and Neoproterozoic magmatic and tectonometamorphic evolution of the Isla Cristalina de Rivera (Nico Pérez Terrane, Uruguay). *International Journal of Earth Sciences*, 101(7):1745-1762.

Palme, H. e O’Neill, H.St.C. (2003). Cosmochemical Estimates of Mantle Composition. Vol.2. (eds. Holland H.D., Turekian, K.K.) *Treatise on Geochemistry*. Elsevier-Pergamon, Oxford, 1-35.

Passarelli, C.R.; Basei, M.A.S.; Siga, O.; McReath, I.; Campos Neto, M.C. (2010). Deformation and geochronology of syntectonic granitoids emplaced in the Major Gercino Shear Zone, southeastern South America. *Gondwana Research*, 17: 688–703.

Pazos, P. e Sánchez Bettucci, L. (1999). Rasgos Mareales en la sucesión neoproterozoica de la Pedrera, Grupo Rocha, Uruguay: XIV Congreso Geológico Argentino, v. 1, p. 71.

Pazos, P.J.; Sánchez Bettucci, L.; Tófalo, R.O. (2003). The record of the Varanger glaciation at the Río de la Plata craton, Vendian-Cambrian of Uruguay. *Gondwana Research*, 6: 65–78.

Pearce, J.A.; Harris, N.W.; Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956–983.

- Pearce, J.A.; Barker, P.F.; Edwards, S.J.; Parkinson, I.J.; Leat, P.T. (2000). Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139: 36-53.
- Peccerillo, R. e Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- Pecoits, E.; Aubet, N.; Oyhantçabal, P.; Sánchez Bettucci, L. (2004). Estratigrafía de Sucesiones Sedimentarias y volcanosedimentarias Neoproterozoicas del Uruguay. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*, 11:18-27.
- Pecoits, E.; Gingras, M.; Aubet, N.; Konhauser, K. (2008). Ediacaran in Uruguay: palaeoclimatic and palaeobiological implications. *Sedimentology*, 55: 689-719.
- Pecoits, E.; Konhauser, K.O.; Aubet, N.R.; Heaman, L.M.; Veroslavsky, G.; Stern, R.A.; Gingras, M.K. (2012). Bilaterian Burrows and Grazing Behavior at >585 Million Years Ago. *Science*, 336: 1693-1696.
- Peel, E. e Preciozzi, F. (2006). Geochronologic Synthesis of the Piedra Alta Terrane, Uruguay. Em: V South American Symposium on Isotope Geology, 234-237.
- Peltonen, P.; Kontinen, A.; Huhma, H. (1998). Petrogenesis of the Mantle Sequence of the Jormua Ophiolite ( Finland): Melt Migration in the Upper Mantle during Palaeoproterozoic Continental Break-up. *Journal of Petrology*, 39(2): 297-329.
- Philipp R.P. e Machado, R. (2005). The Late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 461-478.
- Philipp, R.P. (1998). As suítes graníticas e a evolução tectônica do Batólito Pelotas, RS. Tese de Doutorado, pp. 1-371, IG-USP, São Paulo.
- Phillips, A.H. e Hess, H.H. (1936). Metamorphic differentiation at contacts between serpentinite and siliceous country rocks. *American Mineralogist*, 21: 333-362
- Porada, H. (1979). The Damara-Ribeira Orogen of Pan-African-Brasilano Cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics* 57: 237-268.
- Porada, H. (1989). Pan-African rifting and orogenesis in southern to Equatorial Africa and eastern Brazil. *Precambrian Research*, 44: 103-136.
- Preciozzi, F. (1993). Petrography and geochemistry of five granitic plutons from south-central Uruguay. Contribution to knowledge of the Piedra Alta Terrane. Tese de Doutorado, 143 pp. Universidad de Quebec, Quebec.
- Preciozzi, F. e Bourne, N. (1992): Petrography and geochemistry of the Arroyo de la Virgen and Isla Mala Plutons, Southern Uruguay: Early Proterozoic tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 6(2): 169-181.

- Preciozzi, F.; Masquelin, H.; Sánchez Bettucci, L. (1993). Geología de la Porción sur del Cinturón Cuchilla de Dionisio, in Preciozzi, F., Masquelin, H., and Sánchez Bettucci, L., eds., *Guía de Excursión del Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata*, Dirección Nacional de Minería y Geología: Montevideo, p. 1–39.
- Preciozzi, F.; Masquelin, H.; Basei, M.A.S. (1999). The Namaqua/Grenville Terrane of eastern Uruguay. Em: II South American Symposium on Isotope Geology, pp. 338-340.
- Preciozzi, F.; Spoturno, J.; Heinzen, W. (1979). *Carta geo-estructural del Uruguay, escala 1:1.000.000*. Instituto Geológico Ing. Terra Arocena, 62 pp. Montevidéo.
- Preciozzi, F.; Bossi, J.; Morales, H. (1991). The Uruguayan crystalline basement. Em: C.M. Podozis (ed.), *Global Geosciences Transect, Valparaiso, Chile – Punta del Este, Uruguay*. 35 pp. UNESCO, París.
- Preciozzi, F.; Peel, E.; Muzio, R.; Ledesma, J. J.; Guerequiz, R. (2001). Western cratonic domains in Uruguay: Geochronology. Em: III South American Symposium on Isotope Geology, pp. 222–225.
- Preciozzi, F.; Peel, E.; Sánchez, L.; Basei, M.A.S.; Aubet, N.; Pecoits, E. (2005). “El Terreno Piedra Alta: una Unidad Paleoproterozoica Juvenil en el Craton del Río de la Plata (Uruguay)”. Em: XII Congreso Latinoamericano de Geología. CD Actas nº168.
- Preciozzi, F.; Spoturno, J.J.; Heinzen, W.; Rossi, P. (1985). *Memoria Explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a la escala 1:500.000*. DINAMIGE, Montevidéo.
- Proenza, J.A.; Ortega-Gutierrez, F.; Camprubi, A.; Tritlla, J.; Elias-Herrera, M.; Reyes-Salas, M. (2004). Paleozoic serpentinites enclosed chromitites from Tehuitzingo (Acatlán Complex, southern Mexico): a petrological and mineralogical study. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 649–666.
- Rampone, E.; Hofmann, A.W.; Piccardo, G.B.; Vannucci, R.; Bottazzi, P.; Ottolini, L. (1996). Trace element and isotope geochemistry of depleted peridotites from an N-MORB type ophiolite (Internal Liguride N Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123: 61-76.
- Raymond, L.A. (2002). *Petrology: the study of igneous, sedimentary, and metamorphic rocks*. Waveland Press Inc. 2ªed. Illinois – USA, 720p.
- Rollinson, H.R. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Pearson-Prentice Hall. Edimburgh, United Kingdom, p. 352.
- Rossini, C. e Legrand, J.M. (2003). Eventos tecto–metamórficos del Grupo Carapé: Un modelo para su evolución Neoproterozoica. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología, Publicación Especial*, 1: 49-67.
- Saalman, K.; Gerdes, A.; Lahaye, Y.; Hartmann, L.A.; Remus, M.V.D.; Läufer, A. (2011). Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 355–378.

- Szabó, G.A.J. (1996). Petrologia da Suite Metaultramáfica da Sequência vulcano-sedimentar Morro do Ferro na região de sul a oeste de Alpinópolis, MG (domínio norte do Complexo Campos Gerais). Tese Doutorado – USP, São Paulo, 354 p. +mapas.
- Sánchez Bettucci L.; Oyhantçabal, P.; Preciozzi, F.; Loureiro, J.; Ramos, V.A.; Basei, M.A.S. (2004). Mineralizations of The Lavallega Group (Uruguay), A Neoproterozoic Volcano – Sedimentary Sequence. *Gondwana Research*, 7: 745–751.
- Sánchez Bettucci, L. (1998). Evolución tectónica del Cinturón Dom Feliciano en la región Minas–Piriápolis, República Oriental del Uruguay. Tesis Doctoral, 234 pp. FCEN–Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires.
- Sánchez Bettucci, L. e Mezzano, A (1993). Análisis sedimentológico y faciológico de la Formación Rocha (ex- grupo Rocha). *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3): 323-329.
- Sánchez Bettucci, L. e Ramos, V. (1999). Aspectos Geológicos de las rocas metavolcánicas y metasedimentarias del Grupo Lavallega, Sudeste de Uruguay. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(4): 557-570.
- Sánchez Bettucci, L. e Pazos, P. (1996). Análisis Paleoambiental y Marco tectónico en la Cuenca Playa Verde, Piriápolis, Uruguay: XII Congreso Geológico Argentino and III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, 1: 405–412.
- Sánchez Bettucci, L.; Oyhantçabal, P.; Page, S.; Ramos V.A. (2003a). Petrography and Geochemistry of the Carapé Complex, Southeastern Uruguay. *Gondwana Research*, 6(1): 89–105.
- Sánchez Bettucci, L.; Oyhantçabal, P.; Page, S.; Ramos V.A. (2003b). Petrography and Geochemistry of the Carapé Complex, Southeastern Uruguay. *Gondwana Research*, 6: 89–105.
- Sánchez Bettucci, L.; Cosarinsky, M.; Ramos, V. (2001a). Tectonic setting of the Late Proterozoic Lavallega Group (Dom Feliciano Belt), Uruguay. *Gondwana Research*, 4(3): 395-407.
- Sánchez Bettucci, L.; Preciozzi, F.; Basei, M.A.S.; Oyhantçabal, P.; Peel, E. and Loureiro, J. (2001b). Campanero Unit: A Probable Paleoproterozoic Basement and Its Correlation To Other Units Of Southeastern Uruguay. Em: IV South American Symposium on Isotope Geology-CD-Rom.
- Sánchez Bettucci, L.; Peel, E.; Masquelin, H. (2010b). “Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay”. *International Geology Review*, 52: 1, 51-78.
- Sánchez Bettucci, L.; Peel, E.; Oyhantçabal, P. (2010a) “Precambrian geotectonic units of the Río de La Plata cráton”. *International Geology Review*, 52: 1, 32-50.
- Sanford, R.F. (1982). Growth of ultramafic reaction zones in greenschist to amphibolite facies metamorphism. *American Journal of Science*, 282: 543–616.
- Santos, J.O.S.; Hartmann, L.A.; Bossi, J.; Campal, N.; Schipilov, A.; Piñeyro, D.; McNaughton, N.J. (2003). Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation



within South America based on U-Pb SHRIMP geochronology of the La Plata Craton, Uruguay. *International Geology Review*, 45: 27–48.

Sato, K.; Tassinari, C.C.G.; Kawashita, K.; Petronilho, L. (1995). O Método Geocronológico Sm-Nd no IGc/USP e suas Aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67(3): 313-336.

Sato, K. e Siga Jr., O. (2000). Evidence of the superproduction of the continental crust during Paleoproterozoic in south american platform. Implications Regarding the interpretative value of the Sm-Nd model ages. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 126-129.

Schandl, E.S. e Naldrett, A.J. (1992). CO<sub>2</sub> metasomatism of serpentinites, south of Timmons, Ontario. *The Canadian Mineralogist*, 30: 93-108.

Segvic, B. (2010). Petrologic and geochemical characteristics of the Krivaja-Konjuh ophiolite complex (NE Bosnia and Herzegovina) - petrogenesis and regional geodynamic implications. Tese doutorado, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, Alemanha, p. 303.

Selway e Xiong ([http://www.open.ac.uk/earth-research/tindle/AGT/AGT\\_Home\\_2010/Microprobe-2\\_files/Tourmaline.xls](http://www.open.ac.uk/earth-research/tindle/AGT/AGT_Home_2010/Microprobe-2_files/Tourmaline.xls))

Shand, S. J. (1943). Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. New York: John Wiley & Sons.

Shervais, J.W.; Kolesar, P.; Andreasen, K. (2005). A Field and Chemical Study of Serpentinization -Stonyford, California: Chemical Flux and Mass Balance. *International Geology Review*, 47: 1-23.

Shervais, J. W. (1982). Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59: 101–118.

Shikazono, N. (2003). Geochemical and Tectonic Evolution of firc-Backarc Hydrothermal Systems. Implication for the Origin of Kuroko and epithermal Vein-Type mineralizations and the Global Geochemical Cycle. *Developments in Geochemistry*, vol. 8. Elsevier Science.

Slovenec, Da (2003). Petrologija i geokemija ofiolitnih stijena Medvednice. PhD thesis, Universidad Zagreb (Croatia) p. 180.

Smith, A.D. e Yang, H.Y. (2006). The neodymium isotopic and geochemical composition of serpentinites from ophiolitic assemblages in the Qilian fold belt, northwest China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 28: 119–132.

Soliani, E. Jr (1986). Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica. PhD thesis, University of São Paulo.

Spadea, P.; Zanetti, A.; Vannucci, R. (2003). Mineral chemistry of ultramafic massifs in the Southern Uralides orogenic belt (Russia) and the petrogenesis of the lower

- Palaeozoic ophiolites of the Uralian ocean. In: Dilek Y, Robinson PT (eds.) Ophiolites in Earth History. *Geological Society of London Special Publication*, 218: 567-596.
- Streckeisen, A.L. (1979). Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: recommendations and suggestions of the IUGS subcomission on the systematic of igneous rocks. *Geology*, 7: 331-335.
- Sun, S.S. e McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders A.D.; Norry, M.J. (Eds.) Magmatism in Ocean Basins. *Geological Society Special Publication*, 42: 313-345.
- Torquato, J.R. e Kawashita, K. (1994). Geocronologia nuclear e O Método Rb/Sr. *Revista Brasileira de Geologia* 7: 91-124.
- Trommsdorff, V. e Evans, B.W. (1974). Alpine metamorphism of peridotitic rocks. *Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 56:79-93.
- Trompette, R. (1997). Neoproterozoic (~ 600 Ma) aggregation of Western Gondwana: A tentative scenario. *Precambrian Research*, 82: 101-112.
- Paschier, C.W. e Trouw, R.A.J. (1996). *Microtectonics*. Springer. 289 pp.
- Trubelja, F.; Marchig, V.; Burgath, K.P.; Vujović, Z. (1995) Origin of Jurassic Tethyan ophiolites in Bosnia: A geochemical approach to tectonic setting. *Geol. Croat.* 48: 49-66
- Umpierre, M., e Halpern, M. (1971). Edades estroncio-rubidio en rocas cristalinas del sur de la República Oriental del Uruguay. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25: 138-151.
- Van Hinsberg, V.J.; Henry, D.J.; Marschall, H.R. (2011). Tourmaline: an ideal indicator of its host environment. *The Canadian Mineralogist*, 49: 1-16.
- Vernon, R.H. (2004). *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press.
- Veroslavsky, G.; de Santa Ana, H.; Daners, G. (2007). Significación de la Formación Tacuarí (Proterozoico superior): correlación geológica y aspectos exploratorios: V Congreso Uruguayo de Geología, (CD, N°35), Montevideo, Uruguay.
- Vieira Jr, N. e Roisenberg, A. (1987). Formação Jaguarão: uma nova unidade vulcânica mesozóica no Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências*, 19(19): 81-94.
- Wang, W.L.; Aitchison, J.C.; Lo, Ch.H.; Zeng, Q.G. (2009). Geochemistry and geochronology of the amphibolite blocks in ophiolitic melanges along Bangong-Nujiang suture, central Tibet. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33: 122-138
- Werner, C.D. (1987). Saxonian granulites-igneous or lithogenous. A contribution to the geochemical diagnosis of the original rocks in high-metamorphic complexes. *ZFS-Mitteilungen* 133: 221- 250.

Wicks, F.J. (1984a). Deformation histories as recorded by serpentinites. I. Deformation prior to serpentinization. *Canadian Mineralogist*, 22: 185-195.

Wicks, F.J. (1984b). Deformation histories as recorded by serpentinites. II. Deformation during and after serpentinization. *Canadian Mineralogist*, 22: 197-203.

Wicks, F.J. (1984c). Deformation histories as recorded by serpentinites. III. Fracture patterns developed prior to serpentinization. *Canadian Mineralogist*, 22: 205-209.

Wicks, F.J.; Whittaker, E.J.W.; Zusmann, J. (1997). An Idealized Model of Serpentine Textures After Olivine. *Canadian Mineralogist*, (15): 446-458.

Wicks, F.J., and Whittaker, E.J.W. (1977). Serpentine textures and serpentinization: The *Canadian Mineralogist*, v. 15, p. 459–488.

Winchester, J.A. e Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.

---

# ANEXOS





---

PONTOS VISITADOS



PONTO	LATITUDE	LONGITUDE	PONTO	LATITUDE	LONGITUDE
EP-100	32° 28' 5.7095" S	53° 48' 44.7526" W	EP-158	32° 32' 46.4134" S	53° 48' 2.2880" W
EP-102	32° 28' 31.9350" S	53° 48' 48.9607" W	EP-159	32° 32' 46.2010" S	53° 48' 7.4646" W
EP-103	32° 28' 57.7608" S	53° 49' 8.6122" W	EP-160	32° 32' 46.8310" S	53° 48' 10.3624" W
EP-104	32° 29' 16.7036" S	53° 48' 41.6601" W	EP-161	32° 32' 49.7290" S	53° 48' 16.9250" W
EP-105	32° 29' 41.2874" S	53° 48' 26.2599" W	EP-162	32° 32' 51.3526" S	53° 48' 17.1589" W
EP-106	32° 30' 49.2180" S	53° 48' 38.8952" W	EP-163	32° 32' 54.6537" S	53° 48' 18.5017" W
EP-107	32° 32' 44.3181" S	53° 47' 0.3022" W	EP-164	32° 33' 4.7155" S	53° 48' 20.5788" W
EP-108	32° 35' 35.2930" S	53° 48' 5.8586" W	EP-165	32° 32' 49.3114" S	53° 48' 21.4176" W
EP-109	32° 35' 40.7722" S	53° 49' 2.9737" W	EP-166	32° 32' 46.8959" S	53° 48' 47.0665" W
EP-110	32° 28' 3.6179" S	53° 48' 41.6603" W	EP-167	32° 32' 46.0715" S	53° 48' 48.4272" W
EP-110c	32° 28' 2.6604" S	53° 48' 42.7511" W	EP-168	32° 36' 1.6921" S	53° 54' 36.8666" W
EP-112	32° 32' 27.0890" S	53° 47' 43.0613" W	EP-169	32° 32' 44.6174" S	53° 48' 48.4386" W
EP-113R5	32° 33' 1.6088" S	53° 48' 52.0702" W	EP-170	32° 32' 46.7506" S	53° 48' 51.5007" W
EP-113R6	32° 33' 1.6088" S	53° 48' 52.0702" W	EP-171	32° 34' 52.6705" S	53° 53' 3.1412" W
EP-113R7	32° 33' 0.4640" S	53° 48' 59.6803" W	EP-172	32° 29' 0.4068" S	53° 49' 24.7107" W
EP-113R8	32° 33' 3.8372" S	53° 49' 1.6386" W	EP-173	32° 29' 53.4842" S	53° 50' 38.2230" W
EP-113R9	32° 32' 57.9765" S	53° 49' 6.4408" W	EP-174	32° 29' 55.9359" S	53° 51' 31.7851" W
EP-114	32° 30' 22.9882" S	53° 42' 7.0339" W	EP-175	32° 29' 52.7500" S	53° 51' 35.6838" W
EP-115	32° 35' 3.6391" S	53° 49' 7.7066" W	EP-176	32° 30' 17.6685" S	53° 50' 28.1254" W
EP-116a	32° 34' 47.9866" S	53° 49' 32.7698" W	EP-177	32° 33' 4.8991" S	53° 48' 50.6159" W
EP-117	32° 34' 37.3488" S	53° 49' 22.8846" W	EP-178	32° 29' 19.0903" S	53° 48' 34.5216" W
EP-120	32° 34' 11.7929" S	53° 48' 35.4207" W	EP-179	32° 29' 35.1280" S	53° 48' 22.6817" W
EP-121	32° 33' 14.8493" S	53° 49' 6.3364" W	EP-180	32° 29' 38.3427" S	53° 48' 20.6945" W
EP-122	32° 33' 8.3551" S	53° 48' 59.8135" W	EP-181	32° 30' 22.2906" S	53° 48' 29.3016" W
EP-123	32° 32' 47.3567" S	53° 48' 43.3766" W	EP-182	32° 30' 43.4401" S	53° 48' 32.6638" W
EP-124	32° 33' 0.8168" S	53° 48' 51.0515" W	EP-183	32° 30' 56.4790" S	53° 48' 36.2061" W
EP-125	32° 33' 10.1010" S	53° 48' 51.3070" W	EP-184	32° 32' 30.4406" S	53° 48' 26.4718" W
EP-126	32° 33' 9.0786" S	53° 48' 50.3315" W	EP-185	32° 32' 58.3904" S	53° 48' 41.4111" W
EP-127	32° 33' 7.2715" S	53° 48' 52.8622" W	EP-186	32° 32' 57.9945" S	53° 48' 47.1672" W
EP-128	32° 33' 7.1203" S	53° 48' 55.5153" W	EP-187	32° 32' 56.9505" S	53° 48' 42.7466" W
EP-129	32° 33' 6.4435" S	53° 48' 56.1020" W	EP-188	32° 32' 57.3609" S	53° 48' 37.7176" W
EP-130	32° 33' 5.3851" S	53° 48' 56.4368" W	EP-189	32° 32' 59.8916" S	53° 48' 35.9069" W
EP-131	32° 33' 4.0280" S	53° 48' 57.0776" W	EP-190	32° 33' 1.6412" S	53° 48' 37.6204" W
EP-132	32° 33' 2.8148" S	53° 48' 58.1648" W	EP-191	32° 32' 58.9844" S	53° 48' 39.8271" W
EP-133	32° 33' 2.4260" S	53° 48' 58.5355" W	EP-192	32° 32' 56.2485" S	53° 48' 41.3031" W
EP-134	32° 32' 49.5598" S	53° 48' 30.8384" W	EP-193	32° 36' 8.5139" S	53° 54' 22.0424" W
EP-135	32° 32' 47.5295" S	53° 48' 29.6972" W	EP-200	32° 28' 0.1116" S	53° 48' 41.6603" W
EP-136	32° 32' 46.4531" S	53° 48' 29.4128" W	EP-201	32° 28' 1.3608" S	53° 48' 30.3388" W
EP-137	32° 32' 46.4531" S	53° 48' 29.4128" W	EP-202	32° 28' 0.3456" S	53° 48' 29.7880" W
EP-138	32° 32' 46.4531" S	53° 48' 29.4128" W	EP-203	32° 28' 1.7172" S	53° 48' 29.5144" W
EP-139	32° 32' 51.8890" S	53° 48' 30.4820" W	EP-204	32° 29' 41.2874" S	53° 48' 26.2599" W
EP-140	32° 31' 27.6580" S	53° 48' 27.5519" W	EP-205	32° 31' 21.6137" S	53° 48' 18.7611" W
EP-141	32° 32' 1.4359" S	53° 47' 39.4615" W	EP-206	32° 31' 25.7104" S	53° 48' 15.2585" W
EP-142	32° 34' 13.1246" S	53° 46' 16.7690" W	EP-207	32° 31' 36.4958" S	53° 48' 24.1789" W
EP-143	32° 35' 25.3787" S	53° 47' 12.0661" W	EP-208	32° 32' 58.2141" S	53° 48' 50.6879" W
EP-144	32° 35' 35.2930" S	53° 48' 5.8586" W	EP-209	32° 33' 1.1120" S	53° 48' 49.2839" W
EP-145	32° 35' 40.7722" S	53° 49' 2.9737" W	EP-210	32° 32' 11.8866" S	53° 48' 28.8082" W
EP-146	32° 35' 39.7427" S	53° 49' 9.5902" W	EP-211	32° 33' 7.4983" S	53° 48' 48.7043" W
EP-147	32° 35' 42.1296" S	53° 50' 35.7165" W	EP-212	32° 33' 7.4983" S	53° 48' 48.7043" W
EP-148	32° 34' 37.3488" S	53° 49' 22.8846" W	EP-213	32° 33' 8.8770" S	53° 48' 43.1282" W
EP-149	32° 34' 33.4897" S	53° 49' 16.9881" W	EP-214	32° 33' 13.4057" S	53° 48' 39.9099" W
EP-150	32° 34' 33.2809" S	53° 49' 16.1493" W	EP-215	32° 33' 15.7853" S	53° 48' 38.5060" W
EP-152	32° 33' 16.0193" S	53° 48' 50.0255" W	EP-216	32° 33' 08.0" S	55° 48' 51.4" W
EP-153	32° 33' 15.5585" S	53° 48' 45.4753" W	EP-217	32° 33' 6.8143" S	53° 48' 54.0717" W
EP-154	32° 32' 49.0558" S	53° 48' 15.4850" W	EP-218	32° 33' 3.1892" S	53° 48' 57.9308" W
EP-155	32° 32' 45.9095" S	53° 48' 13.4871" W	EP-219	32° 29' 6.7974" S	53° 55' 24.7674" W
EP-156	32° 32' 44.5919" S	53° 48' 14.3979" W	EP-220	32° 30' 52.8044" S	53° 55' 23.1759" W
EP-157	32° 32' 38.6556" S	53° 47' 50.0053" W	EP-221	32° 31' 29.1924" S	53° 55' 8.7764" W



PONTO	LATITUDE	LONGITUDE	PONTO	LATITUDE	LONGITUDE
EP-222	32° 31' 55.8102" S	53° 54' 55.8529" W	EP-341	32° 33' 18.7120" S	53° 48' 27.3572" W
EP-223	32° 32' 26.4994" S	53° 54' 7.3593" W	EP-342	32° 33' 22.3875" S	53° 48' 27.9692" W
EP-224	32° 33' 11.2139" S	53° 53' 19.7188" W	EP-343	32° 32' 51.8710" S	53° 48' 31.5835" W
EP-225	32° 33' 34.4118" S	53° 53' 13.0806" W	EP-401	32° 32' 44.6172" S	53° 48' 48.4380" W
EP-226	32° 34' 48.8870" S	53° 53' 14.5671" W	EP-402	32° 32' 46.7519" S	53° 48' 51.5015" W
EP-227	32° 35' 27.2837" S	53° 52' 30.1629" W	EP-403	32° 32' 52.1698" S	53° 48' 58.4528" W
EP-228	32° 35' 41.4816" S	53° 50' 35.7705" W	EP-404	32° 32' 52.9186" S	53° 49' 4.9685" W
EP-229	32° 35' 35.2573" S	53° 50' 5.1143" W	EP-405	32° 32' 52.9186" S	53° 49' 4.9721" W
EP-230	32° 32' 58.3004" S	53° 48' 35.5901" W	EP-406	32° 32' 51.4390" S	53° 49' 5.2565" W
EP-231	32° 33' 24.8931" S	53° 48' 40.4750" W	EP-407	32° 32' 45.8196" S	53° 49' 10.3647" W
EP-232	32° 34' 20.5696" S	53° 49' 18.9752" W	EP-408	32° 32' 37.8278" S	53° 49' 16.5852" W
EP-233	32° 34' 31.6753" S	53° 49' 17.1033" W	EP-409	32° 32' 33.9722" S	53° 49' 18.5580" W
EP-234	32° 34' 33.2017" S	53° 49' 15.1558" W	EP-410	32° 32' 50.8775" S	53° 49' 15.3433" W
EP-235	31° 34' 38.5512" S	52° 49' 21.3259" W	EP-411	32° 32' 59.6721" S	53° 49' 32.1113" W
EP-236	32° 34' 49.1926" S	53° 49' 31.1714" W	EP-412	32° 33' 5.1080" S	53° 49' 35.5528" W
EP-237	32° 36' 1.5835" S	53° 49' 46.6830" W	EP-413	32° 33' 4.3052" S	53° 49' 21.8085" W
EP-238	32° 36' 12.6640" S	53° 49' 46.9277" W	EP-414	32° 33' 2.3072" S	53° 49' 22.3377" W
EP-239	32° 35' 44.8010" S	53° 53' 3.7566" W	EP-415	32° 32' 56.8605" S	53° 49' 12.2690" W
EP-240	32° 36' 5.1444" S	53° 54' 25.0987" W	EP-416	32° 32' 8.7439" S	53° 48' 58.5177" W
EP-300	32° 31' 43.4044" S	53° 51' 26.1799" W	EP-417	32° 32' 9.7951" S	53° 49' 4.7310" W
EP-301	32° 30' 15.4042" S	53° 50' 30.6633" W	EP-418	32° 32' 0.5290" S	53° 49' 21.9491" W
EP-302	32° 29' 31.4923" S	53° 50' 16.0372" W	EP-419	32° 31' 27.1900" S	53° 48' 28.4303" W
EP-305	32° 26' 43.3982" S	53° 56' 40.4617" W	EP-420	32° 33' 35.5667" S	53° 47' 9.4889" W
EP-306	32° 29' 6.0989" S	53° 54' 33.6639" W	EP-421	32° 33' 35.9159" S	53° 47' 28.1829" W
EP-307	32° 29' 20.0053" S	53° 53' 23.8701" W	EP-422	32° 33' 35.9159" S	53° 47' 28.1829" W
EP-308	32° 29' 30.7186" S	53° 52' 47.8032" W	EP-423	32° 33' 38.2162" S	53° 47' 26.6458" W
EP-309	32° 25' 15.1137" S	53° 56' 19.4029" W	EP-424	32° 33' 35.3903" S	53° 47' 28.1253" W
EP-310	32° 31' 4.1035" S	53° 47' 24.6807" W	EP-425	32° 33' 35.3651" S	53° 47' 28.2585" W
EP-311	32° 31' 4.1251" S	53° 47' 24.6771" W	EP-426	32° 33' 35.3723" S	53° 47' 39.7636" W
EP-312	32° 31' 1.9255" S	53° 46' 52.9588" W	EP-427	32° 33' 35.3723" S	53° 47' 39.7636" W
EP-313	32° 30' 53.5124" S	53° 46' 23.4797" W	EP-428	32° 33' 35.4947" S	53° 47' 41.4807" W
EP-314	32° 30' 41.0170" S	53° 45' 51.1675" W	EP-429	32° 32' 45.4379" S	53° 48' 18.9877" W
EP-315	32° 33' 3.7184" S	53° 49' 10.1918" W	EP-430	32° 32' 49.2394" S	53° 48' 17.0149" W
EP-316	32° 32' 58.5129" S	53° 49' 11.7542" W	EP-431	32° 32' 52.0725" S	53° 48' 1.1432" W
EP-317	32° 32' 56.8929" S	53° 49' 11.8658" W	EP-432	32° 32' 52.5153" S	53° 48' 5.4630" W
EP-317A	32° 32' 56.9109" S	53° 49' 11.8694" W	EP-433	32° 33' 4.1287" S	53° 48' 8.6345" W
EP-318	32° 32' 53.8402" S	53° 49' 10.5843" W	EP-434	32° 32' 50.9997" S	53° 47' 48.6014" W
EP-320	32° 33' 32.3198" S	53° 49' 14.0436" W	EP-435	32° 32' 51.2301" S	53° 47' 46.1823" W
EP-321	32° 34' 21.8224" S	53° 49' 44.6817" W	EP-436	32° 32' 52.9293" S	53° 47' 51.6756" W
EP-322	32° 34' 16.7069" S	53° 49' 28.9684" W	EP-437	32° 32' 56.3960" S	53° 47' 55.0307" W
EP-323	32° 33' 54.4089" S	53° 49' 0.0653" W	EP-438	32° 32' 24.4575" S	53° 48' 6.5215" W
EP-324	32° 33' 4.2079" S	53° 48' 43.8878" W	EP-439	32° 32' 24.4575" S	53° 48' 6.5215" W
EP-325	32° 30' 38.7890" S	53° 48' 36.1737" W	EP-441	32° 32' 23.0427" S	53° 48' 2.4968" W
EP-326	32° 31' 6.9116" S	53° 48' 31.1878" W	EP-442	32° 32' 23.6439" S	53° 47' 57.9682" W
EP-327	32° 32' 3.5960" S	53° 48' 32.2748" W	EP-443	32° 32' 28.4894" S	53° 47' 55.5779" W
EP-328	32° 33' 14.5110" S	53° 49' 17.7659" W	EP-444	32° 32' 18.5249" S	53° 48' 16.7198" W
EP-329	32° 33' 7.4875" S	53° 49' 23.1693" W	EP-445	32° 32' 22.5064" S	53° 48' 18.8833" W
EP-330	32° 33' 1.1949" S	53° 49' 23.4609" W	EP-446	32° 33' 7.0015" S	53° 48' 40.5183" W
EP-331	32° 32' 59.7009" S	53° 49' 25.3688" W	EP-447	32° 32' 56.4537" S	53° 48' 48.8844" W
EP-332	32° 32' 58.6929" S	53° 49' 27.3847" W	EP-448	32° 33' 2.2172" S	53° 48' 55.6161" W
EP-333	32° 32' 58.5201" S	53° 49' 26.7331" W	EP-449	32° 33' 6.9979" S	53° 48' 54.7881" W
EP-334	32° 32' 58.5201" S	53° 49' 23.2089" W	EP-450	32° 34' 36.7260" S	53° 49' 20.9587" W
EP-335	32° 33' 9.5070" S	53° 48' 44.9317" W	EP-451	32° 33' 22.7765" S	53° 49' 50.9600" W
EP-336	32° 33' 14.7881" S	53° 48' 37.7932" W	EP-452	32° 33' 20.7244" S	53° 49' 12.8053" W
EP-337	32° 33' 12.7037" S	53° 48' 37.3792" W	EP-453	32° 34' 11.9404" S	53° 48' 15.8304" W
EP-338	32° 33' 14.3849" S	53° 48' 34.9637" W	EP-454	32° 34' 0.9210" S	53° 48' 4.2209" W
EP-339	32° 33' 17.0056" S	53° 48' 29.1032" W	EP-455	32° 33' 51.7592" S	53° 48' 7.8856" W
EP-340	32° 33' 17.0812" S	53° 48' 27.6956" W	EP-456	32° 33' 48.9837" S	53° 48' 14.7721" W

PONTO	LATITUDE	LONGITUDE
EP-457	32° 33' 40,8371" S	53° 48' 7,4392" W
EP-458	32° 33' 35,7108" S	53° 48' 14,7073" W
EP-459	32° 34' 34,8649" S	53° 49' 20,0084" W
EP-460	32° 35' 40,2152" S	53° 58' 19,3026" W
EP-461	32° 36' 25,9110" S	53° 58' 42,7486" W
EP-462	32° 36' 29,3651" S	53° 58' 41,4324" W
EP-463	32° 36' 45,9573" S	53° 58' 40,8195" W
EP-465	32° 35' 46,2804" S	53° 57' 48,1774" W
EP-466	32° 36' 0,5404" S	53° 57' 39,4068" W
EP-467	32° 36' 8,1051" S	53° 57' 15,2631" W
EP-468	32° 38' 31,6886" S	53° 56' 45,1929" W
EP-469	32° 39' 16,3375" S	53° 55' 12,0075" W
EP-470	32° 32' 52,9828" S	53° 48' 39,5516" W
EP-471	32° 32' 55,9317" S	53° 48' 32,0190" W
EP-473	32° 32' 47,4283" S	53° 48' 30,6438" W
EP-474	32° 34' 17,4015" S	53° 49' 16,8145" W
EP-475	32° 34' 13,3917" S	53° 49' 12,9287" W
EP-476	32° 34' 0,9971" S	53° 49' 26,8620" W
EP-477	32° 33' 57,1224" S	53° 49' 23,3571" W
EP-478	32° 35' 39,4757" S	53° 49' 10,2192" W
EP-479	32° 31' 48,1373" S	53° 49' 33,0483" W
EP-480	32° 27' 13,8369" S	53° 47' 22,2047" W
EP-482	32° 30' 41,7552" S	53° 38' 56,4931" W



---

*ANEXO RESULTADOS QUÍMICOS E MINERALÓGICOS*





## ANALISES QUÍMICOS EM ROCHA TOTAL

Amostra	EP-102G	EP-103	EP-105	EP-113R5	EP-111C	EP-113R8
SiO <sub>2</sub>	75.26	67.10	45.94	45.39	76.02	44.26
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.43	2.14	0.11	0.05	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.40	15.45	16.72	3.05	13.82	0.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	0.48	2.93	11.50	9.17	0.51	6.27
FeOt	0.43	2.64	10.35	8.25	0.46	5.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	1.25	1.46	3.94	0.00	3.02
FeO	0.88	1.39	8.89	4.31	1.50	2.62
MnO	0.01	0.09	0.17	0.11	0.01	0.10
MgO	0.08	0.94	7.73	31.39	0.07	32.74
CaO	0.91	2.41	9.68	0.66	0.45	5.69
Na <sub>2</sub> O	4.79	3.49	2.90	< 0.02	3.33	< 0.02
K <sub>2</sub> O	3.05	4.53	0.72	< 0.01	5.46	< 0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.15	0.32	0.01	0.01	0.01
Loi	0.60	2.84	2.14	9.76	0.66	10.58
Total	99.64	100.37	99.95	99.65	100.39	100.22
Co	104.2	28.6	54.1	71.7	117.3	84.9
Cr	< 13	< 13	53.8	3020.4	< 13	2259.8
Cu	< 5	71.3	25.0	13.3	< 5	< 5
Ga	12.3	17.0	20.3	< 9	11.4	< 9
Ni	46.7	18.0	48.9	2352.0	50.2	1772.1
Sc	< 14	< 14	31.7	< 14	< 14	< 14
V	< 9	55.8	236.1	74.6	< 9	31.8
Zn	2.3	77.4	80.9	66.9	2.4	34.9
Cl	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	96.7
F	< 500	700.3	< 500	< 500	< 500	< 500
S	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550
Rb	81.7	173.0	9.3	0.1	151.6	<0.01
Sr	256.0	286.5	607.3	2.3	246.0	7.5
Y	6.5	11.7	22.7	3.7	3.0	1.2
Zr	50.8	205.9	168.5	7.5	36.6	7.3
Nb	2.6	5.4	14.9	1.5	2.2	1.1
Cs	0.4	1.6	0.6	0.1	0.7	0.1
Ba	654.2	1199.8	179.6	40.2	386.1	8.9
La	11.191	63.125	13.267	0.282	1.602	0.068
Ce	23.435	93.770	32.963	2.103	5.992	1.854
Pr	2.702	10.341	4.779	0.135	0.473	0.048
Nd	9.958	33.271	21.496	0.845	1.897	0.305
Sm	1.928	4.202	5.051	0.402	0.489	0.120
Eu	0.490	0.899	1.863	0.124	0.246	0.047
Gd	1.445	2.826	4.859	0.503	0.425	0.156
Tb	0.223	0.335	0.783	0.104	0.081	0.032
Dy	1.272	1.760	4.421	0.656	0.492	0.212
Ho	0.269	0.355	0.926	0.147	0.119	0.062
Er	0.743	1.015	2.363	0.420	0.360	0.130
Tm	0.120	0.134	0.341	0.079	0.065	0.020
Yb	0.821	0.820	2.062	0.634	0.495	0.119
Lu	0.133	0.138	0.306	0.121	0.089	0.015
Hf	1.778	5.991	3.791	0.020	1.338	<0.01
Pb	32.788	20.761	2.131	0.257	40.759	<0.02
Th	4.464	21.304	0.895	0.023	2.669	<0.01
U	0.410	3.373	0.308	0.019	0.755	0.036

## ANALISES QUÍMICOS EM ROCHA TOTAL

Amostra	EP-113R9A	EP-113R9B	EP-117O	EP-113R7	EP-129a	EP-118
SiO <sub>2</sub>	53.18	39.45	38.33	52.42	39.99	61.67
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.09	0.04	0.01	0.01	1.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.71	2.60	1.48	0.67	0.86	18.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	6.54	10.07	7.01	6.98	8.17	7.94
FeOt	5.88	9.06	6.31	6.28	7.35	7.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.20	4.69	4.15	3.34	5.17	1.94
FeO	2.68	4.37	2.16	2.94	2.18	5.20
MnO	0.15	0.11	0.10	0.07	0.09	0.11
MgO	23.47	36.63	37.52	26.90	37.10	1.80
CaO	11.25	0.02	1.08	6.62	1.07	0.31
Na <sub>2</sub> O	0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	1.20
K <sub>2</sub> O	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.01	< 0.01	3.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	< 0.003	0.00	0.01	0.03	0.01	0.06
Loi	3.20	11.24	13.93	6.32	12.71	3.72
Total	99.58	100.22	99.50	100.02	100.02	99.92
Co	97.4	103.1	110.9	89.0	124.7	43.5
Cr	1752.5	2917.9	3660.6	2124.9	2758.7	106.3
Cu	16.3	15.2	6.8	7.8	11.4	24.5
Ga	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	24.4
Ni	1474.2	2442.5	1946.6	1914.8	2820.3	47.3
Sc	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	15.3
V	55.0	88.3	28.3	19.5	29.3	169.3
Zn	36.4	54.3	41.7	119.4	41.0	96.0
Cl	< 50	< 50	279.4	< 50	321.3	< 50
F	< 500	< 500	< 500	< 500	< 500	625.8
S	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550
Rb	0.0	0.1	<0.01	0.6	<0.01	162.3
Sr	4.5	3.6	3.6	34.5	1.6	69.1
Y	3.0	1.7	0.4	12.8	1.1	17.5
Zr	7.6	8.4	7.4	7.2	7.5	173.2
Nb	1.0	3.1	1.2	6.1	1.8	16.3
Cs	0.4	0.1	<0.01	0.0	0.1	3.5
Ba	39.8	74.1	8.7	230.4	9.2	628.8
La	0.313	0.451	0.040	26.104	0.028	34.106
Ce	7.316	4.757	1.727	34.056	1.726	73.101
Pr	0.129	0.161	0.017	4.331	0.022	9.308
Nd	0.629	0.667	0.104	14.645	0.161	33.648
Sm	0.242	0.204	0.034	2.203	0.080	6.531
Eu	0.092	0.074	0.016	0.464	0.042	1.271
Gd	0.352	0.241	0.047	2.318	0.118	4.862
Tb	0.073	0.055	0.009	0.340	0.026	0.761
Dy	0.512	0.364	0.062	1.869	0.182	4.086
Ho	0.127	0.081	0.018	0.369	0.047	0.788
Er	0.358	0.236	0.051	0.918	0.117	2.151
Tm	0.060	0.042	0.009	0.125	0.019	0.342
Yb	0.439	0.300	0.070	0.675	0.118	2.205
Lu	0.056	0.045	0.012	0.095	0.024	0.330
Hf	0.035	0.053	<0.01	0.042	0.021	5.060
Pb	<0.02	<0.02	<0.02	0.095	<0.02	29.743
Th	0.006	0.018	<0.01	<0.01	<0.01	18.649
U	0.028	0.039	0.083	0.213	0.093	2.584

## ANALISES QUÍMICOS EM ROCHA TOTAL

Amostra	EP-122	EP-125A	EP-124	EP-126	EP-128	EP-132B
SiO <sub>2</sub>	55.94	55.39	38.97	43.80	47.78	32.02
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.02	0.75	0.01	0.01	0.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.08	0.94	33.86	0.95	0.61	14.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	6.04	6.47	4.05	7.51	6.31	7.57
FeOt	5.43	5.82	3.64	6.76	5.68	6.81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.53	3.37	1.29	4.21	2.55	4.09
FeO	3.90	2.45	2.35	2.55	3.13	2.72
MnO	0.10	0.10	0.10	0.11	0.16	0.07
MgO	21.88	24.75	14.42	35.61	29.51	33.81
CaO	12.59	8.24	0.73	1.21	6.75	0.02
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.06	2.34	< 0.02	< 0.02	< 0.02
K <sub>2</sub> O	< 0.01	0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.00	0.06	0.01	0.02	0.01
Loi	2.36	3.40	5.00	11.16	6.90	12.22
Total	100.15	99.39	100.27	100.37	98.05	100.27
Co	60.3	89.2	103.9	98.9	125.5	94.9
Cr	1634.0	1851.3	42.4	2733.9	10043.8	453.6
Cu	18.4	6.2	< 5	6.1	9.3	4568.9
Ga	< 9	< 9	33.3	< 9	< 9	10.3
Ni	1166.2	1891.8	151.4	2208.4	2415.9	942.2
Sc	< 14	< 14	16.9	< 14	< 14	27.4
V	51.3	55.0	96.9	33.7	37.7	132.5
Zn	44.8	44.1	47.9	50.1	86.2	110.0
Cl	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50
F	< 500	< 500	< 500	< 500	< 500	< 500
S	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550
Rb	0.1	0.1	0.3	0.1	0.0	<0.01
Sr	3.1	8.2	359.3	3.2	6.5	0.7
Y	1.6	7.7	340.0	3.9	1.3	0.7
Zr	8.0	7.8	250.9	7.0	7.3	8.1
Nb	2.4	2.1	23.9	0.8	0.9	1.1
Cs	<0.01	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0
Ba	14.3	14.0	19.3	20.1	29.5	9.8
La	0.097	0.360	25.984	0.337	0.668	0.508
Ce	1.883	3.495	226.400	2.065	1.903	2.051
Pr	0.049	0.310	17.780	0.097	0.116	0.160
Nd	0.278	1.886	92.868	0.562	0.491	0.595
Sm	0.097	0.781	31.212	0.214	0.125	0.139
Eu	0.051	0.179	2.974	0.049	0.062	0.031
Gd	0.130	0.996	35.551	0.319	0.158	0.132
Tb	0.026	0.204	7.543	0.068	0.030	0.025
Dy	0.198	1.335	50.083	0.516	0.195	0.161
Ho	0.051	0.311	11.812	0.144	0.049	0.037
Er	0.153	0.840	32.737	0.469	0.122	0.104
Tm	0.027	0.131	5.399	0.091	0.020	0.017
Yb	0.184	0.821	34.432	0.687	0.130	0.122
Lu	0.028	0.115	4.718	0.114	0.019	0.021
Hf	0.023	0.066	9.130	0.033	<0.01	0.062
Pb	<0.02	<0.02	1.423	<0.02	<0.02	0.334
Th	0.024	0.091	4.321	0.013	<0.01	0.006
U	0.023	0.031	0.705	0.026	0.073	0.207



## ANALISES QUÍMICOS EM ROCHA TOTAL

Amostra	EP-133	EP-215	EP-177	EP-113R7-1	EP-329A	EP-160
SiO <sub>2</sub>	32.65	29.37	35.92	41.99	40.31	49.60
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.29	0.05	0.01	0.06	0.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.18	2.38	2.73	0.61	0.76	17.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	6.28	22.16	11.28	8.18	7.71	8.63
FeOt	5.65	19.94	10.15	7.36	6.94	7.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.24					
FeO	2.41					
MnO	0.06	0.37	0.13	0.09	0.09	0.14
MgO	34.28	27.07	35.71	34.35	37.95	7.54
CaO	0.01	0.09	0.02	2.89	0.03	9.47
Na <sub>2</sub> O	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	3.39
K <sub>2</sub> O	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	< 0.003	0.02	0.01	0.01	0.00	0.15
Loi	12.64	7.80	12.17	10.74	12.33	1.56
Total	100.29	89.55	98.03	98.87	99.24	98.68
Co	63.4	217.0	141.7	104.6	98.0	62.8
Cr	53.2	41652.0	9478.0	2722.4	2989.5	343.9
Cu	< 5	20.0	12.3	11.9	< 5	158.6
Ga	9.7	10.8	< 9	< 9	< 9	13.8
Ni	422.7	3191.0	2881.6	2543.3	2161.4	135.4
Sc	27.9	< 14	< 14	< 14	< 14	31.2
V	88.7	155.0	67.7	26.6	41.9	220.0
Zn	29.1	597.0	71.7	39.2	42.6	65.8
Cl	< 50	< 50	167.6	224.5	259.4	< 50
F	< 500	< 500	< 500	< 500	< 500	< 500
S	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550
Rb	0.1	0.6	0.2	0.0	0.1	3.6
Sr	0.4	10.4	0.7	11.3	1.5	93.4
Y	0.4	6.7	0.7	0.5	0.4	26.5
Zr	7.3	0.5	1.2	0.7	0.7	5.7
Nb	0.8	0.3	<0.01	<0.01	<0.01	0.8
Cs	<0.01	0.1	0.0	0.0	0.0	1.2
Ba	10.8	475.7	4.5	2.2	19.5	43.6
La	0.220	5.059	0.152	0.087	0.099	3.959
Ce	2.718	3.696	0.218	0.199	0.159	6.062
Pr	0.080	0.867	0.042	0.031	0.025	1.432
Nd	0.317	3.516	0.197	0.153	0.110	7.413
Sm	0.079	0.892	0.058	0.048	0.032	2.557
Eu	0.021	0.267	0.027	0.021	0.011	1.058
Gd	0.074	1.072	0.078	0.063	0.041	3.485
Tb	0.015	0.194	0.015	0.013	0.008	0.688
Dy	0.094	1.122	0.097	0.081	0.050	4.221
Ho	0.022	0.259	0.027	0.020	0.014	0.998
Er	0.059	0.757	0.084	0.061	0.049	2.741
Tm	0.015	0.129	0.015	0.011	0.009	0.401
Yb	0.072	0.998	0.116	0.073	0.079	2.503
Lu	0.017	0.175	0.021	0.013	0.015	0.383
Hf	0.025	0.046	0.038	0.018	0.023	0.401
Pb	0.197	0.421	0.317	0.297	0.378	0.677
Th	0.008	0.055	0.001	0.000	0.006	0.071
U	0.034	0.041	0.032	0.076	0.008	0.036

## ANALISES QUÍMICOS EM ROCHA TOTAL

Amostra	EP-159	EP-153	EP-139	EP-136	EP-329B	EP203
SiO <sub>2</sub>	43.51	41.14	55.99	54.83	50.84	70.77
TiO <sub>2</sub>	1.16	0.10	0.94	0.07	1.33	0.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.50	3.25	13.59	1.72	14.80	14.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	11.79	10.83	10.01	5.44	13.06	2.63
FeOt	10.61	9.74	9.01	4.89	11.75	2.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						
FeO						
MnO	0.18	0.08	0.10	0.15	0.18	0.03
MgO	8.43	30.60	2.19	21.51	5.01	0.58
CaO	13.54	3.33	13.94	11.64	10.26	1.85
Na <sub>2</sub> O	1.16	0.00	0.24	0.09	2.14	2.87
K <sub>2</sub> O	0.10	< 0.01	0.04	0.01	0.02	5.36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.01	0.09	0.01	0.08	0.10
Loi	2.12	9.21	1.58	2.76	0.94	0.42
Total	98.62	98.56	98.71	98.23	98.66	98.94
Co	57.7	110.5	38.9	67.2	45.1	35.4
Cr	469.5	4713.4	367.6	1567.4	372.5	22.9
Cu	56.4	5.6	36.5	9.9	64.3	6.3
Ga	16.5	< 9	19.5	< 9	13.0	15.2
Ni	165.1	1814.0	104.9	1444.5	107.4	16.1
Sc	46.0	14.3	38.2	< 14	40.7	< 14
V	332.9	85.8	265.8	85.0	303.0	44.8
Zn	74.5	64.7	54.3	52.3	92.7	38.3
Cl	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50
F	< 500	< 500	< 500	< 500	< 500	620.3
S	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550
Rb	1.4	0.4	1.3	0.4	5.0	159.3
Sr	58.4	8.1	96.2	11.2	76.0	477.8
Y	28.7	2.7	25.7	0.9	33.1	13.5
Zr	6.3	0.7	21.0	2.0	10.3	187.6
Nb	1.8	<0.01	0.4	<0.01	1.6	< 9
Cs	0.2	0.1	0.1	0.1	0.3	2.0
Ba	10.4	34.4	8.5	7.5	20.1	1342.0
La	3.469	0.508	2.466	0.340	3.172	104.605
Ce	7.362	0.786	5.499	0.595	7.772	126.213
Pr	1.412	0.187	1.262	0.084	1.656	13.614
Nd	7.587	0.794	6.863	0.318	9.109	41.869
Sm	2.766	0.251	2.607	0.084	3.316	5.302
Eu	1.029	0.078	0.954	0.052	1.192	0.902
Gd	3.741	0.316	3.413	0.097	4.202	3.543
Tb	0.743	0.068	0.686	0.018	0.848	0.479
Dy	4.590	0.436	4.120	0.119	5.223	2.448
Ho	1.101	0.103	0.942	0.030	1.215	0.455
Er	3.121	0.306	2.521	0.094	3.264	1.280
Tm	0.471	0.050	0.361	0.014	0.482	0.180
Yb	2.963	0.336	2.259	0.105	2.931	1.196
Lu	0.456	0.057	0.338	0.018	0.442	0.181
Hf	0.478	1.748	0.807	0.048	0.634	5.081
Pb	0.387	0.374	1.163	0.530	0.490	32.204
Th	0.105	0.015	0.104	0.113	0.120	24.090
U	0.023	0.025	0.025	0.015	0.019	1.724

## ANALISES QUÍMICAS EM ROCHA TOTAL

Amostra	EP238	EP219	EP174
SiO <sub>2</sub>	75.65	59.36	75.79
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.26	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.00	20.11	12.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	1.02	1.94	1.67
FeOt	0.92	1.75	1.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			
FeO			
MnO	0.00	0.04	0.02
MgO	0.36	0.36	0.02
CaO	0.08	3.13	0.43
Na <sub>2</sub> O	0.13	5.18	3.35
K <sub>2</sub> O	4.68	6.16	4.80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.07	0.04
Loi	2.04	2.24	0.76
Total	99.18	98.85	99.27
Co	56.9	27.1	59.9
Cr	13.8	< 13	93.6
Cu	< 5	< 5	< 5
Ga	13.1	18.8	18.0
Ni	26.0	14.2	15.3
Sc	< 14	< 14	< 14
V	< 9	45.2	14.7
Zn	12.8	29.8	25.3
Cl	< 50	< 50	< 50
F	1122.8	< 500	504.9
S	< 550	< 550	< 550
Rb	140.7	139.8	212.7
Sr	106.5	665.9	74.7
Y	12.2	5.7	35.5
Zr	70.8	181.3	150.3
Nb	< 9	< 9	16.7
Cs	1.3	0.5	2.7
Ba	943.1	1680.9	609.9
La	35.344	48.189	24.899
Ce	72.658	101.613	47.956
Pr	7.507	10.899	6.795
Nd	25.392	38.591	25.476
Sm	4.713	6.044	5.277
Eu	1.321	1.188	0.659
Gd	3.309	3.638	5.057
Tb	0.489	0.370	0.886
Dy	2.485	1.477	5.554
Ho	0.459	0.221	1.271
Er	1.201	0.590	3.704
Tm	0.170	0.073	0.587
Yb	1.096	0.514	3.995
Lu	0.164	0.092	0.598
Hf	2.554	5.412	6.106
Pb	28.963	42.420	28.179
Th	5.856	18.800	16.178
U	0.783	1.705	3.021

## ANFIBÓLIOS

Amostra	EP-113R9a_1	EP-113R9a_2	EP-113R9a_3	EP-113R9a_4	EP-113R9a_5
SiO <sub>2</sub>	57.489	57.683	58.005	58.190	57.849
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.394	0.410	0.257	0.366	0.370
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.169	0.000	0.000	0.560
FeO	2.492	2.356	2.073	2.658	1.261
MnO	0.133	0.091	0.105	0.115	0.100
MgO	22.413	22.779	22.452	22.743	23.319
CaO	13.602	13.214	13.720	13.239	13.450
Na <sub>2</sub> O	0.078	0.072	0.079	0.058	0.094
K <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.021	0.000	0.000
H <sub>2</sub> O	2.030	2.036	2.034	2.046	2.047
Total	98.631	98.810	98.746	99.415	99.050
Si	7.969	7.967	8.000	7.991	7.949
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.064	0.067	0.042	0.059	0.060
Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.018	0.000	0.000	0.058
Fe <sup>+2</sup>	0.289	0.272	0.239	0.305	0.145
Mn	0.016	0.011	0.012	0.013	0.012
Mg	4.631	4.691	4.616	4.656	4.777
Ca	2.020	1.955	2.027	1.948	1.980
Na	0.021	0.019	0.021	0.015	0.025
K	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000
T_Si	7.969	7.967	8.000	7.991	7.949
T_Al	0.031	0.033	0.000	0.009	0.051
T_Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
C_Al	0.033	0.034	0.042	0.050	0.009
C_Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
C_Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.018	0.000	0.000	0.058
C_Mg	4.631	4.691	4.616	4.656	4.777
C_Fe <sup>+2</sup>	0.289	0.258	0.239	0.294	0.145
C_Mn	0.016	0.000	0.012	0.000	0.012
C	4.969	5.000	4.910	5.000	5.000
B_Mn	0.000	0.011	0.000	0.013	0.000
B_Fe <sup>+2</sup>	0.000	0.015	0.000	0.011	0.000
B_Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B_Ca	2.000	1.955	2.000	1.948	1.980
B_Na	0.000	0.019	0.000	0.015	0.020
B	2.000	2.000	2.000	1.987	2.000
A_Na	0.021	0.000	0.021	0.000	0.005
A_Ca	0.020	0.000	0.027	0.000	0.000
A_K	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000
A	0.041	0.000	0.052	0.000	0.005
Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	0.941	0.945	0.951	0.938	0.971



## ANFIBÓLIOS

Amostra	EP-113R9a_6	EP-113R9a_7	EP-113R9a_8	EP-113R9a_9	EP-113R9a_10
SiO <sub>2</sub>	57.763	58.224	58.098	57.482	57.782
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.000	0.039	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.206	0.167	0.188	0.204	0.518
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	1.921	1.326	1.835	1.625	2.456
MnO	0.136	0.119	0.077	0.126	0.151
MgO	23.613	23.888	22.273	22.741	22.448
CaO	13.232	13.597	13.580	13.624	13.309
Na <sub>2</sub> O	0.053	0.046	0.045	0.050	0.149
K <sub>2</sub> O	0.025	0.000	0.000	0.000	0.034
H <sub>2</sub> O	2.048	2.060	2.020	2.021	2.036
Total	98.997	99.427	98.116	97.912	98.883
Si	7.941	7.953	8.000	7.993	7.979
Ti	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000
Al	0.033	0.027	0.031	0.033	0.084
Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>+2</sup>	0.221	0.151	0.211	0.189	0.284
Mn	0.016	0.014	0.009	0.015	0.018
Mg	4.840	4.865	4.572	4.715	4.621
Ca	1.949	1.990	2.003	2.030	1.969
Na	0.014	0.012	0.012	0.013	0.040
K	0.004	0.000	0.000	0.000	0.006
T_Si	7.941	7.953	8.000	7.993	7.979
T_Al	0.033	0.027	0.000	0.007	0.021
T_Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T	7.975	7.980	8.000	8.000	8.000
C_Al	0.000	0.000	0.031	0.027	0.064
C_Ti	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000
C_Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
C_Mg	4.840	4.865	4.572	4.715	4.621
C_Fe <sup>+2</sup>	0.160	0.135	0.211	0.189	0.284
C_Mn	0.000	0.000	0.009	0.015	0.018
C	5.000	5.000	4.823	4.949	4.986
B_Mn	0.016	0.014	0.000	0.000	0.000
B_Fe <sup>+2</sup>	0.061	0.016	0.000	0.000	0.000
B_Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B_Ca	1.924	1.970	2.000	2.000	1.969
B_Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.031
B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
A_Na	0.014	0.012	0.012	0.013	0.009
A_Ca	0.025	0.020	0.003	0.030	0.000
A_K	0.004	0.000	0.000	0.000	0.006
A	0.044	0.032	0.015	0.043	0.015
Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	0.956	0.970	0.956	0.961	0.942

## ANFIBÓLIOS

Amostra	EP-113R9a_11	EP-113R9a_15	EP-113R9a_16	EP-113R9a_17	EP-113R9a_18
SiO <sub>2</sub>	57.667	58.594	59.005	57.619	57.349
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.031	0.000	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.173	0.315	0.445	0.360	0.365
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	1.528	2.381	2.455	1.899	2.379
MnO	0.135	0.131	0.221	0.109	0.149
MgO	22.606	22.727	22.969	23.704	22.530
CaO	13.768	13.338	13.107	13.201	13.555
Na <sub>2</sub> O	0.040	0.104	0.112	0.138	0.070
K <sub>2</sub> O	0.000	0.018	0.043	0.000	0.000
H <sub>2</sub> O	2.021	2.052	2.069	2.052	2.027
Total	97.938	99.660	100.457	99.082	98.424
Si	8.000	8.000	8.000	7.914	7.963
Ti	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000
Al	0.028	0.051	0.071	0.058	0.060
Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>+2</sup>	0.177	0.272	0.278	0.218	0.276
Mn	0.016	0.015	0.025	0.013	0.018
Mg	4.675	4.626	4.643	4.854	4.664
Ca	2.046	1.951	1.904	1.943	2.016
Na	0.011	0.028	0.029	0.037	0.019
K	0.000	0.003	0.007	0.000	0.000
T_Si	8.000	8.000	8.000	7.914	7.963
T_Al	0.000	0.000	0.000	0.058	0.037
T_Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T	8.000	8.000	8.000	7.973	8.000
C_Al	0.028	0.051	0.071	0.000	0.023
C_Ti	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000
C_Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
C_Mg	4.675	4.626	4.643	4.854	4.664
C_Fe <sup>+2</sup>	0.177	0.272	0.278	0.146	0.276
C_Mn	0.016	0.015	0.005	0.000	0.018
C	4.897	4.964	5.000	5.000	4.981
B_Mn	0.000	0.000	0.021	0.013	0.000
B_Fe <sup>+2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.072	0.000
B_Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B_Ca	2.000	1.951	1.904	1.915	2.000
B_Na	0.000	0.028	0.029	0.000	0.000
B	2.000	1.978	1.954	2.000	2.000
A_Na	0.011	0.000	0.000	0.037	0.019
A_Ca	0.046	0.000	0.000	0.027	0.016
A_K	0.000	0.003	0.007	0.000	0.000
A	0.057	0.003	0.007	0.064	0.035
Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	0.963	0.944	0.943	0.957	0.944

## ANFIBÓLIOS

Amostra	EP-113R9a_19	EP-113R9a_28	EP-122_1	EP-122_1_2	EP-122_1_3
SiO <sub>2</sub>	57.245	58.516	56.647	58.205	56.647
TiO <sub>2</sub>	0.031	0.000	0.011	0.000	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.592	0.148	0.489	0.296	0.489
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	1.684	1.487	3.656	2.651	3.656
MnO	0.137	0.116	0.117	0.069	0.117
MgO	22.341	23.436	20.977	22.571	20.997
CaO	13.401	13.600	13.588	13.491	13.588
Na <sub>2</sub> O	0.071	0.043	0.110	0.381	0.110
K <sub>2</sub> O	0.012	0.020	0.018	0.120	0.000
H <sub>2</sub> O	2.012	2.055	1.996	2.059	1.996
Total	97.526	99.421	97.609	99.843	97.600
Si	7.987	8.000	7.979	7.980	7.979
Ti	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000
Al	0.097	0.024	0.081	0.048	0.081
Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>+2</sup>	0.196	0.170	0.431	0.304	0.431
Mn	0.016	0.013	0.014	0.008	0.014
Mg	4.647	4.777	4.405	4.613	4.409
Ca	2.003	1.992	2.051	1.982	2.051
Na	0.019	0.011	0.030	0.101	0.030
K	0.002	0.003	0.003	0.021	0.000
T_Si	7.987	8.000	7.979	7.980	7.979
T_Al	0.013	0.000	0.021	0.020	0.021
T_Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
C_Al	0.084	0.024	0.061	0.028	0.061
C_Ti	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000
C_Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
C_Mg	4.647	4.777	4.405	4.613	4.409
C_Fe <sup>+2</sup>	0.196	0.170	0.431	0.304	0.431
C_Mn	0.016	0.013	0.014	0.008	0.014
C	4.947	4.984	4.912	4.953	4.915
B_Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B_Fe <sup>+2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B_Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B_Ca	2.000	1.992	2.000	1.982	2.000
B_Na	0.000	0.008	0.000	0.018	0.000
B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
A_Na	0.019	0.003	0.030	0.083	0.030
A_Ca	0.003	0.000	0.051	0.000	0.051
A_K	0.002	0.003	0.003	0.021	0.000
A	0.024	0.007	0.084	0.104	0.081
Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	0.959	0.966	0.911	0.938	0.911

## ANFIBÓLIOS

Amostra	EP-122_1_4	EP-122_5	EP-122_5a	EP-122_5b	EP-122_7	EP-122_9
SiO <sub>2</sub>	58.105	58.535	57.378	57.573	58.010	57.632
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.013	0.042	0.037	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.296	0.306	0.983	0.449	0.295	0.452
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	1.682	0.000	0.000	0.000
FeO	2.651	2.554	0.741	3.395	2.714	1.886
MnO	0.069	0.000	0.102	0.086	0.105	0.000
MgO	22.871	22.228	23.084	21.515	22.263	22.670
CaO	13.270	13.352	13.187	13.432	13.507	13.425
Na <sub>2</sub> O	0.381	0.056	0.300	0.099	0.084	0.171
K <sub>2</sub> O	0.120	0.000	0.015	0.000	0.000	0.000
H <sub>2</sub> O	2.059	2.035	2.056	2.019	2.035	2.029
Total	99.822	99.066	99.541	98.610	99.050	98.265
Si	7.980	8.000	7.857	8.000	8.000	7.986
Ti	0.000	0.000	0.001	0.004	0.004	0.000
Al	0.048	0.049	0.159	0.074	0.048	0.074
Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.174	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>+2</sup>	0.304	0.292	0.085	0.395	0.313	0.219
Mn	0.008	0.000	0.012	0.010	0.012	0.000
Mg	4.613	4.529	4.712	4.457	4.577	4.683
Ca	1.982	1.955	1.934	2.000	1.996	1.993
Na	0.101	0.015	0.080	0.027	0.022	0.046
K	0.021	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000
T_Si	7.980	8.000	7.857	8.000	8.000	7.986
T_Al	0.020	0.000	0.143	0.000	0.000	0.014
T_Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
C_Al	0.028	0.049	0.015	0.074	0.048	0.060
C_Ti	0.000	0.000	0.001	0.004	0.004	0.000
C_Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.174	0.000	0.000	0.000
C_Mg	4.613	4.529	4.712	4.457	4.577	4.683
C_Fe <sup>+2</sup>	0.304	0.292	0.085	0.395	0.313	0.219
C_Mn	0.008	0.000	0.012	0.010	0.012	0.000
C	4.953	4.870	5.000	4.940	4.954	4.961
B_Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B_Fe <sup>+2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B_Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B_Ca	1.982	1.955	1.934	2.000	1.996	1.993
B_Na	0.018	0.015	0.066	0.000	0.004	0.007
B	2.000	1.970	2.000	2.000	2.000	2.000
A_Na	0.083	0.000	0.014	0.026	0.018	0.039
A_Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
A_K	0.021	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000
A	0.104	0.000	0.017	0.026	0.018	0.039
Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	0.938	0.939	0.982	0.919	0.936	0.955



## ANFIBÓLIOS

Amostra	EP-122_12a	EP-122_12	EP-128_34	EP-128_38	EP-128_42	EP-128_43
SiO <sub>2</sub>	57.034	57.200	58.416	59.253	58.070	58.704
TiO <sub>2</sub>	0.013	0.000	0.039	0.000	0.000	0.013
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.850	0.636	0.168	0.039	0.267	0.470
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	3.021	3.494	1.035	0.846	1.312	1.291
MnO	0.134	0.074	0.172	0.000	0.146	0.168
MgO	22.478	20.545	23.592	22.941	22.118	23.547
CaO	13.440	13.529	13.655	13.748	13.785	13.212
Na <sub>2</sub> O	0.160	0.094	0.000	0.000	0.117	0.166
K <sub>2</sub> O	0.007	0.030	0.000	0.000	0.000	0.010
H <sub>2</sub> O	2.042	1.992	2.052	2.042	2.017	2.064
Total	99.179	97.594	99.129	98.869	97.832	99.645
Si	7.871	8.000	7.997	8.000	8.000	7.994
Ti	0.001	0.000	0.004	0.000	0.000	0.001
Al	0.138	0.105	0.027	0.006	0.043	0.075
Fe <sup>+3</sup>	0.098	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>+2</sup>	0.250	0.409	0.119	0.096	0.151	0.147
Mn	0.016	0.009	0.020	0.000	0.017	0.019
Mg	4.625	4.284	4.815	4.618	4.543	4.780
Ca	1.987	2.027	2.003	1.989	2.035	1.927
Na	0.043	0.025	0.000	0.000	0.031	0.044
K	0.001	0.005	0.000	0.000	0.000	0.002
T_Si	7.871	8.000	7.997	8.000	8.000	7.994
T_Al	0.129	0.000	0.003	0.000	0.000	0.006
T_Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
C_Al	0.010	0.105	0.025	0.006	0.043	0.069
C_Ti	0.001	0.000	0.004	0.000	0.000	0.001
C_Fe <sup>+3</sup>	0.098	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
C_Mg	4.625	4.284	4.815	4.618	4.543	4.780
C_Fe <sup>+2</sup>	0.250	0.409	0.119	0.096	0.151	0.147
C_Mn	0.016	0.009	0.020	0.000	0.017	0.002
C	5.000	4.806	4.982	4.719	4.754	5.000
B_Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.017
B_Fe <sup>+2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B_Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B_Ca	1.987	2.000	2.000	1.989	2.000	1.927
B_Na	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.044
B	2.000	2.000	2.000	1.989	2.000	1.988
A_Na	0.030	0.025	0.000	0.000	0.031	0.000
A_Ca	0.000	0.027	0.003	0.000	0.035	0.000
A_K	0.001	0.005	0.000	0.000	0.000	0.002
A	0.031	0.058	0.003	0.000	0.066	0.002
Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	0.949	0.913	0.976	0.980	0.968	0.970

## ANFIBÓLIOS

Amostra	EP-153_1	EP-153_2	EP-153_6	EP-153_7	EP-153_8	EP-153_9	EP-153_12
SiO <sub>2</sub>	56.714	58.640	57.720	56.674	56.975	56.673	56.887
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.031	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.412	0.067	0.372	0.957	1.032	0.731	1.545
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.154	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	1.508	1.052	0.826	1.350	1.241	1.801	1.399
MnO	0.138	0.100	0.112	0.000	0.084	0.063	0.057
MgO	23.535	23.217	22.865	22.216	21.984	22.438	22.395
CaO	12.713	13.710	13.357	13.315	13.396	13.201	13.296
Na <sub>2</sub> O	0.034	0.000	0.116	0.272	0.181	0.168	0.258
K <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.021
H <sub>2</sub> O	2.015	2.043	2.016	2.003	2.002	2.006	2.026
Total	97.223	98.829	97.384	96.787	96.895	97.112	97.884
Si	7.932	8.000	8.000	7.957	7.981	7.948	7.900
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000
Al	0.068	0.011	0.061	0.158	0.170	0.121	0.253
Fe <sup>+3</sup>	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>+2</sup>	0.177	0.120	0.096	0.159	0.145	0.211	0.162
Mn	0.016	0.012	0.013	0.000	0.010	0.007	0.007
Mg	4.907	4.722	4.725	4.650	4.591	4.691	4.637
Ca	1.905	2.004	1.983	2.003	2.010	1.983	1.978
Na	0.009	0.000	0.031	0.074	0.049	0.046	0.069
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004
T_Si	7.932	8.000	8.000	7.957	7.981	7.948	7.900
T_Al	0.068	0.000	0.000	0.043	0.019	0.052	0.100
T_Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
C_Al	0.000	0.011	0.061	0.115	0.152	0.069	0.153
C_Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000
C_Fe <sup>+3</sup>	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
C_Mg	4.907	4.722	4.725	4.650	4.591	4.691	4.637
C_Fe <sup>+2</sup>	0.077	0.120	0.096	0.159	0.145	0.211	0.162
C_Mn	0.000	0.012	0.013	0.000	0.010	0.007	0.007
C	5.000	4.864	4.894	4.924	4.898	4.982	4.959
B_Mn	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B_Fe <sup>+2</sup>	0.100	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B_Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B_Ca	1.884	2.000	1.983	2.000	2.000	1.983	1.978
B_Na	0.000	0.000	0.017	0.000	0.000	0.017	0.022
B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
A_Na	0.009	0.000	0.014	0.074	0.049	0.029	0.048
A_Ca	0.021	0.004	0.000	0.003	0.010	0.000	0.000
A_K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004
A	0.030	0.004	0.014	0.077	0.060	0.029	0.051
Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	0.965	0.975	0.980	0.967	0.969	0.957	0.966

## ANFIBÓLIOS

Amostra	EP-153_14	EP-153_21	EP-153_24	EP-153_32	EP-153_39	EP-153_40
SiO <sub>2</sub>	55.200	57.861	59.270	56.887	57.070	56.565
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.037	0.000	0.016	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.090	0.062	0.106	1.545	1.615	1.627
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.150	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	1.357	0.970	1.506	1.399	1.531	1.308
MnO	0.101	0.139	0.089	0.057	0.135	0.051
MgO	22.924	22.056	22.514	22.395	22.439	22.355
CaO	12.907	13.915	13.468	13.296	13.218	13.643
Na <sub>2</sub> O	0.665	0.020	0.000	0.258	0.287	0.298
K <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.043	0.034
H <sub>2</sub> O	2.066	2.000	2.039	2.026	2.036	2.028
Total	99.460	97.023	99.029	97.863	98.390	97.909
Si	7.575	8.000	8.000	7.901	7.891	7.866
Ti	0.000	0.000	0.004	0.000	0.002	0.000
Al	0.500	0.010	0.017	0.253	0.263	0.267
Fe <sup>+3</sup>	0.119	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>+2</sup>	0.157	0.112	0.170	0.162	0.177	0.152
Mn	0.012	0.016	0.010	0.007	0.016	0.006
Mg	4.690	4.546	4.530	4.637	4.626	4.634
Ca	1.898	2.061	1.948	1.978	1.958	2.033
Na	0.177	0.005	0.000	0.069	0.077	0.080
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.006
T_Si	7.575	8.000	8.000	7.901	7.891	7.866
T_Al	0.425	0.000	0.000	0.099	0.109	0.134
T_Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
C_Al	0.075	0.010	0.017	0.154	0.155	0.133
C_Ti	0.000	0.000	0.004	0.000	0.002	0.000
C_Fe <sup>+3</sup>	0.119	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
C_Mg	4.690	4.546	4.530	4.637	4.626	4.634
C_Fe <sup>+2</sup>	0.116	0.112	0.170	0.162	0.177	0.152
C_Mn	0.000	0.016	0.010	0.007	0.016	0.006
C	5.000	4.685	4.731	4.960	4.975	4.925
B_Mn	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B_Fe <sup>+2</sup>	0.041	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B_Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B_Ca	1.898	2.000	1.948	1.978	1.958	2.000
B_Na	0.050	0.000	0.000	0.022	0.042	0.000
B	2.000	2.000	1.948	2.000	2.000	2.000
A_Na	0.127	0.005	0.000	0.048	0.035	0.080
A_Ca	0.000	0.061	0.000	0.000	0.000	0.033
A_K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.006
A	0.127	0.067	0.000	0.048	0.043	0.119
Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	0.968	0.976	0.964	0.966	0.963	0.968

## ANFIBÓLIOS

Amostra	EP-177b_61b	EP-177b_61n	EP-177b_65	EP-177b_66	EP-177b_68
SiO <sub>2</sub>	58.945	58.990	59.317	58.266	58.903
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.000	0.052	0.005
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.327	0.217	0.254	0.067	0.381
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	1.159	1.127	0.964	0.355	0.828
MnO	0.055	0.082	0.109	0.000	0.063
MgO	23.092	22.577	23.000	21.917	22.917
CaO	13.748	13.758	13.616	13.885	13.384
Na <sub>2</sub> O	0.141	0.095	0.131	0.030	0.172
K <sub>2</sub> O	0.021	0.000	0.000	0.000	0.017
H <sub>2</sub> O	2.058	2.040	2.055	1.992	2.043
Total	99.546	98.886	99.446	96.564	98.713
Si	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.005	0.001
Al	0.052	0.035	0.040	0.011	0.061
Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>+2</sup>	0.132	0.128	0.109	0.041	0.094
Mn	0.006	0.009	0.012	0.000	0.007
Mg	4.672	4.565	4.624	4.486	4.640
Ca	1.999	1.999	1.967	2.042	1.947
Na	0.037	0.025	0.034	0.008	0.045
K	0.004	0.000	0.000	0.000	0.003
T_Si	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
T_Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T_Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
C_Al	0.052	0.035	0.040	0.011	0.061
C_Ti	0.000	0.000	0.000	0.005	0.001
C_Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
C_Mg	4.672	4.565	4.624	4.486	4.640
C_Fe <sup>+2</sup>	0.132	0.128	0.109	0.041	0.094
C_Mn	0.006	0.009	0.012	0.000	0.007
C	4.862	4.737	4.786	4.543	4.803
B_Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B_Fe <sup>+2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B_Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B_Ca	1.999	1.999	1.967	2.000	1.947
B_Na	0.001	0.001	0.033	0.000	0.045
B	2.000	2.000	2.000	2.000	1.993
A_Na	0.036	0.024	0.002	0.008	0.000
A_Ca	0.000	0.000	0.000	0.042	0.000
A_K	0.004	0.000	0.000	0.000	0.003
A	0.040	0.024	0.002	0.050	0.003
Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	0.973	0.973	0.977	0.991	0.980



## CLORITAS

Amostra	EP-113R9_1	EP-113R9_5	EP-124_25	EP-124_27	EP-124_30	EP-124_31
SiO <sub>2</sub>	32.878	33.084	28.201	28.273	28.644	28.675
TiO <sub>2</sub>	0.054	0.046	0.074	0.048	0.059	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.616	15.582	24.044	23.842	23.394	23.605
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	1.118	0.513	0.562	1.284
FeO	2.691	2.934	5.910	6.132	5.728	5.109
MnO	0.000	0.000	0.243	0.214	0.174	0.166
MgO	33.814	35.949	27.190	28.468	28.899	27.640
CaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NiO	0.303	0.237	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.803	0.980	0.000	0.000	0.000	0.000
H <sub>2</sub> O	12.414	12.886	12.470	12.586	12.609	12.480
Total	97.573	101.698	99.249	100.076	100.070	98.958
Si	6.342	6.099	5.470	5.409	5.472	5.564
Ti	0.008	0.006	0.011	0.007	0.008	0.000
Al	3.323	3.385	5.496	5.375	5.266	5.398
Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.163	0.074	0.081	0.187
Fe <sup>+2</sup>	0.434	0.452	0.959	0.981	0.915	0.829
Mn	0.000	0.000	0.040	0.035	0.028	0.027
Mg	9.724	9.879	7.862	8.119	8.230	7.995
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.047	0.035	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.122	0.143	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000
Total_apfu	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000
T_Si	6.342	6.099	5.470	5.409	5.472	5.564
T_Al	1.658	1.901	2.530	2.591	2.528	2.436
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
R_Ti	0.008	0.006	0.011	0.007	0.008	0.000
R_Mg	9.724	9.879	7.862	8.119	8.230	7.995
R_Fe <sup>+2</sup>	0.434	0.452	0.959	0.981	0.915	0.829
R_Mn	0.000	0.000	0.040	0.035	0.028	0.027
R_Ni	0.047	0.035	0.000	0.000	0.000	0.000
R_Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R_Al	1.665	1.484	2.966	2.784	2.738	2.961
R_Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.163	0.074	0.081	0.187
R_Cr	0.122	0.143	0.000	0.000	0.000	0.000
R_Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R_K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000
Fe <sup>+2</sup> + Fe <sup>+3</sup>	0.434	0.452	1.122	1.055	0.996	1.016
Mg/(Mg + Fe <sup>+2</sup> )	0.957	0.956	0.891	0.892	0.900	0.906

## CLORITAS

Amostra	EP-124_34	EP-124_39	EP-124_40	EP-128_26	EP-128_29	EP-128_31
SiO <sub>2</sub>	28.849	28.016	27.854	33.427	34.720	32.120
TiO <sub>2</sub>	0.074	0.061	0.069	0.000	0.000	0.036
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.781	23.584	24.027	12.262	10.281	13.168
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.249	0.000	0.713	0.000	0.000	0.000
FeO	5.394	6.588	5.545	2.998	2.878	3.470
MnO	0.165	0.158	0.210	0.000	0.000	0.000
MgO	27.686	29.127	27.976	34.495	36.941	33.350
CaO	0.037	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na <sub>2</sub> O	0.022	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K <sub>2</sub> O	0.025	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NiO	0.000	0.000	0.000	0.127	0.185	0.171
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	0.000	3.111	2.111	3.295
H <sub>2</sub> O	12.576	12.584	12.453	12.320	12.515	12.135
Total	99.859	100.118	98.847	98.740	99.631	97.745
Si	5.553	5.340	5.394	6.405	6.543	6.235
Ti	0.011	0.009	0.010	0.000	0.000	0.005
Al	5.394	5.298	5.483	2.769	2.283	3.012
Fe <sup>+3</sup>	0.181	0.000	0.104	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>+2</sup>	0.868	1.050	0.898	0.480	0.454	0.563
Mn	0.027	0.026	0.034	0.000	0.000	0.000
Mg	7.944	8.277	8.076	9.854	10.378	9.651
Ca	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.020	0.028	0.027
Cr	0.000	0.000	0.000	0.471	0.314	0.506
OH	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000
Total_apfu	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000
T_Si	5.553	5.340	5.394	6.405	6.543	6.235
T_Al	2.447	2.660	2.606	1.595	1.457	1.765
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
R_Ti	0.011	0.009	0.010	0.000	0.000	0.005
R_Mg	7.944	8.277	8.076	9.854	10.378	9.651
R_Fe <sup>+2</sup>	0.868	1.050	0.898	0.480	0.454	0.563
R_Mn	0.027	0.026	0.034	0.000	0.000	0.000
R_Ni	0.000	0.000	0.000	0.020	0.028	0.027
R_Ca	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R_Al	2.947	2.638	2.877	1.174	0.826	1.248
R_Fe <sup>+3</sup>	0.181	0.000	0.104	0.000	0.000	0.000
R_Cr	0.000	0.000	0.000	0.471	0.314	0.506
R_Na	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R_K	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000
Fe <sup>+2</sup> + Fe <sup>+3</sup>	1.049	1.050	1.002	0.480	0.454	0.563
Mg/(Mg + Fe <sup>+2</sup> )	0.901	0.887	0.900	0.954	0.958	0.945

## CLORITAS

Amostra	EP-128_32	EP-133_07	EP-133_08	EP-133_10	EP-133_11	EP-133_12
SiO <sub>2</sub>	31.687	33.664	31.837	33.018	32.439	32.430
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.056	0.056	0.062	0.062	0.062
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.306	15.156	16.053	15.187	16.648	16.722
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	1.420	0.000	0.029	0.000
FeO	3.306	3.590	2.360	3.957	3.651	3.179
MnO	0.000	0.074	0.051	0.062	0.050	0.000
MgO	33.726	34.852	30.646	33.125	33.834	34.360
CaO	0.000	0.000	0.000	0.056	0.000	0.000
Na <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NiO	0.239	0.051	0.046	0.057	0.000	0.000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.030	0.000	0.000	0.000	0.000	0.048
H <sub>2</sub> O	12.109	12.789	12.076	12.494	12.677	12.716
Total	97.403	100.232	94.544	98.018	99.389	99.517
Si	6.153	6.314	6.393	6.361	6.140	6.113
Ti	0.000	0.008	0.008	0.009	0.009	0.009
Al	3.045	3.350	3.799	3.448	3.714	3.715
Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.214	0.000	0.004	0.000
Fe <sup>+2</sup>	0.537	0.563	0.396	0.638	0.578	0.501
Mn	0.000	0.012	0.009	0.010	0.008	0.000
Mg	9.763	9.745	9.174	9.514	9.547	9.655
Ca	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.037	0.008	0.007	0.009	0.000	0.000
Cr	0.465	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007
OH	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000
Total_apfu	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000
T_Si	6.153	6.314	6.393	6.361	6.140	6.113
T_Al	1.847	1.686	1.607	1.639	1.860	1.887
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
R_Ti	0.000	0.008	0.008	0.009	0.009	0.009
R_Mg	9.763	9.745	9.174	9.514	9.547	9.655
R_Fe <sup>+2</sup>	0.537	0.563	0.396	0.638	0.578	0.501
R_Mn	0.000	0.012	0.009	0.010	0.008	0.000
R_Ni	0.037	0.008	0.007	0.009	0.000	0.000
R_Ca	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000
R_Al	1.198	1.664	2.191	1.809	1.854	1.827
R_Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.214	0.000	0.004	0.000
R_Cr	0.465	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007
R_Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R_K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000
Fe <sup>+2</sup> + Fe <sup>+3</sup>	0.537	0.563	0.611	0.638	0.582	0.501
Mg/(Mg + Fe <sup>+2</sup> )	0.948	0.945	0.959	0.937	0.943	0.951

## CLORITAS

Amostra	EP-155_06	EP-177A_01	EP-177A_03	EP-177A_04	EP-177A_09
SiO <sub>2</sub>	32.505	31.991	31.766	31.755	33.111
TiO <sub>2</sub>	0.046	0.000	0.048	0.048	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.629	15.508	15.458	15.564	13.383
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	3.579	3.849	3.422	3.650	3.501
MnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	36.840	36.710	34.649	33.673	34.227
CaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NiO	0.000	0.162	0.157	0.206	0.083
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	1.122	1.230	1.154	1.346
H <sub>2</sub> O	13.056	12.844	12.514	12.421	12.374
Total	102.655	102.186	99.244	98.471	98.025
Si	5.907	5.857	6.014	6.080	6.369
Ti	0.006	0.000	0.007	0.007	0.000
Al	3.561	3.346	3.449	3.512	3.034
Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>+2</sup>	0.544	0.589	0.542	0.584	0.563
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	9.981	10.021	9.780	9.611	9.816
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.024	0.024	0.032	0.013
Cr	0.000	0.162	0.184	0.175	0.205
OH	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000
Total_apfu	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000
T_Si	5.907	5.857	6.014	6.080	6.369
T_Al	2.093	2.143	1.986	1.920	1.631
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
R_Ti	0.006	0.000	0.007	0.007	0.000
R_Mg	9.981	10.021	9.780	9.611	9.816
R_Fe <sup>+2</sup>	0.544	0.589	0.542	0.584	0.563
R_Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R_Ni	0.000	0.024	0.024	0.032	0.013
R_Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R_Al	1.469	1.204	1.463	1.591	1.403
R_Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R_Cr	0.000	0.162	0.184	0.175	0.205
R_Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R_K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000
Fe <sup>+2</sup> + Fe <sup>+3</sup>	0.544	0.589	0.542	0.584	0.563
Mg/(Mg + Fe <sup>+2</sup> )	0.948	0.944	0.948	0.943	0.946



ESPINÉLIOS

Amostras	EP-113R5_19	EP-113R5_20	EP-128_04	EP-128_10	EP-128_11	EP-128_12	EP-128_13
SiO <sub>2</sub>	0.058	0.162	0.000	0.000	0.000	0.045	0.000
TiO <sub>2</sub>	0.411	0.455	0.000	0.036	0.000	0.000	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.070	0.046	0.152	0.146	0.313	0.162
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.275	4.923	21.816	30.950	34.129	38.017	29.747
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	48.203	50.188	38.980	34.163	30.720	28.498	33.518
FeO	43.042	44.836	31.951	29.919	26.756	26.691	28.616
MnO	0.247	0.093	1.318	1.760	1.837	1.796	1.630
MgO	0.301	0.385	2.531	2.799	3.699	3.752	3.080
CaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NiO	0.479	0.441	0.624	0.460	0.429	0.354	0.577
ZnO	0.000	0.000	0.164	0.318	0.291	0.398	0.219
Total	100.016	101.552	97.430	100.556	98.007	99.864	97.549
Si	0.018	0.048	0.000	0.000	0.000	0.013	0.000
Ti	0.093	0.102	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.025	0.017	0.053	0.052	0.108	0.058
Cr	1.738	1.157	5.256	7.211	8.088	8.836	7.117
Fe <sup>+3</sup>	10.960	11.225	8.929	7.532	6.895	6.257	7.608
Fe <sup>+2</sup>	10.876	11.144	8.155	7.418	6.743	6.610	7.269
Mn	0.063	0.023	0.340	0.439	0.466	0.447	0.418
Mg	0.136	0.171	1.150	1.230	1.653	1.644	1.390
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.116	0.105	0.153	0.109	0.103	0.084	0.140
Zn	0.000	0.000	0.037	0.069	0.064	0.086	0.049
Total_apfu	24.000	24.000	24.037	24.069	24.064	24.086	24.049
Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	0.012	0.015	0.124	0.142	0.197	0.199	0.160
Al/(Al+Fe <sup>+3</sup> +Cr)	0.000	0.002	0.001	0.004	0.003	0.007	0.004
Cr/(Cr+Al+Fe <sup>+3</sup> )	0.137	0.093	0.370	0.487	0.538	0.581	0.481
Cr/(Cr+Al)	1.000	0.979	0.997	0.993	0.994	0.988	0.992
Fe <sup>+3</sup> /(Fe <sup>+3</sup> +Cr+Al)	0.863	0.905	0.629	0.509	0.459	0.412	0.515

ESPINÉLIOS

Amostras	EP-128_14	EP-128_15	EP-128_19	EP-128_20	EP-128_22	EP-177A_25	EP-177A_27
SiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.035	0.067	0.000	0.000	0.890
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.125	0.000	0.000	0.260	0.470
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.035	4.643	4.673	5.329	13.980	0.209	0.209
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.580	42.554	42.989	42.985	47.196	29.913	24.456
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.402	19.417	21.328	20.759	10.541	37.226	37.739
FeO	26.061	21.684	23.227	23.117	19.219	30.415	30.375
MnO	1.626	1.611	1.974	1.891	1.039	0.735	0.694
MgO	4.046	5.685	5.598	5.640	9.283	4.582	4.868
CaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.180
NiO	0.422	0.276	0.207	0.264	0.119	0.431	0.538
ZnO	0.257	0.489	0.545	0.521	0.514	0.200	0.214
Total	97.429	96.360	100.701	100.573	101.891	103.971	100.633
Si	0.000	0.000	0.010	0.019	0.000	0.000	0.257
Ti	0.000	0.000	0.026	0.000	0.000	0.055	0.102
Al	0.365	1.603	1.550	1.763	4.270	0.069	0.071
Cr	8.178	9.856	9.564	9.538	9.670	6.651	5.584
Fe <sup>+3</sup>	6.588	4.219	4.451	4.322	1.994	7.856	8.179
Fe <sup>+2</sup>	6.551	5.375	5.532	5.489	4.227	7.175	7.361
Mn	0.412	0.400	0.470	0.450	0.228	0.175	0.170
Mg	1.804	2.483	2.349	2.360	3.587	1.921	2.096
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.056
Ni	0.102	0.065	0.047	0.060	0.025	0.097	0.125
Zn	0.057	0.106	0.113	0.108	0.098	0.042	0.046
Total_apfu	24.057	24.106	24.113	24.108	24.098	24.042	24.046
Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	0.216	0.316	0.298	0.301	0.459	0.211	0.222
Al/(Al+Fe <sup>+3</sup> +Cr)	0.024	0.102	0.100	0.113	0.268	0.005	0.005
Cr/(Cr+Al+Fe <sup>+3</sup> )	0.540	0.629	0.614	0.611	0.607	0.456	0.404
Cr/(Cr+Al)	0.957	0.860	0.861	0.844	0.694	0.990	0.987
Fe <sup>+3</sup> /(Fe <sup>+3</sup> +Cr+Al)	0.435	0.269	0.286	0.277	0.125	0.539	0.591

ESPINÉLIOS

Amostras	EP-177A_31	EP-177A_32	EP-177B_7	EP-177B_10	EP-177B_16	EP-128_1(3)
SiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.032	1.487	0.057	0.000
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.174	0.502	0.636	0.193	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.231	0.595	0.038	0.123	0.075	15.002
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.378	30.950	9.590	21.017	10.854	45.251
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	41.581	35.652	48.409	39.273	47.117	9.909
FeO	31.811	28.823	40.508	33.987	37.999	20.446
MnO	0.391	0.724	0.251	0.511	0.333	1.808
MgO	4.246	4.933	1.826	3.881	2.460	7.955
CaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NiO	0.744	0.527	0.846	0.712	0.866	0.000
ZnO	0.151	0.249	0.000	0.196	0.000	0.446
Total	100.533	102.628	102.002	101.823	99.954	100.817
Si	0.000	0.000	0.009	0.427	0.017	0.000
Ti	0.000	0.037	0.111	0.138	0.043	0.000
Al	0.079	0.199	0.013	0.042	0.026	4.626
Cr	4.927	6.939	2.220	4.776	2.550	9.360
Fe <sup>+3</sup>	9.105	7.581	10.668	8.474	10.538	1.951
Fe <sup>+2</sup>	7.772	6.864	9.920	8.192	9.445	4.474
Mn	0.097	0.174	0.062	0.124	0.084	0.401
Mg	1.845	2.086	0.797	1.663	1.090	3.103
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.174	0.120	0.199	0.165	0.207	0.000
Zn	0.032	0.052	0.000	0.042	0.000	0.086
Total_apfu	24.032	24.052	24.000	24.042	24.000	24.000
Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	0.192	0.233	0.074	0.169	0.103	0.410
Al/(Al+Fe <sup>+3</sup> +Cr)	0.006	0.014	0.001	0.003	0.002	0.290
Cr/(Cr+Al+Fe <sup>+3</sup> )	0.349	0.471	0.172	0.359	0.194	0.587
Cr/(Cr+Al)	0.984	0.972	0.994	0.991	0.990	0.669
Fe <sup>+3</sup> /(Fe <sup>+3</sup> +Cr+Al)	0.645	0.515	0.827	0.638	0.804	0.122

ESPINÉLIOS

Amostras	EP-128_6(3)	EP-128_1(5)	EP-128_7(3)	EP-128_7(4)	EP-128_7(5)	EP-128_8(4)
SiO <sub>2</sub>	1.881	0.552	0.942	0.481	0.468	0.000
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.362	10.752	11.670	16.600	16.183	7.925
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	41.222	44.761	46.500	46.150	46.227	45.068
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.111	13.720	10.260	6.437	6.811	17.658
FeO	23.155	22.022	21.652	20.047	20.261	21.996
MnO	1.667	2.072	2.046	1.740	1.734	2.269
MgO	7.971	7.063	7.556	8.693	8.535	6.653
CaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NiO	0.150	0.094	0.000	0.000	0.000	0.200
ZnO	0.280	0.338	0.397	0.484	0.456	0.000
Total	100.799	101.374	101.024	100.633	100.675	101.770
Si	0.486	0.147	0.250	0.124	0.121	0.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	4.985	3.380	3.644	5.052	4.938	2.528
Cr	8.424	9.441	9.741	9.423	9.463	9.645
Fe <sup>+3</sup>	1.578	2.755	2.046	1.251	1.327	3.597
Fe <sup>+2</sup>	5.006	4.913	4.798	4.330	4.388	4.980
Mn	0.365	0.468	0.459	0.381	0.380	0.520
Mg	3.072	2.809	2.985	3.347	3.295	2.685
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.031	0.020	0.000	0.000	0.000	0.044
Zn	0.053	0.067	0.078	0.092	0.087	0.000
Total_apfu	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000
Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	0.380	0.364	0.384	0.436	0.429	0.350
Al/(Al+Fe <sup>+3</sup> +Cr)	0.333	0.217	0.236	0.321	0.314	0.160
Cr/(Cr+Al+Fe <sup>+3</sup> )	0.562	0.606	0.631	0.599	0.602	0.612
Cr/(Cr+Al)	0.628	0.736	0.728	0.651	0.657	0.792
Fe <sup>+3</sup> /(Fe <sup>+3</sup> +Cr+Al)	0.105	0.177	0.133	0.080	0.084	0.228

PIROXÊNIOS

Amostra	EP-122_0	EP-113R8_1_1	EP-113R8_2_1	EP-113R8_3	EP-113R8_5	EP-113R8_7_1	EP-113R8_8_1	EP-113R8_9
SiO <sub>2</sub>	58.976	55.204	55.099	58.701	54.663	55.178	55.458	55.235
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.303	0.000	0.000	0.282	0.000	0.018	0.000	0.000
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.217	0.130	0.731	0.610	0.765	0.765	0.578	0.555
FeO	0.000	0.230	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MnO	0.134	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	25.038	17.578	18.798	25.616	18.973	19.223	19.630	19.807
CaO	13.268	26.736	26.207	13.270	26.442	25.601	26.246	25.840
Na <sub>2</sub> O	0.064	0.014	0.000	0.132	0.000	0.000	0.027	0.017
K <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.075	0.000	0.090	0.000	0.000	0.079	0.000
NiO	0.000	0.000	0.000	0.080	0.000	0.000	0.000	0.044
Total	100.000	99.967	100.835	98.781	100.843	100.785	102.018	101.498
Si	2.088	1.998	1.972	2.089	1.955	1.973	1.956	1.956
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.013	0.000	0.000	0.012	0.000	0.001	0.000	0.000
Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.007	0.020	0.000	0.021	0.021	0.015	0.015
Fe <sup>+2</sup>	0.066	0.007	0.000	0.018	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.322	0.948	1.003	1.359	1.012	1.025	1.032	1.046
Ca	0.503	1.037	1.005	0.506	1.013	0.981	0.992	0.980
Na	0.004	0.001	0.000	0.009	0.000	0.000	0.002	0.001
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.002	0.000	0.003	0.000	0.000	0.002	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.003
Total apfu	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
T_Si	2.088	1.998	1.972	2.089	1.955	1.973	1.956	1.956
T_Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
T_Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.007	0.020	0.000	0.021	0.021	0.015	0.015
T	2.088	2.005	1.992	2.089	1.975	1.994	1.972	1.971
M1_Al	0.013	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000
M1_Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1_Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1_Cr	0.000	0.002	0.000	0.003	0.000	0.000	0.002	0.000
M1_Mg	0.987	0.948	1.000	0.986	1.000	1.000	0.998	1.000
M1_Fe <sup>+2</sup>	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1_Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1	1.000	0.958	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
M2_Mg	0.334	0.000	0.003	0.373	0.012	0.025	0.035	0.046
M2_Fe <sup>+2</sup>	0.066	0.000	0.000	0.018	0.000	0.000	0.000	0.000
M2_Mn	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M2_Ca	0.503	1.000	0.997	0.506	0.988	0.975	0.965	0.954
M2_Na	0.004	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000
M2	0.912	1.000	1.000	0.907	1.000	1.000	1.000	1.000
Q	1.891	1.992	2.008	1.883	2.025	2.006	2.024	2.026
J	0.009	0.002	0.000	0.018	0.000	0.000	0.004	0.002
Wo	26.564	51.856	49.560	26.866	49.534	48.406	48.632	48.037
En	69.759	47.443	49.469	72.169	49.460	50.579	50.616	51.239
Fs	3.677	0.700	0.971	0.964	1.006	1.015	0.752	0.724

PIROXÊNIOS

Amostra	EP-113R8_13	EP-113R8_18	EP-113R8_20	EP-113R8_23	EP-113R8_24	EP-113R9A_13	EP-113R9A_14
SiO <sub>2</sub>	55.440	54.324	55.045	55.084	55.517	59.327	58.664
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.052	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.018	0.000	0.000	0.000	0.177	0.412
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.727	0.891	0.573	0.412	0.707	0.000	0.000
FeO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.819	2.647
MnO	0.000	0.063	0.069	0.134	0.080	0.116	0.072
MgO	18.715	18.394	19.057	18.886	19.358	25.519	24.719
CaO	26.106	26.165	26.637	26.272	25.392	13.335	13.346
Na <sub>2</sub> O	0.018	0.000	0.023	0.000	0.000	0.054	0.061
K <sub>2</sub> O	0.027	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.030
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.107	0.073	0.066	0.000	0.000	0.000	0.000
NiO	0.000	0.000	0.032	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	101.140	99.980	101.502	100.788	101.054	100.347	99.951
Si	1.980	1.964	1.955	1.971	1.980	2.089	2.082
Ti	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.007	0.017
Fe <sup>+3</sup>	0.020	0.024	0.015	0.011	0.019	0.000	0.000
Fe <sup>+2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.054	0.079
Mn	0.000	0.002	0.002	0.004	0.002	0.003	0.002
Mg	0.996	0.992	1.009	1.007	1.029	1.340	1.308
Ca	0.999	1.014	1.013	1.007	0.970	0.503	0.507
Na	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.004	0.004
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Cr	0.003	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Total apfu	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
T_Si	1.980	1.964	1.955	1.971	1.980	2.089	2.082
T_Al	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T_Fe <sup>+3</sup>	0.020	0.024	0.015	0.011	0.019	0.000	0.000
T	1.999	1.989	1.970	1.982	1.999	2.089	2.082
M1_Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.017
M1_Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1_Ti	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1_Cr	0.003	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
M1_Mg	0.996	0.992	0.998	1.000	1.000	0.993	0.983
M1_Fe <sup>+2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1_Mn	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1	0.999	0.997	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
M2_Mg	0.000	0.000	0.011	0.007	0.029	0.347	0.325
M2_Fe <sup>+2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.054	0.079
M2_Mn	0.000	0.000	0.002	0.004	0.002	0.003	0.002
M2_Ca	0.999	1.000	0.987	0.989	0.969	0.503	0.507
M2_Na	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.004
M2	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	0.911	0.917
Q	1.995	2.005	2.022	2.014	1.999	1.896	1.893
J	0.002	0.000	0.003	0.000	0.000	0.007	0.008
Wo	49.575	49.898	49.684	49.618	48.009	26.480	26.763
En	49.456	48.813	49.463	49.635	50.932	70.518	68.979
Fs	0.969	1.289	0.853	0.747	1.058	3.002	4.258



## PIROXÊNIOS

Amostra	EP-122_1	EP-122_1a	EP-122_3	EP-122_11	EP-122_12	EP-122_12c	EP-122_12d
SiO <sub>2</sub>	58.812	56.402	58.994	58.939	58.162	58.258	58.301
TiO <sub>2</sub>	0.049	0.000	0.000	0.000	0.047	0.042	0.034
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.388	2.519	0.252	0.658	0.779	0.634	0.578
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	3.311	2.259	2.985	2.105	3.283	3.284	3.293
MnO	0.121	0.093	0.000	0.054	0.132	0.098	0.087
MgO	24.111	24.157	24.799	23.789	23.724	23.157	23.282
CaO	13.694	12.938	13.370	13.834	13.737	13.443	13.452
Na <sub>2</sub> O	0.087	0.702	0.059	0.176	0.133	0.136	0.142
K <sub>2</sub> O	0.000	0.040	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	100.573	99.110	100.459	99.555	99.997	99.052	99.169
Si	2.083	2.003	2.085	2.102	2.071	2.098	2.097
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001
Al	0.016	0.105	0.010	0.028	0.033	0.027	0.024
Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>+2</sup>	0.098	0.067	0.088	0.063	0.098	0.099	0.099
Mn	0.004	0.003	0.000	0.002	0.004	0.003	0.003
Mg	1.273	1.279	1.306	1.265	1.260	1.243	1.248
Ca	0.519	0.492	0.506	0.529	0.524	0.519	0.518
Na	0.006	0.048	0.004	0.012	0.009	0.009	0.010
K	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total apfu	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
T_Si	2.083	2.003	2.085	2.102	2.071	2.098	2.097
T_Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T_Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T	2.083	2.003	2.085	2.102	2.071	2.098	2.097
M1_Al	0.016	0.105	0.010	0.028	0.033	0.027	0.024
M1_Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1_Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001
M1_Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1_Mg	0.983	0.895	0.990	0.972	0.966	0.972	0.975
M1_Fe <sup>+2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1_Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
M2_Mg	0.290	0.384	0.317	0.293	0.294	0.272	0.274
M2_Fe <sup>+2</sup>	0.098	0.067	0.088	0.063	0.098	0.099	0.099
M2_Mn	0.004	0.003	0.000	0.002	0.004	0.003	0.003
M2_Ca	0.519	0.492	0.506	0.529	0.524	0.519	0.518
M2_Na	0.006	0.048	0.004	0.012	0.009	0.009	0.010
M2	0.917	0.995	0.915	0.898	0.929	0.902	0.903
Q	1.890	1.838	1.901	1.856	1.882	1.861	1.865
J	0.012	0.097	0.008	0.024	0.018	0.019	0.020
Wo	27.428	26.736	26.628	28.451	27.798	27.827	27.742
En	67.203	69.468	68.731	68.082	66.805	66.706	66.815
Fs	5.369	3.796	4.641	3.467	5.397	5.467	5.443

## SERPENTINA

Amostra	EP-113R5 01	EP-113R5 09	EP-113R9B 11	EP-113R9B 13	EP-113R9B 15	EP-113R9B 16	EP-113R9B 23
SiO <sub>2</sub>	43.706	44.609	43.654	43.440	43.620	44.332	43.945
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.051	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.059	0.284	1.629	1.915	1.255	1.115	0.775
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.828	4.541	3.498	3.362	2.831	3.053	3.174
FeO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MnO	0.063	0.132	0.075	0.112	0.102	0.097	0.097
Na <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	42.892	42.786	40.981	40.388	41.183	42.167	43.385
CaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.055	0.000
NiO	0.164	0.202	0.248	0.178	0.255	0.205	0.224
OH	13.611	13.621	13.322	13.238	13.223	13.469	13.518
Total	106.323	106.226	103.407	102.633	102.469	104.493	105.118
Si	1.939	1.983	1.992	1.999	2.002	1.995	1.959
Ti	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.055	0.015	0.088	0.104	0.068	0.059	0.041
Fe	0.161	0.152	0.120	0.116	0.098	0.103	0.106
Mn	0.002	0.005	0.003	0.004	0.004	0.004	0.004
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	2.837	2.836	2.788	2.770	2.818	2.829	2.883
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Ni	0.006	0.007	0.009	0.007	0.009	0.007	0.008
Total_apfu	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000
T_Si	1.939	1.983	1.992	1.999	2.002	1.995	1.959
T_Al	0.055	0.015	0.000	0.000	0.000	0.000	0.041
T	1.994	1.998	1.992	1.999	2.002	1.995	1.999
R_Al	0.000	0.000	0.088	0.104	0.068	0.059	0.000
R_Ti	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R_Fe	0.161	0.152	0.120	0.116	0.098	0.103	0.106
R_Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
R_Mn	0.002	0.005	0.003	0.004	0.004	0.004	0.004
R_Mg	2.837	2.836	2.788	2.770	2.818	2.829	2.883
R_Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R_Ni	0.006	0.007	0.009	0.007	0.009	0.007	0.008
R_Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R_K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R	3.006	3.002	3.008	3.001	2.998	3.005	3.001
Mg/(Mg+Fe)	0.946	0.949	0.959	0.960	0.966	0.965	0.964

Amostra	SERPENTINA						
	EP-128 47	EP-128 48	EP-128 49	EP-128 50	EP-128 51	EP-128 52	EP-128 53
SiO <sub>2</sub>	43.137	44.047	43.703	43.135	44.134	44.691	42.724
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.888	1.037	1.207	1.376	0.844	0.574	1.596
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.321	2.130	2.459	1.831	1.861	1.540	2.052
FeO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MnO	0.000	0.000	0.000	0.082	0.000	0.000	0.057
Na <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	39.396	38.099	39.245	37.917	39.085	39.719	38.899
CaO	0.070	0.425	0.000	0.000	0.039	0.000	0.000
K <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.101	0.109	0.154	0.186	0.066	0.057	0.483
NiO	0.221	0.140	0.194	0.180	0.146	0.149	0.192
OH	12.808	12.829	12.940	12.644	12.878	12.979	12.763
Total	98.942	98.816	99.902	97.351	99.053	99.709	98.766
Si	2.054	2.111	2.066	2.093	2.101	2.110	2.040
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.050	0.059	0.067	0.079	0.047	0.032	0.090
Fe	0.083	0.077	0.087	0.067	0.067	0.055	0.074
Mn	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.002
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	2.797	2.722	2.766	2.743	2.774	2.796	2.769
Ca	0.004	0.022	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.004	0.004	0.006	0.007	0.002	0.002	0.018
Ni	0.008	0.005	0.007	0.007	0.006	0.006	0.007
Total_apfu	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000
T_Si	2.054	2.111	2.066	2.093	2.101	2.110	2.040
T_Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T	2.054	2.111	2.066	2.093	2.101	2.110	2.040
R_Al	0.050	0.059	0.067	0.079	0.047	0.032	0.090
R_Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R_Fe	0.083	0.077	0.087	0.067	0.067	0.055	0.074
R_Cr	0.004	0.004	0.006	0.007	0.002	0.002	0.018
R_Mn	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.002
R_Mg	2.797	2.722	2.766	2.743	2.774	2.796	2.769
R_Ca	0.004	0.022	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
R_Ni	0.008	0.005	0.007	0.007	0.006	0.006	0.007
R_Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R_K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R	2.946	2.889	2.934	2.907	2.899	2.890	2.960
Mg/(Mg+Fe)	0.971	0.973	0.969	0.976	0.977	0.981	0.974

Amostra	SERPENTINA						
	EP-153 41	EP-153 42	EP-153 45	EP-153 47	EP-177A 11	EP-177B 31	EP-177B 32
SiO <sub>2</sub>	43.061	42.303	43.410	42.473	45.052	41.606	42.366
TiO <sub>2</sub>	0.042	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.376	2.472	1.783	1.765	1.052	0.164	0.124
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.252	4.784	3.866	3.724	2.445	6.595	4.727
FeO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MnO	0.098	0.000	0.000	0.000	0.000	0.115	0.092
Na <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	39.611	39.542	40.817	39.003	45.630	35.310	36.936
CaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.080	0.000
K <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.159	0.374	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NiO	0.269	0.279	0.224	0.222	0.091	0.590	0.308
OH	13.246	13.168	13.311	12.902	13.950	12.358	12.481
Total	103.114	102.922	103.411	100.089	108.220	96.818	97.034
Si	1.983	1.953	1.983	2.010	1.938	2.079	2.088
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.129	0.135	0.096	0.098	0.053	0.010	0.007
Fe	0.147	0.166	0.133	0.133	0.079	0.248	0.175
Mn	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.004
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	2.720	2.722	2.780	2.751	2.926	2.630	2.714
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.006	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.010	0.010	0.008	0.008	0.003	0.024	0.012
Total_apfu	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000
T_Si	1.983	1.953	1.983	2.010	1.938	2.079	2.088
T_Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.053	0.000	0.000
T	1.983	1.953	1.983	2.010	1.991	2.079	2.088
R_Al	0.129	0.135	0.096	0.098	0.000	0.010	0.007
R_Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R_Fe	0.147	0.166	0.133	0.133	0.079	0.248	0.175
R_Cr	0.006	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R_Mn	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.004
R_Mg	2.720	2.722	2.780	2.751	2.926	2.630	2.714
R_Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000
R_Ni	0.010	0.010	0.008	0.008	0.003	0.024	0.012
R_Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R_K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R	3.017	3.047	3.017	2.990	3.009	2.921	2.912
Mg/(Mg+Fe)	0.949	0.942	0.954	0.954	0.974	0.914	0.939



## SERPENTINA

Amostra	EP-177B 34	EP-177B 35	EP-177B 36	EP-177B 37	EP-177B 38	EP-177B 39	EP-177B 41
SiO <sub>2</sub>	41.866	41.546	44.013	43.559	43.451	43.965	41.850
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.187	0.076	1.199	1.183	1.107	1.364	0.418
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.686	3.797	1.773	2.099	1.968	2.609	2.770
FeO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MnO	0.176	0.083	0.000	0.000	0.000	0.000	0.078
Na <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	36.268	40.074	40.877	40.766	40.171	40.577	40.456
CaO	0.051	0.042	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	0.102	0.000	0.057	0.000	0.089
NiO	0.351	0.367	0.104	0.115	0.103	0.137	0.174
OH	12.426	12.651	13.127	13.061	12.943	13.185	12.690
Total	97.011	98.636	101.195	100.783	99.800	101.837	98.525
Si	2.074	1.985	2.040	2.028	2.045	2.033	1.993
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.011	0.004	0.065	0.065	0.061	0.074	0.023
Fe	0.212	0.137	0.062	0.074	0.070	0.091	0.099
Mn	0.007	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	2.679	2.855	2.825	2.829	2.818	2.797	2.872
Ca	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.004	0.000	0.002	0.000	0.003
Ni	0.014	0.014	0.004	0.004	0.004	0.005	0.007
Total_apfu	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000
T_Si	2.074	1.985	2.040	2.028	2.045	2.033	1.993
T_Al	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T	2.074	1.989	2.040	2.028	2.045	2.033	1.993
R_Al	0.011	0.000	0.065	0.065	0.061	0.074	0.023
R_Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R_Fe	0.212	0.137	0.062	0.074	0.070	0.091	0.099
R_Cr	0.000	0.000	0.004	0.000	0.002	0.000	0.003
R_Mn	0.007	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003
R_Mg	2.679	2.855	2.825	2.829	2.818	2.797	2.872
R_Ca	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R_Ni	0.014	0.014	0.004	0.004	0.004	0.005	0.007
R_Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R_K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R	2.926	3.011	2.960	2.972	2.955	2.967	3.007
Mg/(Mg+Fe)	0.927	0.954	0.979	0.975	0.976	0.969	0.967

Amostra	SERPENTINA						
	EP-177B 42	EP-177B 42a	EP-177B 43	EP-177B 44	EP-177B 45	EP-177B 46	EP-177B 52
SiO <sub>2</sub>	42.215	43.058	42.697	43.536	44.206	44.749	41.943
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.000	0.058	0.000	0.000	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.458	0.324	0.335	0.863	0.651	0.634	0.687
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.431	4.565	2.392	2.326	1.834	2.138	4.374
FeO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MnO	0.198	0.116	0.072	0.094	0.091	0.000	0.259
Na <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	37.513	39.074	39.366	39.498	41.406	42.917	38.780
CaO	0.070	0.055	0.155	0.041	0.000	0.000	0.174
K <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.157	0.100	0.000	0.062	0.000	0.000	0.000
NiO	0.395	0.300	0.161	0.142	0.105	0.117	0.260
OH	12.576	12.897	12.657	12.891	13.153	13.460	12.720
Total	98.013	100.489	97.835	99.511	101.446	104.015	99.197
Si	2.055	2.039	2.054	2.063	2.042	2.012	2.007
Ti	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Al	0.026	0.018	0.019	0.048	0.035	0.034	0.039
Fe	0.162	0.163	0.087	0.083	0.064	0.072	0.158
Mn	0.008	0.005	0.003	0.004	0.004	0.000	0.010
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	2.723	2.758	2.823	2.790	2.851	2.877	2.767
Ca	0.004	0.003	0.008	0.002	0.000	0.000	0.009
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.006	0.004	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Ni	0.015	0.011	0.006	0.005	0.004	0.004	0.010
Total_apfu	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000
T_Si	2.055	2.039	2.054	2.063	2.042	2.012	2.007
T_Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T	2.055	2.039	2.054	2.063	2.042	2.012	2.007
R_Al	0.026	0.018	0.019	0.048	0.035	0.034	0.039
R_Ti	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
R_Fe	0.162	0.163	0.087	0.083	0.064	0.072	0.158
R_Cr	0.006	0.004	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
R_Mn	0.008	0.005	0.003	0.004	0.004	0.000	0.010
R_Mg	2.723	2.758	2.823	2.790	2.851	2.877	2.767
R_Ca	0.004	0.003	0.008	0.002	0.000	0.000	0.009
R_Ni	0.015	0.011	0.006	0.005	0.004	0.004	0.010
R_Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R_K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R	2.945	2.961	2.946	2.937	2.958	2.988	2.993
Mg/(Mg+Fe)	0.944	0.944	0.970	0.971	0.978	0.975	0.946

## SERPENTINA

Amostra	EP-177B 26	EP-177B 27	EP-177B 28	EP-177B 29	EP-177B 25	EP-177B 25a
SiO <sub>2</sub>	40.906	40.358	41.834	43.806	41.637	41.637
TiO <sub>2</sub>	0.023	0.017	0.000	0.000	0.000	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.129	0.260	0.149	1.157	0.181	0.181
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.868	5.578	4.085	2.021	7.428	2.612
FeO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MnO	0.066	0.095	0.108	0.000	0.148	0.148
Na <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	38.079	38.384	39.542	39.557	33.181	33.181
CaO	0.074	0.000	0.038	0.000	0.032	0.032
K <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.057	0.000	0.000	0.051	0.000	0.000
NiO	0.547	0.000	0.343	0.238	0.513	0.513
OH	12.514	12.406	12.672	12.948	12.167	11.928
Total	98.263	97.098	98.771	99.778	95.287	94.566
Si	1.988	1.975	2.003	2.068	2.136	2.136
Ti	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.007	0.015	0.008	0.064	0.011	0.011
Fe	0.215	0.205	0.147	0.072	0.287	0.101
Mn	0.003	0.004	0.004	0.000	0.006	0.006
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	2.759	2.800	2.822	2.784	2.537	2.537
Ca	0.004	0.000	0.002	0.000	0.002	0.002
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Ni	0.021	0.000	0.013	0.009	0.021	0.021
Total_apfu	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000
T_Si	1.988	1.975	2.003	2.068	2.136	2.136
T_Al	0.007	0.015	0.000	0.000	0.000	0.000
T	1.995	1.990	2.003	2.068	2.136	2.136
R_Al	0.000	0.000	0.008	0.064	0.011	0.011
R_Ti	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
R_Fe	0.215	0.205	0.147	0.072	0.287	0.101
R_Cr	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
R_Mn	0.003	0.004	0.004	0.000	0.006	0.006
R_Mg	2.759	2.800	2.822	2.784	2.537	2.537
R_Ca	0.004	0.000	0.002	0.000	0.002	0.002
R_Ni	0.021	0.000	0.013	0.009	0.021	0.021
R_Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R_K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
R	3.005	3.010	2.997	2.932	2.864	2.679
Mg/(Mg+Fe)	0.928	0.932	0.950	0.975	0.898	0.962





## TURMALINA

Amostra EP-124	pto25	pto15	pto16	pto21	pto10	pto19	pto19bor	pto17
Si	6.002	6.011	6.002	5.962	5.978	6.029	5.961	6.025
Ti	0.058	0.017	0.056	0.028	0.019	0.033	0.066	0.056
Cr	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	5.721	6.071	5.757	6.182	6.128	5.874	5.758	5.807
Fe <sup>+2</sup>	0.434	0.112	0.468	0.116	0.111	0.443	0.486	0.389
Mg	2.742	2.631	2.657	2.540	2.671	2.604	2.767	2.619
Mn	0.000	0.000	0.000	0.017	0.000	0.000	0.000	0.000
Li*	0.045	0.169	0.056	0.155	0.093	0.045	0.000	0.129
Ca	0.250	0.076	0.249	0.088	0.059	0.123	0.234	0.236
Na	0.701	0.868	0.674	0.818	0.854	0.740	0.646	0.636
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
CatSum	18.953	18.954	18.925	18.906	18.913	18.893	18.918	18.898
Si excess	0.002	0.011	0.002	0.000	0.000	0.029	0.000	0.025
X+B+Si excess	3.953	3.954	3.925	3.906	3.913	3.893	3.880	3.898
Li*	0.045	0.169	0.056	0.155	0.093	0.045	-0.038	0.129
T+Z+Y	15.002	15.011	15.002	15.000	15.000	15.029	15.038	15.025
Ideal T+Z+Y	15.000	15.000	15.000	15.000	15.000	15.000	15.038	15.000
Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	0.863	0.959	0.850	0.956	0.960	0.855	0.850	0.871
p_Si	1.238	1.266	1.235	1.249	1.251	1.248	1.229	1.239
p_Ti	0.012	0.004	0.012	0.006	0.004	0.007	0.014	0.012
p_Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
p_Al	0.885	0.959	0.888	0.971	0.962	0.912	0.890	0.895
p_Fe <sup>+2</sup>	0.045	0.012	0.048	0.012	0.012	0.046	0.050	0.040
p_Mn	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
p_Mg	0.283	0.277	0.273	0.266	0.280	0.269	0.285	0.269
p_Ca	0.026	0.008	0.026	0.009	0.006	0.013	0.024	0.024
p_Na	0.036	0.046	0.035	0.043	0.045	0.038	0.033	0.033
p_K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
p_H	0.206	0.211	0.206	0.209	0.209	0.207	0.206	0.206
p_B	0.464	0.474	0.463	0.471	0.471	0.466	0.464	0.463
p_Li	0.002	0.009	0.003	0.008	0.005	0.002	0.000	0.007



Amostra EP-124	TURMALINA							
	pto18	pto1	pto2	pto6	pto7	pto3	pto4	pto13
Si	5.996	5.996	5.963	6.026	5.977	5.970	6.001	5.986
Ti	0.017	0.041	0.027	0.013	0.031	0.027	0.041	0.008
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	6.041	6.169	6.099	6.068	6.110	6.062	5.851	6.092
Fe <sup>+2</sup>	0.386	0.166	0.393	0.109	0.115	0.259	0.423	0.161
Mg	2.544	2.412	2.426	2.628	2.613	2.582	2.667	2.697
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Li*	0.016	0.216	0.092	0.182	0.154	0.100	0.017	0.055
Ca	0.083	0.113	0.112	0.073	0.110	0.137	0.179	0.041
Na	0.783	0.740	0.789	0.837	0.809	0.770	0.722	0.891
K	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
CatSum	18.866	18.859	18.901	18.936	18.919	18.907	18.902	18.932
Si excess	0.000	0.000	0.000	0.026	0.000	0.000	0.001	0.000
X+B+Si excess	3.866	3.859	3.901	3.936	3.919	3.907	3.902	3.932
Li*	0.016	0.216	0.092	0.182	0.154	0.100	0.017	0.055
T+Z+Y	15.000	15.000	15.000	15.026	15.000	15.000	15.001	15.000
Ideal T+Z+Y	15.000	15.000	15.000	15.000	15.000	15.000	15.000	15.000
Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	0.868	0.936	0.861	0.960	0.958	0.909	0.863	0.944
p_Si	1.238	1.270	1.252	1.253	1.258	1.243	1.238	1.257
p_Ti	0.004	0.009	0.006	0.003	0.007	0.006	0.009	0.002
p_Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
p_Al	0.936	0.980	0.960	0.947	0.965	0.946	0.906	0.960
p_Fe <sup>+2</sup>	0.040	0.018	0.041	0.011	0.012	0.027	0.044	0.017
p_Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
p_Mg	0.263	0.255	0.255	0.273	0.275	0.269	0.275	0.283
p_Ca	0.009	0.012	0.012	0.008	0.012	0.014	0.018	0.004
p_Na	0.040	0.039	0.041	0.044	0.043	0.040	0.037	0.047
p_K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
p_H	0.207	0.212	0.210	0.208	0.211	0.208	0.206	0.210
p_B	0.465	0.476	0.472	0.468	0.474	0.468	0.464	0.473
p_Li	0.001	0.011	0.005	0.009	0.008	0.005	0.001	0.003

## TURMALINA

Amostra EP-124	pto14	pto24	Amostra EP-124	pto14	pto24
SiO <sub>2</sub>	36.165	37.542	Si	5.907	5.983
TiO <sub>2</sub>	0.777	0.174	Ti	0.095	0.021
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.793	32.766	Cr	0.000	0.000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	Al	5.928	6.154
FeO	3.590	0.783	Fe <sup>+2</sup>	0.490	0.104
MgO	10.154	10.911	Mg	2.473	2.592
CaO	1.720	0.324	Mn	0.000	0.000
MnO	0.000	0.000	Li*	0.106	0.145
Na <sub>2</sub> O	1.803	2.822	Ca	0.301	0.055
K <sub>2</sub> O	0.000	0.000	Na	0.571	0.872
F	0.000	0.000	K	0.000	0.000
H <sub>2</sub> O*	3.671	3.763	H	4.000	4.000
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10.640	10.905	CatSum	18.872	18.927
Li <sub>2</sub> O*	0.162	0.226	Si excess	0.000	0.000
Total	99.475	100.216	X+B+Si excess	3.872	3.927
O=F	0.000	0.000	Li*	0.106	0.145
Total*	99.475	100.216	T+Z+Y	15.000	15.000
T_Si	5.907	5.983	Ideal T+Z+Y	15.000	15.000
T_Al	0.093	0.017	Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	0.834	0.961
B	3.000	3.000	p_Si	1.204	1.250
Z_Al	5.835	6.000	p_Ti	0.019	0.004
Z_Mg	0.165	0.000	p_Cr	0.000	0.000
Z_Cr	0.000	0.000	p_Al	0.906	0.964
Z_Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.000	p_Fe <sup>+2</sup>	0.050	0.011
Y_Al	0.000	0.138	p_Mn	0.000	0.000
Y_Ti	0.095	0.021	p_Mg	0.252	0.271
Y_Cr	0.000	0.000	p_Ca	0.031	0.006
Y_Mg	2.308	2.592	p_Na	0.029	0.046
Y_Mn	0.000	0.000	p_K	0.000	0.000
Y_Fe <sup>+2</sup>	0.490	0.104	p_H	0.204	0.209
Y_Li	0.106	0.145	p_B	0.459	0.470
Y_Total	3.000	3.000	p_Li	0.005	0.008
X_Ca	0.301	0.055			
X_Na	0.571	0.872			
X_K	0.000	0.000			
r	0.128	0.073			
OH	4.000	4.000			





---

*ANEXO RESULTADOS ISOTÓPICOS*



EP 103 Riolito PROJE18		RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS										Concord.					
SP.L246, 5mJ, 6Hz, 29um		207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	T207/235	1 sigma	T207/206	1 sigma	206/238 / 207/206	(%)
EP 103	1.1	0.89802576	0.007711572	0.105142073	0.000553297	0.592191121	0.421334784	0.047668844	0.061274984	0.000476079	0.640551868	0.65109	0.00315	0.64296	0.01675	101	
EP 103	1.2	0.89338748	0.009374696	0.10559794	0.000596376	0.509416023	8.4733030826	0.053700377	0.06103603	0.000613956	0.584130437	0.64980	0.00349	0.63449	0.02167	102	
EP 103	3.1	0.886141226	0.009520959	0.104267764	0.000658959	0.58820744	9.590918659	0.06081194	0.061255465	0.000516512	0.903222251	0.63385	0.00385	0.64227	0.01817	100	
EP 103	8.1	0.895936358	0.008431666	0.104320981	0.000498674	0.507935982	9.585799433	0.045821949	0.061880638	0.111670432	0.059087054	0.63968	0.00291	0.66424	0.01766	96	
EP 103	10.1	0.878525371	0.016695869	0.105721071	0.001540671	0.766820386	9.458852364	0.137643666	0.061405917	0.000812638	0.329300317	0.64785	0.00988	0.64758	0.02843	100	
EP 103	11.1	0.897846503	0.007630836	0.105941146	0.000542531	0.602545577	9.439203161	0.048338732	0.06190349	0.000466409	0.88862847	0.64913	0.00406	0.85102	0.01634	100	
EP 103	4.1	0.732064991	0.013343071	0.089792184	0.001913702	0.733099271	11.05645115	0.2334040717	0.058897454	0.001661037	1.164411474	0.549229901	0.01131	0.55407	0.03601	100	
EP 103	6.1	0.651713208	0.022288813	0.094326999	0.001903315	0.660658972	11.87126816	0.268228473	0.057906065	0.000810673	0.699663012	0.52136	0.01131	0.59953	0.03037	100	
EP 103	13.1	0.862208757	0.014107294	0.101907864	0.000762003	0.481319868	9.812785433	0.074067137	0.061383257	0.000865178	0.728061987	0.62558	0.00450	0.64678	0.03026	97	
EP 103	19.1	0.738446053	0.007607364	0.089701718	0.000514945	0.557243498	11.14805851	0.063597005	0.058921351	0.000514848	0.540489472	0.55377	0.00305	0.55694	0.06051	100	
EP 103	22.1	0.755393997	0.01325541	0.092362815	0.000867255	0.535093624	10.82686796	0.101660503	0.05923881	0.000857897	1.138649091	0.56950	0.00612	0.56954	0.03129	100	
EP 103	25.2	0.844012107	0.013369306	0.101244387	0.000831474	0.517768824	9.877090728	0.081116038	0.060755317	0.000998873	1.1104535	0.62170	0.00487	0.62450	0.03532	100	
EP 103	26.1	0.738446053	0.007607364	0.089701718	0.000514945	0.557243498	11.14805851	0.063597005	0.058921351	0.000514848	0.540489472	0.55377	0.00305	0.55694	0.06051	99	
EP 103	31.1	0.831731714	0.009892577	0.102469542	0.000602451	0.49431113	9.758897451	0.057376218	0.059381328	0.000613307	0.38672128	0.62887	0.00353	0.57478	0.02236	109	
EP 103	33.1	0.744281519	0.00719201	0.093595508	0.000458708	0.50718724	10.68427343	0.052363221	0.058103079	0.000507314	0.324763893	0.56777	0.00271	0.52729	0.01699	109	
EP 103	36.1	0.832738442	0.007477866	0.099781784	0.000460598	0.514045627	10.02186935	0.046261458	0.060457308	0.000541451	0.261853455	0.61313	0.00270	0.61385	0.01934	100	
EP 103	2.1	0.764250021	0.014540006	0.09381835	0.000907031	0.508165753	10.658989563	0.103049698	0.0593971	0.001139332	1.747792372	0.57808	0.00535	0.57646	0.04133	100	
EP 103	5.1	0.818941897	0.007819461	0.098623925	0.000692691	0.735866285	10.13952754	0.071215589	0.059547304	0.000433594	0.610134879	0.60998	0.00407	0.59085	0.01796	104	
EP 103	7.1	0.770494751	0.00964746	0.094311092	0.000626688	0.700060792	10.6032067	0.092942915	0.059479455	0.000599995	0.43305262	0.58098	0.00487	0.58005	0.02184	100	
EP 103	9.1	0.787146122	0.007492156	0.09542972	0.000522902	0.575686265	10.47891577	0.057418639	0.060771742	0.000456758	0.187739604	0.58757	0.00308	0.62508	0.01623	94	
EP 103	12.1	0.810781261	0.006804962	0.097698805	0.000535783	0.665582636	10.23574928	0.058020196	0.060040171	0.00045994	0.59177401	0.60090	0.00326	0.59879	0.01658	100	
EP 103	14.1	0.781379375	0.014165134	0.095454445	0.00074569	0.430936499	10.47620097	0.081840003	0.059660781	0.000910612	1.62410053	0.58772	0.00439	0.58900	0.03293	100	
EP 103	15.1	0.768853319	0.012562044	0.093881424	0.000689232	0.448619366	10.65173452	0.078198875	0.059442614	0.000834608	0.275692193	0.57845	0.00406	0.57701	0.03033	100	
EP 103	16.1	0.795001187	0.013193904	0.096600272	0.000754755	0.470784198	10.35193371	0.080681477	0.05987634	0.000834659	0.400819904	0.59445	0.00444	0.59295	0.03008	100	
EP 103	17.1	0.820687759	0.015710825	0.098895981	0.001052786	0.556004236	10.11163646	0.107642321	0.060283202	0.000946706	0.239890881	0.60794	0.00618	0.60756	0.03380	100	
EP 103	18.1	0.792769817	0.013237836	0.096464913	0.000721601	0.447979596	10.36646355	0.077545843	0.059824521	0.000852132	0.320729711	0.59366	0.00424	0.59274	0.03073	100	
EP 103	20.1	0.780515942	0.013316647	0.094885362	0.000696044	0.429949763	10.5390334	0.077310435	0.059587052	0.000874593	0.326169267	0.58437	0.00410	0.58231	0.03168	100	
EP 103	21.1	0.810003362	0.014942147	0.097774381	0.000798585	0.442761438	10.22762799	0.085353467	0.06017049	0.000680135	0.497865132	0.60135	0.00469	0.60246	0.03506	100	
EP 103	23.1	0.790148442	0.015948817	0.099591527	0.000980193	0.508010172	10.46117826	0.107266844	0.059729729	0.001209274	0.323521589	0.58852	0.00577	0.59126	0.04353	100	
EP 103	24.1	0.817085691	0.015085315	0.098213917	0.000944139	0.520686493	10.18185642	0.097879122	0.0600023652	0.000863581	0.426272045	0.60393	0.00554	0.60642	0.03101	101	
EP 103	27.1	0.796406065	0.013927816	0.0971431	0.001043127	0.61401203	10.29409193	0.110538451	0.059174468	0.000734768	0.902662017	0.59764	0.00613	0.59784	0.02687	105	
EP 103	28.1	0.820110745	0.007323119	0.098683987	0.000555445	0.630337083	10.13339942	0.057036334	0.059696075	0.000449885	1.351281459	0.60669	0.00326	0.60811	0.00408	104	
EP 103	29.1	0.798832268	0.009015209	0.095850764	0.000474381	0.438542173	10.432898506	0.051634028	0.060356902	0.000572723	0.505204255	0.59005	0.00279	0.61022	0.02049	97	
EP 103	30.1	0.783122506	0.007745381	0.095241447	0.000511902	0.543434697	10.49963047	0.056433173	0.059732732	0.000555638	0.425683436	0.58646	0.00302	0.58726	0.02013	100	
EP 103	32.1	0.778900706	0.006021459	0.095205353	0.000416149	0.365415331	10.50361112	0.045911964	0.059900059	0.000438794	0.451002287	0.58625	0.00245	0.58486	0.01610	105	
EP 103	34.1	0.813295742	0.006330245	0.098112761	0.000419879	0.549743892	10.19081152	0.043605493	0.059475353	0.000436655	0.333553151	0.60343	0.00247	0.60430	0.01591	104	
EP 103	35.1	0.792361918	0.007054669	0.096681798	0.000455573	0.529248648	10.34320855	0.048216042	0.060351363	0.000516018	0.68865771	0.58493	0.00268	0.61002	0.01848	98	
EP 103	37.1	0.778190702	0.006141431	0.094454846	0.000441846	0.592669979	10.58709928	0.049524767	0.059358013	0.000430194	0.39570059	0.56183	0.00261	0.57392	0.01572	101	
EP 103	25.1	2.597190756	0.051064267	0.196769681	0.002298943	0.594223314	5.082063716	0.059376135	0.097111279	0.0051813288	1.15794	1.29985	0.01431	1.57524	0.02678	74	





RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS

EP 203 GRANITO M98 SPL299, 5mJ, 6Hz, 29um	207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	erro corr.	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	T <sub>266238</sub>	1 sigma	T <sub>267235</sub>	1 sigma	IDADES	T <sub>207206</sub>	1 sigma	Concord.
EP 203	1.1	0.8712	0.0264	0.1040	0.0008	0.26	9.6130	0.0765	0.0601	0.0013	0.3190	0.0940	0.638	0.005	0.636	0.014	0.600	0.045	206/238
EP 203	2.1	0.8281	0.0249	0.0973	0.0006	0.20	10.2724	0.0606	0.0618	0.0012	0.0981	0.0286	0.599	0.003	0.613	0.014	0.660	0.043	106
EP 203	3.1	0.8860	0.0273	0.1049	0.0011	0.34	9.5334	0.1011	0.0612	0.0013	0.4589	0.1330	0.643	0.006	0.644	0.015	0.640	0.045	91
EP 203	4.1	0.8488	0.0254	0.1019	0.0007	0.22	9.8151	0.0654	0.0610	0.0012	0.4572	0.1317	0.625	0.004	0.624	0.014	0.634	0.043	100
EP 203	5.1	0.8981	0.0265	0.1051	0.0006	0.20	9.5108	0.0567	0.0614	0.0012	0.0928	0.0266	0.644	0.004	0.644	0.014	0.647	0.043	99
EP 203	6.1	0.8819	0.0263	0.1046	0.0006	0.20	9.5599	0.0577	0.0613	0.0012	0.1156	0.0329	0.641	0.004	0.642	0.014	0.643	0.043	100
EP 203	7.1	0.8373	0.0253	0.1010	0.0006	0.20	9.8965	0.0612	0.0595	0.0012	0.0879	0.0259	0.621	0.004	0.618	0.014	0.581	0.044	107
EP 203	8.1	0.8181	0.0252	0.0987	0.0007	0.21	10.1333	0.0668	0.0603	0.0013	0.0087	0.0099	0.607	0.004	0.607	0.014	0.610	0.045	100
EP 203	10.1	0.8268	0.0245	0.0994	0.0006	0.20	10.0647	0.0584	0.0603	0.0012	0.0845	0.0234	0.611	0.003	0.612	0.014	0.608	0.043	100
EP 203	11.1	0.8464	0.0252	0.0999	0.0006	0.20	10.0122	0.0601	0.0605	0.0012	0.2086	0.0575	0.614	0.004	0.623	0.014	0.615	0.044	100
EP 203	13.1	0.8369	0.0255	0.0996	0.0007	0.22	10.0356	0.0667	0.0604	0.0013	0.6442	0.1756	0.612	0.004	0.617	0.014	0.610	0.045	100
EP 203	14.1	0.8696	0.0227	0.1026	0.0021	0.80	9.7439	0.2035	0.0619	0.0005	0.5172	0.0930	0.630	0.013	0.635	0.012	0.665	0.017	95
EP 203	15.1	0.8774	0.0229	0.1046	0.0022	0.80	9.5568	0.1989	0.0613	0.0005	0.4792	0.0851	0.642	0.013	0.640	0.012	0.645	0.016	100
EP 203	16.1	0.8600	0.0223	0.1032	0.0021	0.80	9.6901	0.2011	0.0610	0.0005	0.5404	0.0972	0.633	0.013	0.630	0.012	0.633	0.016	100
EP 203	17.1	0.8523	0.0222	0.1016	0.0021	0.80	9.8428	0.2044	0.0607	0.0005	0.1045	0.0507	0.624	0.012	0.626	0.012	0.621	0.017	100
EP 203	17.2	0.8862	0.0230	0.1046	0.0022	0.80	9.5572	0.1975	0.0613	0.0005	0.4418	0.0796	0.642	0.013	0.644	0.012	0.642	0.016	100
EP 203	18.1	0.8964	0.0228	0.1051	0.0022	0.81	9.5192	0.1982	0.0613	0.0005	0.5404	0.0974	0.644	0.013	0.644	0.012	0.644	0.017	100
EP 203	19.1	0.8634	0.0222	0.1027	0.0021	0.80	9.7353	0.2011	0.0612	0.0005	0.5206	0.0939	0.630	0.012	0.632	0.012	0.639	0.017	99
EP 203	20.1	0.8700	0.0225	0.1034	0.0021	0.80	9.6708	0.2008	0.0611	0.0005	0.8668	0.1564	0.634	0.013	0.636	0.012	0.636	0.016	100
EP 203	20.2	0.8976	0.0237	0.1073	0.0023	0.81	9.3237	0.2005	0.0611	0.0005	0.0399	0.0118	0.657	0.013	0.650	0.013	0.636	0.017	103
EP 203	21.1	0.8608	0.0219	0.1012	0.0021	0.80	9.8770	0.2024	0.0617	0.0005	0.0716	0.0135	0.622	0.012	0.631	0.012	0.657	0.016	95
EP 203	22.1	0.8803	0.0224	0.1046	0.0021	0.80	9.5636	0.1954	0.0613	0.0005	0.5230	0.0945	0.641	0.012	0.641	0.012	0.644	0.016	100
EP 203	23.1	0.8860	0.0225	0.1049	0.0021	0.80	9.5306	0.1943	0.0609	0.0005	0.2053	0.0375	0.643	0.012	0.644	0.012	0.630	0.017	102
EP 203	24.1	0.8515	0.0219	0.1022	0.0021	0.79	9.7862	0.1995	0.0609	0.0005	0.3376	0.0611	0.627	0.012	0.625	0.012	0.629	0.019	100
EP 203	3.2	0.8947	0.0164	0.1054	0.0016	0.82	9.4853	0.1433	0.0614	0.0007	1.5558	1.3767	0.646	0.009	0.644	0.009	0.646	0.026	100
EP 203	9.2	0.8933	0.0168	0.1056	0.0017	0.85	9.4675	0.1510	0.0617	0.0006	1.5783	1.4619	0.647	0.010	0.648	0.009	0.659	0.023	98
EP 203	16.2	0.8601	0.0134	0.1026	0.0015	0.94	9.7511	0.1424	0.0609	0.0005	1.6266	1.5803	0.629	0.009	0.630	0.007	0.631	0.016	100
EP 203	18.2	0.8579	0.0141	0.1012	0.0015	0.88	9.8811	0.1427	0.0607	0.0005	1.1761	1.2016	0.621	0.009	0.629	0.008	0.621	0.018	100
EP 203	25.1	0.8400	0.0133	0.0985	0.0014	0.91	10.1527	0.1472	0.0616	0.0005	0.4209	0.4535	0.606	0.008	0.619	0.007	0.655	0.016	93
EP 203	26.1	0.8662	0.0154	0.1036	0.0015	0.82	9.6536	0.1409	0.0611	0.0006	1.3295	1.5144	0.635	0.009	0.633	0.008	0.637	0.021	100
EP 203	23.2	0.8904	0.0144	0.1050	0.0016	0.92	9.5202	0.1415	0.0611	0.0005	0.2648	0.3175	0.644	0.009	0.647	0.008	0.637	0.019	101
EP 203	27.1	0.8728	0.0141	0.1030	0.0015	0.89	9.7133	0.1401	0.0607	0.0005	0.9715	1.2501	0.632	0.009	0.637	0.008	0.623	0.019	101
EP 203	28.1	0.8657	0.0136	0.1027	0.0015	0.93	9.7367	0.1411	0.0608	0.0005	0.9044	1.2444	0.630	0.009	0.633	0.007	0.627	0.016	100
EP 203	28.2	0.9012	0.0152	0.1066	0.0016	0.88	9.3823	0.1387	0.0610	0.0005	0.4374	0.6468	0.653	0.009	0.652	0.008	0.633	0.019	103
EP 203	29.1	0.8717	0.0142	0.1011	0.0014	0.88	9.8884	0.1417	0.0607	0.0005	0.1273	0.2033	0.621	0.008	0.636	0.008	0.623	0.018	100
EP 203	30.1	0.8517	0.0133	0.1019	0.0015	0.92	9.8153	0.1407	0.0608	0.0004	0.5042	0.8762	0.625	0.008	0.626	0.007	0.626	0.016	100
EP 203	12.1	0.7939	0.0251	0.0941	0.0007	0.23	10.6265	0.0770	0.0595	0.0013	0.2976	0.0817	0.580	0.004	0.593	0.014	0.577	0.047	100
EP 203	31.1	0.9497	0.0155	0.1111	0.0016	0.91	9.0020	0.1336	0.0615	0.0005	0.6161	1.1737	0.679	0.010	0.678	0.008	0.652	0.016	104
EP 203	9.1	0.7878	0.0236	0.0958	0.0006	0.20	10.4406	0.0641	0.0598	0.0012	0.2138	0.0597	0.590	0.003	0.590	0.013	0.590	0.044	100

EP-206 - GRANITOIDE - M159

SPL 557,5mJ@4t, 25un 207/235

RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS

Spot	Isigma	206/238	I sigma	230/206	I sigma	207/206	I sigma	208/206	I sigma	Pb total contum	Pb rad estimado	Th ppm estimado	U ppm estimado	Th/U	T207/206	I sigma	T206/238	I sigma	AGES	Conc.		
				coef. corr						%	ppm	ppm							T207/206	1 sigma	206/238 207/235 %	
EP-206 1.1	0.7490	0.0102	0.0008	0.62	10.8561	0.0918	0.0592	-0.7297	1.4708	<0.001	6.7	23.2	68.0	0.342	0.570	0.005	0.568	0.005	0.570	0.027	100	
EP-206 2.1	0.7711	0.0099	0.0009	0.45	10.6041	0.0968	0.0595	-1.4759	2.9746	<0.001	11.8	68.1	105.7	0.645	0.578	0.005	0.581	0.005	0.578	0.025	100	
EP-206 3.1	0.7412	0.0100	0.0006	0.71	10.8669	0.0660	0.0584	0.0007	-0.6708	<0.001	29.1	94.9	279.1	0.340	0.539	0.003	0.567	0.003	0.539	0.025	105	
EP-206 5.1	0.7531	0.0059	0.0007	0.89	10.7718	0.0759	0.0594	-1.0759	2.1682	0.32	24.5	123.6	232.4	0.342	0.572	0.004	0.572	0.004	0.575	0.011	100	
EP-206 6.1	0.7699	0.0057	0.0006	0.85	10.6378	0.0665	0.0595	-1.2247	2.4680	<0.001	31.0	161.2	283.2	0.569	0.579	0.003	0.579	0.003	0.579	0.009	100	
EP-206 8.1	0.7805	0.0060	0.0006	0.88	10.4562	0.0702	0.0597	-1.6624	3.9500	1.36	32.8	242.2	278.5	0.870	0.588	0.004	0.589	0.004	0.588	0.011	100	
EP-206 9.1	0.8124	0.0067	0.0009	0.90	10.2595	0.0929	0.0600	-1.3702	2.7614	1.35	12.1	65.8	107.7	0.611	0.590	0.005	0.590	0.005	0.597	0.021	100	
EP-206 10.1	0.7919	0.0060	0.0006	0.86	10.4204	0.0680	0.0598	-0.9762	1.9671	<0.001	39.8	164.0	374.8	0.438	0.590	0.004	0.591	0.004	0.590	0.009	100	
EP-206 12.1	0.7601	0.0062	0.0006	0.79	10.6726	0.0692	0.0595	-1.0541	2.1241	1.00	38.0	176.4	362.4	0.487	0.580	0.004	0.577	0.004	0.580	0.009	100	
EP-206 14.1	0.7798	0.0081	0.0011	0.90	10.5186	0.1182	0.0597	0.0003	0.5870	<0.001	11.3	86.9	94.0	0.925	0.588	0.006	0.585	0.006	0.588	0.012	100	
EP-206 17.1	0.7794	0.0080	0.0010	0.90	10.6457	0.1149	0.0596	0.0003	0.3098	<0.001	16.3	74.7	154.0	0.485	0.579	0.006	0.581	0.006	0.581	0.009	100	
EP-206 18.1	0.7931	0.0086	0.0011	0.90	10.4413	0.1181	0.0597	0.0002	0.2889	<0.001	48.6	195.7	458.7	0.427	0.587	0.006	0.590	0.006	0.587	0.008	100	
EP-206 19.1	0.7766	0.0079	0.0010	0.90	10.5993	0.1117	0.0596	0.0002	0.3239	<0.001	20.0	96.3	185.8	0.518	0.581	0.006	0.582	0.006	0.582	0.008	100	
EP-206 20.1	0.7499	0.0076	0.0010	0.90	10.9473	0.1157	0.0591	0.0003	0.3525	<0.001	14.0	66.8	133.4	0.501	0.564	0.006	0.563	0.006	0.564	0.010	100	
EP-206 20.2	0.7801	0.0079	0.0010	0.90	10.5260	0.1092	0.0597	0.0002	0.2047	<0.001	62.3	209.5	604.2	0.347	0.585	0.006	0.585	0.006	0.588	0.007	100	
EP-206 21.1	0.7711	0.0079	0.0010	0.90	10.6290	0.1119	0.0594	0.0003	0.3622	<0.001	17.5	88.6	162.3	0.546	0.580	0.006	0.580	0.006	0.577	0.009	100	
EP-206 26.1	0.7805	0.0081	0.0010	0.90	10.5593	0.1067	0.0596	0.0004	0.3950	<0.001	12.5	60.0	115.0	0.521	0.583	0.006	0.581	0.006	0.581	0.015	100	
EP-206 28.1	0.7651	0.0097	0.0011	0.90	10.8032	0.1270	0.0598	0.0005	0.5987	<0.001	8.4	60.2	73.8	0.816	0.571	0.006	0.571	0.006	0.590	0.019	97	
EP-206 29.1	0.7937	0.0079	0.0009	0.89	10.3070	0.0906	0.0600	0.0004	0.4395	<0.001	15.5	69.0	136.1	0.507	0.597	0.005	0.597	0.005	0.597	0.013	100	
EP-206 30.1	0.7594	0.0073	0.0008	0.86	10.7607	0.0889	0.0594	0.0003	0.2921	<0.001	53.4	194.9	502.2	0.388	0.574	0.005	0.574	0.005	0.574	0.011	100	
EP-206 31.1	0.7530	0.0072	0.0008	0.87	10.8671	0.0909	0.0592	0.0004	0.4284	<0.001	16.2	82.9	155.1	0.535	0.569	0.005	0.567	0.005	0.569	0.013	100	
EP-206 32.1	0.7947	0.0079	0.0009	0.90	10.4049	0.0931	0.0599	0.0004	0.3465	<0.001	20.7	125.2	226.1	0.554	0.592	0.005	0.592	0.005	0.594	0.013	100	
EP-206 34.1	0.7965	0.0076	0.0008	0.88	10.3090	0.0869	0.0600	0.0003	0.3448	<0.001	30.6	128.7	276.6	0.465	0.597	0.005	0.597	0.005	0.596	0.012	100	
EP-206 35.1	0.7537	0.0075	0.0009	0.90	10.8618	0.1006	0.0593	0.0004	0.4268	<0.001	12.1	60.5	110.6	0.546	0.568	0.005	0.568	0.005	0.571	0.014	100	
EP-206 36.1	0.7543	0.0074	0.0008	0.90	10.8749	0.0970	0.0592	0.0003	0.3846	<0.001	20.6	98.1	193.7	0.506	0.567	0.005	0.567	0.005	0.569	0.012	100	
EP-206 37.1	0.7589	0.0072	0.0008	0.89	10.2969	0.0879	0.0600	0.0003	0.4377	<0.001	12.0	82.0	104.6	0.578	0.573	0.005	0.573	0.005	0.581	0.012	99	
EP-206 38.1	0.7995	0.0055	0.0008	0.90	10.3291	0.0806	0.0599	0.0003	0.1878	<0.001	25.2	82.8	243.3	0.340	0.596	0.004	0.596	0.004	0.594	0.009	100	
EP-206 41.1	0.7731	0.0058	0.0008	0.90	10.9744	0.1078	0.0592	0.0003	0.6766	<0.001	19.2	101.5	182.4	0.579	0.580	0.004	0.580	0.004	0.580	0.010	100	
EP-206 42.1	0.7495	0.0055	0.0006	0.90	10.9554	0.0760	0.0593	0.0003	0.3567	<0.001	42.5	214.0	410.7	0.521	0.563	0.004	0.563	0.004	0.571	0.011	99	
EP-206 43.1	0.8013	0.0071	0.0008	0.90	10.2969	0.0879	0.0600	0.0003	0.4377	<0.001	12.0	82.0	104.6	0.578	0.573	0.005	0.573	0.005	0.598	0.010	100	
EP-206 44.1	0.7794	0.0071	0.0008	0.90	10.6379	0.0885	0.0595	0.0003	0.6478	<0.001	17.8	142.4	153.8	0.926	0.579	0.005	0.579	0.005	0.580	0.010	100	
EP-206 45.1	0.7520	0.0076	0.0010	0.90	10.9302	0.1195	0.0591	0.0003	0.7671	<0.001	20.6	183.7	162.7	1.129	0.564	0.006	0.564	0.006	0.565	0.011	100	
EP-206 46.1	0.7655	0.0055	0.0007	0.90	10.6718	0.0769	0.0594	0.0003	0.5586	<0.001	18.9	119.7	157.9	0.758	0.577	0.004	0.577	0.004	0.576	0.011	100	
EP-206 47.1	0.7609	0.0052	0.0007	0.90	10.7225	0.0829	0.0592	0.0003	0.3416	<0.001	8.8	61.7	78.1	0.790	0.567	0.004	0.567	0.004	0.567	0.012	101	
EP-206 4.1	0.7087	0.0154	0.0064	0.50	11.5794	0.1259	0.0583	0.0008	-0.9919	<0.001	15.6	61.8	148.9	0.415	0.534	0.006	0.534	0.006	0.536	0.029	100	
EP-206 7.1	0.8790	0.0107	0.0013	0.90	9.7816	0.1231	0.0608	0.0009	-0.7364	<0.001	8.5	40.9	73.5	0.556	0.627	0.008	0.627	0.008	0.627	0.030	100	
EP-206 15.1	0.8115	0.0088	0.0011	0.90	10.0983	0.1102	0.0604	0.0003	0.4167	<0.001	7.9	48.3	70.0	0.690	0.610	0.006	0.610	0.006	0.610	0.011	100	
EP-206 16.1	0.7892	0.0081	0.0011	0.90	10.1958	0.1102	0.0604	0.0003	0.2271	<0.001	18.4	69.7	167.9	0.415	0.603	0.006	0.603	0.006	0.552	0.012	109	
EP-206 27.1	0.8176	0.0083	0.0010	0.90	9.9996	0.0917	0.0594	0.0003	0.4470	<0.001	40.3	220.9	336.8	0.656	0.614	0.005	0.614	0.005	0.577	0.012	106	
EP-206 33.1	0.8799	0.0101	0.0059	0.89	9.4458	0.0958	0.0614	0.0003	0.1209	<0.001	73.7	92.9	653.3	0.142	0.649	0.006	0.649	0.006	0.646	0.012	100	
EP-206 11.1	0.5881	0.0067	0.0020	0.90	16.1380	0.1968	0.0687	0.0005	-1.1766	2.3712	4.46	20.1	169.6	282.4	0.601	0.601	0.005	0.601	0.005	0.887	0.014	44
EP-206 13.1	0.5313	0.0099	0.0047	0.90	12.4223	0.4505	0.0755	0.0007	-0.8621	1.7373	8.50	33.8	149.4	0.268	1.084	0.006	0.294	0.006	1.084	0.019	27	
EP-206 22.1	0.6673	0.0075	0.0039	0.90	12.5821	0.1417	0.0604	0.0002	0.2200	<0.001	63.0	228.9	695.0	0.329	0.493	0.005	0.493	0.005	0.610	0.007	81	
EP-206 23.1	0.6709	0.0080	0.0046	0.90	15.4904	0.2579	0.0712	0.0005	0.4156	<0.001	26.3	134.5	293.1	0.459	0.963	0.007	0.963	0.007	0.963	0.016	42	
EP-206 25.1	0.4882	0.0128	0.0470	0.90	23.7956	0.5653	0.0856	0.0008	0.4439	<0.001	21.2	258.6	375.4	0.689	1.335	0.006	0.265	0.006	1.335	0.018	20	
EP-206 40.1	0.6198	0.0125	0.0714	0.90	14.0109	0.4014	0.0627	0.0007	0.3676	<0.001	15.5	97.4	172.1	0.566	0.444	0.012	0.444	0.012	0.691	0.023	64	







EP 210 MICAXISTO E18  
SPL249, 5mJ, 6Hz, 29um

RESULTADOS GEORONOLÓGICOS  
erro corr. 238/206 l sigma 207/206

IDADES

Concord.  
206/238  
207/206

Spot	EP 210	207/235	l sigma	206/238	l sigma	erro corr.	238/206	l sigma	207/206	l sigma	208/206	l sigma	2206/238	l sigma	2207/235	l sigma	2207/206	l sigma	2206/238	l sigma	2207/206	l sigma	Concord.
1.1	EP 210	0.9417	0.0030	0.1096	0.0011	0.99	9.1223	0.0884	0.0620	0.0006	0.1509	0.0845	0.671	0.006	0.674	0.002	0.670	0.022	0.671	0.006	0.674	0.002	100
2.1	EP 210	1.1734	0.0059	0.1303	0.0013	0.99	7.6765	0.0790	0.0655	0.0007	0.1580	0.0844	0.789	0.008	0.788	0.003	0.788	0.022	0.789	0.008	0.788	0.003	100
3.1	EP 210	2.3803	0.0068	0.2111	0.0020	0.99	4.7372	0.0460	0.0813	0.0008	0.1978	0.1011	1.235	0.011	1.237	0.002	1.234	0.020	1.235	0.011	1.237	0.002	100
4.1	EP 210	2.3632	0.0061	0.2133	0.0021	0.99	4.6892	0.0460	0.0806	0.0008	0.2058	0.1008	1.246	0.011	1.232	0.002	1.216	0.020	1.246	0.011	1.232	0.002	102
5.1	EP 210	1.6997	0.0082	0.1661	0.0017	0.99	6.0217	0.0617	0.0746	0.0008	0.4191	0.1968	0.990	0.009	1.008	0.003	1.058	0.021	0.990	0.009	1.008	0.003	94
6.1	EP 210	3.3339	0.0099	0.2639	0.0026	0.99	3.7896	0.0376	0.0923	0.0010	0.2674	0.1208	1.510	0.013	1.489	0.002	1.480	0.019	1.510	0.013	1.489	0.002	102
7.1	EP 210	2.1827	0.0092	0.1993	0.0020	0.99	5.0184	0.0502	0.0791	0.0008	0.4061	0.1738	1.171	0.011	1.176	0.003	1.177	0.021	1.171	0.011	1.176	0.003	100
8.1	EP 210	0.8174	0.0027	0.0986	0.0010	0.99	10.1467	0.0999	0.0602	0.0006	0.4149	0.1738	0.606	0.006	0.607	0.002	0.603	0.022	0.606	0.006	0.607	0.002	100
9.1	EP 210	6.2977	0.0247	0.3674	0.0038	0.99	2.7217	0.0280	0.1246	0.0012	0.7052	0.2853	2.017	0.018	2.018	0.003	2.021	0.017	2.017	0.018	2.018	0.003	100
10.1	EP 210	2.0434	0.0102	0.1942	0.0020	0.99	5.1503	0.0520	0.0764	0.0008	0.4641	0.1814	1.144	0.011	1.130	0.003	1.108	0.022	1.144	0.011	1.130	0.003	103
11.1	EP 210	2.8737	0.0131	0.2442	0.0025	0.99	4.0952	0.0426	0.0857	0.0009	0.2862	0.1083	1.408	0.013	1.375	0.003	1.337	0.020	1.408	0.013	1.375	0.003	105
12.1	EP 210	2.4293	0.0061	0.2155	0.0021	0.99	4.6410	0.0458	0.0811	0.0008	0.1919	0.0703	1.258	0.011	1.251	0.002	1.229	0.020	1.258	0.011	1.251	0.002	102
13.1	EP 210	5.0845	0.0437	0.3234	0.0049	0.99	3.0919	0.0470	0.1115	0.0020	3.8235	1.3579	1.806	0.024	1.834	0.007	1.827	0.032	1.806	0.024	1.834	0.007	99
14.1	EP 210	2.7021	0.0183	0.2278	0.0016	0.99	4.3907	0.0303	0.0863	0.0003	0.2365	0.0764	1.323	0.008	1.329	0.005	1.350	0.006	1.323	0.008	1.329	0.005	98
15.1	EP 210	0.9411	0.0077	0.1089	0.0008	0.88	9.1831	0.0661	0.0620	0.0003	1.1310	0.3724	0.666	0.005	0.673	0.004	0.667	0.010	0.666	0.005	0.673	0.004	100
16.1	EP 210	0.8309	0.0061	0.1002	0.0007	0.99	9.9844	0.0736	0.0606	0.0002	0.1571	0.0528	0.615	0.004	0.614	0.003	0.618	0.008	0.615	0.004	0.614	0.003	100
17.1	EP 210	2.3558	0.0160	0.2110	0.0015	0.99	4.7401	0.0333	0.0811	0.0003	0.2784	0.0953	1.234	0.008	1.229	0.005	1.228	0.006	1.234	0.008	1.229	0.005	100
18.1	EP 210	4.7725	0.0320	0.3183	0.0022	0.99	3.1412	0.0220	0.1091	0.0004	0.9272	0.3240	1.782	0.011	1.780	0.006	1.788	0.006	1.782	0.011	1.780	0.006	100
19.1	EP 210	2.4089	0.0257	0.2102	0.0016	0.73	4.7572	0.0371	0.0842	0.0007	0.4695	0.1677	1.230	0.009	1.245	0.008	1.301	0.016	1.230	0.009	1.245	0.008	95
20.1	EP 210	4.6324	0.0314	0.3144	0.0022	0.99	3.1803	0.0223	0.1072	0.0004	0.3649	0.1326	1.762	0.011	1.755	0.006	1.756	0.006	1.762	0.011	1.755	0.006	100
21.1	EP 210	1.6066	0.0123	0.1629	0.0012	0.93	6.1399	0.0437	0.0717	0.0003	0.2479	0.0924	0.973	0.006	0.973	0.005	0.977	0.008	0.973	0.006	0.973	0.005	100
22.1	EP 210	2.7337	0.0183	0.2306	0.0016	0.99	4.3357	0.0300	0.0858	0.0003	0.3593	0.1368	1.338	0.007	1.338	0.005	1.339	0.006	1.338	0.007	1.339	0.005	100
23.1	EP 210	1.3891	0.0179	0.1471	0.0013	0.67	6.8003	0.0585	0.0691	0.0005	0.2460	0.0961	0.884	0.007	0.884	0.008	0.899	0.015	0.884	0.007	0.884	0.008	98
24.1	EP 210	2.4837	0.0331	0.2175	0.0028	0.96	4.5970	0.0586	0.0877	0.0006	0.2671	0.1073	1.269	0.015	1.267	0.010	1.381	0.012	1.269	0.015	1.267	0.010	92
25.1	EP 210	5.0930	0.0378	0.3305	0.0024	0.96	3.0259	0.0215	0.1108	0.0004	0.5403	0.2206	1.841	0.011	1.835	0.006	1.815	0.006	1.841	0.011	1.835	0.006	101
26.1	EP 210	2.9974	0.0215	0.2444	0.0018	0.99	4.0915	0.0308	0.0882	0.0003	0.6833	0.2858	1.410	0.010	1.407	0.005	1.392	0.007	1.410	0.010	1.407	0.005	101
27.1	EP 210	5.1124	0.0932	0.3364	0.0036	0.59	2.9723	0.0319	0.1103	0.0010	0.6316	1.1657	1.869	0.017	1.838	0.015	1.806	0.016	1.869	0.017	1.838	0.015	103
28.1	EP 210	0.9513	0.0178	0.1095	0.0012	0.59	9.1287	0.0999	0.0622	0.0006	0.7020	1.1649	0.670	0.007	0.679	0.009	0.677	0.022	0.670	0.007	0.679	0.009	99
29.1	EP 210	0.7545	0.0154	0.0923	0.0013	0.67	10.8298	0.1472	0.0599	0.0007	0.6027	0.9086	0.569	0.007	0.571	0.009	0.594	0.024	0.569	0.007	0.571	0.009	96
30.1	EP 210	2.4553	0.0431	0.2183	0.0021	0.55	4.5806	0.0445	0.0808	0.0008	0.6290	0.8686	1.273	0.011	1.259	0.013	1.221	0.019	1.273	0.011	1.259	0.013	104
31.1	EP 210	5.8670	0.1122	0.3450	0.0037	0.57	2.8987	0.0315	0.1237	0.0012	0.6845	0.8722	1.911	0.018	1.956	0.016	2.009	0.017	1.911	0.018	1.956	0.016	95
33.1	EP 210	1.9946	0.0355	0.1860	0.0018	0.55	5.3769	0.0528	0.0763	0.0007	1.2840	1.4299	1.100	0.010	1.114	0.012	1.105	0.020	1.100	0.010	1.114	0.012	100
34.1	EP 210	2.7831	0.0485	0.2323	0.0022	0.55	4.3040	0.0413	0.0870	0.0008	0.3341	0.3455	1.347	0.012	1.351	0.013	1.365	0.018	1.347	0.012	1.351	0.013	99
35.1	EP 210	0.8730	0.0158	0.1027	0.0010	0.56	9.7387	0.0986	0.0609	0.0007	1.4858	1.4455	0.630	0.006	0.637	0.009	0.628	0.023	0.630	0.006	0.637	0.009	100
36.1	EP 210	8.5208	0.1491	0.4245	0.0042	0.57	2.3555	0.0233	0.1456	0.0013	1.3547	1.2444	2.281	0.019	2.288	0.016	2.290	0.016	2.281	0.019	2.288	0.016	100
37.1	EP 210	5.4098	0.0934	0.3409	0.0033	0.55	2.9335	0.0280	0.1154	0.0011	1.3891	1.2085	1.891	0.011	1.886	0.015	1.888	0.016	1.891	0.011	1.886	0.015	100
38.1	EP 210	2.2351	0.0497	0.2027	0.0020	0.44	4.9327	0.0486	0.0840	0.0011	0.4621	0.3819	1.190	0.016	1.192	0.015	1.299	0.025	1.190	0.016	1.192	0.015	92
39.1	EP 210	4.9584	0.0882	0.3245	0.0032	0.55	3.0818	0.0302	0.1123	0.0011	1.1808	0.9292	1.812	0.015	1.812	0.015	1.840	0.017	1.812	0.015	1.812	0.015	98
40.1	EP 210	4.9010	0.0512	0.3194	0.0023	0.70	3.1306	0.0229	0.1113	0.0005	0.6831	0.3220	1.787	0.011	1.802	0.009	1.823	0.009	1.787	0.011	1.802	0.009	98
41.1	EP 210	0.8566	0.0129	0.1001	0.0010	0.68	9.9899	0.1030	0.0621	0.0004	0.7501	0.3449	0.615	0.006	0.628	0.007	0.672	0.015	0.615	0.006	0.628	0.007	92
42.1	EP 210	1.1878	0.0206	0.1307	0.0010	0.42	7.6520	0.0565	0.0658	0.0010	0.4917	0.2207	0.792	0.006	0.795	0.010	0.795	0.031	0.792	0.006	0.795	0.010	100
43.1	EP 210	2.7724	0.0288	0.2290	0.0017	0.69	4.3677	0.0315	0.0881	0.0004	0.2880	0.1262	1.329	0.009	1.348	0.008	1.390	0.009	1.329	0.009	1.348	0.008	96
44.1	EP 210	2.1907	0.0228	0.1995	0.0014	0.69	5.0132	0.0361	0.0798	0.0004	0.3849	0.1647	1.172	0.008	1.178	0.007	1.197	0.010	1.172	0.008	1.178	0.007	98

EP 210 MICAXISTO E18  
SPL249, 5mA, 6Hz, 29um

RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS

IDADES

Spot	207/235	206/238	207/206	208/206	T206/238	T207/235	T207/206	1 sigma	Concord.										
EP 210	45.1	5.7628	0.0648	0.3508	0.0027	0.68	2.8510	0.0217	0.1193	0.0006	0.4505	0.1891	1.938	0.013	1.941	0.010	1.945	0.009	100
EP 210	46.1	3.5358	0.0393	0.2675	0.0021	0.71	3.7379	0.0294	0.0963	0.0005	0.2850	0.1170	1.528	0.011	1.535	0.009	1.560	0.009	98
EP 210	47.1	2.2440	0.0533	0.2033	0.0034	0.69	4.9187	0.0811	0.0819	0.0011	0.4462	0.1788	1.193	0.018	1.195	0.017	1.247	0.027	96
EP 210	49.1	5.7837	0.0604	0.3489	0.0026	0.70	2.8663	0.0211	0.1210	0.0006	0.2040	0.0783	1.929	0.012	1.944	0.009	1.970	0.008	98
EP 210	50.1	5.4413	0.0586	0.3403	0.0026	0.71	2.9384	0.0224	0.1159	0.0006	1.1021	0.4145	1.888	0.012	1.891	0.009	1.895	0.009	100
EP 210	51.1	1.8740	0.0207	0.1785	0.0014	0.69	5.6027	0.0426	0.0773	0.0004	0.3655	0.1348	1.059	0.007	1.072	0.007	1.132	0.011	94
EP 210	52.1	3.1265	0.0336	0.2500	0.0018	0.68	4.0005	0.0292	0.0904	0.0005	0.3870	0.1399	1.438	0.009	1.439	0.008	1.441	0.010	100
EP 210	53.1	1.8822	0.0311	0.1815	0.0026	0.86	5.5083	0.0779	0.0754	0.0003	-1.7101	4.0087	1.075	0.014	1.075	0.011	1.080	0.008	100
EP 210	54.1	0.9249	0.0162	0.1085	0.0015	0.77	9.2146	0.1238	0.0618	0.0004	-2.5070	6.6926	0.664	0.008	0.665	0.009	0.661	0.013	100
EP 210	55.1	0.9156	0.0146	0.1074	0.0014	0.82	9.3100	0.1219	0.0618	0.0002	-0.8921	2.7653	0.658	0.008	0.660	0.008	0.660	0.008	100
EP 210	56.1	1.8649	0.0287	0.1802	0.0024	0.85	5.5486	0.0727	0.0751	0.0002	-0.4397	1.6251	1.068	0.013	1.069	0.010	1.072	0.006	100
EP 210	57.1	0.8466	0.0130	0.0999	0.0013	0.84	10.0115	0.1286	0.0612	0.0002	-1.0118	4.6290	0.614	0.008	0.623	0.007	0.642	0.006	96
EP 210	58.1	4.8651	0.0730	0.3128	0.0040	0.85	3.1968	0.0409	0.1130	0.0002	-0.2871	1.7237	1.755	0.020	1.796	0.013	1.849	0.003	95
EP 210	61.1	0.9027	0.0147	0.1067	0.0015	0.84	9.3745	0.1293	0.0617	0.0003	-0.0458	4.3369	0.653	0.009	0.653	0.008	0.656	0.009	100
EP 210	62.1	6.4065	0.1134	0.3711	0.0058	0.88	2.6946	0.0418	0.1249	0.0003	0.1246	3.0054	2.035	0.027	2.033	0.015	2.026	0.005	100
EP 210	63.1	4.3144	0.0647	0.2949	0.0038	0.85	3.9907	0.0432	0.1064	0.0002	0.3424	3.6635	1.666	0.019	1.696	0.012	1.742	0.004	96
EP 210	64.1	7.3041	0.1154	0.3962	0.0053	0.84	2.5237	0.0336	0.1342	0.0003	0.4441	3.0529	2.152	0.024	2.149	0.014	2.150	0.004	100
EP 210	65.1	1.1823	0.0213	0.1293	0.0018	0.77	7.7318	0.1070	0.0677	0.0006	0.5029	2.5471	0.784	0.010	0.792	0.010	0.856	0.020	92
EP 210	66.1	1.6362	0.0261	0.1625	0.0012	0.48	6.1525	0.0468	0.0715	0.0008	0.7085	0.4297	0.971	0.007	0.984	0.010	0.971	0.023	100
EP 210	67.1	1.2651	0.0207	0.1368	0.0011	0.51	7.3075	0.0607	0.0675	0.0006	0.5171	0.3194	0.827	0.006	0.830	0.009	0.850	0.020	97
EP 210	68.1	6.2278	0.0881	0.3626	0.0026	0.50	2.7577	0.0195	0.1247	0.0010	0.8748	0.5501	1.995	0.012	2.008	0.012	2.023	0.014	99
EP 210	69.1	0.9911	0.0148	0.1120	0.0009	0.53	8.9274	0.0705	0.0643	0.0005	0.8183	0.5243	0.684	0.005	0.699	0.008	0.746	0.018	92
EP 210	70.1	5.7963	0.0823	0.3526	0.0025	0.50	2.8363	0.0200	0.1187	0.0010	1.3184	0.8608	1.947	0.012	1.946	0.012	1.937	0.014	100
EP 210	71.1	2.2795	0.0335	0.2057	0.0015	0.51	4.8623	0.0363	0.0808	0.0007	1.3952	0.9290	1.206	0.008	1.206	0.010	1.220	0.017	99
EP 210	72.1	2.0463	0.0304	0.1923	0.0014	0.48	5.2011	0.0372	0.0772	0.0007	0.2852	0.1932	1.134	0.007	1.131	0.010	1.129	0.018	100
EP 210	73.1	2.7720	0.0393	0.2328	0.0016	0.50	4.2954	0.0302	0.0860	0.0007	0.9414	0.6522	1.349	0.009	1.348	0.011	1.343	0.016	100
EP 210	74.1	5.1077	0.0728	0.3300	0.0024	0.51	3.0300	0.0220	0.1128	0.0009	0.3341	0.2363	1.839	0.012	1.837	0.012	1.848	0.014	100
EP 210	75.1	3.3474	0.0491	0.2604	0.0020	0.52	3.8408	0.0292	0.0946	0.0008	0.3767	0.2720	1.492	0.010	1.492	0.011	1.526	0.015	98
EP 210	76.1	1.6811	0.0294	0.1667	0.0015	0.52	5.9997	0.0550	0.0722	0.0010	0.4819	0.3559	0.994	0.008	1.001	0.011	0.991	0.027	100
EP 210	77.1	1.6837	0.0245	0.1674	0.0013	0.53	5.9722	0.0464	0.0732	0.0006	0.4265	0.3216	0.998	0.007	1.002	0.009	1.020	0.017	98
EP 210	78.1	3.3163	0.0472	0.2602	0.0018	0.49	3.8427	0.0269	0.0919	0.0007	0.1131	0.0872	1.491	0.009	1.485	0.011	1.472	0.015	101
EP 210	32.1	4.2223	0.0784	0.2691	0.0030	0.59	3.7168	0.0408	0.1130	0.0011	0.8285	0.9798	1.536	0.015	1.678	0.015	1.850	0.017	83
EP 210	48.1	3.6792	0.0450	0.2509	0.0022	0.73	3.9863	0.0356	0.1081	0.0005	0.6999	0.2744	1.443	0.012	1.567	0.010	1.770	0.009	82
EP 210	59.1	5.8151	0.0898	0.3285	0.0043	0.85	3.0437	0.0399	0.1281	0.0004	-0.4543	3.7305	1.831	0.021	1.949	0.013	2.070	0.006	88
EP 210	60.1	0.9675	0.0168	0.1100	0.0015	0.80	9.0924	0.1266	0.0650	0.0002	-0.0436	0.6971	0.673	0.009	0.687	0.009	0.768	0.007	88

RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS																	
EP-214 - XISTO - M159		207/235	206/238	238/206	207/206	208/206	1 sigma	Pb total	Pb rud	Th	U	Th/U	206/238	1 sigma	AGES	206/238	Conc.
SPU 556,5mJ,6Hz, 25um		1 sigma	1 sigma	coef. corr	1 sigma	1 sigma	1 sigma	comum	ppm	ppm	ppm	ppm	1 sigma	1 sigma	T207/206	1 sigma	207/206
Spot		0.0956	0.0956	0.90	0.2403	0.0597	0.0847	%	estimado	estimado	estimado	estimado	0.589	0.013	0.588	0.013	%
EP-214	1.1	0.7876	0.0174	0.90	10.4593	0.2403	0.0597	<0.001	25.6	118.6	228.5	0.519	0.589	0.013	0.588	0.013	100
EP-214	2.1	0.7757	0.0171	0.90	10.6026	0.2435	0.0595	0.06	42.5	178.6	389.9	0.458	0.581	0.013	0.579	0.011	100
EP-214	3.1	0.7604	0.0171	0.90	10.6964	0.2468	0.0594	<0.001	20.6	95.3	188.7	0.505	0.576	0.013	0.577	0.014	100
EP-214	4.1	0.7357	0.0165	0.90	10.9492	0.2538	0.0590	1.68	22.0	97.6	204.0	0.478	0.563	0.012	0.562	0.012	100
EP-214	5.1	0.7625	0.0182	0.90	10.5957	0.2463	0.0595	<0.001	21.7	101.8	197.1	0.516	0.581	0.013	0.580	0.022	100
EP-214	6.1	0.7636	0.0174	0.90	10.7092	0.2487	0.0594	<0.001	19.3	81.6	181.3	0.450	0.575	0.013	0.575	0.018	100
EP-214	7.1	0.7606	0.0168	0.90	10.7398	0.2496	0.0594	<0.001	23.9	116.9	201.7	0.580	0.574	0.013	0.574	0.011	100
EP-214	8.1	0.7692	0.0170	0.90	10.7297	0.2472	0.0593	0.07	24.4	107.0	226.7	0.472	0.574	0.013	0.572	0.011	100
EP-214	9.1	0.7747	0.0182	0.90	10.7110	0.2729	0.0599	0.28	16.3	72.3	146.4	0.494	0.575	0.014	0.595	0.015	97
EP-214	10.1	0.7695	0.0169	0.90	10.6257	0.2452	0.0596	0.00	45.7	432.4	352.8	1.226	0.580	0.013	0.582	0.010	100
EP-214	11.1	0.7602	0.0174	0.90	10.6750	0.2563	0.0595	<0.001	22.1	121.4	180.0	0.674	0.577	0.013	0.580	0.017	100
EP-214	13.1	0.7672	0.0169	0.90	10.6427	0.2449	0.0596	0.56	38.1	172.8	352.6	0.490	0.579	0.013	0.581	0.010	100
EP-214	14.1	0.7623	0.0127	0.90	10.7102	0.1517	0.0594	<0.001	14.9	94.9	127.7	0.744	0.575	0.008	0.576	0.020	100
EP-214	15.1	0.7849	0.0130	0.82	10.4942	0.1429	0.0600	<0.001	39.3	170.3	356.7	0.477	0.587	0.008	0.596	0.018	99
EP-214	16.1	0.7555	0.0126	0.82	10.8564	0.1476	0.0593	<0.001	39.3	160.9	356.7	0.451	0.568	0.007	0.570	0.019	100
EP-214	17.1	0.7798	0.0131	0.87	10.4719	0.1534	0.0598	<0.001	14.9	76.1	131.3	0.580	0.588	0.008	0.590	0.023	100
EP-214	18.1	0.7445	0.0123	0.84	10.9220	0.1518	0.0593	<0.001	22.6	108.8	206.4	0.527	0.565	0.008	0.570	0.020	99
EP-214	19.1	0.7599	0.0127	0.89	10.7473	0.1601	0.0594	<0.001	16.1	95.2	142.8	0.666	0.574	0.008	0.576	0.022	100
EP-214	20.1	0.7540	0.0132	0.84	10.8993	0.1602	0.0591	<0.001	18.2	109.2	148.5	0.736	0.566	0.008	0.566	0.021	100
EP-214	21.1	0.7226	0.0122	0.83	11.2160	0.1571	0.0594	0.80	62.7	264.9	624.0	0.425	0.551	0.007	0.576	0.018	96
EP-214	22.1	0.7760	0.0134	0.84	10.5637	0.1529	0.0596	<0.001	25.5	114.9	228.8	0.502	0.583	0.008	0.583	0.021	100
EP-214	23.1	0.7860	0.0133	0.83	10.5059	0.1487	0.0597	<0.001	22.5	105.1	197.5	0.532	0.586	0.008	0.587	0.020	100
EP-214	24.1	0.7752	0.0128	0.85	10.5108	0.1471	0.0597	<0.001	15.1	90.8	128.8	0.705	0.586	0.008	0.587	0.020	100
EP-214	25.1	0.7525	0.0125	0.83	10.8980	0.1495	0.0591	<0.001	15.0	81.1	134.4	0.603	0.566	0.007	0.563	0.019	100
EP-214	25.2	0.7542	0.0128	0.83	10.6691	0.1513	0.0595	<0.001	10.3	52.3	96.2	0.544	0.578	0.008	0.580	0.022	100
EP-214	26.1	0.7351	0.0159	0.48	11.2408	0.1167	0.0600	0.34	39.2	184.5	377.5	0.489	0.549	0.005	0.599	0.012	92
EP-214	27.1	0.7979	0.0172	0.47	10.2959	0.1043	0.0600	12.14	56.2	248.8	511.0	0.487	0.598	0.006	0.598	0.012	100
EP-214	28.1	0.7855	0.0170	0.51	10.4901	0.1166	0.0597	0.30	17.8	89.8	162.6	0.552	0.587	0.006	0.585	0.016	100
EP-214	32.1	0.7326	0.0171	0.53	11.0091	0.1349	0.0591	0.15	34.5	118.6	361.2	0.328	0.560	0.007	0.563	0.017	100
EP-214	33.1	0.7286	0.0181	0.55	11.0665	0.1496	0.0595	<0.001	28.2	92.9	283.0	0.328	0.558	0.007	0.581	0.014	96
EP-214	34.1	0.7510	0.0182	0.68	10.7153	0.1768	0.0594	0.63	35.2	103.0	355.7	0.290	0.575	0.009	0.575	0.019	100
EP-214	35.1	0.7826	0.0170	0.47	10.6245	0.1081	0.0598	217.51	64.1	203.3	606.4	0.335	0.580	0.006	0.591	0.014	98



EP-214 - XISTO - N159  
 SPL 556.5ml,6H4, 25um  
 RESULTADOS GEORONOLÓGICOS

Spot	207/235	lsigma	206/238	lsigma	207/206	lsigma	208/206	lsigma	Pb total comum %	Pb rad estimado ppm	Th ppm estimado	U ppm estimado	Th/U	T206/238	lsigma	AGES T207/206	lsigma	1 sigma	Conc. 206/238 207/206 %
EP-214	36.1	0.7169	0.0177	0.0885	0.0014	0.66	11.2976	0.1848	<0.001	20.0	103.1	186.2	0.553	0.547	0.009	0.545	0.015	100	
EP-214	37.1	0.7750	0.0167	0.0945	0.0010	0.48	10.5778	0.1087	<0.001	41.1	206.6	377.1	0.548	0.582	0.006	0.580	0.013	100	
EP-214	40.1	0.7649	0.0058	0.0925	0.0009	0.90	10.8096	0.1105	<0.001	25.1	132.0	226.1	0.584	0.570	0.006	0.569	0.015	100	
EP-214	41.1	0.7480	0.0055	0.0912	0.0009	0.90	10.9657	0.1082	<0.001	29.3	175.6	265.6	0.661	0.563	0.005	0.569	0.014	99	
EP-214	42.1	0.7562	0.0061	0.0913	0.0010	0.90	10.9471	0.1137	<0.001	22.2	76.8	222.4	0.345	0.564	0.006	0.562	0.015	100	
EP-214	43.1	0.7898	0.0096	0.0961	0.0013	0.90	10.4074	0.1421	<0.001	22.7	120.9	199.2	0.607	0.591	0.008	0.577	0.015	102	
EP-214	44.1	0.7488	0.0055	0.0921	0.0009	0.90	10.8526	0.1115	<0.001	22.8	173.1	195.0	0.888	0.568	0.006	0.569	0.015	100	
EP-214	45.1	0.7638	0.0059	0.0939	0.0009	0.90	10.6445	0.1072	<0.001	35.3	196.2	318.2	0.616	0.579	0.006	0.560	0.014	103	
EP-214	46.1	0.7632	0.0080	0.0930	0.0013	0.90	10.7553	0.1465	<0.001	14.9	89.7	133.4	0.672	0.573	0.007	0.572	0.019	100	
EP-214	47.1	0.7205	0.0052	0.0881	0.0009	0.90	11.3524	0.1161	<0.001	42.5	260.8	418.9	0.623	0.544	0.005	0.547	0.015	100	
EP-214	48.1	0.7519	0.0067	0.0923	0.0011	0.90	10.8342	0.1256	<0.001	12.2	68.5	111.8	0.613	0.569	0.006	0.551	0.015	103	
EP-214	49.1	0.7401	0.0054	0.0887	0.0009	0.90	11.2714	0.1160	<0.001	31.2	171.0	298.5	0.573	0.548	0.005	0.585	0.014	94	
EP-214	50.1	0.7313	0.0061	0.0893	0.0009	0.90	11.1977	0.1127	<0.001	30.3	139.3	294.3	0.473	0.551	0.005	0.551	0.014	100	
EP-214	51.1	0.7491	0.0059	0.0915	0.0010	0.90	10.9342	0.1251	<0.001	15.4	72.8	145.3	0.501	0.564	0.006	0.565	0.015	100	
EP-214	52.1	0.8092	0.0199	0.0970	0.0021	0.89	10.3044	0.2255	<0.001	10.4	43.8	88.5	0.495	0.597	0.012	0.595	0.024	100	
EP-214	53.1	0.7556	0.0189	0.0923	0.0021	0.90	10.8373	0.2496	<0.001	9.6	57.6	84.8	0.679	0.569	0.013	0.570	0.030	100	
EP-214	55.1	0.8006	0.0194	0.0961	0.0020	0.88	10.4055	0.2215	<0.001	28.0	166.7	232.3	0.717	0.592	0.012	0.592	0.023	100	
EP-214	56.1	0.8113	0.0198	0.0969	0.0021	0.88	10.3221	0.2202	<0.001	19.4	94.1	173.4	0.543	0.596	0.012	0.599	0.022	100	
EP-214	57.1	0.7693	0.0187	0.0923	0.0020	0.88	10.8329	0.2317	<0.001	31.0	154.0	284.9	0.540	0.569	0.012	0.589	0.022	97	
EP-214	60.1	0.7716	0.0187	0.0937	0.0020	0.88	10.6789	0.2267	<0.001	23.8	116.1	213.8	0.543	0.577	0.012	0.577	0.023	100	
EP-214	61.1	0.8056	0.0214	0.0963	0.0021	0.82	10.3890	0.2261	<0.001	13.8	65.5	120.8	0.542	0.592	0.012	0.617	0.032	96	
EP-214	62.1	0.7786	0.0188	0.0941	0.0020	0.88	10.6229	0.2251	<0.001	27.7	140.3	251.4	0.558	0.580	0.012	0.579	0.022	100	
EP-214	63.1	0.7394	0.0185	0.0917	0.0021	0.90	10.9055	0.2465	<0.001	8.7	41.0	80.6	0.509	0.566	0.012	0.549	0.028	103	
EP-214	12.1	0.6835	0.0165	0.0837	0.0021	0.90	11.9477	0.2973	<0.001	41.2	182.5	426.3	0.428	0.518	0.012	0.536	0.012	97	
EP-214	31.1	0.7062	0.0186	0.0859	0.0015	0.65	11.6435	0.1988	<0.001	42.0	227.7	396.5	0.574	0.531	0.009	0.562	0.015	95	
EP-214	54.1	0.8216	0.0221	0.0995	0.0024	0.90	10.0517	0.2460	<0.001	14.0	48.2	104.8	0.460	0.611	0.014	0.609	0.023	100	
EP-214	58.1	0.8031	0.0202	0.0983	0.0024	0.90	10.1762	0.2475	<0.001	16.3	82.5	136.9	0.603	0.604	0.014	0.588	0.025	103	
EP-214	59.1	0.6807	0.0175	0.0826	0.0018	0.86	12.1099	0.2687	<0.001	42.2	219.0	428.9	0.511	0.511	0.011	0.568	0.023	90	
EP-214	29.1	0.6169	0.0142	0.0771	0.0009	0.53	12.9752	0.1589	<0.001	76.0	242.8	863.8	0.281	0.479	0.006	0.556	0.014	86	
EP-214	30.1	0.4454	0.0108	0.0600	0.0007	0.52	16.6631	0.2079	<0.001	56.9	270.5	799.9	0.338	0.376	0.005	0.463	0.017	81	
EP-214	38.1	0.8036	0.0175	0.0953	0.0010	0.49	10.4907	0.1111	<0.001	23.5	122.3	210.9	0.580	0.587	0.006	0.659	0.015	89	
EP-214	39.1	0.6532	0.0226	0.0744	0.0009	0.35	13.4416	0.1648	<0.001	28.7	221.3	287.3	0.770	0.463	0.005	0.802	0.055	58	
EP-214	64.1	0.6859	0.0210	0.0738	0.0023	0.90	13.5521	0.4227	<0.001	47.5	365.8	644.8	0.567	0.459	0.014	0.849	0.028	54	

EP 228 MIGMATITO		RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS										IDADES		Concord.					
SPL248, 5m.J, 6Hz,29um		207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	T206/238	1 sigma	T207/235	1 sigma	T207/206	1 sigma	206/238	207/206
Spot	erro corr.																		
EP 228	57.1	0.9222	0.0087	0.1089	0.0005	0.51	0.0444	0.0620	0.0006	1.3225	0.7038	0.667	0.003	0.664	0.005	0.667	0.019	100	
EP 228	5.1	0.9564	0.0168	0.1112	0.0022	0.99	0.1777	0.0619	0.0004	0.3069	0.1135	0.680	0.013	0.681	0.009	0.664	0.015	102	
EP 228	2.2	1.1012	0.0194	0.1239	0.0025	0.99	0.1608	0.0644	0.0004	0.5271	0.1682	0.753	0.014	0.754	0.009	0.752	0.014	100	
EP 228	2.1	1.1463	0.0218	0.1272	0.0025	0.99	0.1564	0.0643	0.0005	0.1651	0.0677	0.772	0.014	0.776	0.010	0.747	0.018	103	
EP 228	4.1	1.0901	0.0189	0.1231	0.0024	0.99	0.1595	0.0644	0.0004	0.5390	0.2059	0.748	0.014	0.749	0.009	0.751	0.014	100	
EP 228	7.1	1.5977	0.0204	0.1283	0.0026	0.99	0.1548	0.0649	0.0004	0.4435	0.1497	0.778	0.015	0.781	0.010	0.767	0.014	101	
EP 228	10.1	1.1534	0.0209	0.1278	0.0026	0.99	0.1577	0.0652	0.0005	0.3660	0.1107	0.775	0.015	0.779	0.010	0.776	0.015	100	
EP 228	11.1	1.1830	0.0218	0.1309	0.0027	0.99	0.1567	0.0656	0.0005	0.4189	0.1236	0.793	0.015	0.793	0.010	0.791	0.017	100	
EP 228	13.1	1.0842	0.0237	0.1230	0.0013	0.47	0.1280	0.0650	0.0008	0.0957	0.0360	0.748	0.007	0.746	0.011	0.769	0.025	97	
EP 228	17.1	1.1318	0.0080	0.1273	0.0006	0.65	0.1318	0.0647	0.0003	0.3224	0.1153	0.772	0.003	0.769	0.004	0.759	0.009	102	
EP 228	18.1	1.0944	0.0079	0.1223	0.0006	0.67	0.1318	0.0641	0.0003	0.3219	0.1150	0.744	0.003	0.751	0.004	0.740	0.009	100	
EP 228	18.1	1.0465	0.0070	0.1179	0.0005	0.60	0.1318	0.0634	0.0003	0.2220	0.0793	0.718	0.003	0.727	0.004	0.717	0.010	100	
EP 228	19.1	1.0401	0.0070	0.1171	0.0005	0.69	0.1318	0.0653	0.0003	0.0738	0.0268	0.714	0.003	0.724	0.003	0.781	0.009	91	
EP 228	20.1	1.1309	0.0095	0.1267	0.0007	0.63	0.1318	0.0651	0.0004	0.3128	0.1116	0.769	0.004	0.768	0.005	0.773	0.012	100	
EP 228	21.1	1.1917	0.0078	0.1312	0.0006	0.70	0.1318	0.0659	0.0003	0.4047	0.1442	0.795	0.003	0.797	0.004	0.798	0.009	100	
EP 228	22.1	1.1233	0.0099	0.1245	0.0008	0.72	0.1318	0.0654	0.0003	0.4986	0.1777	0.756	0.005	0.765	0.005	0.782	0.011	97	
EP 228	23.1	1.1311	0.0077	0.1266	0.0005	0.64	0.1318	0.0651	0.0003	0.2733	0.0973	0.769	0.003	0.768	0.004	0.772	0.008	100	
EP 228	25.1	1.1662	0.0112	0.1292	0.0013	0.99	0.1318	0.0635	0.0003	-2.5860	10.7206	0.783	0.007	0.785	0.005	0.782	0.009	100	
EP 228	26.1	1.0270	0.0092	0.1182	0.0011	0.99	0.1318	0.0635	0.0003	-2.0733	6.7530	0.720	0.007	0.717	0.005	0.720	0.010	100	
EP 228	27.1	1.1909	0.0114	0.1317	0.0013	0.99	0.1318	0.0659	0.0003	-2.5281	6.7813	0.798	0.007	0.796	0.005	0.799	0.011	100	
EP 228	28.1	1.1157	0.0133	0.1242	0.0015	0.99	0.1318	0.0653	0.0003	-4.1479	8.2235	0.755	0.008	0.761	0.006	0.779	0.010	97	
EP 228	29.1	1.0679	0.0135	0.1216	0.0013	0.84	0.1318	0.0648	0.0003	-4.8222	7.5840	0.740	0.007	0.738	0.007	0.743	0.012	100	
EP 228	31.1	1.0613	0.0102	0.1208	0.0012	0.99	0.1318	0.0634	0.0004	-4.9936	7.1160	0.734	0.007	0.734	0.005	0.715	0.012	103	
EP 228	32.1	1.0679	0.0116	0.1294	0.0014	0.99	0.1318	0.0648	0.0003	-5.0009	6.5155	0.716	0.007	0.715	0.005	0.717	0.011	100	
EP 228	33.1	1.0226	0.0098	0.1175	0.0012	0.99	0.1318	0.0648	0.0003	-3.7497	4.4996	0.784	0.008	0.781	0.005	0.764	0.011	103	
EP 228	34.1	1.1584	0.0122	0.1258	0.0013	0.93	0.1318	0.0648	0.0005	-6.2794	6.9840	0.764	0.007	0.762	0.006	0.765	0.017	100	
EP 228	35.1	1.1175	0.0122	0.1258	0.0013	0.93	0.1318	0.0648	0.0005	-3.7497	4.4996	0.784	0.007	0.781	0.005	0.764	0.011	103	
EP 228	36.1	1.1752	0.0111	0.1298	0.0013	0.99	0.1318	0.0647	0.0003	-5.6891	5.8961	0.787	0.007	0.789	0.005	0.760	0.010	103	
EP 228	40.1	1.1103	0.0115	0.1253	0.0011	0.88	0.1318	0.0646	0.0003	0.1111	0.0368	0.761	0.007	0.758	0.006	0.758	0.009	100	
EP 228	40.2	1.1615	0.0125	0.1288	0.0013	0.91	0.1318	0.0654	0.0004	0.2614	0.0861	0.781	0.007	0.783	0.006	0.783	0.012	100	
EP 228	44.1	1.2028	0.0120	0.1320	0.0012	0.91	0.1318	0.0656	0.0003	0.3130	0.1005	0.799	0.007	0.802	0.006	0.790	0.009	101	
EP 228	45.1	1.1412	0.0122	0.1285	0.0012	0.89	0.1318	0.0650	0.0003	0.1562	0.0499	0.779	0.007	0.773	0.006	0.769	0.011	101	
EP 228	46.1	1.0712	0.0124	0.1227	0.0012	0.85	0.1318	0.0642	0.0005	0.2425	0.0772	0.746	0.007	0.739	0.006	0.743	0.016	100	
EP 228	47.1	1.1807	0.0120	0.1312	0.0012	0.91	0.1318	0.0654	0.0003	0.1423	0.0449	0.795	0.007	0.792	0.006	0.783	0.009	101	
EP 228	48.1	1.1690	0.0124	0.1304	0.0012	0.88	0.1318	0.0646	0.0003	0.1909	0.0600	0.790	0.007	0.786	0.006	0.757	0.011	104	
EP 228	49.1	1.1825	0.0064	0.1303	0.0005	0.71	0.1318	0.0651	0.0004	0.4998	0.1919	0.789	0.003	0.792	0.003	0.775	0.012	102	
EP 228	49.2	1.0901	0.0044	0.1229	0.0003	0.61	0.1318	0.0638	0.0003	0.3009	0.1185	0.747	0.002	0.749	0.002	0.731	0.011	102	
EP 228	50.1	1.0236	0.0100	0.1172	0.0011	0.93	0.1318	0.0636	0.0003	0.0478	0.0193	0.714	0.006	0.716	0.005	0.722	0.011	99	
EP 228	53.1	1.1734	0.0064	0.1296	0.0005	0.69	0.1318	0.0654	0.0004	0.1407	0.0619	0.786	0.003	0.785	0.003	0.785	0.013	100	
EP 228	54.1	1.0627	0.0046	0.1209	0.0004	0.82	0.1318	0.0629	0.0003	0.0973	0.0439	0.736	0.002	0.735	0.002	0.732	0.011	100	
EP 228	55.2	1.1304	0.0117	0.1246	0.0008	0.62	0.1318	0.0667	0.0004	0.0432	0.0209	0.757	0.005	0.768	0.006	0.824	0.014	92	
EP 228	55.3	1.1774	0.0069	0.1307	0.0006	0.75	0.1318	0.0649	0.0004	0.1330	0.0661	0.792	0.003	0.790	0.003	0.766	0.012	103	
EP 228	56.1	0.9907	0.0037	0.1148	0.0003	0.70	0.1318	0.0629	0.0003	0.2945	0.1514	0.700	0.002	0.699	0.002	0.690	0.012	101	
EP 228	58.1	1.1744	0.0036	0.1301	0.0003	0.85	0.1318	0.0655	0.0003	0.0693	0.0382	0.789	0.002	0.789	0.002	0.789	0.011	100	
EP 228	60.1	1.1751	0.0117	0.1299	0.0008	0.65	0.1318	0.0655	0.0002	0.1789	0.0610	0.787	0.005	0.789	0.005	0.787	0.006	100	
EP 228	61.1	1.0369	0.0106	0.1189	0.0008	0.64	0.1318	0.0636	0.0001	0.3089	0.1055	0.724	0.004	0.722	0.005	0.723	0.005	100	
EP 228	62.1	1.1007	0.0112	0.1228	0.0008	0.65	0.1318	0.0648	0.0001	0.1984	0.0680	0.746	0.005	0.754	0.005	0.765	0.004	98	
EP 228	63.1	1.1284	0.0134	0.1310	0.0009	0.66	0.1318	0.0677	0.0002	0.4185	0.1436	0.794	0.005	0.809	0.006	0.858	0.007	93	

EP 228 MIGMATITO		RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS										IDAES		Concord.							
SPL248, 5mJ, 6Hz, 29um		207/235		206/238		238/206		207/206		208/206		T206/238		T207/235		T207/206		206/238		207/206	
Spot		1sigma	erro corr.	1sigma	erro corr.	1sigma	erro corr.	1sigma	erro corr.	1sigma	erro corr.	1sigma	erro corr.	1sigma	erro corr.	1sigma	erro corr.	1sigma	erro corr.	1sigma	erro corr.
EP 228	64.2	1.0753	0.0108	0.1213	0.0008	0.67	8.2454	0.0557	0.0640	0.0001	0.2630	0.0906	0.738	0.005	0.741	0.005	0.738	0.005	0.738	0.005	100
EP 228	65.2	1.0729	0.0127	0.1185	0.0009	0.64	8.4365	0.0644	0.0643	0.0004	0.1867	0.0647	0.722	0.005	0.740	0.005	0.748	0.005	0.748	0.005	97
EP 228	67.2	1.0720	0.0162	0.1204	0.0012	0.64	8.3070	0.0807	0.0644	0.0004	0.1347	0.0479	0.733	0.007	0.740	0.008	0.750	0.008	0.750	0.008	98
EP 228	68.1	1.1472	0.0177	0.1253	0.0012	0.64	7.9820	0.0789	0.0653	0.0004	0.5043	0.1860	0.761	0.007	0.776	0.008	0.780	0.008	0.780	0.008	98
EP 228	70.1	1.1208	0.0170	0.1232	0.0012	0.65	8.1144	0.0798	0.0649	0.0004	0.5778	0.2411	0.749	0.007	0.763	0.008	0.767	0.008	0.767	0.008	98
EP 228	71.1	1.0987	0.0164	0.1227	0.0012	0.64	8.1475	0.0783	0.0649	0.0004	0.3401	0.1474	0.746	0.007	0.753	0.008	0.765	0.008	0.765	0.008	98
EP 228	72.1	1.1989	0.0182	0.1320	0.0013	0.64	7.5779	0.0731	0.0680	0.0004	0.3139	0.1436	0.799	0.007	0.800	0.008	0.801	0.008	0.801	0.008	100
EP 228	73.1	1.0812	0.0173	0.1221	0.0012	0.63	8.1882	0.0821	0.0642	0.0005	0.2218	0.1068	0.743	0.007	0.744	0.008	0.742	0.008	0.742	0.008	100
EP 228	74.1	1.1204	0.0175	0.1254	0.0012	0.64	7.9721	0.0791	0.0647	0.0004	0.2641	0.1337	0.762	0.007	0.763	0.008	0.761	0.008	0.761	0.008	100
EP 228	76.1	1.1045	0.0168	0.1237	0.0012	0.65	8.0845	0.0795	0.0647	0.0004	0.1737	0.0984	0.752	0.007	0.756	0.008	0.762	0.008	0.762	0.008	99
EP 228	77.1	1.0278	0.0189	0.1175	0.0012	0.57	8.5138	0.0895	0.0653	0.0006	0.2486	0.1499	0.716	0.007	0.718	0.009	0.714	0.009	0.714	0.009	100
EP 228	59.1	1.2060	0.0125	0.1327	0.0009	0.66	7.5348	0.0514	0.0656	0.0002	0.3794	0.1290	0.803	0.005	0.803	0.006	0.790	0.005	0.790	0.005	102
EP 228	8.1	1.2183	0.0216	0.1331	0.0027	0.99	7.5147	0.1500	0.0680	0.0004	0.8995	0.2296	0.805	0.015	0.809	0.010	0.803	0.010	0.803	0.010	100
EP 228	3.1	1.2125	0.0213	0.1332	0.0026	0.99	7.5082	0.1483	0.0655	0.0004	0.1923	0.0759	0.806	0.015	0.806	0.010	0.787	0.010	0.787	0.010	102
EP 228	1.1	1.2227	0.0212	0.1335	0.0026	0.99	7.4889	0.1465	0.0662	0.0004	0.2126	0.0901	0.808	0.015	0.811	0.010	0.810	0.010	0.810	0.010	100
EP 228	9.1	1.2099	0.0215	0.1332	0.0027	0.99	7.5063	0.1503	0.0660	0.0004	0.2896	0.0900	0.806	0.015	0.805	0.010	0.802	0.010	0.802	0.010	100
EP 228	12.1	1.2141	0.0085	0.1335	0.0006	0.61	7.4928	0.0321	0.0658	0.0002	0.6346	0.2279	0.808	0.003	0.827	0.004	0.796	0.003	0.796	0.003	101
EP 228	14.1	1.2614	0.0090	0.1388	0.0006	0.59	7.2052	0.0305	0.0660	0.0003	0.3309	0.1186	0.838	0.003	0.829	0.004	0.803	0.003	0.803	0.003	104
EP 228	15.1	1.2555	0.0094	0.1383	0.0007	0.68	7.2306	0.0372	0.0662	0.0003	0.2230	0.0799	0.835	0.004	0.826	0.004	0.777	0.004	0.777	0.004	107
EP 228	16.1	1.2192	0.0080	0.1357	0.0006	0.65	7.3704	0.0312	0.0649	0.0002	0.2835	0.1015	0.820	0.003	0.809	0.004	0.767	0.003	0.767	0.003	107
EP 228	24.1	1.2075	0.0111	0.1330	0.0013	0.99	7.5215	0.0758	0.0661	0.0003	-1.4887	8.4864	0.805	0.008	0.804	0.005	0.807	0.005	0.807	0.005	100
EP 228	28.1	1.1984	0.0108	0.1323	0.0013	0.99	7.5604	0.0746	0.0664	0.0003	-3.4197	7.7967	0.801	0.007	0.800	0.005	0.817	0.005	0.817	0.005	98
EP 228	41.1	1.1836	0.0127	0.1328	0.0012	0.87	7.5284	0.0702	0.0655	0.0003	0.2848	0.0932	0.804	0.007	0.793	0.006	0.786	0.006	0.786	0.006	102
EP 228	42.1	1.2051	0.0118	0.1327	0.0012	0.91	7.5346	0.0668	0.0661	0.0003	0.4195	0.1384	0.803	0.007	0.803	0.005	0.806	0.005	0.806	0.005	100
EP 228	43.1	1.1935	0.0169	0.1323	0.0013	0.72	7.5592	0.0767	0.0660	0.0005	0.2178	0.0707	0.801	0.008	0.798	0.008	0.804	0.008	0.804	0.008	100
EP 228	38.1	1.2129	0.0119	0.1340	0.0012	0.91	7.4643	0.0667	0.0656	0.0003	0.2089	0.0699	0.810	0.007	0.807	0.005	0.791	0.005	0.791	0.005	102
EP 228	39.1	1.2702	0.0123	0.1414	0.0013	0.92	7.0722	0.0635	0.0653	0.0002	0.0914	0.0304	0.853	0.007	0.832	0.006	0.781	0.006	0.781	0.006	109
EP 228	51.1	1.2052	0.0075	0.1342	0.0007	0.85	7.4533	0.0395	0.0650	0.0004	0.2398	0.0998	0.812	0.004	0.803	0.003	0.769	0.003	0.769	0.003	105
EP 228	66.1	1.2125	0.0138	0.1329	0.0010	0.68	7.5268	0.0577	0.0650	0.0003	0.2232	0.0774	0.804	0.006	0.806	0.006	0.777	0.006	0.777	0.006	103
EP 228	64.1	2.2641	0.0302	0.1996	0.0019	0.70	5.0102	0.0470	0.0811	0.0003	0.7163	0.2464	1.173	0.010	1.201	0.009	1.228	0.007	1.228	0.007	96
EP 228	52.1	2.3366	0.0161	0.2092	0.0012	0.84	4.7803	0.0276	0.0809	0.0004	0.4143	0.1770	1.225	0.006	1.223	0.005	1.223	0.005	1.223	0.005	100
EP 228	30.1	2.5006	0.0287	0.2115	0.0024	0.99	4.7284	0.0545	0.0850	0.0004	-4.8977	8.7296	1.237	0.013	1.272	0.008	1.320	0.010	1.320	0.010	94
EP 228	67.1	2.2865	0.0409	0.2064	0.0029	0.79	4.8440	0.0687	0.0816	0.0006	0.4911	0.1680	1.210	0.016	1.208	0.013	1.240	0.014	1.240	0.014	98
EP 228	65.1	5.2598	0.0533	0.3145	0.0021	0.66	3.1792	0.0213	0.1201	0.0002	0.1643	0.0567	1.763	0.010	1.862	0.009	1.957	0.003	1.957	0.003	90
EP 228	6.1	5.9418	0.1196	0.3580	0.0076	0.99	2.7936	0.0597	0.1213	0.0008	0.5580	0.2000	1.972	0.036	1.967	0.017	1.975	0.012	1.975	0.012	100
EP 228	37.1	6.5111	0.0755	0.3594	0.0038	0.91	2.7828	0.0293	0.1331	0.0007	0.9279	0.3125	1.979	0.018	2.047	0.010	2.136	0.009	2.136	0.009	93
EP 228	55.1	6.8387	0.0388	0.3738	0.0016	0.75	2.6752	0.0115	0.1330	0.0007	0.4661	0.2047	2.047	0.008	2.091	0.005	2.135	0.009	2.135	0.009	96
EP 228	6.2	0.7154	0.0149	0.0806	0.0017	0.99	12.4138	0.2675	0.0640	0.0005	0.1332	0.0466	0.499	0.010	0.548	0.009	0.738	0.017	0.738	0.017	68
EP 228	75.1	11.7226	0.1818	0.4220	0.0043	0.66	2.3696	0.0243	0.2025	0.0012	0.1848	0.0988	2.270	0.020	2.583	0.014	2.853	0.010	2.853	0.010	80
EP 228	69.1	4.1707	0.0723	0.2578	0.0030	0.67	3.8792	0.0450	0.1177	0.0008	0.6156	0.2361	1.478	0.015	1.668	0.014	1.922	0.011	1.922	0.011	77
EP 228	69.2	4.4117	0.0769	0.2740	0.0033	0.69	3.6500	0.0439	0.1184	0.0007	0.5054	0.2020	1.561	0.017	1.715	0.014	1.933	0.010	1.933	0.010	81

## RESULTADOS Nd-Nd

AMOSTRA	MATERIAL	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	erro (2s)	$\epsilon\text{Nd}(0)$
EP-102g	Granito	0.512030	0.000011	-11.9
EP-103	Riolito	0.511951	0.000009	-13.4
EP-202	Granito	0.512147	0.000012	-9.6
EP-203	Granito	0.511847	0.000008	-15.4
EP-219	Sienito qz	0.512028	0.000010	-11.9
EP-238	Granito	0.511993	0.000011	-12.6

## RESULTADOS Sr-Sr

AMOSTRA	MATERIAL	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro (2s)
EP-102g	Granito	0.715399	0.000048
EP-103	Riolito	0.722107	0.000049
EP-110c	Granito	0.722583	0.000054
EP-203	Granito	0.718226	0.000057
EP-219	Granito	0.713871	0.000042
EP-238	Granito	0.747514	0.000050





---

## ARTIGOS



## Precambrian geotectonic units of the Río de La Plata craton

Leda Sánchez Bettucci<sup>a\*</sup>, Elena Peel<sup>a,b</sup> and Pedro Oyhançabal<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Instituto de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias, Iguá, Montevideo, Uruguay;*

<sup>b</sup>*Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Cidade Universitária,  
São Paulo-SP, Brazil*

(Accepted 13 June 2009)

The main Precambrian tectonic units of Uruguay include the Piedra Alta tectonostratigraphic terrane (PATT) and Nico Pérez tectonostratigraphic terrane (NPTT), separated by the Sarandí del Yí high-strain zone. Both terranes are well exposed in the Río de La Plata craton (RPC). Although these tectonic units are geographically small, they record a wide span of geologic time. Therefore improved geological knowledge of this area provides a fuller understanding of the evolution of the core of South America. The PATT is constituted by low- to medium-grade metamorphic belts (ca. 2.1 Ga); its petrotextonic associations such as metavolcanic units, conglomerates, banded iron formations, and turbiditic deposits suggest a back-arc or a trench-basin setting. Also in the PATT, a late to post-orogenic, arc-related layered mafic complex (2.3–1.9 Ga), followed by A-type granites (2.08 Ga), and finally a taphrogenic mafic dike swarm (1.78 Ga) occur. The less thoroughly studied NPTT consists of Palaeoproterozoic high-grade metamorphic sequences (ca. 2.2 Ga), mylonites and postorogenic and rapakivi granites (1.75 Ga). The Brasiliano-Pan African orogeny affected this terrane. Neoproterozoic cover occurs in both tectonostratigraphic terranes, but is more developed in the NPTT. Over the past 15 years, new isotopic studies have improved our recognition of different tectonic events and associated processes, such as reactivation of shear zones and fluids circulation. Transamazonian and Statherian tectonic events were recognized in the RPC. Based on magmatism, deformation, basin development and metamorphism, we propose a scheme for the Precambrian tectonic evolution of Uruguay, which is summarized in the first Palaeoproterozoic tectonic map of the Río de La Plata craton.

**Keywords:** Palaeoproterozoic; Río de La Plata craton; tectonic map; metamorphic belts; granitic intrusions; Uruguay

### Introduction

The geology of Uruguay has been described in several articles, mostly published in Uruguayan and Brazilian journals and/or congresses. During the last decade, several articles published in international journals have reported the geologic complexity but also noted scarcity of geochemical and geochronological data.

The South American platform, which is characterized by two lithospheric components: cratonic areas and orogenic belts partially covered by sedimentary basins (Almeida *et al.* 1981, 2000), is represented by five Palaeoproterozoic cratons: Río de La Plata, Amazonian, São Francisco, São Luiz and Luis Alves. These cratons were involved in different

---

\*Corresponding author. Email: leda@fcien.edu.uy



amalgamation and break-up events during consecutive orogenic cycles (Cordani *et al.* 2000). During Palaeoproterozoic time these cratons were assembled as the Atlantica supercontinent (*sensu* Rogers 1996; Rogers and Santosh 2002, 2003; Meert 2002, Hou *et al.* 2008, among others); in Mesoproterozoic time, they belonged to the supercontinent Rodinia or Palaeopangea (*see* Piper 1982, 2000); in the Neoproterozoic, they were part of western Gondwana; finally, during the Carboniferous, they were part of Pangaea. Rogers and Santosh (2002, 2004) suggest that Atlantica formed at 2.1–2.0 Ga attending a period of rapid crustal growth and mantle reorganization (Condie 2000, 2002). In Uruguay, mafic dike swarm and anorogenic rapakivi granites formed at ca. 1.8 Ga may represent the break-up or widespread extension of this supercontinent or the Staterian taphrogenic episode (Brito Neves *et al.* 1995). Also the location of the Río de La Plata craton (RPC) in the palaeogeographic reconstruction of Rodinia proposed by Zhao *et al.* (2002), together with the synchronic distribution of rapakivi granites (Figure 1) with ages around 1.7 Ga showed by Vignerresse (2005), seems to be consistent with the available data. Rodinia probably formed at ca. 1.1 Ga and was dismembered into three blocks between 0.8 and 0.6 Ga (Rogers and Santosh 2004). Paleomagnetic data and paleogeographic models propose the break-up of Rodinia at ca. 750 Ma (Powell *et al.* 1993; Dalziel 1997; Thover *et al.* 2006; among others).

The orogenic episodes and crustal growth events developed between 2.5 and 2.0 Ga, particularly during the Transamazonian Cycle form a large belt from Venezuela to Amapá in northern Brazil and discontinuous belts in the São Francisco and Río de La Plata cratons. Those events and their consequential belts have been characterized in Guyana, French Guiana, Venezuela, Suriname, Brazil, Argentina, and Uruguay.

The orogenic cycles registered in Uruguay are the Transamazonian cycle in the SW and the Brasiliano-Pan African cycle in the SE. Phanerozoic sedimentary basins include the

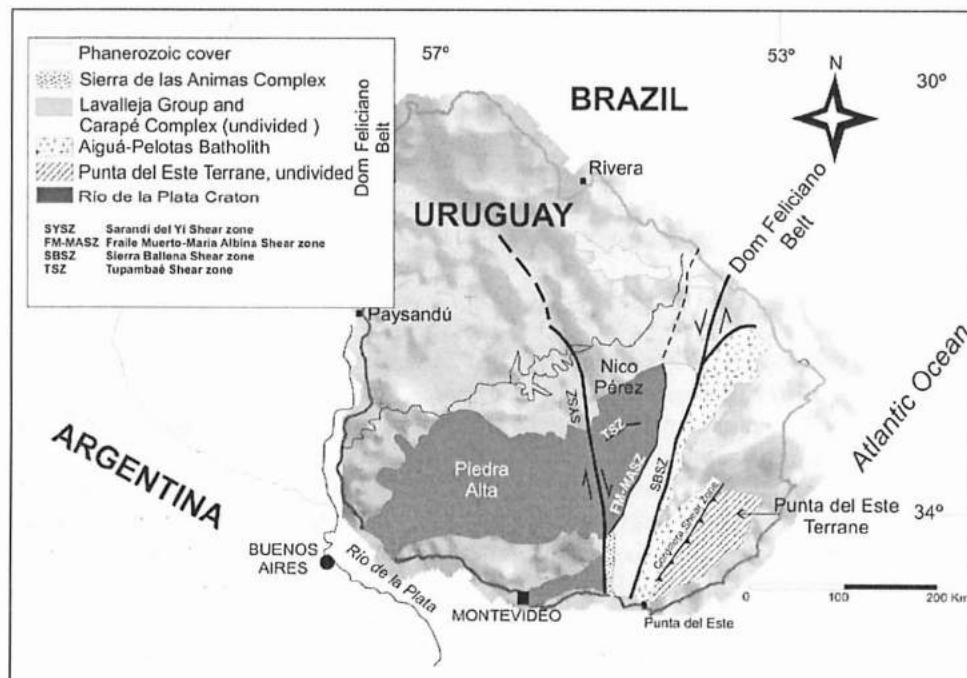


Figure 1. Main tectonic units of Uruguay – Piedra Alta and Nico Pérez tectonostratigraphic terranes, Dom Feliciano belt (including basement inliers).

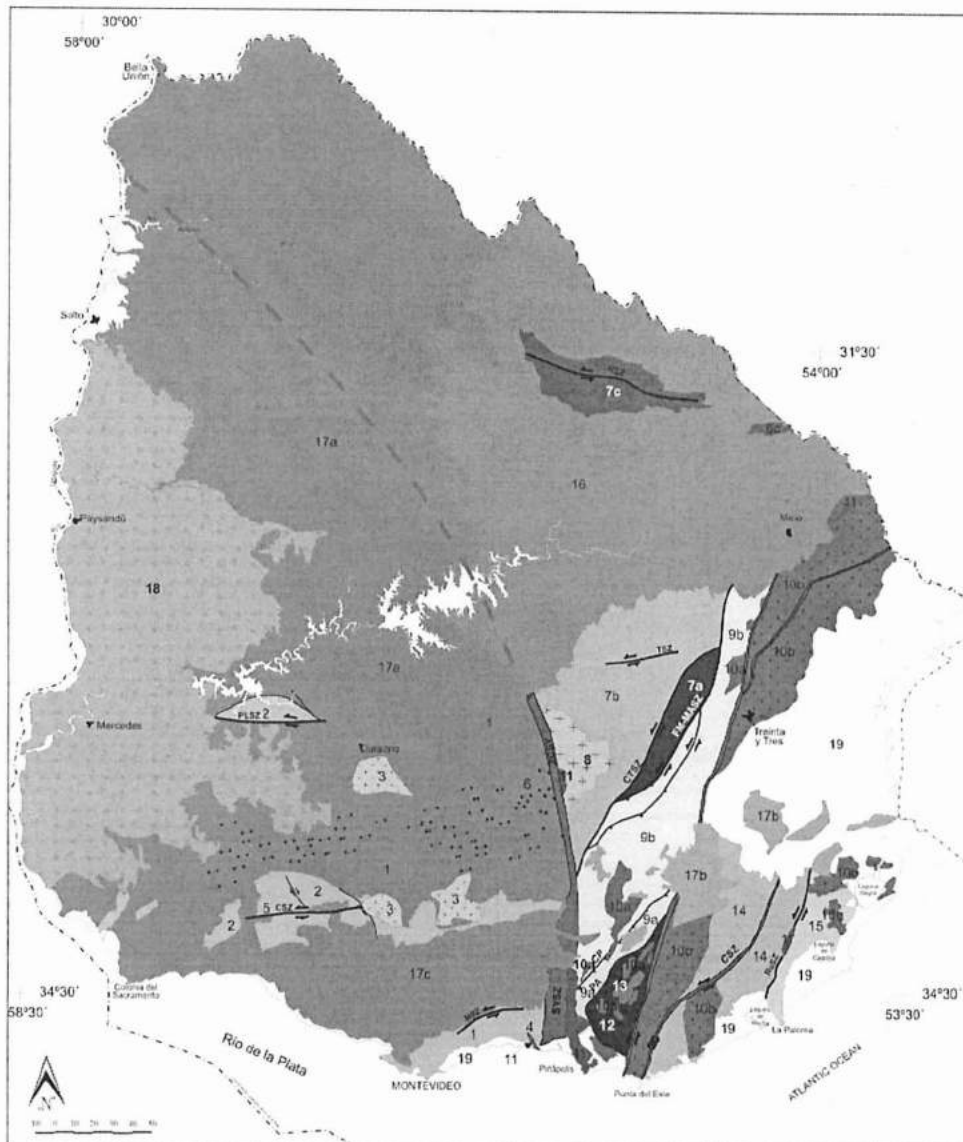


Figure 2. Tectonic map of Uruguay.

Paraná foreland basin, related to the Gondwana supercontinent, exposed in the NE and extensional magmatism related to rifting and the break-up of Gondwana in the NW region.

The Uruguayan Precambrian basement is divided into two major tectonic units (Figure 2), the Piedra Alta tectonostratigraphic terrane (PATT) and the Nico Pérez tectonostratigraphic terrane (NPTT). These terranes are separated by the Sarandí del Yí Shear Zone. The PATT crops out to the west of the shear zone and it includes low to medium metamorphic orogenic belts (ca. 2.1 Ga), layered mafic complex, late to post-orogenic magmatism (1.9–2.3 Ga), A-type-rapakivi granites (2.078 Ga) and finally extensional magmatism (1.7 Ga) represented by a mafic dike swarm. These units were assigned to Transamazonic orogenic cycle (Choubert 1964; Choubert and Faure-Muret 1969; Almeida *et al.* 1973). In Uruguay, the Transamazonic orogenic cycle was historically used as a chronostratigraphic



term without tectonic connotation. The NPTT is constituted by medium- to high-grade metamorphic orogenic belts (Pavas, Valentines and Rivera blocks) and anorogenic granite (rapakivi) with an age of 1.78 Ga. The NPTT was affected by Neoproterozoic events of the Brasiliano-Pan African orogenic cycle.

The aim of this work is to present the tectonic evolution of the Palaeoproterozoic units of the Río de La Plata Craton summarized in a tectonic map.

### Background

The RPC (*sensu* Almeida *et al.* 1973) occupies approximately the third part of the southwestern region of Uruguay (Figure 2). The first descriptions of western part of the RPC

were presented by d'Orbigny (1844) and Darwin (1846) and in more detail by Walther (1911, 1919, 1920, 1924 and 1927). The first regional approach was made by Mc Millan (1933) who established the first great division separating, on the one hand, the Archaic Complex (PATT and NPTT) and, on the other hand, the Minas Series (Dom Feliciano Belt). The first geologic map (1:500.000) was elaborated by Caorsi and Goñi (1958). They suggested that the basement of Uruguay was part of Guyana–Brasilia– Patagonia shield, with similar ages of South African, Laurentian–Siberian and Scandinavian shields. Later, Ferrando and Fernández (1971) made the first chronostratigraphic interpretation based on isotopic data presented by Bossi (1966), Hart (1966), and Umpierre and Halpern (1971). Two major units were recognized by Ferrando and Fernández (1971), one of them correlated to Baikalian cycle (850–650 Ma) and the other one correlated to the older Limpopo–Kibali (Africa) event (ca. 2000 Ma). From the first isotopic data made by Hart (1966) systematic studies began, and areas affected by different orogenic cycles were recognized. The first geo-structural map of Uruguay (Preciozzi *et al.* 1979) established a new stratigraphic column where the basement units were defined following chrono-lithostratigraphic criteria. This map resulted in a better comprehension of the principal mechanism involving tectonic processes.

#### Río de La Plata craton

Lithologies belonging to the RPC crop out in the southwest of Uruguay and in the neighbourhood of Tandil mountain ranges in Argentina (Almeida *et al.* 1973). According to Frago Cesar and Soliani (1984), it extends towards the north of Uruguay cropping out in Rivera and Aceguá (Uruguay–Brazil border). This craton is also exposed in Brazil, in the eastern part of Rio Grande do Sul State (Taquarembo and Encruzilhada blocks); and in the eastern part of Santa Catarina State (Luiz Alves block *sensu* Frago Cesar and Soliani 1984). Rb–Sr isochron data in Aceguá and Rivera regions show ages of  $2.272 \pm 33$  Ma (gneisses and granitoids). These rocks are intruded by Brasiliano granites with Rb/Sr ages around 690 and 580 Ma (Soliani 1986).

#### Juvenile Palaeoproterozoic Piedra Alta tectonostratigraphic terrane

The PATT is composed almost entirely (Hasui *et al.* 1975) of plutonic, granite-gneissic terranes and of low to medium volcano-sedimentary metamorphic belts with E–W structural trend. These volcano-sedimentary orogenic belts were originally named, from north to south, as Arroyo Grande (Ferrando and Fernández 1971), Paso Severino, and Montevideo Formations (Bossi *et al.* 1965). These sequences were metamorphosed under low- to medium-grade conditions and folded forming synclinoria with vertical foliations, symptomatic of important horizontal shortening. These sequences represent a Palaeoproterozoic thrust belt. The sedimentary sequence may represent turbiditic deposits with volcanic intercalations. In addition, features similar to greenstone belts were indicated in Paso Severino and Arroyo Grande Formations (Frago Cesar 1984; Frago Cesar *et al.* 1987; Bossi *et al.* 1996).

Bossi *et al.* (1993) defined the Piedra Alta terrane as a part of the RPC located to the west of Sarandí del Yí shear zone (Figure 3). Peel and Preciozzi (2006) suggested that the PATT represents a juvenile Palaeoproterozoic unit stable from 1.7 Ga without record of the Neoproterozoic orogenies. It is considered as the best exposed Palaeoproterozoic area of the RPC. This terrane is represented by low- and medium-grade metamorphic belts (Arroyo Grande, San José – including the Paso Severino Formation – and Montevideo),



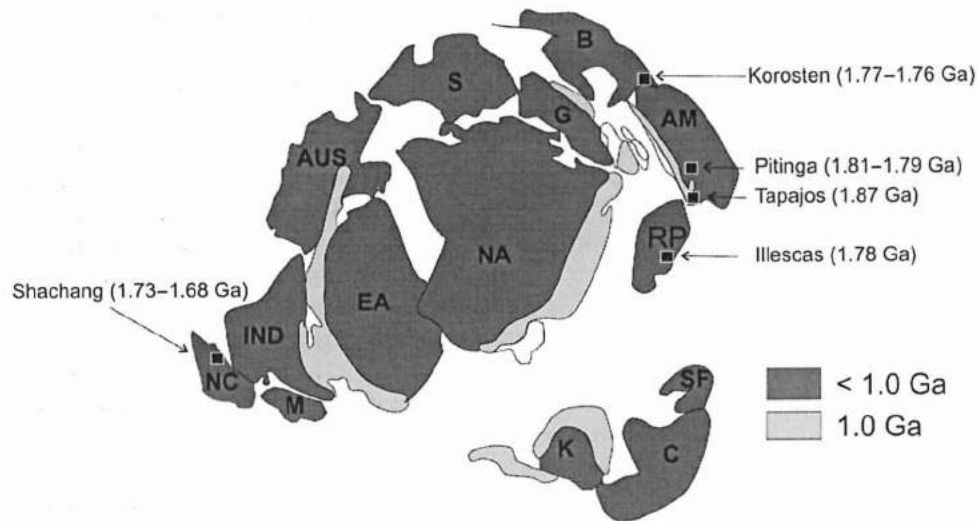


Figure 3. Palaeogeographic reconstruction modified from Zhao *et al.* (2002). Ages of Korosten, Pitinga, Tapajos, Shachang rapakivi granites taken from Vigneresse (2005). AUS, Australia; B, Baltica and eastern Europe; C, Congo; SF, San Francisco; EA, East Antarctica; G, Greenland; IND, India; K, Kalahari; M, Madagascar; NA, North America; RP, Rio de La Plata craton; S, Siberia; NC, North China.

separated by important granitic-gneissic areas (Bossi *et al.* 1993; Oyhantçabal *et al.* 2007). These metamorphic belts were formerly considered greenstone belts and correlated with granitic-greenstone belts of Rio Grande do Sul by Fragoso Cesar (1984); Soliani (1986) and Bossi *et al.* (1996).

Anatectic granitoids and migmatites are developed within the basement of the supracrustal belts. These rocks show two phases of ductile deformation and a brittle one recognized by Bossi *et al.* (1998). The first ductile deformational phase generated tight folds and metamorphism in the volcano-sedimentary sequences. The second one consists of a thrusting phase associated to peraluminous muscovitic granites and it is related to the development of open folds in mylonites (Garat 1990). The anatectic processes occurred contemporaneously with an important bimodal magmatism. The anatectic granitoids are related with basic magmas (diioritic). Also a typical example of heterogeneous migmatites with phlebotic to stromatic structures occurs ranging laterally to granites and gneissic rocks (e.g. 'AFE' quarry in Suárez town; Coronel and Oyhantçabal 1988). The structure of the migmatites varies considerably at the scale of the outcrops. These morphological types of migmatites may be the result of the structure and composition of the parent rocks, segregation and/or migration of partial melts and deformation during and after the process of the migmatite formation (Ashworth and McLellan 1985). Mixing and mingling phenomena are frequently observed (outcrops of Piedra Alta and Cerro Colorado Colorado localities). An age of  $2100 \pm 3.3$  Ma was obtained for the Piedra Alta outcrop (Preciozzi *et al.* 2005). Amphibolites and migmatites surround these granitic bodies. The Piedra Alta outcrop, near Florida city, consists of a granitic-granodioritic intrusion, cut by micro-granodioritic dikes. The existence of continuous interpenetration and diverse flow structures allow inference that the leucocratic and melanocratic components are involved as two magmas without significant thermal contrast between them.

### Low- and medium-grade orogenic belts (Palaeoproterozoic volcano-sedimentary belts, ca. 2.1 Ga)

Three metamorphic belts were originally defined by Bossi *et al.* (1993): Arroyo Grande, San José, and Montevideo, with regional trend near N80° E (Figure 3). The metamorphic grade varies from green-schist to amphibolite facies. Oyhantçabal *et al.* (2003) postulated the continuity between San José and Montevideo belts and consider both as one tectonic unit: the San José belt. These authors established that the outcrop areas of Precambrian rocks were interrupted by the development of a Mesozoic rift (named Santa Lucía Basin).

The Arroyo Grande belt (*sensu* Bossi *et al.* 1993) is delimited by faults, being in tectonic contact with a granitic-gneissic area. Its general trend is E–W and it comprises igneous, sedimentary, and volcanic rocks. The sedimentary sequence is represented by quartzite, metaconglomerate, metapelite, chlorite-schist, and amphibolites. The volcanism is bimodal (basalt – rhyolite). The igneous rocks are represented by peridotites, piroxenites, gabbros, and hornblende (Preciozzi 1989; Bossi *et al.* 1998). This belt is cut by a late to postorogenic intrusion (Marincho Complex, Paso del Puerto Granite).

The San José belt is constituted by the Paso Severino, San José, and Montevideo Formations (Oyhantçabal *et al.* 2003). Paso Severino Formation is represented by volcanic rocks (rhyolite and basalt), metapelite, some carbonatic rocks (dolomitic marble), and some level of banded iron formations (BIFs) (Algoma type). The BIF deposits have lateral extents (~1 km), with thicknesses in the range of 1–3 m. This formation hosts several mineralizations: Cu associated with phyllites and interstratified rhyolites, Au in quartz veins, talc related to metabasic rocks, manganese, and iron formation. The San José belt was affected by green-schist and amphibolite metamorphic conditions. U–Pb (SHRIMP, zircon) isotopic analysis made in acidic metavolcanic rocks of Paso Severino Formation yielded an age of  $2146 \pm 7$  Ma (Santos *et al.* 2003). Preciozzi (1993) recognized two deformation phases, the first one syn-metamorphic generating folds with vertical axes, and the second one characterized by fold superposition with horizontal axes. The latter phase affected late-tectonic granites and it could be related to gabbro-granitic magmatism at 2.0 Ga (Mahoma – Guaycurú Complex). The San Juan Unit belonging to the San José belt is constituted by volcanic rocks (acidic metatuff), which yielded a U–Pb conventional age of  $1.753 \pm 5.7$  Ga (Preciozzi *et al.* 2005). Xenocrystals in these rocks yielded ages of 2358 Ma. The San José Formation is represented by metavolcanic rocks (basic to acidic) and a metasedimentary succession. Based on geochemical data of San José Formation, Mutti *et al.* (1995) and Bossi *et al.* (1996) suggested that volcanic rocks (rhyolites, rhyodacites, andesites and basalts) varied from tholeiitic to calc-alkaline magmas. These authors suggested an evolution from an extensional (mantelic plume) to subductional (compressional) regime related to an immature volcanic arc. The Montevideo Formation (*sensu* Oyhantçabal *et al.* 2003) is constituted by amphibolites, micaschists, and gneisses. This formation reaches the amphibolite facies and is consistent with island arc/back-arc basins (*sensu* Veizer 1983). The Montevideo Formation presents an approximately E–W trend and it is situated along the southern margin of the PATT (Figure 3). Walther (1948) has provided the most important and exhaustive petrography of the Montevideo basement. The distinctive lithologies are oligoclase and biotite gneisses, amphibolite, and micaschist (Bossi *et al.* 1975; Preciozzi *et al.* 1985, 1991; Coronel and Oyhantçabal 1988) cut by aplites and pegmatites. The available isotopic data for this formation are scarce; however, an age (U–Pb, SHRIMP) on a gneiss yields  $2165 \pm 38$  Ma (Santos *et al.* 2003) and U–Pb (zircon, conventional) yields an age of  $2158 +24/-23$  Ma upper intercept interpreted as magmatic crystallization (Preciozzi *et al.* 2005).

The San José belt is cut by late to post-orogenic magmatism (Albornoz Complex) with ages between 2.3 and 1.9 Ga by ultramafic layered rocks (The Cerros Negros Complex) and by a dike swarm (1.7 Ga). The late to post-orogenic rocks are represented by granites, granodiorites, migmatites, aplites, and pegmatites. The aplites and pegmatites also cut amphibolites and gneisses of the granitic-gneissic area (Bossi and Navarro 1991). The relationship between sediments, volcanic rocks, and granites may represent intra-arc or a back-arc tectonic setting; both possibilities are plausible and both suppose subduction-related processes.

#### **Late to post-orogenic magmatism (Albornoz Complex): calcalkaline, peraluminous, and alkaline granites and gabbros (2.3–1.9 Ga)**

This unit comprises acidic and basic batholith intrusions emplaced into supracrustal rocks of Arroyo Grande and San José belts (Figure 3). These complexes are known as Isla Mala, Cufre, Marincho, and Mahoma Plutons (Figure 4a). These granites are unfoliated or have only a brittle and non-persistent foliation. Traditionally, they are considered as 'post-tectonic' or 'postkinematic' granites. The first isotopic ages obtained in some plutons of the postorogenic magmatism varied from 2.5 to 1.8 Ga (Hart 1966; Umpierre and Halpern 1971; Preciozzi and Bourne 1992, 1993; Cingolani *et al.* 1997). More recent studies help us to locate this magmatism between 2053 and 2086 Ma (Hartmann *et al.* 2000; Peel and Preciozzi 2006). The ages published by these authors correspond to numerous bodies of granites, aplites, pegmatites, as well as xenoliths of mica-schist inside granodiorites. U-Pb (conventional) isotopic ages of  $2053 \pm 14$  Ma and  $2086 \pm 11$  Ma were obtained for Cufre and Isla Mala granitic Complex, respectively (Peel and Preciozzi 2006). U-Pb (zircon, SHRIMP) ages in the last complex show values between  $2065 \pm 9$  Ma and  $2074 \pm 6$  Ma (Hartmann *et al.* 2000). Granitic intrusions in this continental crust are important indicators of tectonic regimes (ancient arc) in the past, as well as potential sources of information on the composition and history of deep crustal protoliths.

#### **Mafic to ultramafic layered complexes**

The Cerros Negros complex, intruding the San José belt, is represented by pyroxenite, gabbro, leuco-gabbro and anorthosite. It displays a conspicuous banding and is affected by deformation and low-grade metamorphism. Also, it is cut in the southern part by the Cufre shear zone, and to the north and west is intruded by granitic intrusions (Oyhantçabal *et al.* 2007).

The Mahoma Gabbro commonly contains cumulate layers consistent with fractional crystallization in a magma chamber. Petrographically, this unit presents magmatic fluidal and cumular textures, and is composed of plagioclase ( $An_{55-68}$ ), pyroxene, olivine, subordinate amphibole, apatite, and biotite as accessory minerals. Oyhantçabal *et al.* (1990) indicated the presence of clinopyroxene ( $En_{50-70}$ ) and inverted pigeonite as cumular minerals. Oyhantçabal *et al.* (1990) and Villar and Segal (1990) suggested that the Mahoma cumulate presents low differentiation and was emplaced at upper crustal levels during Transamazonian cycle. Oyhantçabal *et al.* (1990) obtained in the gabbro a K-Ar (Pl) age of  $2033 \pm 44$  Ma.

Related to the Rospide Gabbro, an important level of Ti-magnetite deposit occurs. Cingolani *et al.* (1997) obtained a Rb-Sr (WR) age of  $2016 \pm 108$  ( $R_0 = 0.7002$ ) for the Carreta Quemada Gabbro.

The geological setting of Mahoma and Rospide gabbros and their ages (2033 Ma) is reliable with an emplacement in a postorogenic extensional tectonic setting or crustal rifting (*sensu* Naldrett 2004).

#### A-type Soca granite

The Soca granite was first identified by Jones (1956) and named Tío Diego granodiorite and renamed by Bossi *et al.* (1965) as Soca granite. It is located 65 km to the east of Montevideo city outcropping in the eastern portion of Piedra Alta Terrane (Figure 4a and b). This pluton is emplaced into graphite mica-schist, quartzites, gneisses, amphibolites, and deformed granitoids belonging to the Montevideo Formation of the San José belt (Oyhantçabal *et al.* 1998). The geometry of this pluton is approximately elliptical; the eastern border is cut by Sarandí del Yí shear zone. This granite was defined as subalkaline, metaluminous or slightly peraluminous A-type rapakivi granite based on chemical and petrographic analysis made by Oyhantçabal *et al.* (1998). These authors suggest that this granite presents similar features of typical Scandinavian and central Amazonian rapakivi granites (*sensu* Rämö and Haapala 1995; Haapala and Rämö 1999; Dall'Agnol *et al.* 1999, 2005). The Soca granite was emplaced after the Transamazonian orogenic cycle and before the dextral shearing of Sarandí de Yí shear zone. Chemically this rapakivi granite (*sensu* Oyhantçabal *et al.* 1998) presents an important enrichment in L-REE and high field strength elements. This body has a U-Pb (zircon, conventional) isotopic age of  $2078 \pm 8$  Ma (Peel and Preciozzi 2006) and a U-Pb (SHRIMP) age of  $2056 \pm 6$  Ma (Santos *et al.* 2003). Although this age is similar to the late and post-orogenic magmatism mentioned above, the available data are inconsistent with the time span necessary for the formation of rapakivi magma in the lower crust and its emplacement in the upper crust. In other parts of the world where rapakivi granites occur, they are associated with extensive sub-parallel tholeiitic dike swarms (Haapala and Rämö 1992). Thus, one possibility is that the ages obtained for Soca granite could represent zircon heritage. Another possibility is that the continental crust was very thick and probably involved reworking of an older crust; however, it is not supported by evidences of juvenile crust of PATT. Moreover, some rapakivi granitoids occur emplaced in post-collisional/post-orogenic extensional tectonic environment (Zhang *et al.* 2007). The Soca granite is also 200–400 Ma older than the oldest rapakivi granite of Amazonia, Laurentia and Fennoscandia. The question is whether this A-type granite represents a post-tectonic alkaline intrusion regarding the short time span after orogenic event, or it is a rapakivi granite. Consequently, the Soca Granite seems not to be correlated with other anorogenic events around the world.

#### Extensional magmatism (1.7 Ga late Palaeoproterozoic–early Statherian): mafic dike swarm

The Florida mafic dike swarm, nearly 100 km wide, crops out along more than 300 km (Figure 3), cutting the RPC. Generally, these dikes outcrop vertically. However, some of them dip 70° S (Bossi and Campal 1991; Teixeira *et al.* 1999). They have thicknesses between 2 and 50 metres and lengths of 1 to 2 kilometres. Bossi and Campal (1992) suggested that the dike swarm is deflected by Sarandí del Yí shear zone, revealed by the curvature in its eastern part making up a 'drag fold' (Figure 3). In fact, no dikes occur to the east of the Sarandí del Yí shear zone. Petrologically and geochemically, the dikes are divided into two groups, one of high TiO<sub>2</sub> andesites and the other of low TiO<sub>2</sub> andesite-basalts (Bossi and Campal 1991; Bossi *et al.* 1993; Halls *et al.* 2001). The mafic dikes have an Ar-Ar isotopic age of  $1725 \pm 10$  Ma (Teixeira *et al.* 1999). Halls *et al.* (2001) established that the minimum



Downloaded by [Instituto de Pesquisas e Estudos Florest] at 12:03 26 October 2012

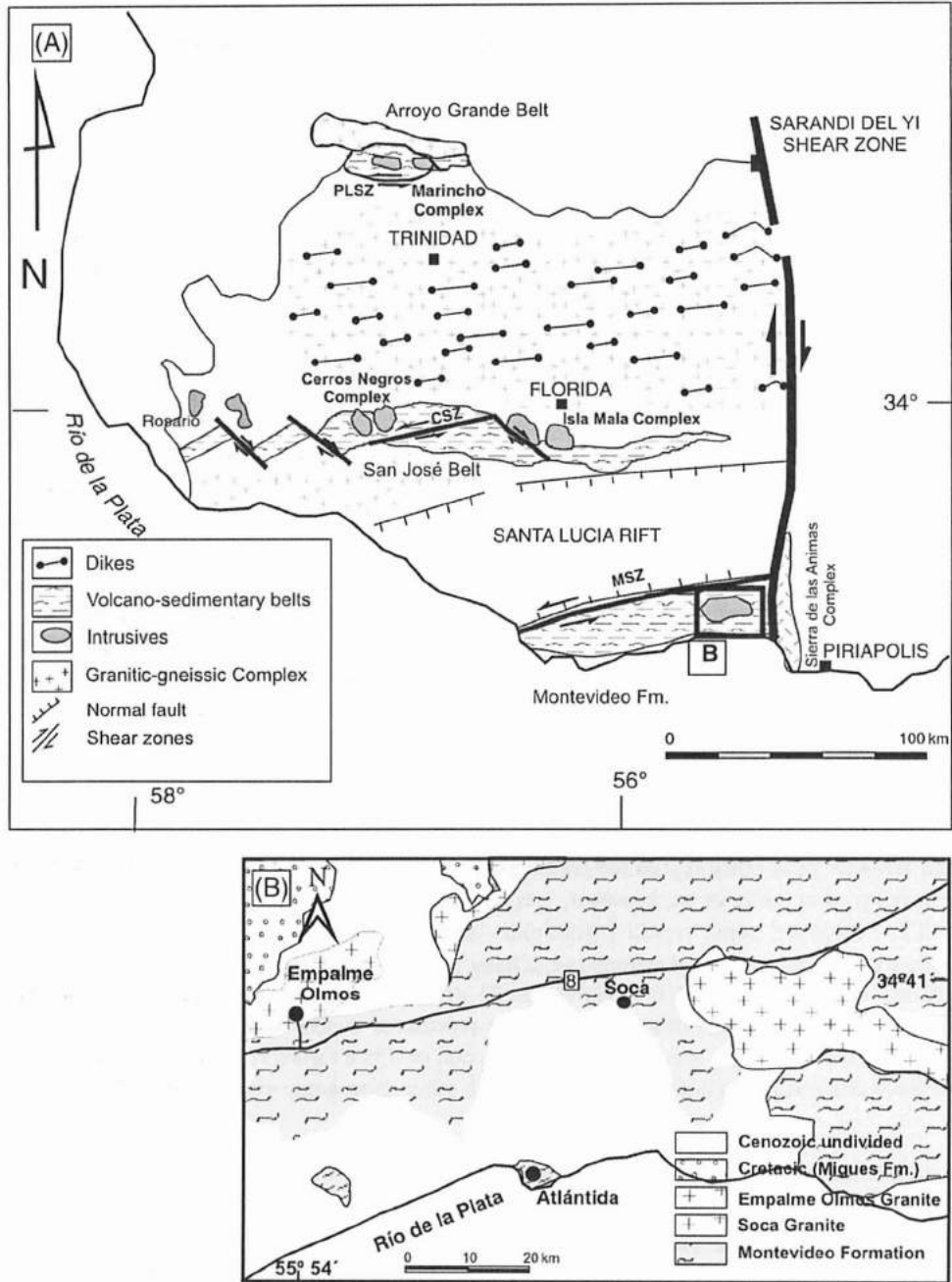


Figure 4. (A) Geographic distribution of main Palaeoproterozoic granitic plutons. (B) Geological sketch of Soca rapakivi granite. MSZ, Mosquitos shear zone; CSZ, Cufre shear zone; PLSZ, Paso Lugo shear zone.

age of the PATT is constrained by this dike swarm, based on U/Pb (baddeleyite) age of  $1790 \pm 5$  Ma. The generation of the dike swarm is associated with an extensional aborted event occurred around ca. 1790 Ma based on Halls *et al.* (2001) data. Palaeomagnetic studies performed by Pacca (1999) and Pacca and D'Agrella (1999) on the mafic dikes yielded a palaeomagnetic pole in  $337.0^\circ\text{E}$ ;  $74.4^\circ\text{N}$ . These authors also suggested a primary thermo-remanent magnetization. Whereas, Halls *et al.* (2001) provided a palaeomagnetic pole suggesting that the remanence did not yield a demonstrable primary origin. The emplacement ca. 1.7 Ga of the east-northeast regional trend mafic dike swarm implies pervasive extension during this period in this part of the RPC. The assembly of this region – after 1.7 Ga – (PATT and NPTT – see below) probably involved transcurrent movements juxtaposing different Palaeoproterozoic histories side by side of the Sarandí del Yí shear zone.

### The Nico Pérez tectonostratigraphic terrane

The NPTT is located between the Sarandí del Yí and the Fraile Muerto-María Albina shear zone (Figure 2). Formerly, it was separated by Preciozzi *et al.* (1979) as Valentines block. Later, Bossi and Campal (1992) redefined it as Terreno Nico Pérez. We adopt here the term NPTT but with the original limits established by Preciozzi *et al.* (1979). This terrane is constituted by Palaeoproterozoic high-grade metamorphic sequences, granites, mylonites, and postectonic Brasiliano magmatism. In spite of the scarcity of data and following the original scheme of Preciozzi *et al.* (1979), we describe three Palaeoproterozoic units affected by medium and high metamorphic grade: Pavas, Valentines, and Rivera blocks (Figure 5). These blocks were reworked by the Brasiliano orogenic cycle. In addition, within this terrane an A-type rapakivi granite was reported.

### Medium- and high-grade orogenic blocks

These orogenic blocks are Palaeoproterozoic and/or Mesoproterozoic, reworked by the Brasiliano event (Pavas; Valentines and Rivera Blocks, see Figure 5).

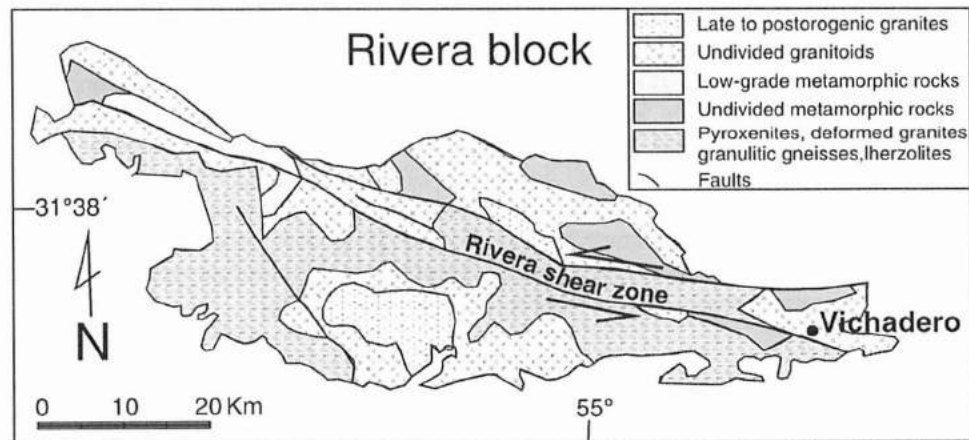


Figure 5. Geological sketch of the Nico Pérez tectonostratigraphic terrane showing its main units. 1: Valentines block, 2: Pavas block and 3: Rivera block. In the upper right border of the figure a detailed geology of Rivera block is presented (After Ellis 1998). CTSZ, Cueva del Tigre shear zone; FM-MASZ, Fraile Muerto-María albina shear zone; RSZ, Rivera shear zone.

### **Pavas block**

The Pavas block forms an elongated unit with NNE trend limited by de Fraile Muerto-María Albina shear zone to the east and south and the Cueva del Tigre shear zone to the west and north (see Figure 5). It is represented by amphibolic gneisses, amphibolites, quartzites with fucsite, and meta-ultramafics – tremolite and actinolite schists – (Preciozzi *et al.* 1979; Oyhantçabal and Vaz 1990). U-Pb (SHRIMP) in zircons of tonalitic orthogneisses analysed by Hartmann *et al.* (2001) yielded ages of 3.41 Ga (core) and from 3.1 to 2.7 Ga (rim). We can interpret these ages as Palaeoproterozoic inheritance of older crust. Mesoproterozoic ages of 1252 Ma (K-Ar and Rb-Sr, Campal *et al.* 1995) were obtained in mylonites of Cueva del Tigre shear zone (Figure 5) developed between this block and Valentines block. These authors interpret these data as Grenvillian ages. Due to the lack of detailed studies, this cooling age could not be reliably interpreted (Preciozzi *et al.* (1979) – La China Complex (*sensu* Hartmann *et al.* 2001).

### **Valentines block**

The Valentines block (or Valentines granulitic belt *sensu* Frago Cesar 1984) is located between Sarandí del Yí shear zone and Cueva del Tigre shear zone, next to the Pavas block (see Figure 5). It is represented by granulitic gneisses, metapiroxenites and magnetite-augite quartzites. Santos *et al.* (2003) suggested, based on U-Pb (SHRIMP) isotopic data, an age of  $2058 \pm 3$  Ma for the metamorphism and an age of  $2163 \pm 8$  for the protholith of the Valentines block granulites. This block was affected by Neoproterozoic granitic intrusions (0.9–0.5 Ga, Preciozzi *et al.* 2001) and by the Tupambaé shear zone (see Figure 2) (Preciozzi *et al.* 1979).

### **Rivera block**

This block, located in the NE part of Uruguay (Figure 5), is isolated from the previous blocks by a Palaeozoic sedimentary sequence. Piroxenites, deformed granites, sillimanite gneisses, granulitic gneisses, lherzolites, quartzites, meta-anorthosites, forsterite marbles, meta-basites, and coarse charnokitic ortho-gneisses with intercalated ironstones constitute the basement. The regional trends are EW to NW and NE associated to ductile shear zones (Figure 5), which can be traced for about 110 km. The supracrustal rocks are a low-grade metasedimentary sequence intruded by granites with ages around 600 Ma (Cordani and Soliani 1990). The granulitic gneisses present a Rb-Sr (WR) age of  $2250 \pm 60$  Ma, which was interpreted as the main metamorphic event (Cordani and Soliani 1990). More recently, Santos *et al.* (2003) obtained ages (U-Pb) on meta-trondhjemite of  $2140 \pm 6$  Ma (crystallization age) and  $2077 \pm 6$  Ma for the metamorphic event. Important ore deposits (gold) occur related to the regional trends. The main alteration assemblage related with gold mineralization comprises chlorite + epidote + carbonate + sericite + silica + pyrite (Preciozzi *et al.* 1979).

### **Anorogenic rapakivi granites (1.7 Ga)**

Even though regional geological literature mentioned some plutons as rapakivi granites, there is a lack of petrologic, geochemical and geological descriptions to support a serious tectonic evolution. A-type rapakivi granite was described by Soliani (1986) nearby Minas de Corrales locality – Rivera block. This author reported an age of 1.75 Ga (Rb-Sr) for the body. Another granite is located in Valentines block, known as Illescas Batholith (Campal

and Schipilov 1995). The ages determined there are Rb/Sr (WR)  $1760 \pm 32$  Ma (Bossi and Campal 1992) and Pb-Pb  $1784 \pm 5$  Ma (Campal and Schipilov 1995). This granite presents ductile deformation in the borders and is cut by Sarandí del Yí shear zone.

### Neoproterozoic cover

The Neoproterozoic cover in the PATT is represented by Piedras de Afilar Formation (Coronel *et al.* 1982) and is located in its western portion (see Figure 2). It is constituted by silicoclastic and carbonatic rocks developed in unconformity with Palaeoproterozoic basement (A-type Soca Granite).

In NPTT (Valentines block) the Neoproterozoic cover is represented by the Cerro San Francisco Formation (Montaña and Sprechmann 1993) constituted by meta-sandstones and meta-subarkoses and by Cerros Victoria Formation represented by oolitic and stromatolitic limestone with low metamorphic grade. In the Rivera block outcrops, low-grade metamorphic rocks are defined by Preciozzi *et al.* (1985) as Minas de Corrales Formation, which is correlated with the low-grade orogenic belts of the PATT. On the other hand, this formation was considered as Neoproterozoic cover by Gaucher (2000).

### Major shear zones

The most important high-strain zone affecting the Palaeoproterozoic units reviewed above is the Sarandí del Yí shear zone (SYSZ). It cuts the Río de la Plata craton separating the PATT from NPTT. The SYSZ is up to 13 kilometres wide and more than 250 kilometres long in the N-S direction (Gomez Rifas 1989). The Sarandí del Yí shear zone was formerly recognized and described by Preciozzi *et al.* (1979). This shear has N10° structural trend, and it is developed between the Sarandí of Yí town (Durazno department) and the Sierra de Las Animas Complex (see Figure 3). Oyhantçabal *et al.* (1993) suggested that this shear was reactivated with a sinistral sense during the Brasiliano orogenic event. Towards the northwest this tectonic lineament determines blocks with different thickness of Arapey Formation (Paraná flood basalts) and the basement horsts of the Litoral Oeste Basin.

Diverse minor shear zones have been recognized in the RPC. The available information on kinematics, conditions and timing of deformation is still scarce. A summary of the main data is presented in Table 1.

Table 1. Summary of the main shear zones recognized in the Río de La Plata craton.

Name	Age	Orientation	Kinematic	Location
Mosquitos (MSZ)	Palaeoproterozoic	~260°	Sinistral	PATT
Cufre (CSZ)	Palaeoproterozoic	~260°	Sinistral	PATT
Paso de Lugo (PLSZ)	Palaeoproterozoic	~270	Sinistral	PAT
Sarandí del Yí (SYSZ)	Palaeoproterozoic? Reactivated in Meso (?) – Neoproterozoic	~340°	Dextral (sinistral reactivation)	Border PATT – NPTT-DFB
Tupambaé (TSZ)	Neoproterozoic?	~250°	Dextral	NPTT
Cueva del Tigre (CTSZ)	Neoproterozoic?	~30°	Dextral (sinistral reactivation)	NPTT
Fraile Muerto-Maria Albina (SSSZ)	Neoproterozoic?	~25°	Sinistral	Border NPTT-DFB



Other important shears affecting the PATT are Mosquitos, Paso Lugo, and Cufre shear zones (Figure 3). In the NPTT, the most important are Rivera, Fraile Muerto-María Albina, and Cueva del Tigre shear zones (Figure 5). These shear zones are well recognized in the field but no structural, geochemical, and isotopic data were obtained.

In the northern part of the PATT, Preciozzi (1993) described the Paso Lugo Shear Zone as a mylonitic granite shear zone with an age (Rb/Sr) of  $2544 \pm 38$  Ma;  $R_0 = 0.7073$ . The initial ratio is relatively high, suggesting contamination by older crustal material incorporated in the magma. Bossi *et al.* (1993) proposed that the Arroyo Grande belt was deformed in Archaean times. However, Preciozzi (1993) reported another Archaean age for an alkali granite (Rb-Sr (WR):  $2501 \pm 112$  Ma;  $R_0 = 0.7003$ ), where the low initial ratio suggests that the primary magma was derived by partial melting of previously depleted mantle. In the central portion of the PATT the Cufre shear zone and its conjugates affect the San José belt. Preciozzi (1993) suggested for the major shear zone an age of ca. 2263 Ma (Soliani 1986). Recently reported U-Pb (conventional and SHRIMP) isotopic data (Santos *et al.* 2003; Peel and Preciozzi 2006) do not confirm events older than 2.2 Ga in the PATT.

The Mosquitos shear zone, developed in the southern portion of San José belt (Montevideo Formation), was defined as sinistral shear with N60° regional trend by Oyhantçabal *et al.* (2006). This shear zone is related to the emplacement and deformation of granitic bodies. These authors present K-Ar (Ms) isotopic data with ages between 1900 and 2050 Ma. This shear zone acted as a weak zone where in Mesozoic times, the Santa Lucía Rift was developed (see Figure 2).

### Final remarks

The Palaeoproterozoic fold-thrust belts of the PATT are represented by supracrustal rocks constituted by turbiditic deposits, volcanic rocks (rhyolite and basalt), and syntectonic granites with ages ca. 2.2–2.0 Ga. These units were affected by magmatism, metamorphism, and deformation related to the Transamazonic orogenic event (ca. 2.1–1.9 Ga), which corresponds to a fast period of crustal growth and mantelic reorganization (Condie 2000, 2002). Preciozzi *et al.* (1999), based on Rb-Sr and Sm-Nd (WR), suggested that the metamorphic event occurred ca. 2.0 Ga. Based on the presence of petrotectonic associations, like large volumes of metavolcanic units, conglomerates, BIFs, and turbiditic deposits, a back-arc or trench basin setting is proposed for the supracrustal sequences. The important volumes of granitic intrusions are interpreted as arc-related plutons. Available data allow us to define two generations of granites, the first event at ca. 2053–2086 Ma and the second one related to mafic intrusions at ca. 2016–2033 Ma, both intruding the volcano-sedimentary belts.

The 2.0 Ga A-type granite, located in the PATT (Soca granite), cannot be correlated with any similar rapakivi magma generation event analysed by Ernst *et al.* (2008). Thus, it is not possible to link with another craton. Probably, the Rodinia break-up was initialized prior in some areas and the event of amalgamation–disaggregation was longer. At 1750 Ma Archaean cores were accreted to Palaeoproterozoic units (Proto-Kalahari craton in the sense of Jacobs *et al.* 2008), but perhaps in other areas, extensional phenomena would have occurred. The late Palaeoproterozoic (ca. 1.8 Ga) is marked by intracontinental rifting that implies the Statherian cratonic stabilization. In Uruguay, the record of extensional tectonic events shows Statherian ages (1.8–1.6 Ga), while in the Tandilia system (RPC – Argentina), the tholeiitic dike swarm yields ages of  $1588 \pm 11$  (Iacumin *et al.* 2001; Teixeira *et al.* 2002). The basic dike swarm in the PATT forms parallel to subparallel patterns over

hundreds of kilometres, intruding granitic gneisses, granodiorites, and supracrustal rocks. This dike swarm reflects an important crustal extension and may point to a mantelic paleo-plume (Ernst and Buchan 1997, 2001). It is generally accepted that mantelic magmas suffer some degree of crustal contamination during the ascent and/or residence in magmatic chambers (Mohr 1987). The rigorous geologic information and the available isotopic data do not support the hypothesis of Bossi *et al.* (2005) suggesting another terrane named Tandilia for the outcrops of the PATT located at the south of Santa Lucía rift (Figure 2).

The NPPT affected by Palaeoproterozoic high-grade orogenic metamorphic events may rework Archaean crust. The Valentines block is in tectonic contact with Pavas block through the Cueva del Tigre thrust belt (shear zone). This thrust was reactivated during the Brasiliano orogenic event. In contrast, the Rivera block shows other trends and possibly it was rotated during the orogenic event. During the Brasiliano orogenic cycle the NPPT was partly reworked and intruded by Neoproterozoic plutons. In addition, a Neoproterozoic cover occurs in the Río de La Plata Craton, being more developed in the NPPT. It is important to remark that the RPC lacks Mesoproterozoic rocks.

## References

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., and Fuck, R.A., 1981, Brazilian structural provinces: An introduction: *Earth-Science Reviews*, v. 17, p. 1–29.
- Almeida, F.F.M., Amaral, G., Cordani, U.G.M., and Kawashita, K., 1973, The Precambrian evolution of the South American cratonic margin, South of Amazona, *in* Nairn, A.C.M., Kanes, W.H., and Stehli, F.G., eds., *The ocean basins and margins*: New York, Plenum, p. 411–446.
- Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., and Carneiro, C.D.R., 2000, Origin and evolution of the South American Platform: *Earth-Science Reviews*, v. 50, p. 77–111.
- Ashworth, J.R., and McLellan, E.L., 1985, Textures, *in* Ashworth, J.R., ed., *Migmatites*: Glasgow, Blackie and Son, p. 180–203.
- Bossi, J., and Navarro, R., 1991, *Geología del Uruguay. I*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, 453 p.
- Bossi J., 1966, *Geología del Uruguay. II*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, 411 p.
- Bossi, J., and Campal, N., 1991, Granitos negros filonianos del Uruguay: resultados de las investigaciones. *Boletín de Investigaciones de la Facultad de Agronomía*, 72 p.
- Bossi, J., and Campal, N., 1992, Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico inferior del Uruguay, *in* Gutiérrez, J., Saavedra, J., and Rábano, I., eds., *Paleozoico Inferior de Ibero-América*: Alicante, Universidad de Extremadura, p. 343–356.
- Bossi, J., and Navarro, R., 1991, *Geología del Uruguay. I*: Montevideo, Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, 453 p.
- Bossi, J., Fernández, A., and Elizalde, G., 1965, Predevoniano en el Uruguay: *Boletín Facultad de Agronomía*, v. 78.
- Bossi, J., Ferrando, L., Fernández, A., Elizalde, G., Morales, H., Ledesma, J.J., Carballo, E., Medina, E., Ford, I., and Montaña, J.R., 1975, Carta geológica del Uruguay a escala 1/1.000.000. Montevideo.
- Bossi, J., Ferrando, L., Montaña, J., Campal, N., Morales, H., Gancio, F., Schipilov, A., Piñeyro, D., and Sprechmann, P., 1998, Carta Geológica del Uruguay, Escala 1/500.000. Digital Versión 1.0. Montevideo: Geoeditores-Facultad de Agronomía.
- Bossi, J., Mutti, D., Piñeyro, D., and Di Marco, A., 1996, El cinturón arqueano de San José: caracterización litogeoquímica de su área tipo, *in* XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, v. 3, p. 567–579, Buenos Aires.
- Bossi, J., Piñeyro, D., and Cingolani, C., 2005, El límite sur del Terreno Piedra Alta (Uruguay). Importancia de la faja milonítica sinistral de Colonia: XVI Congreso Geológico Argentino, CD-ROM.
- Bossi, J., Preciozzi, F., and Campal, N., 1993, Predevoniano en el Uruguay I: Terreno Piedra Alta: Montevideo, Dirección Nacional de Minería y Geología, v. 1, p. 1–50.
- Brito Neves, B.B., Jardim de Sá, E.F., Nilson, A.A., and Botelho, N.F., 1995, A tafrogênese estereariana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes: *Geonomos*, v. 3(2), p. 1–21.

- Campal, N., and Schipilov, A., 1995, The Illescas bluish quartz rapakivi granite (Uruguay – South America): some geological features: Symposium of Rapakivi Granites and Related rocks. Belem, Brazil, Proceedings, 18.
- Campal, N., Gaucher, C., Schipilov, A., and Bossi, J., 1995, El Uruçuano en el Uruguay: evidencias geológicas, paleontológicas y radiométricas, in VI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia-I Encontro de Geología del Cono Sur, Boletim de Resumos Expandidos. Porto Alegre, p. 97–100.
- Caorsi, J., and Goñi, J., 1958, Geología Uruguaya: Boletín del Instituto Geológico del Uruguay, v. 37, p. 1–73.
- Choubert, B., 1964, Carte géologique détaillée de la France, Département de la Guyane, Carte géologique a l'échelle du 1/100.000.
- Choubert, G., and Faure-Muret, A., 1969, International tectonic map of Africa, 1/5,000,000: explanatory note Carte tectonique internationale de l'Afrique, 1/5,000,000: notice explicative: Earth Sciences, v. 4, p. 54, SC.68/XVII.4/AF.
- Cingolani, C., Varela, R., Dalla Salda, L., Bossi, J., Campal, N., Ferrando, L., Piñeiro, D., and Schipilov, A., 1997, Rb/Sr geochronology from the Río de la Plata Craton of Uruguay: South American Symposium on Isotope Geology. Campos do Jordão, Brasil.
- Condie, K.C., 2000, Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions: Tectonophysics, v. 322, p. 153–162.
- Condie, K.C., 2002, Breakup of a Palaeoproterozoic supercontinent: Gondwana Research, v. 5, p. 41–43.
- Cordani, U.G., and Soliani, E., Jr., 1990, Idades K/Ar e Rb/Sr das "Ilhas Cristalinas" de Rivera e Aceguá (Uruguai e Rio Grande do Sul) e seu enquadramento geotectônico regional: Anais Academia Brasileira de Ciências, v. 62, p. 145–156.
- Cordani, U.G., Sato, K., Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., and Basei, M.A.S., 2000, Crustal evolution of the South American platform, in Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., and Campos, D.A., eds., Tectonic Evolution of South America, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, p. 19/40.
- Coronel, N., and Oyhantçabal, P., 1988, Carta Geológica del Fotoplano Pando a escala 1: 100.000: Dirección Nacional de Minería y Geología, Montevideo, 10 p.
- Coronel, N., Oyhantçabal, P., and Spoturno, J., 1982, Consideraciones estructurales de la Formación Piedras de Afilas en su área tipo, Canelones, Uruguay: Buenos Aires, V Congreso Latinoamericano de Geología, v. 5, p. 48–60.
- d'Orbigny, A., 1844, Voyage dans L'Amérique Méridionale: Paris, Bertrand, v. III, p. 43–84.
- Dall'Agnol, R., Costi, H.T., Leite, da S. A., Magalhães, de M., and Teixeira, S.N.P., 1999, Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas: Precambrian Research, v. 95, p. 9–39.
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Rämö, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B., and de Oliveira, D.C., 2005, Petrogenesis of the Palaeoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil: Lithos, v. 80, p. 101–129.
- Dalziel, I.W.D., 1997, Paleomagnetic Constraints on the Neoproterozoic Rodinia: Implications for its Break-up and the Formation of Gondwana, in Assembly of the International Association of Geomagnetism and Aeronomy, p. 54, Uppsala.
- Darwin, Ch., 1846, Geological Observations on South America, being the third part of the geology of the voyage of the Beagle, under the command of capt. Fitzroy, R.N. during the years 1832–1836: London, Smith, Elder & Co., 276 p.
- Ellis, J., 1998, The Precambrian supracrustal rocks of the Isla Cristalina de Rivera in northern Uruguay and their ore deposits: Heidelberg Geowissenschaftliche Abhandlungen, v. 90, 195 p.
- Ernst, R.E., and Buchan, K.L., 1997, Giant radiating dyke swarms; their use in identifying pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes, in Mahoney, J.J.C., and Millard, F., eds., Large igneous provinces; continental, oceanic, and planetary flood volcanism. Geophys. Monogr., v. 100, p. 297–333.
- Ernst, R.E., and Buchan, K.L., 2001, Large mafic magmatic events through time and links to mantle plume heads, in Ernst, R.E., and Buchan, K.L., eds., Mantle plumes: Their identification through time: Geological Society of America Special Paper 352, p. 483–575.
- Ernst, R.E., Wingate, M.T.D., Buchan, K.L., and Li, Z.X., 2008, Global record of 1600–700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): Implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents: Precambrian Research, v. 160, p. 159–178.
- Ferrando, L., and Fernández, A., 1971, Esquema tectónico – cronoestratigráfico del predevoniano en Uruguay, in XXV Congreso Brasileiro de Geología: Brazil, San Paulo, v. 1, p. 199–210.

- Fragoso Cesar, A.R.S., 1984, Compartimentação tectônica do cráton do Rio de la Plata: Rio de Janeiro, XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, v. 33, p. 2426–2432.
- Fragoso Cesar, A.R.S., and Soliani, E., 1984, Compartimentação tectônica do craton do Rio de la Plata: Rio de Janeiro, XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, v. 5, p. 2426–2432.
- Fragoso Cesar, A.R.S., Machado, R., and Gomez Rifas, C., 1987, Observações sobre o cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e correlações com o escudo do R.G do Sul: Curitiba, III Simposium Sul-Brasileiro de Geologia, v. 2, p. 791–809.
- Garat, I., 1990, Carta Geológica a escala 1: 100.000 del Fotoplano Guaycurú: DINAMIGE-Fac. de Agronomía-Fac. de Humanidades y Ciencias. Montevideo, Uruguay.
- Gaucher, C., 2000, Sedimentology, Paleontology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay): Beringeria, Würzburg, 120 p.
- Gomez Rifas, C., 1989, Tectónica Cretácica en Uruguay: Simposio Cretácico de América Latina, IGCP 242: A319–A325.
- Haapala, I., and Rämö, O.T., 1992, Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of southeastern Finland: Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, v. 83, p. 165–171.
- Haapala, I., and Ramö, O.T., 1999, Rapakivi granite and related rocks: an introduction: Precambrian Research, v. 95, p. 1–7.
- Halls, H.C., Campal, N., Davis, D.W., and Bossi, J., 2001, Magnetic studies and U-Pb geochronology of the Uruguayan dyke swarm, Rio de la Plata craton, Uruguay: Paleomagnetic and economic implications: South American Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 349–361.
- Hart, S., 1966, Radiometric ages in Uruguay and Argentina and their implications concerning continental drift: Geological Soc. Am. Annual Meeting, San Francisco, 86 p.
- Hartmann, L.A., Campal, N., Santos, J.O.S., Mcnaughton, N.J., Bossi, J., Schipilov, A., and Lafon, J.M., 2001, Archean crust in the Rio de la Plata craton, Uruguay-SHRIMP U-Pb zircon reconnaissance geochronology: Journal of South American Earth Sciences, v. 14, p. 557–570.
- Hartmann, L.A., Piñeyro, D., Bossi, J., Leite, J.A.D., and Mcnaughton, N.J., 2000, Zircon U-Pb SHRIMP dating of Palaeoproterozoic Isla Mala granitic magmatism in the Rio de la Plata Craton, Uruguay: Journal of South American Earth Sciences, v. 13, p. 105–113.
- Hasui, J., Carneiro, C., and Coimbra, A., 1975, The Ribeira Folded belt: Revista Brasileira de Geociencias, v. 5, p. 257–266.
- Hou, G., Santosh, M., Qian, X., Lister, G.S., and Li, J., 2008, Configuration of the Late Palaeoproterozoic supercontinent Columbia: Insights from radiating mafic dyke swarms: Gondwana Research, v. 14, p. 395–409.
- Iacumin, M., Piccirillo, E., Girardi, V., Teixeira, W., Bellieni, G., Echeveste, H., Fernandez, R., Pinese, J., and Ribot, A., 2001, Early Proterozoic calc-alkaline and Middle Proterozoic tholeiitic dyke swarms from Central-Eastern Argentina: Petrology, geochemistry, Sr-Nd isotopes and tectonic implications: Journal of Petrology, v. 42, p. 2109–2143.
- Jacobs, J., Pisarevsky, S., Thomas, R.J., and Becker, T., 2008, The Kalahari Craton during the assembly and dispersal of Rodinia: Precambrian Research, v. 160, p. 142–158.
- Jones, G. H., 1956, Memoria explicativa y mapa geológico de la región oriental del Departamento de Canelones: Boletín del Instituto Geológico del Uruguay, v. 34, p. 1–193.
- Mc Millan, J., 1933, Terrenos precámbricos del Uruguay: Boletín del Instituto Geológico del Uruguay, v. 18, p. 1–60.
- Meert, J.G., 2002, Paleomagnetic evidence for a Palco-Mesoproterozoic supercontinent Columbia: Gondwana Research, v. 5, p. 207–215.
- Mohr, P.A., 1987, Crustal contamination in mafic sheets: a summary, *in* Halls, H.C., and Fahrig, W.F., eds., Mafic dyke swarms, Geological Association of Canada, Special paper, Geological Association of Canada, NL, Canada, v. 34, p. 75–80.
- Montaña, J., and Sprechmann, P., 1993, Calizas estromatolíticas y oolíticas en el Uruguay y definición de la Formación Arroyo de la Pedrera (Cámbrico medio-Caradociano): Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata, v. 2, p. 53.
- Mutti, D., Bossi, J., Di Marco, A., and Piñeyro, D., 1995, The archean vulcano sedimentary San José Belt (Uruguay): Symposium Archean Terranes of the South American Platform, v. 1, p. 26.
- Naldrett, A.J., 2004, Magmatic sulfide deposits: Geology, geochemistry and exploration: Berlin, Springer-Verlag, p. 727.



- Oyhantçabal, P., and Vaz, N., 1990, Una asociación de cuarcitas y rocas máficas y ultramáficas en los alrededores de Isla Patrulla, Treinta y Tres, Uruguay: Primer Congreso Uruguayo de Geología, v. 1, p. 137–144.
- Oyhantçabal, P., De Souza, S., and Muzio, R., 1993, Geología y aspectos estructurales del borde orogénico en el extremo sur del cinturón Dom Feliciano: Revista Brasileira de Geociências, v. 23, p. 296–300.
- Oyhantçabal, P., Medina, E., and Spoturno, J.J., 1990, Geología y Petrología del stock de gabbro del Arroyo Mahoma: Primer Congreso Uruguayo de Geología, v. 1, p. 115–121.
- Oyhantçabal, P., Muzio, R., Derrégibus, M., and Nardi, L.V.S., 1998, The Soca intrusion: a rapakivi granite of Uruguay: Journal of South América Earth Sciences, v. 11, p. 169–178.
- Oyhantçabal, P., Spoturno, J., Aubet, N., Cazaux, S., and Huelmo, S., 2003, Proterozoico del suroeste del Uruguay: nueva propuesta estratigráfica para la Formación Montevideo y el magmatismo asociado: Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología, v. 1, p. 38–48.
- Oyhantçabal, P., Wemmer, K., Siegesmund, S., and Spoturno, J., 2006, K/Ar Geochronology of the Mosquitos Shear Zone (Piedra Alta Terrane -Río de La Plata Craton – Uruguay): V South American Symposium on Isotope Geology, v. 1, p. 149.
- Oyhantçabal, P., Spoturno, J., Loureiro, J., 2007, Caracterización Geológica de las rocas Paleoproterozoicas de la región centro-sur del Uruguay (Terreno Piedra Alta – Cratón del Río de La plata): V Congreso Uruguayo de Geología, T113, 18 p.
- Pacca, I.G., 1999, Paleomagnetism of the 1.73 Ga Uruguayan Dike Swarm, Rio de la Plata Craton: Implications for a Mesoproterozoic Supercontinent: International Union of Geodesy and Geophysics, v. A, p. 309–310.
- Pacca, I.G., and D'Agrella-Filho, M.S., 1999, Paleomagnetismo de Enxame de Diques do Uruguai, Craton do Rio de la Plata: Implicações para um Continente Mesoproterozoico: VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, v.1, p. 7–11.
- Peel, E., and Preciozzi, F., 2006, Geochronologic Synthesis of the Piedra Alta Terrane, Uruguay: V South American Symposium on Isotope Geology, v. 1, p. 234–237.
- Piper, J.D.A., 1982, The Precambrian palaeomagnetic record: the case for the Proterozoic supercontinent: Earth and Planetary Science Letters, v. 59, p. 61–89.
- Piper, J.D.A., 2000, The Neoproterozoic supercontinent: Rodinia or Paleopangaea?: Earth Planetary Science Letters, v. 176, p. 131–146.
- Powell, C.M., Li, Z.X., McElhinny, M.W., Meert, J.G., and Park, J.K., 1993, Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana: Geology, v. 21, p. 889–892.
- Preciozzi, F., 1989, Aspectos petrográficos del complejo intrusivo de Arroyo Marincho y granodiorita de Arroyo Grande. Contribución a la geología del Uruguay: Dirección Nacional de Minería y Geología, v. 7, p. 1–18.
- Preciozzi, F., 1993, Petrography and geochemistry of five granitic plutons from south-central Uruguay. Contribution to knowledge of the Piedra Alta Terrane: PhD Thesis, Université du Québec à Montréal, p. 143.
- Preciozzi, F., and Bourne, J.H., 1992, Petrography and geochemistry of the Arroyo de la Virgen and Isla Mala plutons, southern Uruguay: Early Proterozoic tectonic implications: Journal of South American Earth Sciences, v. 6, p. 169–181.
- Preciozzi, F., and Bourne, J.H., 1993, Geochemistry and geochronology of three plutons from Central Uruguay: Tectonic implications for the Transamazonian Orogeny: Revista Brasileira de Geociências, v. 24, p. 167–193.
- Preciozzi, F., Basei, M.A.S., and Masquelin, H., 1999, New geochronological data from the Piedra Alta Terrane (Rio de La Plata Craton): II South American Symposium on Isotope Geology, v. 1, p. 341–343.
- Preciozzi, F., Bossi, J., and Morales, H., 1991, The Uruguayan crystalline basement, in Podozis, C.M. ed., Global Geosciences Transect, Valparaiso, Chile – Punta del Este, Uruguay, UNESCO, p. 1–35.
- Preciozzi, F., Peel, E., Muzio, R., Ledesma, J.J., and Guerequiz, R., 2001, Western cratonic domains in Uruguay: Geochronology: III South American Symposium on Isotope Geology, v. 1, p. 222–225.
- Preciozzi, F., Peel, E., Sánchez Bettucci, L., Basei, M.A.S., Ledesma, J.J., and Muzio, R., 2005, El cinturón Dom Feliciano y sus relaciones con el craton del Río de La Plata y el terreno Punta del Este Geología y Geocronología: Informe Final Proyecto FCE6009.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., and Heinzen, W., 1979, Carta geo-estructural del Uruguay, escala 1/2. 000.000: Instituto Geológico Ing. Terra Arocena, p. 1–62.

- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W., and Rossi, P., 1985, Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000: Dirección Nacional de Minería y Geología, p. 92.
- Rämö, O.T., and Haapala, I., 1995, One hundred years of rapakivi granite: *Mineralogy and Petrology*, v. 52, p. 129–185.
- Rogers, J.J.W., 1996, A history of continents in the past three billion years: *Journal of Geology*, v. 104, p. 91–107.
- Rogers, J.J.W., and Santosh, M., 2002, Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent: *Gondwana Research*, v. 5, p. 5–22.
- Rogers, J.J.W., and Santosh, M., 2003, Supercontinents in Earth History: *Gondwana Research*, v. 6, p. 357–368.
- Rogers, J.J.W., and Santosh, M., 2004, *Continents and Supercontinents*: New York, Oxford University Press, p. 289.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., Piñeyro, D., and Menaughton, N.J., 2003, Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South America based on U-Pb SHRIMP geochronology of the La Plata Craton, Uruguay: *International Geology Review*, v. 45, p. 27–48.
- Soliani, E., 1986, Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Rio Grandense e suas implicações de ordem geotectónica: PhD Thesis, Universidade de São Paulo, p. 1–243.
- Teixeira, W., Pinese, J., Iacumin, M., Girardi, V., Piccirillo, E., Echeveste, H., Ribot, A., Fernández, R., Renne, P.R., and Heaman, L.M., 2002, Calc-alkaline and tholeiitic dyke swarms of Tandilia, Rio de la Plata craton, Argentina: U- Pb, Sm-Nd, and Rb-Sr  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data provide new clues for intraplate rifting shortly after the Trans- Amazonian orogeny: *Precambrian Research*, v. 119, p. 329–353.
- Teixeira, W., Renne, P.R., Bossi, J., Campal, N., and D'Agrella Filho, M.S., 1999,  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  and Rb-Sr geochronology of the Uruguayan dike swarm, Rio de la Plata craton and implications for Proterozoic intraplate activity in western Gondwana: *Precambrian Research*, v. 93, p. 153–180.
- Thover, E., D'Agrella-Filho, M.S., and Trindade, R.I.F., 2006, Paleomagnetic Record of África and South America for the 1200-500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies: *Precambrian Research*, v. 147, p. 193–222.
- Umpierre, M., and Halpern, M., 1971, Edades estroncio-rubidio en rocas cristalinas del sur de la República Oriental del Uruguay: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 25, p. 138–151.
- Veizer J., 1983, Geologic evolution of the Archean-Early Proterozoic Earth, *in* Schopf, J.W., ed., *Earth's earliest biosphere*: Princeton, Princeton University Press, p. 240–259.
- Vigneresses, J.L., 2005, The specific keys of de Mid-Proterozoic rapakivi granites and associated suite within the context of the Columbia supercontinent: *Precambrian Research*, v. 137, p. 1–34.
- Villar, L.M., and Segal, S.J., 1990, Caracterización petrológica y metalogénica del Complejo Gábrico próximo a San José de Mayo, Departamento de San José, Uruguay: *Primer Congreso Uruguayo de Geología*, v. 1, p. 199–204.
- Walther, K., 1911, Las rocas cristalinas fundamentales de los alrededores de Montevideo: *Revista del Instituto de Agronomía*, v. 9, p. 1–39.
- Walther, K., 1919, Líneas fundamentales de la Estructura Geológica de la República Oriental del Uruguay: *Revista del Instituto Nacional de Agronomía*, v. 3, p. 3–67.
- Walther, K., 1920, Ideas Generales sobre la Geología del Uruguay: *Revista de la Asociación Rural del Uruguay*, v. 49, p. 925–951.
- Walther, K., 1924, Estudios geológicos y geomorfológicos: *Revista del Instituto de Historia y Geografía*, v. 3, p. 1–72.
- Walther, K., 1927, Consideraciones sobre los restos de un elemento estructural, aún desconocido del Uruguay y el Brasil más meridional: *Boletín del Instituto de Geología y Perforaciones*, v. 10, p. 1–381.
- Walther, K., 1948, El basamento cristalino de Montevideo: *Boletín del Instituto Geológico del Uruguay*, v. 33, p. 1–198.
- Zhang, S.H., Liu, S.W., Zhao, Y., Yang, J.H., Song, B., and Liu, X.M., 2007, The 1.75–1.68 Ga anorthosite-mangerite-alkali granitoid-rapakivi granite suite from the northern North China Craton: Magmatism related to a Palaeoproterozoic orogen: *Precambrian Research*, v. 155, p. 287–312.
- Zhao, G., Cawood, P.A., Wilde, S.A., and Sun, M., 2002, Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent: *Earth Sciences Reviews*, v. 59, p. 125–162.



## Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay

Leda Sánchez Bettucci<sup>a\*</sup>, Elena Peel<sup>a,b</sup> and Henri Masquelin<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Instituto de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias, Montevideo, Uruguay;* <sup>b</sup>*Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Cidade Universitária, São Paulo-SP, Brazil*

(Accepted 21 September 2009)

Neoproterozoic–lower Palaeozoic successions in the Brasiliano fold belts are described and a brief synthesis of these terranes is presented in order to erect a tectonic framework for this region. Tectonic events that occurred around the Río de La Plata craton were diachronous and reflected successive stages of the Brasiliano orogenic cycle. They took place in mobile belts that constituted part of the Gondwana supercontinent. The most thoroughly investigated Neoproterozoic sections are located in the eastern and southeastern regions of Uruguay. The Dom Feliciano Belt shows a tectonic evolution from back-arc to foreland basin characterized by fold-and-thrust, thick-skinned belts developed during the Brasiliano/Pan-African orogenic cycle. The most conspicuous features were late-tectonic high-K calc-alkaline granitoids, HT-LP metamorphism, significant displacements along shear zones, and post-tectonic granitoids. The final stage was characterized by post-collisional basins (molassic sequences) and extensional magmatism related to a phase of crustal stretching. Several lithotectonic units are present as basement inliers in the Dom Feliciano Belt: these include a low-to-medium metamorphic grade sequence (the Zanja del Tigre Formation), granitoids and gneisses (the Campanero Unit), high-grade basement of the Cerro Olivo Complex (Palaeoproterozoic or Neoproterozoic), and a low-metamorphic grade orogenic belt (the Rocha Formation). This paper provides a simplified tectonic map of eastern Uruguay, which we use to describe tectonic evolution from Precambrian to early Palaeozoic time.

**Keywords:** Neoproterozoic; Brasiliano orogenic cycle; Dom Feliciano Belt; back-arc; foreland basin; Uruguay

### Introduction

Current palaeogeographic reconstructions indicate that the Kalahari craton was located east of the Río de La Plata craton (Pisarevsky *et al.* 2003) and was separated by the Adamastor Ocean (e.g. Kröner 1977; Porada 1979, 1989; Dalziel 1991; Hoffman *et al.* 1998). Closure of this ocean involved a complex episode of convergence among the Río de La Plata, Kalahari and Congo cratons. The result was the development of a number of mobile belts with physical connections in Africa and South America (Figure 1). Some examples are the Dom Feliciano and Ribeira (Uruguay and Brazil, respectively) mobile belts in South America and the Kaoko, Damara, and Gariep mobile belts in southwestern Africa (Chemale 2005; Heilbron *et al.* 2005; Luft 2005; among others). Polyphase deformation and reactivation was a typical feature of Proterozoic crust evolution (Dallmeyer and Keppie 1993).

---

\*Corresponding author. Email: leda@fcien.edu.uy



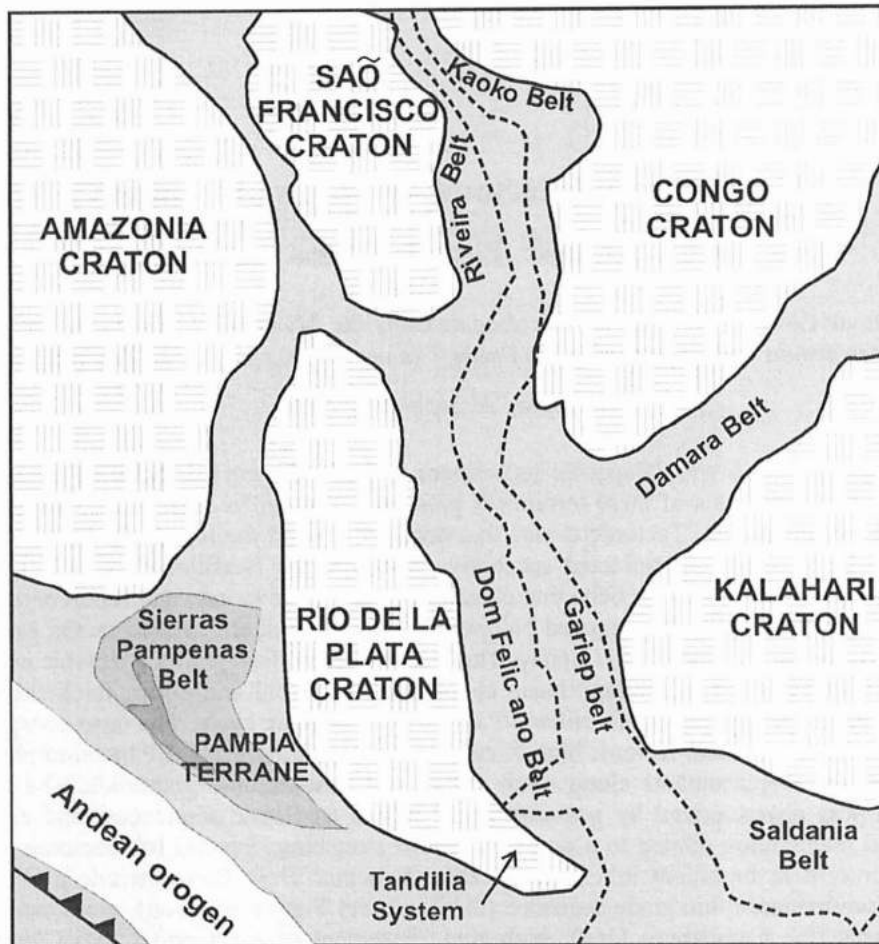


Figure 1. Palaeogeographic sketch showing the distribution of major orogenic belts.

The Brasiliano/Pan-African orogenic cycle is represented in Uruguay and southern Brazil by the Dom Feliciano Belt (DFB) that developed between ca. 750 and 550 Ma (Figure 2). The units of this belt show an evolution from a back-arc basin in the southeast to a foreland basin towards the northeast. Similar basins are present in the Kaoko, Damara, Gariiep, and Ribeira belts. The igneous activity that characterized this orogenic cycle involved arc magmatism and post-orogenic magmatism (ca. 630–570 Ma). The DFB is genetically related to tectonic episodes that occurred during convergence of the Río de La Plata, Congo, and Kalahari cratons during Neoproterozoic time. Most of the tectonic evolution models proposed for this convergence differ in terms of basic features such as the sequence of tectonic events, geographic environment, times of terrane accretion (Gross *et al.* 2006), and the number of subduction processes and polarities (Fragoso Cesar *et al.* 1986; Fernandes *et al.* 1995; Babinski *et al.* 1996; Sánchez Bettucci *et al.* 2001, 2003a; Basei *et al.* 2005; Chemale 2005; Gastal *et al.* 2005). Also, different units of the same tectonic group were viewed as different tectonic settings and many faults indicated as terrane boundaries actually may represent post-amalgamation reactivated faults, the importance of which has been overestimated. The final stage of this orogenic cycle was characterized by post-collisional basins (molassic sequences) and associated extensional magmatism of the relaxation phase. Most of these cover sequences were affected by deformation and low-grade metamorphism.

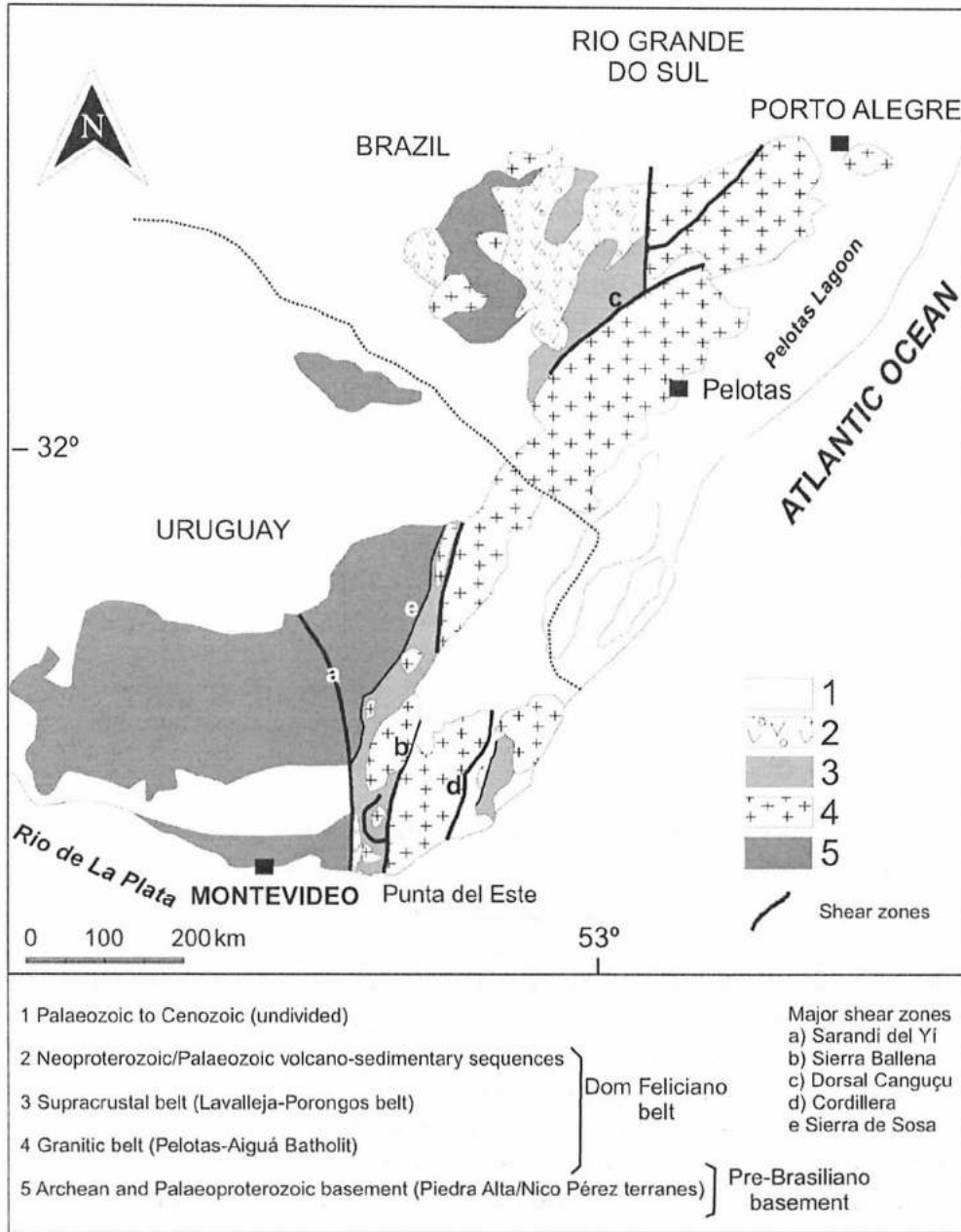


Figure 2. Main tectonic units from Uruguay and southern Brazil, showing the different tectono-stratigraphic terranes.

Three main lithotectonic units are recognized in the basement inliers of the DFB: a low-to-medium grade metamorphic sequence (Zanja del Tigre Formation, estimated  $\leq 1.4$  Ga), granitoids and gneisses (Campanero Unit  $\sim 1.7$  Ga), and a high-grade basement (Cerro Olivo Complex, Palaeoproterozoic to Neoproterozoic).

A variety of models recently have been proposed for the tectonic evolution of the DFB (Gaucher *et al.* 2003, 2006; Sánchez Bettucci *et al.* 2003a, 2003b, 2009a). Dissimilar models were based on different data and, as a result, many controversies have arisen. In particular, debates have focused on the setting of supracrustal sequences and the timing of collision between the Río de La Plata and the Kalahari cratons. The aim of this review is to provide an update on what is known about the Neoproterozoic sequences and to outline the relationship with the Brasiliano/Pan-African orogenic cycle.

### Dom Feliciano Belt

The DFB (Fragoso Cesar 1980, 1991) was generated during the Brasiliano/Pan-African orogenic cycle and developed in eastern Uruguay and southern Brazil. It constitutes a part of an orogenic system also represented by the Damara, Gariep, and Kaoko belts (Trompette 1997; Pedrosa Soares *et al.* 2001; Cawood 2005). The area studied is delimited to the south and east by the de La Plata estuary and the Atlantic Ocean, respectively. It continues to the N–NE, but is partially interrupted by Palaeozoic sequences in southern Brazil (Figure 2). The western border (Figure 3) is delimited by the Sarandí del Yí and Fraile Muerto-María Albina shear zones (*sensu* Sánchez Bettucci *et al.* 2009b). The N–NE regional structural trend of this sequence is characterized by almost parallel lithologic associations with different metamorphic grades. The tectonic evolution of the DFB involved a back-arc basin that evolved into a foreland basin, ca. 750–630 Ma. It is characterized by a disrupted fold-and-thrust thick-skinned belt. The main stratigraphic pile corresponds to the Lavalleya Group, which was correlated with the Porongos and Brusque groups in Brazil. The abundance of volcanic rocks in the southern portion suggested that, in this zone where a back-arc basin developed, the extension was much greater, whereas towards the north the extension was less significant and more limited, forming a retroarc basin. Most of the basement rocks in the central and southern portion of the Lavalleya supracrustal belt have been included into the Campanero Unit (Sánchez Bettucci *et al.* 2001, 2003a, 2003b). Indeed, 80% of the basement is composed of heterogeneous and highly deformed gneissic granitoids.

### Neoproterozoic basins: back-arc basin and retroarc basin (750–650 Ma)

These basins are representative of the Lavalleya Group and comprise metavolcano-sedimentary rocks and some basic (gabbros) intrusions developed during Brasiliano orogeny with a NE structural trend. The sedimentary sequence comprises metapelites, metapsamites, and marbles. The metavolcanics are represented by metapyroclastic rocks, metarhyolites, metadacites, meta-andesites, metabasalts, spillitic breccias, and meta-gabbros. In the southern region the main lithologies are metabasalts, metapelites, and marbles.

The Lavalleya Group in the northern portion remains undivided, while the southern portion was originally divided into Minas, Fuente del Puma, and Zanja del Tigre Formations (Sánchez Bettucci 1998; Sánchez Bettucci and Ramos 1999; Sánchez Bettucci *et al.* 2001). These formations range from low-grade to lower greenschist facies in the Minas Formation to upper greenschist-lower amphibolite facies in the Fuente del Puma and Zanja del Tigre Formations (Sánchez Bettucci and Ramos 1999; Sánchez Bettucci *et al.* 2001). In this review, the Zanja del Tigre Formation is considered as basement inliers of the DFB based on isotopic data (see below). The metamorphic mineral assemblages correspond to a low-pressure regional metamorphism associated with a high thermal gradient (Sánchez Bettucci *et al.* 2001).

Based on petrologic analysis, metamorphic grade and geochemical signature of the magmatic rocks of the Lavalleya Group, mainly meta-gabbros and both acidic and basic metavolcanic rocks, a back-arc basin tectonic setting was suggested (Sánchez Bettucci *et al.* 2001). A phyllite sample from the Fuente del Puma Formation showed inherited ages (detrital zircons) distributed between 3000 and 1800 Ma, with concentrations around 1800–2000, 2400, 2700 and 3000 Ma (Basei *et al.* 2008). Four values between 700 and 600 Ma were used to define the Neoproterozoic deposition of this unit (Basei *et al.* 2008).

Some outcropping areas of the Lavalleya Group were assigned by Gaucher (2000) as the Arroyo del Soldado Group. The inferred age of this group (*sensu* Gaucher *et al.* 2003,

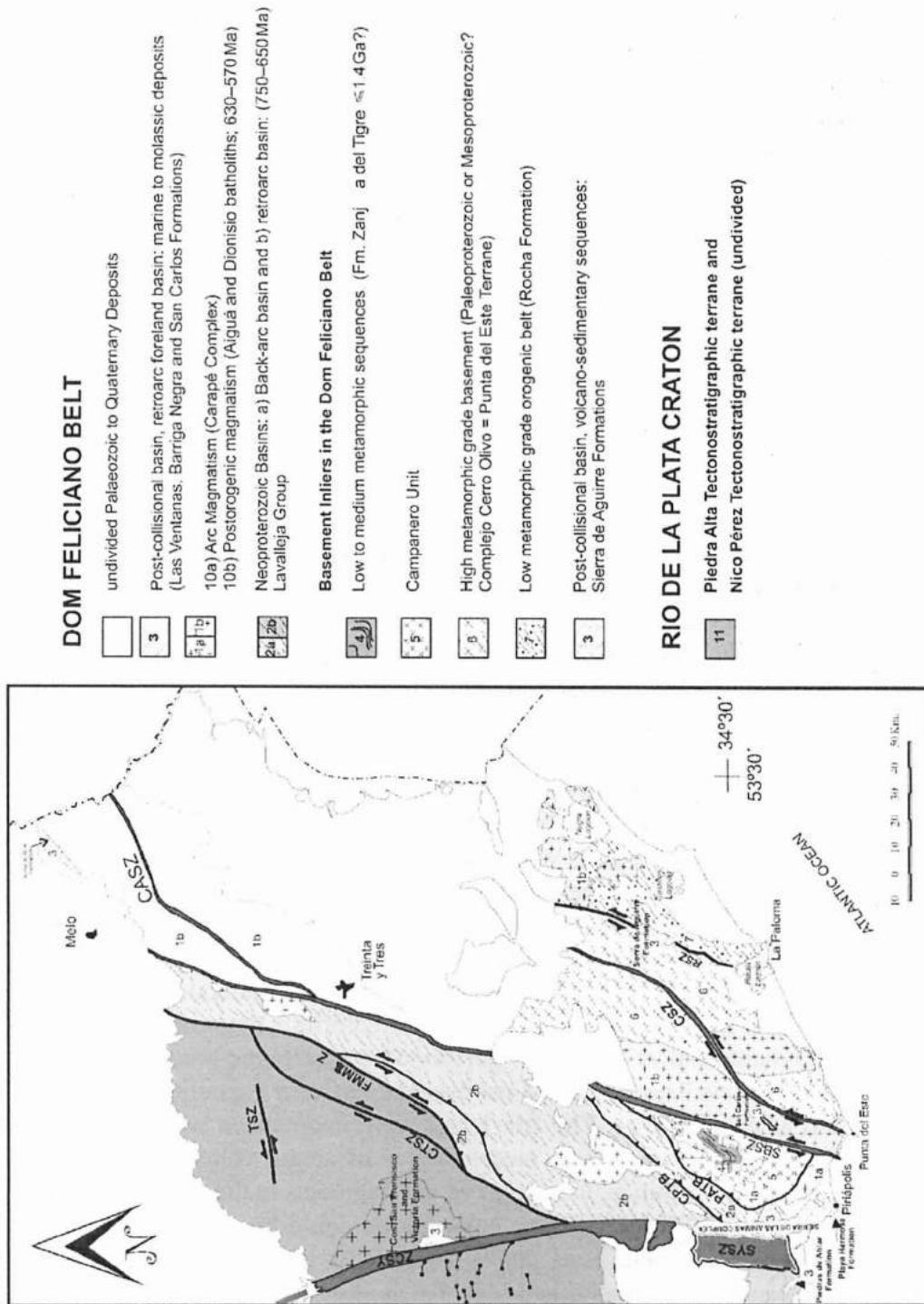


Figure 3. Tectonic map of Eastern Uruguay, showing the distribution of Neoproterozoic sequences. SYSZ, Sarandí del Yí Shear Zone; SBSZ, Sierra Ballena Shear Zone; CSZ, Cordillera Shear Zone; CASZ, Cerro Amaro Shear Zone; CTSZ, Cueva del Tigre Shear Zone; FMMASZ, Fraile Muerto-Maria Albina Shear Zone; TSZ, Tupambaé Shear Zone; PATB, Pan de Azúcar thrust belt; and CPTB, Cerro Partido thrust belt.



2005) was 580–530 Ma. The Arroyo del Soldado Group was composed of six formations from base to top: the Yermal, Polanco, Barriga Negra, Cerro Espuelitas, Cerros San Francisco, and Cerro Victoria Formations, and a thickness of more than 3000 m was suggested (*sensu* Gaucher 2000). Although neither structural analyses were presented in that study, nor cross-balanced section or restoration analysis were done.

The deformational history of the DFB is complex. Previous structural analysis showed two main folding phases that affected the Lavalleja Group rocks. The first was related to isoclinal folding and metamorphism, and the second was related to the more evident structure. This structure consists of tight folds with a northwest vergence, having an  $S_2$  axial plane foliation that was involved in the increasing metamorphic crystallizations (Midot 1984). The polyphase deformation generates interference folding patterns that could lead to many tectonic repetitions and layering transposition. In this review the units assigned as within the Arroyo del Soldado Group are only the Cerro San Francisco and Cerro Victoria Formations, and Piedras de Afilas Formation (see below). The Cerro San Francisco and Cerro Victoria Formations had tight anisopach quasi-recumbent folds that affected metasediments, which are generally strong and competent rocks. Ripple marks were rarely found preserved in these sequences, and many transverse axial plane and parallel faults disrupted the folded sequence. The Piedras de Afilas Formation was characterized by having a very low metamorphic grade and a mild ductile deformation characterized by open folds that plunged gently westward. The Yermal, Polanco, and Cerro Espuelitas Formations (Arroyo del Soldado Group *sensu* Gaucher 2000; Gaucher *et al.* 2003) are considered here as part of Lavalleja Group. This consideration was based on the similarities in the metamorphic and deformational features of these formations with those of the Lavalleja Group.

The Minas Formation, located near Minas city (Figure 4), comprises metaconglomerates, meta-sandstones, metapelites, dolomitic, and massive calcitic coarse-grained to laminated meta-carbonatic rocks (calcitic and dolomitic marbles). Some levels contain stromatolitic structures affected by low-grade metamorphism (Sánchez Bettucci 1998; Sánchez Bettucci *et al.* 2001). Similar lithologic units were used to describe the Cerro Espuelitas Formation located 30 km north of the city of Minas (Gaucher *et al.* 1996). BIFs and meta-chert also occurs within these same lithologies. Moreover, Gaucher (2000) suggested that BIFs and the Polanco Formation (marbles) were not affected by metamorphism. Also, Gaucher (2000) suggested that the dolomite was primary and was associated with bacterial sulphide reduction in an anoxic environment. The 'metadolostones' were also frequently silicified. This formation has a mineralogical association: calcite  $\pm$  dolomite  $\pm$  forsterite  $\pm$  spinel  $\pm$  tremolite  $\pm$  chlorite  $\pm$  flogopite  $\pm$  ilmenite  $\pm$  sphene. Recently, Oyhançabal *et al.* (2007) performed a systematic study of selected BIF deposits within the Lavalleja Group (Minas Formation/Cerro Espuelita Formation), characterizing them as Rapitan type. The BIF levels were intercalated with metapelites having quartz phenocrysts with typical morphologies of acidic volcanic rocks (beta quartz) and alkali feldspar in a thin matrix. Some of the fragments in the matrix had shard volcanic textures, suggesting that a volcanic contribution could be associated with the iron precipitate source (Oyhançabal *et al.* 2007). These BIFs are characterized by millimetre to centimetre bands of haematite and high Fe amphiboles (grunerite) as well as magnetite porphyroblasts (Figure 5).

The Fuente del Puma Formation (Midot 1984) outcrops from south of the city of Minas to the Pan de Azúcar area (Figure 6). It is limited to the west by the Sierra de Las Animas Complex and to the east by the La Oriental and Pan de Azúcar thrusts (Sánchez Bettucci 1998; Sánchez Bettucci *et al.* 2001, 2003a). This formation was informally

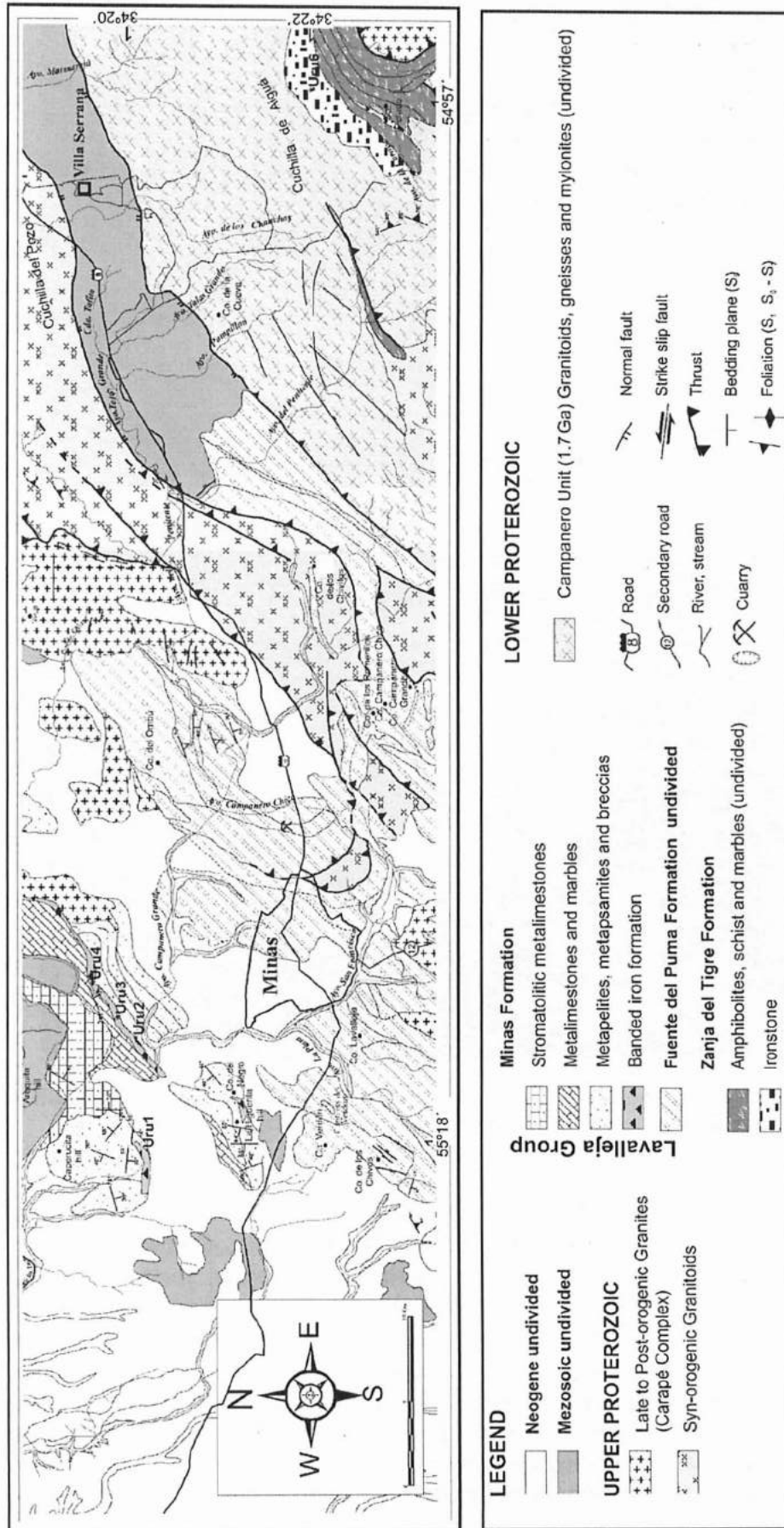


Figure 4. Geologic scheme of Minas region showing the different supracrustal rocks exposed within the belt (after Sánchez Bettucci 1998).

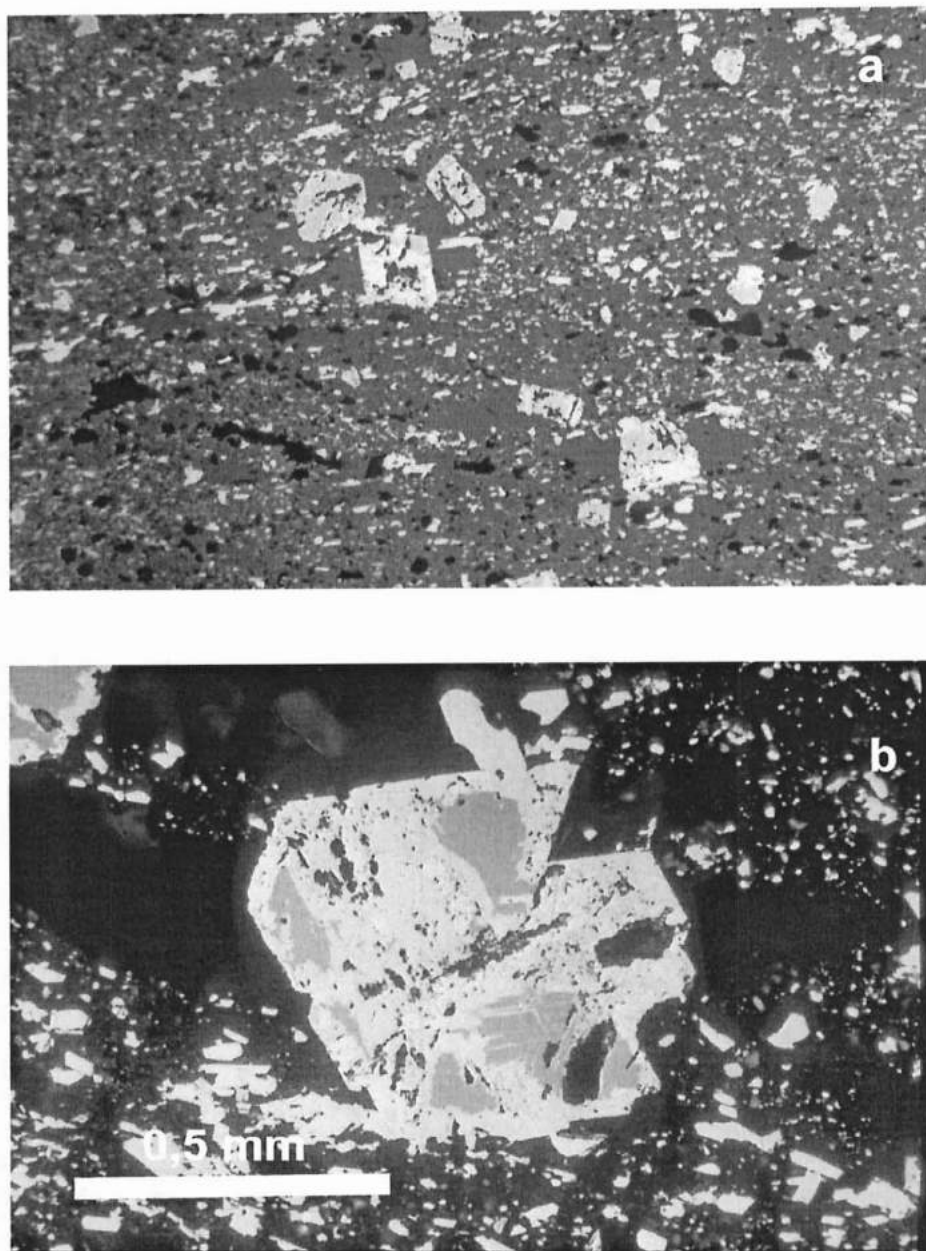


Figure 5. Fenoblasts of magnetite (BIF of the Arroyo del Soldado Group). Image side 1 mm. Detail of magnetite fenoblast partly transformed in haematite (martitized).

divided (Sánchez Bettucci 1998) into three associations: sedimentary, volcanic, and intrusive (hornblendic meta-gabbro) that extended to upper greenschist facies. The sedimentary member was represented by marbles, metapelites, meta-calcpelites, and meta-arkoses interlayered with (acidic and basic) volcanic association. Some ore deposits were identified within the Lavalleya Group (Fuente del Puma Formation). Occurrence of Cu-Zn-Pb mineralization includes massive sulphides with pyrite-chalcopyrite-sphalerite-galena-pyrrotite and arsenopyrite-haematite as small bodies of lenticular shape. Sánchez Bettucci *et al.* (2004) suggested Besshi-type deposits (Cu-Pb-Zn and SEDEX Zn-Pb) based on geochemical and geological features. Early mineralizations are syngenetic and they were formed on the sea floor, although the main mineralization is related to remobilization during syn- to late-metamorphic events (Sánchez Bettucci *et al.* 2004). Marble

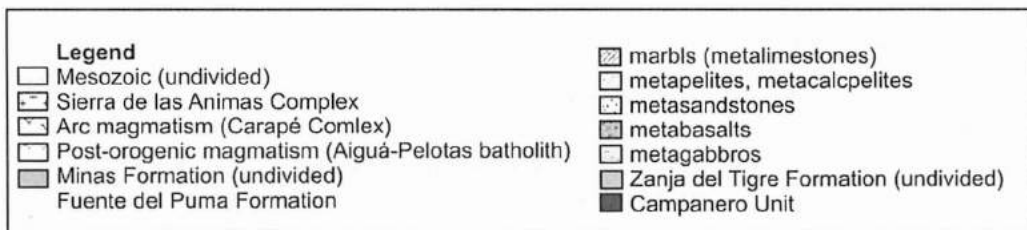
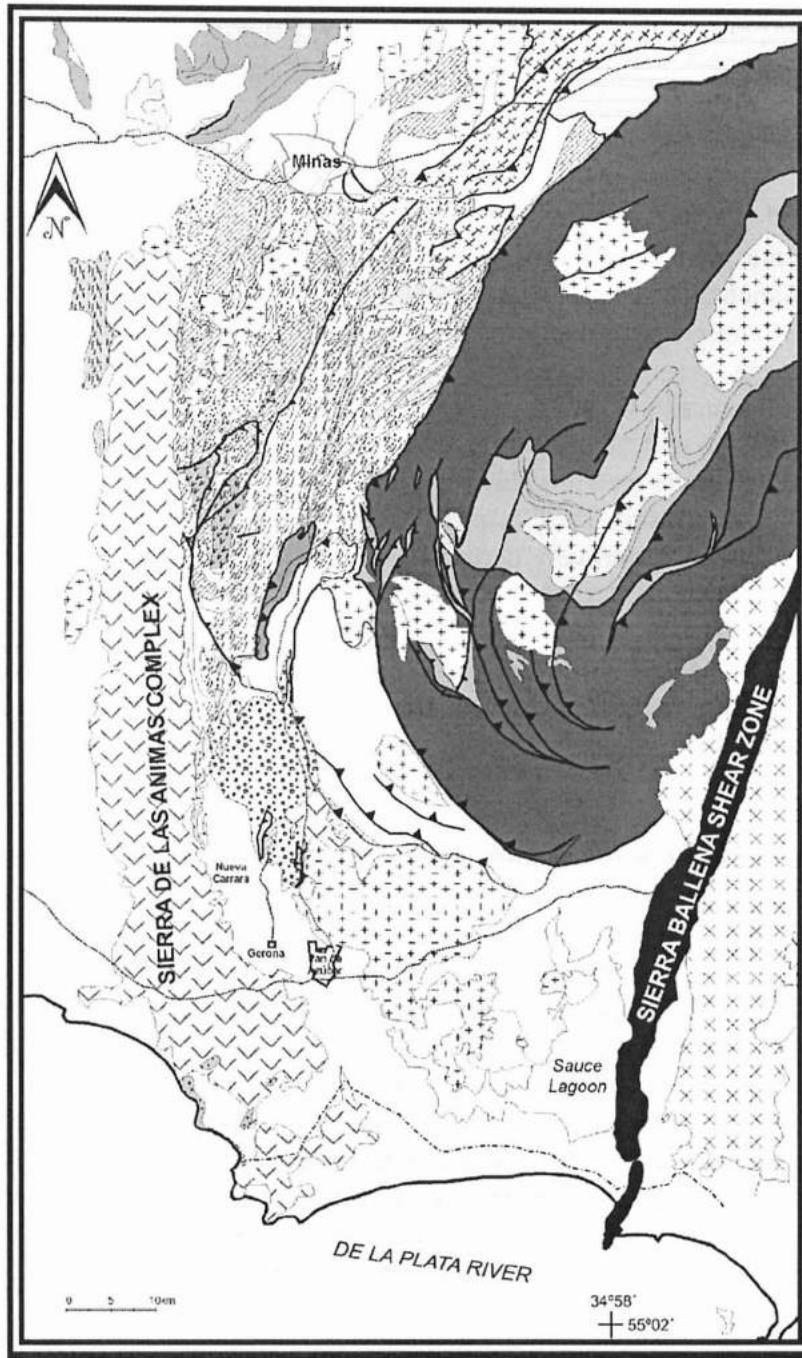


Figure 6. Geology of the southern portion of the Dom Feliciano Belt (after Sánchez Bettucci 1998).



deposits are currently exploited and they are considered to be of good quality dimension stone, Portland cement, and clinker.

## Magmatism

### *Arc magmatism (Carapé Complex)*

The calc-alkaline granites of the Carapé Complex (Figure 3) represent continental-arc magmatism (Sánchez Bettucci 1998; Sánchez Bettucci *et al.* 2003a). The Carapé Complex is exposed along a belt of approximately 300 km in the SW to NE direction, and of 5–40 km in width. Analysis of a few U-Pb isotopic samples indicated ages of about 630 Ma (Hartmann *et al.* 2002). Previous K-Ar and Rb-Sr isotopic data showed an important range from 750 to 490 Ma for this arc magmatism. This arc magmatism was emplaced in low- to medium-grade metamorphic rocks of the Lavalleja Group and deformed granitoids of the Campanero Unit. The Carapé Complex represents epizonal bodies that showed discordant contacts with thermally perturbed host-rocks (Sánchez Bettucci *et al.* 2003b). These granites were characterized geochemically as metaluminous-peraluminous granites with low CaO content, high alkalis, and low to moderate Ba/Sr ratios suggesting a calc-alkaline to alkaline trend (Sánchez Bettucci *et al.* 2003a, 2003b). These authors suggested that the parental magmas were generated from partial melts of a subducted oceanic slab that were modified by crustal contamination with the pre-Brasiliano basement.

### *Post-orogenic magmatism (the Aiguá and Dionisio Batholiths, 630–570 Ma)*

Post-orogenic magmatism is indicated by the occurrence of granitic rocks of diverse composition (Figure 3). Fragozo Cesar *et al.* (1986) interpreted this granitic belt as the root of the magmatic arc. The isotopic ages range from 630 to 570 Ma (Oyhantçabal *et al.* 2007). The post-orogenic magmatism shows general petrographic and geochemical differences with the Carapé Complex. The granites were highly differentiated calc-alkaline *I-type* granitoids, whereas some intrusions were more alkaline similar to *A-type* granites and others are peraluminous *S-type* (Oyhantçabal *et al.* 2007). The Aiguá and Dionisio Batholiths were correlated with the Pelotas Batholith (Philipp 1998; Philipp and Machado 2005). The emplacement was tectonically controlled by high-dip sinistral shear zones dividing domains with opposite vergence (Philipp and Machado 2005). Field relationships suggested that the melts were emplaced alongside lithosphere-scale fault zones (Figure 3).

### **Post-collisional basins**

The development of post-collisional extensional and peripheral foreland basins is a typical feature in the orogenic evolution of the DFB (Figure 3) involving important volcanic episodes. Foreland-type basins, perhaps faulted remnants of a much larger NE–SW elongated retroarc foreland basin, were found within and to the west of the DFB. These basins are composed of (a) marine to molassic deposits named as Las Ventanas, Barriga Negra, and San Carlos Formations and the Arroyo del Soldado Group (Piedras de Afilar, Cerros San Francisco and Cerro Victoria Formations); (b) volcano-sedimentary sequences, the Playa Hermosa and Sierra de Aguirre Formations. The post-collisional stage was also characterized by (c) extensional relaxation phase magmatism represented by the Sierra de Las Animas Complex and the Sierra de Ríos Formation. The age of this volcanism was

separated (Sánchez Bettucci and Rapalini 2002) into two groups one of them confined to ca. 575 Ma and the other (?) ca. 520 Ma (Sánchez Bettucci and Rapalini 2002).

### *Marine to molassic deposits*

#### *Las Ventanas Formation*

The Las Ventanas Formation (Midot 1984) comprises sub-aqueous fan deposits of polymictic conglomeradic, agglomerates, breccias, and rudaceous facies and associated sandstones and pelites. These sequences are developed discordantly on top of the supracrustal Lavallega Group. This Formation was divided into two informal members, the lower one represented by volcanic intercalations-ignimbrites, volcanic breccias, and acidic tuff. The upper member is exclusively sedimentary and the most conspicuous feature is the presence of quartz-syenitic clasts. The breccias and conglomerates were interpreted as cohesive debris flows with normal gradation or high-energy flow deposits that represent proximal facies of alluvial fans and fan delta deposits (Pecoits *et al.* 2004). This unit was folded forming a syncline and was affected by greenschist facies of metamorphism (Sánchez Bettucci 1998; Pecoits *et al.* 2004). Petrographic analysis indicated the presence of quartz with irregular (sutured) boundaries and engulfed quartz, plagioclase fragments, albite, lithic fragments (e.g. alkaline granites, mylonites, metapelites, metagabbros, and metacalcpelites). Accessory minerals include zircon, opaque minerals, and calcite. The matrix is composed of chlorite, sericite, quartz, lithic fragments, and feldspar. Masquelin and Sánchez Bettucci (1993) correlated the Las Ventanas Formation with the upper member of the Playa Hermosa Formation (see below).

#### *Barriga Negra Formation*

The Barriga Negra Formation comprises a thick succession of conglomerates, pebbly sandstones, sandstones, and pelites interpreted as being alluvial fan and braided river deposits (Fambrini *et al.* 2005). The base was in unconformity with the basement (Lavallega Group). The formation was also affected by metamorphism in low greenschist facies.

#### *San Carlos Formation*

The San Carlos Formation (Masquelin and Pías 1989) is outcropping near the city of San Carlos (Figure 3) and is composed of decreasing graded bedding conglomerates, trough, and tangential cross-bedded sandstones and laminated pelites of fluvial genesis. The thickness proposed by Sánchez Bettucci (1998) extended up to 500 m. This formation was affected by low-grade metamorphism (Masquelin and Pías 1989; Sánchez Bettucci 1998) and volcanic intercalations.

#### *Piedras de Afilar Formation*

The Piedras de Afilar Formation (Jones 1956; Coronel *et al.* 1982) is located in the western portion of the Piedra Alta Tectonostratigraphic terrane (Figure 3). It consists of siliciclastic and carbonatic rocks developed in unconformity with the Palaeoproterozoic basement (*A-type* Soca granite). This formation was cut by dolerite dikes. The Piedras de Afilar Formation was affected by low-grade metamorphism and occasionally developed  $S_1$ -foliation. This formation was intruded by the La Tuna granitic body that also generated contact

metamorphism (Aubert *et al.* 2005). This succession was affected by horizontal deformations that generated drag folds in carbonatic rocks, strain-slip cleavage in sandstones, and *s-c* fabric on pelites (Coronel *et al.* 1982; Aubert *et al.* 2005). U-Pb SHRIMP on zircon showed ages from 2.1 to 1.0 Ga (Finney *et al.* 2006; Gaucher *et al.* 2006, 2007).

#### *Cerro San Francisco Formation*

The Cerro San Francisco Formation (Montaña and Sprechmann 1993) was composed of meta-sandstones and meta-subarkoses with preserved sedimentary structures. Scaglia *et al.* (2007) provided a detailed structural analysis and noted ductile deformation. This deformation was characterized by a box and chevron fold types, thus invalidating corresponding palaeocurrent determinations. The Piedras de Afilas and Cerro San Francisco Formations may have corresponded to the same depositional event.

#### *Cerros Victoria Formation*

The Cerros Victoria Formation was composed of oolitic and stromatolitic limestones. Based on palaeontological (Sprechmann *et al.* 2004) and O, C, and Sr isotopic data (Gaucher *et al.* 2007), this formation was assigned to the Cambrian. However, Gaucher *et al.* (2007) did not address the possible obliteration that could be generated by fluid migration and precipitation (see Figure 6, Gaucher *et al.* 2007) related to metamorphism and deformation. Kawashita *et al.* (1999) obtained  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic ratios between 0.71064 and 0.72644 (see also Gaucher *et al.* 2007, Table 1), which were significantly higher values than those proposed for Cambrian times (Faure 1986). Thus, rocks of this unit may reflect variations in the Sr concentration that occurred during metamorphism or exhumation.

#### *Volcano-sedimentary sequences*

##### *Playa Hermosa Formation*

The Playa Hermosa Formation (Masquelin and Sánchez Bettucci 1993) outcrops near the city of Piriápolis (Figure 3). This formation was separated into two members, the lower one represents an epiclastic succession and the upper one is a volcano-sedimentary succession (Sánchez Bettucci and Pazos, 1996; Pazos *et al.* 1998). The Playa Hermosa Formation was affected by tectonic tilt related to magmatic intrusions, but internal deformation or regional metamorphism is absent. The upper part of the lower member of the Playa Hermosa Formation was coeval with the first bimodal volcanic effusions of the Sierra de Las Animas Complex (Sánchez Bettucci *et al.* 2009a). The occurrence of peperites and vesicular basalts suggested shallow seawater deposition (Sánchez Bettucci *et al.* 2009a). Recently, Pazos *et al.* (2008) suggested that the lower member may represent an example of re-sedimented gravity flow deposits developed in a pro-glacial and unstable fandelta setting. The most conspicuous feature in the Playa Hermosa Formation is the absence of regional metamorphism, which would be consistent with a younger age for the Lavalaja Group (Pazos *et al.* 2003, 2008). The Playa Hermosa Formation was originally correlated with the Varanger glaciation by Pazos *et al.* (2003) based on preliminary palaeomagnetic data (Sánchez Bettucci and Rapalini 2002) and geochronological data (Sánchez Bettucci and Linares 1996; Sánchez Bettucci 1998). Oyhantçabal *et al.* (2006, 2007) provided isotopic data showing the age of ca.  $579 \pm 1$  Ma (Ar-Ar on amphibole) for quartz-syenites (Pan de Azúcar pluton). Thus the related glacial deposits were almost

certainly Gaskiers or even younger (Pazos *et al.* 2008). The San Carlos Formation was interpreted as distal facies of the upper member of Playa Hermosa Formation.

#### *Sierra de Aguirre Formation*

The Sierra de Aguirre Formation (Masquelin and Tabó 1988) is located between the Rocha Formation (Sánchez Bettucci and Mezzano 1993) and the orthogneissic rocks (Figure 3) of the Punta del Este Tectonostratigraphic terrane (PETT) (*sensu* Preciozzi *et al.* 1999; Campal and Gancio 1993; Fantin 2003; Fantin *et al.* 2007). It consists of a volcano-sedimentary succession ca. 1100 m thick. The volcanic units are represented by dacites, hyaloclastites, tuff, and andesites. The Sierra de Aguirre Formation was affected by at least two phases of folding and faulting. U-Pb (SHRIMP) isotopic data in dacites indicated an age of  $571 \pm 8$  Ma (Hartmann *et al.* 2002). Palaeomagnetic studies indicated an unstable magnetic remanence in this formation. Fantin (2003) and Fantin *et al.* (2007) obtained a PGV of  $25.1^\circ\text{E}$ ,  $78.5^\circ\text{S}$  (dp:  $22^\circ$ , dm:  $31^\circ$ ) consistent with remanence of Permian remagnetization.

#### ***Extensional relaxation phase magmatism, ca. 580 Ma***

##### *Sierra de Las Animas Complex*

The Sierra de Las Animas Complex is an association of intrusive, volcanic, and sedimentary rocks generated during an extensional relaxation event within the evolution of the Neoproterozoic Brasiliano orogenic cycle (Bossi and Navarro 1991; Oyhantçabal *et al.* 1993; Sánchez Bettucci 1997). This complex outcrops from Piriápolis to nearby Minas (Figure 3) and has an intricate stratigraphic sequence. It consists of an igneous association of bimodal character having intrusive bodies, subvolcanic, volcanic, and pyroclastic rocks. The complex has a subalkaline to alkaline affinity without feldspathoids, but has alkaline pyroxene and amphiboles. Some isotopic data (K-Ar and Rb-Sr) indicated ages from 615 to 490 Ma (Umpierre 1966; Cingolani *et al.* 1993; Preciozzi *et al.* 1993; Sánchez Bettucci and Linares 1996; Linares and Sánchez Bettucci 1997). Syenites (quartz-syenites), microsyenites, and granites are present as intrusive bodies. The Pan de Azúcar pluton is the most conspicuous circular intrusion in the complex with a diameter of approximately 8 km. The Ar-Ar age (579 Ma) in the Pan de Azúcar syenitic body is interpreted as representing a cooling age (Oyhantçabal *et al.* 2007) and is consistent with the palaeomagnetic results (SA2 palaeopole) provided by Sánchez Bettucci and Rapalini (2002). In addition, aegirine-augite and Na-amphibole porphyritic dikes affected by the Sierra Ballena shear zone (SBSZ) (mylonitic porphyries) reported by Oyhantçabal (2005) suggest that this shear was active during alkaline magmatic activity (Oyhantçabal *et al.* 2007). A hydrothermal event with the occurrence of fluorite was also associated with regional uplift and cooling in the Sierra de Las Animas Complex.

##### *Sierra de Ríos Formation*

The Sierra de Ríos Formation is located in the NE part of Uruguay (Figure 3). It comprises rhyolitic dikes and flows as well as ignimbrites (Elizalde *et al.* 1970; Cingolani *et al.* 1993; Loureiro *et al.* 2006) with an age of  $575 \pm 14$  Ma using Rb/Sr isotopic data (Rb/Sr, WR,  $R_0 = 0$ , 71046, Bossi *et al.* 1993). Loureiro *et al.* (2006) obtain a K-Ar (WR) date of  $473 \pm 6$  Ma, interpreting this age as being related to a tectono-thermal event. In addition, Molina Garza *et al.* (2008) reported four Ar-Ar ages for the Sierra de Ríos Formation



where three samples showed a very similar plateau ( $469.7 \pm 1.5$ ,  $471.1 \pm 1.4$  and  $475.5 \pm 1.4$  Ma). The fourth measurement indicated an older age but had a very large error ( $511.0 \pm 31.9$  Ma) and thus was unreliable. Similar ages (490–470 Ma) were found in other portions of the DFB and may reflect a later tectono-thermal event. Early Palaeozoic reactivation of Neoproterozoic shear zones could perhaps account for these observations.

### **Dom Feliciano Belt basement inliers**

The units defined as basement inliers were deformed together with Neoproterozoic sedimentary cover.

### ***Low-to-medium metamorphic sequences (Zanja del Tigre Formation, $\leq 1.4$ Ga?)***

The Zanja del Tigre Formation consists of a metavolcano-sedimentary sequence, meta-gabbros, ortho- and para-amphibolites, calc-silicatic rocks, varied micaschists, quartzites, marbles, and ironstones (Sánchez Bettucci 1998) (see Figure 3). Metamorphism reaches amphibolite facies (Sánchez Bettucci 1998; Sánchez Bettucci *et al.* 2001; Rossini and Legrand 2003), and this formation is in tectonic contact with metavolcano-sedimentary units of the Fuente del Puma Formation (Sánchez Bettucci 1998). The ironstone deposits are interbedded with calc-silicatic, dolomite rocks or schist, and all were highly deformed. The ironstones consist (Oyhantçabal *et al.* 2007) of alternating ca. 2–5 m thick bands rich in quartz, magnetite, and haematite (specularite); carbonate (dolomite); and Mg-amphibole (tremolite). One marble level, related to these ironstones (BIFs ?), contains clasts with different compositions (granites, gabbros, quartzites, among others) and sizes and was interpreted as being glacially influenced deposits of the Marionan age (~650–600 Ma) by Pazos *et al.* (2008). It may be suggested that these deposits were influenced by global seawater anoxia as described by Kirschvink 1992; Hoffman and Schrag 2002). This formation was also affected by the La Calera and Dos Hermanos post-orogenic granitic intrusions (Sánchez Bettucci 1998; Sánchez Bettucci *et al.* 2003a). A sample from a rhythmic meta-psammitic rock of the Zanja del Tigre Formation was analysed by U-Pb (SHRIMP) and most of the zircon ages fall between 2.7–3.4 Ga and ca. 2.2 Ga. The abundance of Archaean ages may exclude the Piedra Alta Terrane (2.1–2.0 Ga) as the main source area for these sediments (*sensu* Basei *et al.* 2008). A possible Mesoproterozoic age was suggested by Basei *et al.* (2008) based on one sample (URPR-69, one zircon), and this interpretation is plausible but the absence of Neoproterozoic zircons could be explained by other reasons, for example, changes in the source area. Meta-ignimbrite zircons analysed by U-Pb (conventional) isotopic data indicated an age of 1.43 Ga (Oyhantçabal *et al.* 2005). Moreover, detritic zircons of this unit analysed by U-Pb (SHRIMP) gave ages from 3.35 to 1.4 Ga, suggesting that the source area could have been the Nico Pérez Tectonotratigraphic Terrane (Oyhantçabal *et al.* 2005).

### ***Campanero Unit***

The basement of the DFB supracrustal rocks is developed west of the SBSZ and is composed of granitoids affected by different deformational events and mylonitization processes. In addition, mafic rocks occur and are commonly weathered. The granitoids grouped in the Campanero Unit consist of heterogeneous bodies that share effects of deformational phenomena. These granitoids had variable texture from gneissic to mylonitic. The Campanero Unit was intruded by Neoproterozoic calc-alkaline granitoids

corresponding to the Carapé Complex (Sánchez Bettucci 1998; Sánchez Bettucci *et al.* 2003a). U-Pb (conventional) isotopic studies indicated that the Campanero Unit has an age of 1735 +32/-17 Ma (Sánchez Bettucci *et al.* 2003b; Oyhantçabal *et al.* 2005), and similar ages were found by Mallmann *et al.* (2007). This unit could have been generated, for example, at the margins of a pre-existing continental crust during peak accretion and crustal recycling.

***High-grade metamorphic basement (Cerro Olivo Complex = Punta del Este Tectonostratigraphic terrane, 2.5–0.54 Ga)***

The PETT was separated from the Aiguá-Pelotas Batholith by the Cordillera shear zone (Figure 3). The basement of this terrane consists of granitoids of diverse compositions having different degrees of deformation, including ophthalmitic gneisses, granite gneisses, granulites and varied migmatites, intercalated amphibolites, metacalc-silicatic rocks, and quartzites (Preciozzi *et al.* 1999; Masquelin *et al.* 2001). A sequence of low metamorphic grade supracrustal rocks named the Rocha Formation occurs in the eastern part of the terrane, in tectonic contact with the basement. The volcano-sedimentary basin of the Sierra de Aguirre Formation (Masquelin and Tabó 1988; Fantin 2003) discontinuously overlays this basement. This high-grade basement is predominantly composed of deformed two-mica granitoids with ophthalmitic texture. Masquelin *et al.* (2001) proposed that these rocks could be grouped into three major units. The *Cerro Olivo Unit* was characterized as having a large number of ophthalmitic leuco-gneisses generally with biotite, muscovite, and garnet. They present large amounts of stretched quartz, subautomorphic perthitic microcline usually sericitized, and subautomorphic oligoclase with different degrees of alteration as well as biotite and muscovite in epitactic growth. Loss of iron and chloritization can affect the biotite. The main accessory minerals are garnet, titanite, magnetite, zircon, and epidote. Masquelin and Morales (2003) suggested that the rocks of the Cerro Olivo Complex were isotopically recycled during the Brasiliano event as indicated by (i) Sm-Nd model ages (2.3–1.8 Ga), (ii) high negative  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (-13 to -14), and (iii) SHRIMP II ages (ca. 2.1 Ga) inherited zircon within granite with a high initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio. The Cerro Olivo Complex is comparable with the high metamorphic grade complexes of southwest Africa regarded as remnants of a Kibarian-Namaqualan belt. The *Cerro Centinela Unit* is composed of granitic gneisses with banded structures and mafic mineral segregations. Petrographic analysis indicated that the unit is composed of quartz, perthitic microcline, plagioclase and biotite, subordinately titanite, muscovite, apatite, garnet, magnetite, and epidote. The *Chafalote Unit* included biotite-rich mafic rocks with a variable proportion of quartz, plagioclase, garnet, muscovite, and occasionally amphibole. In general, these rocks are coarse-grained, granular, foliated, and frequently have granitic mylonite enclaves. The Chafalote Unit shows granulite facies of metamorphism reaching temperatures approximately 650–850°C and pressures between 11.4 and 12.2 kbar (Masquelin *et al.* 2001). Nevertheless, Gross *et al.* (2006) suggested that the mafic rocks of the Chafalote Unit have a distinct near-isothermal  $P$ - $T$ - $t$  decompression path occurring between 652 and 596 Ma. These authors suggested that the supracrustal rocks cropping out in southern Brazil and Uruguay were not part of the basement (Gross 2004; Gross *et al.* 2006). Moreover, Masquelin and Morales (2003) and Masquelin (2004) proposed a geological correlation with the Várzea do Capivarita Metamorphic Suite (*sensu* Fernandes *et al.* 1990) located in Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brazil, and with the Namaqualand Complex of Namibia.

### ***Low-grade metamorphic orogenic belt (Rocha Formation)***

The Rocha Formation is a low-grade metamorphic supracrustal unit in tectonic contact with the Cerro Olivo Unit to the east (Hasui *et al.* 1975; Sánchez Bettucci and Mezzano 1993). This unit is exposed along the SE coastline and extends NE 120 km and is 20–30 km wide (Figure 3). This metasedimentary sequence comprises clastic sedimentary rocks, dominated by meta-sandstone, metapelites, and meta-siltstone with minor levels of meta-conglomerate (Hasui *et al.* 1975, Fragoso Cesar 1991; Sánchez Bettucci and Mezzano 1993, and references therein). The metamorphic grade of these rocks varied from very low in the SE to low in the NW. Primary sedimentary structures could be identified in the less metamorphosed terms, such as hummocky, plane-parallel bedding, cross stratification, mud-draps, and climbing ripples (Fragoso Cesar *et al.* 1987; Sánchez Bettucci and Mezzano 1993; Sánchez Bettucci 1998). Pazos and Sánchez Bettucci (1999) suggested a transitional fluvial to tidal plain environment for this deposit in the coastline. The Rocha Formation underwent polyphase folding with a preferential NW plunge (50° to vertical) and with an eastward tectonic vergence. Tectonic slices of quartzites and granitoids are intercalated. This formation was correlated with the Gariep Belt (Oranjemund Group) in South Africa (Frimmel and Basei 2006). Both units have high similarity in lithology as well as metamorphic and deformational history (Basei *et al.* 2005). A similar source for these units was suggested from U-Pb (SHRIMP) analysis of detrital zircons having ages between 2600 and 610 Ma (Basei *et al.* 2005, 2006). This analysis also indicated a maximum sedimentation age of ca. 610 Ma, and the age of metamorphism and deformation of the Rocha Formation was constrained by the age of the intrusion of the Santa Teresa Granite at 556–537 Ma (Umpierre and Halpern 1971; Preciozzi *et al.* 1993). A forearc setting was proposed (Sánchez Bettucci 1998; Masquelin and Gómez-Rifas 1998). Rapalini and Sánchez Bettucci (2008) carried out a systematic palaeomagnetic study in different Neoproterozoic sedimentary units including the Rocha Formation. The results suggested that all of these units were remagnetized. Furthermore, the palaeomagnetic poles obtained coincided with the Late Permian to Early Triassic poles for South America.

### **Sierra Ballena shear zone**

The DFB was affected by several shear zones (Figures 3 and 7), and a number of systematic studies have been done in the Sierra Ballena shear zone (SBSZ). Weiss (1830) was the first to describe the lithologies that crop out in the locality of Punta Ballena. The SBSZ was mapped by Walther (1919) and was petrographically described as quartzites. Bossi (1966) extended this analysis to include gneisses and glaucophane schist. Preciozzi *et al.* (1979) defined this shear zone as a belt formed by cataclastic and mylonitic rocks. It was reactivated successively from the Precambrian to Cretaceous times. The prolongation in Rio Grande do Sul (Brazil) is known as Dorsal de Canguçu (Picada 1971; Issler 1982; Tommasi 1991; Fernandes *et al.* 1992; Fernandes and Koester 1998, 1999). Probably, the Major Germino Shear Zone represents a continuation of this structure in the northernmost portion of the DFB (Mantovani *et al.* 1995; Basei *et al.* 2000). Fragoso Cesar *et al.* (1986, 1987) and Fernandes and Koester (1998) suggested that it represented an intraplate (intracontinental) shear formed during an oblique collision of the Río de La Plata and Kalahari tectonic plates. Basei *et al.* (2005) interpreted this shear as a suture zone that separated passive margin deposits of the fold and thrust belt to the west and the magmatic arc to the east. The significance of this extensive shear zone structure is still focus of debate. Fold, crenulation, and boudin microstructures are common features in the development of the SBSZ.



Comprehensive kinematics and timing studies were done by Oyhantçabal (2005) that confirmed a sinistral shear under a transpressional regime with a significant pure shear component. Oyhantçabal (2005) identified two phases for the transcurrent activity. The first was related to the development of several high-strain sub-vertical shear zones (the Sierra Ballena and Cordillera shear zones, among others) and the emplacement of syn-transcurrent granites (Aiguá Batholith). Also, stretching lineation indicated the orientation of the greatest stretch vector of  $30^{\circ}/215^{\circ}$  (perpendicular to the shortening plane). This illustrated a reverse component that would have given a higher basement uplift located to the east (PETT) and possibly was the fundamental cause for the differential exhumation. The metamorphic conditions during the deformation phase reach greenschist to amphibolite facies. At the north of Treinta y Tres city we can observe the branching of the SBSZ, named by Bossi and Campal (1992) as the Cerro Amaro Shear Zone (see Figure 3). The chronology of the different events is not yet well constrained. The available ages for the Aiguá Batholith are  $587 \pm 16$  Ma (U-Pb zircon, Basei *et al.* 2000) and  $614 \pm 3.2$  Ma (Pb-Pb, Oyhantçabal *et al.* 2007), while in the Rio Grande do Sul, syn-transcurrent intrusions indicated ca. 630 Ma as the minimum age for the beginning of transcurrence (Philipp and Machado 2005). The second transcurrent deformation phase was identified as a strike-slip tectonic event. Alkaline porphyries emplaced in this shear zone had similar characteristics to those of the Sierra de Las Animas Complex. They are alkaline volcanic and intrusive rocks emplaced in low strain domains (Oyhantçabal *et al.* 2007). Quartz dikes were also emplaced in the SBSZ with Ar-Ar (Muscovite) ages of  $581 \pm 5$  Ma (Oyhantçabal *et al.* 2006). This age allowed for estimating the age of the second transcurrent phase of the SBSZ and suggested that motion of this shear zone was prolonged and significantly reactivated during Palaeozoic and Mesozoic times.

### Tectonic evolution of DFB

The DFB would have evolved from a back-arc basin to a retroarc foreland basin. It is characterized by thick-skinned fold-and-thrust belts. The Brasiliano deformation that affected the Lavallega Group (DFB) comprises two major compressive events ( $E_1$  and  $E_2$ ). The first deformation event ( $E_1$ ) was associated with the first regional metamorphic event, which resulted in mineral recrystallization. Variation in the intensity of deformation, as well as metamorphism, decreased towards the N–NW. The preferential foliation trend and axial-plane surfaces were affected by the  $F_2$  folds. These folds present variable geometry and deform the  $S_0$  and  $S_1$  surfaces. The foliation was folded into NW-verging asymmetric structures that plunged gently southeast. Elongation and mineral lineation consistently plunged sub-parallel to the fold axes. This phase would be responsible for the significant tectonic shortening of the Lavallega Group producing an intense folding characterized by axial plane schistosity ( $S_2$  discrete foliation). Probably this deformation phase was related to the third phase ( $F_3$ ). The  $F_3$  folds correspond to mega-, meso-, and microfolds, whereas the  $F_1$  and  $F_2$  were coplanar. The microstructures deform the  $S_0$ – $S_1$  surfaces resulting in chevron and kinks with disjunctive spaced cleavage, crenulation cleavage, and fracture schistosity defining a discrete non-penetrative  $S_2$ . These features were recognized in fine-grained lithologies with significant planar anisotropy. Usually, the slaty cleavage develops normal to the maximum compressive strain direction. The second deformational event ( $E_2$ ) is characterized by strike-slip tectonics ( $F_4$ ) that generate important mylonitic shear zones, either by reactivation of previous shear zones (thrust of  $F_3$ ) or by the generation of small shear bands. Generally, these shears had a NS trend and a sinistral shear sense. Some shear zones



were dextral and may represent the antithetic  $F_4$ -related faults. This event corresponded to the late stage of the Brasiliano orogenic cycle.

The vergence and the metamorphic grade variations, in general, suggest different structural level exposures, deeper in the east-southeast and shallower in the west-northwest. The evolution of this belt would have passed through different tectonic stages (Sánchez Bettucci 1998). The first stage (ca. 750–615 Ma) was characterized by the development of a back-arc basin with the generation of tholeiitic magmas (Sánchez Bettucci *et al.* 2001). This would be associated with the beginning of sedimentation interbedded with magmatism of the Lavallega Group. The related lithologies are gabbros, diabases, limestones, calcareous phyllites, shales, sandstones, and subordinate rhyolites. Geochemical characterization of ultrabasic and basic rocks had MORB affinity. These rocks are related to volcanism (including pillow basalts), and present WPB, OIB, and BAB tectonic signatures and they are interbedded with shallow-water sediments (Sánchez Bettucci *et al.* 2001). Sánchez Bettucci *et al.* (2001) suggested that several basalts were erupted along extensional fractures during the opening of the back-arc basin. The magmatism is essentially basic, however, is closely linked to acidic volcanic rocks and subordinately mesosilicic, determining a bimodal association. The combined geochemical and tectonic constraints suggest that the Lavallega Group was formed in either a transitional zone between an arc and a back-arc setting or in a zone of migration from arc to back-arc volcanism.

Our model for the DFB consists of four stages (Figure 7). The first stage is illustrated by an extensional rift model that evolves to a back-arc basin. The second stage is characterized by significant compression that caused basin closure. Consequently, cessation of magmatism and sedimentation would have occurred as a result of the collision between the Río de La Plata and Kalahari cratons (Figure 9). The orientations of the arc and back-arc volcanic rocks suggest that subduction was towards the west. To the east of the Lavallega Group the Carapé Arc and the forearc Rocha Formation is developed (Masquelin and Gómez-Rifas 1998; Sánchez Bettucci 1998). This stage would be responsible for compressive deformation in successive phases and regional metamorphism of the Lavallega Group and the Rocha Formation. It is suggested that the metamorphism and deformation occurred ca. 630 Ma (Sánchez Bettucci *et al.* 2001, 2003a) for the Lavallega Group. Evolution at this stage would have been dominated by convergence linked with collision events. The most conspicuous feature is the significant shortening and thrusting with northwest vergence (e.g. Cerro Partido, Pan de Azúcar, Piedrahita, La Oriental, and Tres Cerros thrusts, among others). In general, the degree of exposure is low, and major thrusts are well-delineated (Figure 8). The sequence of thrusting included at least two stages of thrust propagation (Sánchez Bettucci 1998). The Pan de Azúcar thrust is related to tectonic sheets and two klippen named the Sarandíes by Cosarinsky (1997). The thrust front directions are also consistent with mylonitic fabric (56/63°SE). The surface of these thrust fronts have a winding design due to a lateral or oblique ramp. Another explanation is the intercalation of competent and incompetent units (Dahlstrom 1970); however, the thrust plane would be developed parallel with the incompetent layers and oblique with the competent layers to generate curvilinear trajectories (Cooper and Trayner 1986). Despite the thrust front sinuosity, it is seen that all the thrusts tend to converge towards the south (Figure 8). Moreover, the axial planes of major folds are parallel to the thrust front, suggesting a contemporaneous origin. Intense imbrication crustal thickening and mass transportation are predominantly to the northwest. The Rocha Formation and related rocks developed in the southeast area, showing deformation with southeast vergence.

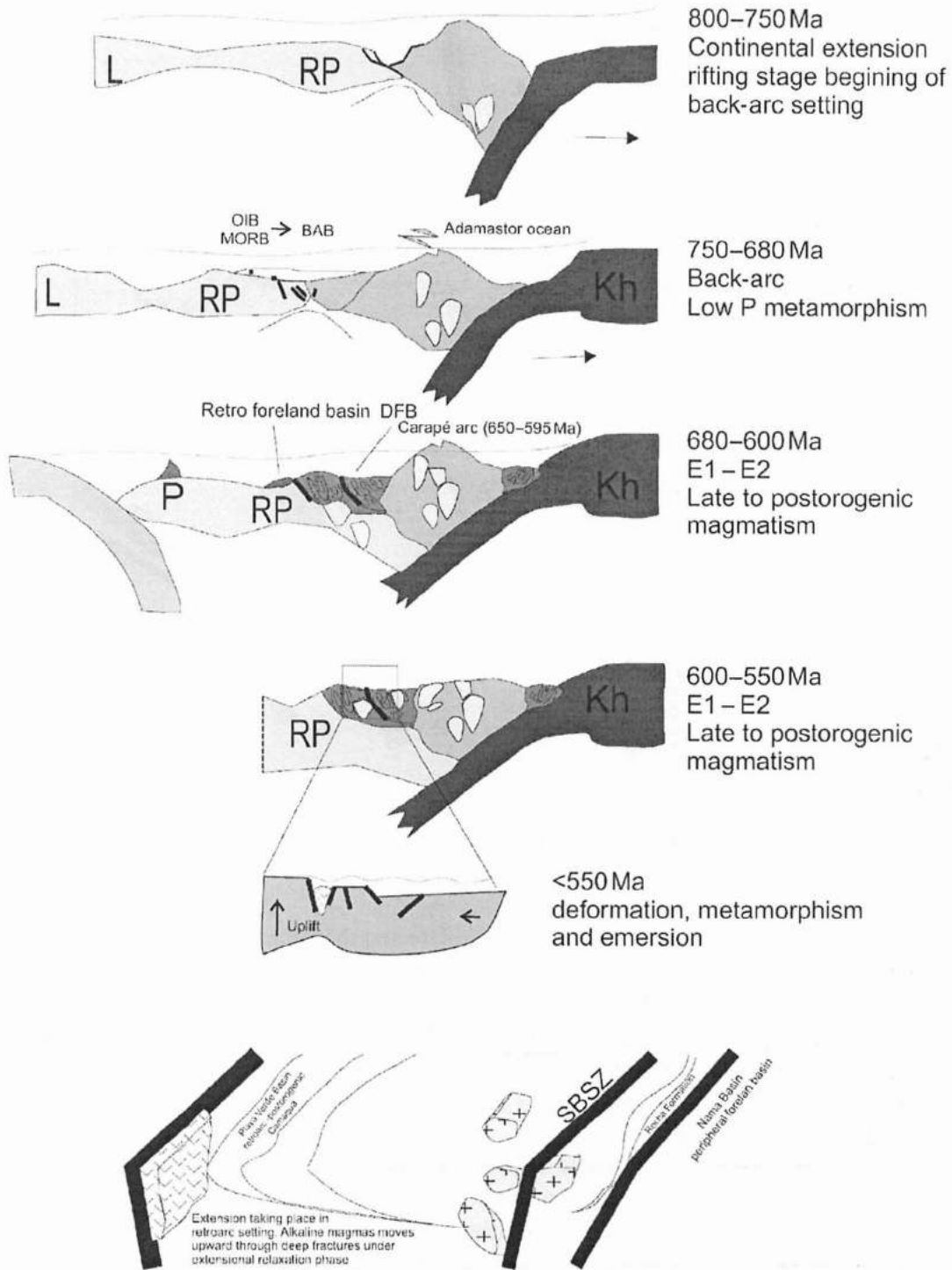


Figure 7. Diagram (not to scale) summarizing suggested tectonic evolution of DFB and adjacent blocks from upper Proterozoic.

The third stage was characterized by a post-collisional extensional relaxation phase represented by Sierra de Las Animas Complex ca. 579 Ma (Sánchez Bettucci 1997; Sánchez Bettucci and Rapalini 2002; Pazos *et al.* 2003; Oyhantçabal *et al.* 2006, 2007). A transtensional basin-type model was previously proposed by Masquelin and Sánchez Bettucci (1993). Postorogenic deposits that resulted from erosion of the DFB and the basement were indicated by extensional collapse and a dominant denudation mechanism (*sensu* Dewey 1988).

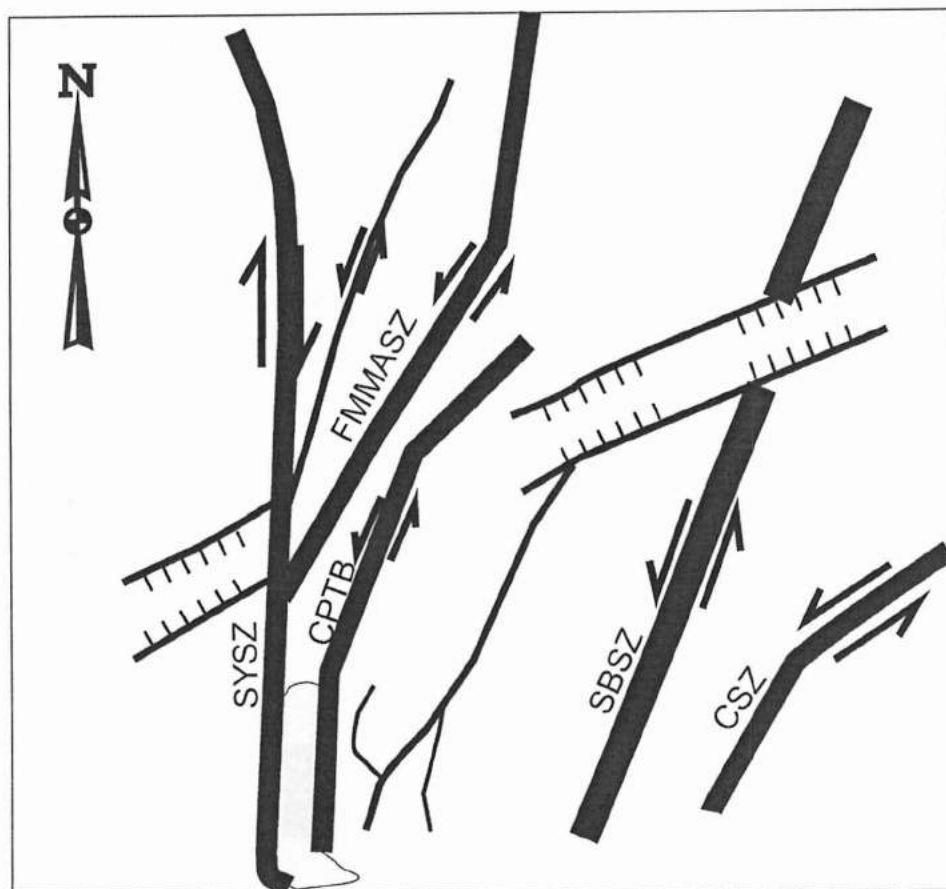


Figure 8. Thrust systems sketch showing the main discontinuities and their shear senses within the studied area (for the thrust names see Figure 3).

Posthumous reactivations of the shear zones affected the supracrustals of the Lavalleja Group, the Sierra de Las Animas Complex, the Las Ventanas, and San Carlos formations (Figure 9). The Sierra de Las Animas Complex underwent a strong structural control during emplacement (Figure 8). The most outstanding features consist of normal faults, joints, lineation, and minor fractures, with an E–SE orientation. Horsts and grabens were formed due to normal fault dipping to the north and south, and to a lesser extent dipping faults are present in the east.

Also, evidence of Permo-Triassic reactivation was provided by Veroslavsky *et al.* (2007). Finally, the present geotectonic configuration of these units would have been determined by the opening of the South Atlantic Ocean in the Mesozoic. These events occurred in the same maximum circle, related to the western Rodinia fragmentation ca. 750 Ma (Bond *et al.* 1984; Hoffmann 1991; Dalziel 1994, 1997; Evans 1998; Pisarevsky *et al.* 2003; Donnadiu *et al.* 2004; Cawood 2005; among others). A diversity of tectonic models has been proposed for the DFB evolution in recent years. The different models are based upon different types of data and, as a result, controversies on the timing and polarity of the collision of Río de La Plata and Kalahari cratons have resulted.

### Final remarks

Described features of the DFB are consistent with orogenic phenomena like extensional basin generation, subduction, and terrane accretion/displacement. Tectonic units recognized

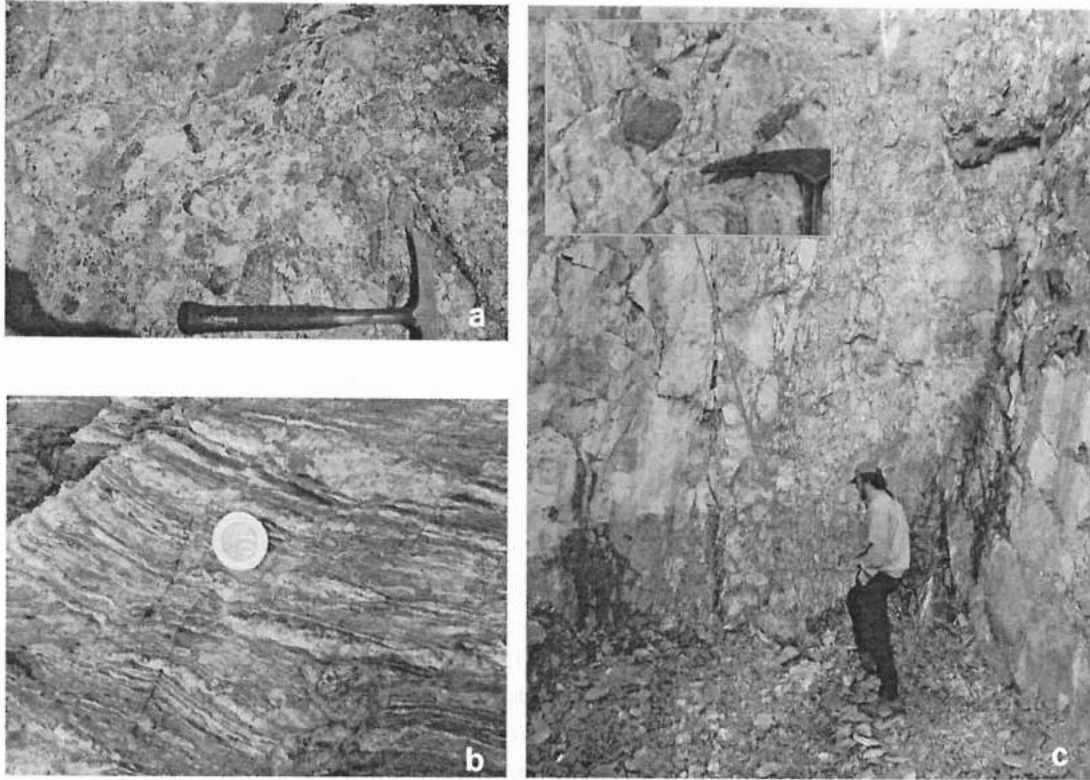


Figure 9. (a) Deformed metaconglomerates of Las Ventanas Formation; (b) syenites of Sierra de Las Animas Complex (~580 Ma) affected by Sierra Ballena Shear Zone; and (c) cataclastic fault rock showing angular to sub-rounded marble clasts, and detail of rounded clast marble.

in this belt are interpreted as back-arc basin and foreland basin series (750–650 Ma) represented by the Lavalleya Group, arc magmatism (Carapé Complex), and postorogenic magmatism (Aiguá and Dionisio Batholiths with ages ca. 630–570 Ma).

The Lavalleya Group constitutes a thick-skinned (crustal ramp-dominated) fold-and-thrust belt that accommodated large-scale horizontal crustal shortening during the Brasiliano/Pan-African orogeny. The Lavalleya Group is correlated with the Porongos (Tijucas) and Brusque groups (southern Brazil). Some of the thrusts were reactivated by a late sinistral transpressional event (ca. 570 Ma) in shallower crustal levels at the end of the Brasiliano cycle. Additionally, they led to the reactivation of old lateral ramps, generating a segmented fold-and-thrust belt associated with a NE orientation of fold axes. The major structures are defined only from the surface geology. The basement rocks were ductily deformed (Campanero Unit), and the supracrustal rocks remained attached to the underlying basement. The basement was cold and strong, and failed by faulting rather than deforming plastically.

The major volume of volcanic rocks in the southern portion of the DFB suggests extension was more important where back-arc basins were formed, whereas northward a lesser amount of extension resulted in a foreland basin. Also, some differences between the southern, central, and northern areas may be associated with contrasting degrees of exposure, strain partitioning controlled by regional dislocations, and/or differences in basement competence. In both areas, clear evidence of fold superposition exist. The northeastern region is characterized by circular to elliptical domes and basins (Type 1 interference, *sensu* Ramsay 1967). Supracrustal rocks in contact with granitic intrusions show a paragenesis of cordierite, suggesting amphibolite facies metamorphism (high temperatures).



Field observations, geochemical and age data provide support for a model for the DFB that includes rifting, arc, and back-arc basin tectonic evolution. The palaeomagnetic data obtained by Rapalini and Sánchez Bettucci (2008) suggested two remagnetizing events for the Polanco, Cerro San Francisco, Cerro Victoria, and Yerbal formations. These authors constrained the age of the last tectonic event that affected the Arroyo del Soldado Group (*sensu* Gaucher 2000) to ca. 525 Ma. In this work we consider only the Cerros San Francisco, Cerro Victoria, and Piedras de Afilas formations as part of Arroyo del Soldado Group, whereas the Polanco, Yerbal, and Cerro Espuelita formations are part of the Lavalleja Group.

The molassic sequences are represented by sedimentary deposits and others by volcano-sedimentary sequences. The first is represented by the Las Ventanas, Barriga Negra, and San Carlos formations and the second by the Playa Hermosa and Sierra de Aguirre formations. The Sierra de Las Animas Complex and the Sierra de Ríos Formation constitute a significant contribution of magmatism related to the extensional phase.

We consider here the Zanja del Tigre Formation, the Campanero Unit, the Cerro Olivo Complex, and the Rocha Formation as NE–SW elongated *basement inliers*. The dynamic evolution of the DFB *basement inliers* includes a final collisional event with the exhumation of high-grade metamorphic rocks. The deformation was intense along the contacts with the basement and low-metamorphic-grade orogenic belts resulted (the Rocha and Sierra de Aguirre formations). Isotopic data (Masquelin and Morales 2003) of the Cerro Olivo Complex help to explain the Palaeoproterozoic to Neoproterozoic crustal components. The basement inliers, part of a high-strain imbricate rocks, were deformed and metamorphosed during the Neoproterozoic. They show the timing and style of Brasiliano/Pan-African events, such as the syntectonic granite intrusions along the SBSZ.

### Acknowledgements

We express our sincere thanks to P. Oyhantçabal for his comments and suggestions and for his kind permission to use the microphotograph for the images of Figure 5. E. Peel is thankful for the financial support given by CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior). P. Paul Gill is acknowledged for improving the English.

### References

- Aubert, N., Pecoits, E., Sánchez Bettucci, L., and Pazos, P., 2005, Consideraciones estratigráficas de la Formación Piedras de Afilas y su correlación con otras unidades Neoproterozoicas del Uruguay: XII Congreso Latinoamericano de Geología. Quito, Ecuador, CD-ROM versión.
- Babinski, M., Chemale, F., Jr., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R., and Carlos da Silva, L., 1996, Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil: *Geology*, v. 24, p. 439–442.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A., and Preciozzi, F., 2006, Provenance and depositional age of the Dom Feliciano Belt supracrustal units, Brazil-Uruguay: Correlations with SW Africa: V South American Symposium on Isotope Geology, Punta del Este, Uruguay, Short Papers, v. 1, p. 45–47.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., and Jacob, J., 2005, A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariiep (Namibia/South Africa) orogenic belts – evidence from a reconnaissance provenance study: *Precambrian Research*, v. 139, p. 195–221.
- Basei, M.A.S., Siga J.R.O., Masquelin, H., Harara, O.M., Reis Neto, J.M., Preciozzi, F., 2000, The Dom Feliciano Belt (Brazil-Uruguay) and its Foreland (Río de La Plata Craton): Framework, tectonic evolution and correlations with similar terranes of southwestern Africa, *in* Cordani, U., Milani, E., Thomaz Filho, A., and Campos, D., eds., *Tectonic evolution of South America*, International Geological Congress, p. 311–334.

- Basei, M.A.S.; Frimmel, H.E.; Nutman, A., and Preciozzi, F., 2008, Provenance and Depositional Age of the Dom Feliciano Belt Supracrustal Units, Brazil – Uruguay: Correlations With Sw Africa, v. IGCP 478, p. 202–205.
- Bond, G., Nickleson, P., and Kominz, M., 1984, Breakup of a supercontinent between 625 and 555 Ma: New evidence and implications for continental histories: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 70, p. 325–345.
- Bossi, J., and Navarro, R., 1991, *Geología del Uruguay. I: Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo*, 453 p.
- Bossi, J., 1966, *Geología del Uruguay. II: Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo*, 411 p.
- Bossi, J., and Campal, N., 1992, Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico inferior del Uruguay, *in* Gutiérrez, J., Saavedra, J., and Rábano, I., eds., *Paleozoico Inferior de Ibero-América: Alicante, Universidad de Extremadura*, p. 343–356.
- Bossi, J., Cingolani, C., Llambias, E., Varela, R., and Campal, N., 1993, Características del magmatismo post-orogénico finibrasiliano en el Uruguay: Formaciones Sierra de Ríos y Sierra de Animas: *Revista Brasileira de Geociencias*, v. 23, p. 282–288.
- Campal, N., and Gancio, F., 1993, Asociación volcánitas – piroclástitas de los cerros Aguirre (departamento de Rocha): una nueva Formación y sus implicancias en la evolución del ciclo Brasiliano en el Uruguay: Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata: Uruguay, La Paloma, v. 2, p. 133–139.
- Cawood, P.A., 2005, Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic: *Earth Science Review*, v. 69, p. 249–279.
- Chemale Jr., 2005, The geological evolution of neoproterozoic to eopaleozoic belts in the SE Brazilian and SW African continental margins: Gondwana 12 Geological and Biological Heritage of Gondwana, Abstracts: Mendoza, Argentina, p. 99.
- Cingolani, C., Llambias, E., Varela, R., Campal, N., and Bossi, J., 1993, Avances sobre la cronoes-tratigrafía del magmatismo no-orogénico finibrasiliano en el Uruguay: Formaciones Sierra de Animas y Sierra de Ríos: Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata: La Paloma, v. 2, p. 63–68.
- Cooper, M.A., and Trayner, P.M., 1986, Thrust-surface geometry: Implications for thrust-belt evolution and section-balancing techniques: *Journal of Structural Geology*, v. 8, p. 305–312.
- Coronel, N., Oyhantçabal, P., and Spoturno, J., 1982, Consideraciones estructurales de la Formación Piedras de Afilar en su área tipo, Canelones, Uruguay: V Congreso Latinoamericano de Geología: Buenos Aires, v. 5, p. 48–60.
- Cosarinsky, M., 1997, *Geología del sector sur de la región Fuente del Puma, Departamento de Lavalleja, Uruguay. Undergraduate Thesis: Buenos Aires, Universidad de Buenos Aires*, 151 p.
- Dahlstrom, C.D.A., 1970, Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 18, p. 332–406
- Dallmeyer, R.D., and Keppie, J.D., 1993, 40Ar/39Ar mineral ages from the southern Cape Breton Highlands and Creignish Hills, Cape Breton Island, Canada: evidence for a polyphase tectono-thermal evolution: *Journal of Geology*, v. 101, 467–482.
- Dalziel, I.W.D., 1991, Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent: *Geology*, v. 19, p. 598–601.
- Dalziel, I.W.D., 1994, Precambrian Scotland as a Laurentia-Gondwana link: Origin and significance of cratonic promontories: *Geology*, v. 22, p. 589–592.
- Dalziel, I.W.D., 1997, Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, environmental speculation: *Geological Society of America Bulletin*, v. 108, p. 16–42.
- Dewey, J.F., 1988, Extensional Collapse of Orogens: *Tectonics*, v. 7, p. 1123–1139.
- Donnadieu, Y., Goddérís, Y., Ramstein, G., Nédélec, A., and Meert, J., 2004, A 'snowball Earth' climate triggered by continental break-up through changes in runoff: *Nature*, v. 428, p. 303–306.
- Elizalde, G., Eugui, W., Verdesio, J.J., Stapff, M., and Telechea, J., 1970, *Carta Geológica del Uruguay a escala 1/1:000.000, segmento Aceguá – sector XXX: Montevideo, Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República*, 126 p.
- Evans, D., 1998, True polar wander: a supercontinental legacy: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 157, p. 1–8.
- Fambrini, G.L., Fragoso-Cesar, A.R.S., Paes De Almeida, R., and Riccomini, C., 2005, A Formação Barriga Negra (Ediacarano do Uruguai): Caracterização Estratigráfica E Correlação Com

- Unidades Do Estado Do Rio Grande Do Sul – Brasil: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 35, p. 515–524.
- Fantin, M., 2003, *Geología de la Sierra de Aguirre*, Departamento de Rocha, Uruguay. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, 92 pp.
- Fantin, M., Sánchez Bettucci, L., and Rapalini, A., 2007, *Resultados Paleomagneticos Negativos De La Formacion Sierra de Aguirre*, Departamento de Rocha, Uruguay: Congreso Uruguayo de Geología. (CD version)
- Faure, G., 1986, *Principles of isotope geology* (second edition): New York, John Wiley and Sons, 589 p. ISBN 0-471-86412-9.
- Fernandes, L.A.D., and Koester, E., 1998, The Dorsal de Canguçu strike-slip shear zone: Its nature and role in the tectonic evolution of the continental crust in southern Brazil during the Neoproterozoic: Gondwana 10: Event stratigraphy of Gondwana, Special Abstract Issue: *Journal of African Earth Sciences*, v. 27(1a), p. 72.
- Fernandes, L.A.D., and Koester, E., 1999, The Neoproterozoic Dorsal de Canguçu strike-slip shear zone: Its nature and role in the tectonic evolution of southern Brazil: *Journal of African Earth Sciences*, v. 29, p. 3–24.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E., and Camozzato, E., 1995, *Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano: Parte I – Uma contribuição a partir do registro geológico*: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, 351–374.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi A., and Porcher, C.C., 1992, Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 5, p. 77–96.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., and Porcher, C.C., 1990, *Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas, região de Quitéria-Capivarita*: *Acta Geologica Leopoldensia*, v. 30, p. 117–138.
- Finney, S.C., Peralta, S.H., Heredia, S., Gehrels, G., McGraw, J., Gaucher, C., Poiré, D.G., 2006, Detrital-zircon geochronology demonstrates common provenance of Cambrian-Devonian sandstones of the Cuyania (greater Precordillera) Terrane of Western Argentina and Neoproterozoic sandstones deposited on the Río de La Plata Craton of Uruguay and Eastern Argentina: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, v. 38, p. 410.
- Fragoso Cesar, A.R.S., 1980, *O Cráton do rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense*: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia: Camboriú, v. 5, p. 2879–2892.
- Fragoso Cesar, A.R.S., 1991, *Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: as Orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. PhD. Thesis IG-Universidade São Paulo, 467 p.
- Fragoso Cesar, A.R.S., Figueiredo, M.C.H., and Soliani, E., Jr., 1986, *O Batolito Pelotas (Proterozoico superior-Eopaleozoico) no Escudo Rio Grande do Sul*: XXXIV. Congresso Brasileiro de Geologia: Goiás, v. 1, p. 1322–1343.
- Fragoso Cesar, A.R.S., Machado, R., and Gómez-Rifas, C., 1987, *Observações sobre o cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e correlações com o escudo do R.G do Sul*: III Simposium Sul-Brasileiro de Geologia: Curitiba, v. 2, p. 791–809.
- Frimmel, H.E., and Basei, M.A.S., 2006, Tracking down the Neoproterozoic connection between Southern Africa and South America – a revised geodynamic model for SW-Gondwana amalgamation: V South American Symposium on Isotope Geology, Punta del Este, Uruguay, p. 94–97.
- Gastal, M.C.P., Lafon, J.M., Hartmann, L.A., and Koester, E., 2005, Sm-Nd isotopic compositions as a proxy for magmatic processes during the Neoproterozoic of the southern Brazilian Shield: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 18, 255–276.
- Gaucher, C., 2000, *Sedimentology, Paleontology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay)*: *Beringeria*, 120 p.
- Gaucher, C., Boggiani, P.C., Sprechmann, P., Sial, A.N., and Fiarchild, T., 2003, Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbã Groups (Uruguay and Brazil) -palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications-: *Precambrian Research*, v. 120, p. 241–278.
- Gaucher, C., Poiré, D.G., Gómez Peral, L., and Chigliano, L., 2005, *Litoestratigrafía, bioestratigrafía y correlaciones de las sucesiones sedimentarias del Neoproterozoico-Cámbrico del Cratón del Río de La Plata (Uruguay y Argentina)*: *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, v. 12, p. 145–160.



- Gaucher, C., Sial, A.N., Ferreira, V.P., Pimentel, M.M., Chigilino, L., and Sprechmann, P., 2007, Chemostratigraphy of the Cerro Victoria Formation (Lower Cambrian, Uruguay): Evidence for progressive climate stabilization across the Precambrian-Cambrian boundary: *Chemical Geology*, v. 237, p. 46–64.
- Gaucher, C., Sprechmann, P., and Schipilov, A., 1996, Upper and Middle Proterozoic fossiliferous sedimentary sequences of the Nico Pérez Terrane of Uruguay: lithostratigraphic units, paleontology, depositional environments and correlations: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, v. 199, p. 339–367.
- Gaucher, C., Poiré, D., Finney, S.C., Valencia, V.A., and Blanco, G., 2006, Detrital zircon ages in neoproterozoic sedimentary units of the Río de la Plata Craton: unravelling its complex geological evolution: *Geological Society of America Annual Meeting: Philadelphia*, v. 38, p. 410.
- Gross, A.O.M.S., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., and Koester, E., 2006, Neoproterozoic low-pressure/high-temperature collisional metamorphic evolution in the Varzea do Capivarita Metamorphic Suite, SE Brazil: Thermobarometric and Sm/Nd evidence: *Precambrian Research*, v. 147, p. 41–64.
- Gross, A.O.M.S., 2004, Evolução termal da crosta no sul do Brasil e Uruguai durante o Neoproterozoico: Petrologia metamórfica, termobarometria e idades Sm–Nd da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita (BR) e Suíte Metamórfica Chafalote (UY). PhD. Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 271.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., and Mcnaughton, N.J., 2002, Zircon and titanite U–Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de La Plata Craton, Uruguay: *Journal of South American Earth Science*, v. 15, p. 229–236.
- Hasui, J., Carneiro, C., and Coimbra, A., 1975, The Ribeira Folded belt: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 5, p. 257–266.
- Heilbron, M., Tassinari, C.C.G., and Valeriano, C.M., 2005, New insights into the correlation of Neoproterozoic terranes between southeastern Brazil and African counterparts: Do the pierces fit?: *Gondwana 12 Geological and Biological Heritage of Gondwana. Abstracts: Mendoza, Argentina*, p. 193.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., and Schrag, D.P., 1998, A Neoproterozoic snowball Earth: *Science*, v. 281, p. 1342–1346.
- Hoffman, P.F., and Schrag, D.P., 2002, The snowball Earth hypothesis: Testing the limits of global change: *Terra Nova*, v. 14, p. 129–155.
- Hoffmann, P.F., 1991, Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out?: *Science*, v. 252, p. 891–901.
- Issler, R.S., 1982, Evento geodinâmico Brasileiro. Fechamento de oceano e colisão continental dos crátos Rio de la Plata e Dom Feliciano: Granitos a duas micas e ofiolitos: XXXII Congresso Brasileiro de Geologia: Salvador, v. 1, p. 24–38.
- Jones, G., 1956, Memoria Explicativa y Mapa Geológico de la Región Oriental del Departamento de Canelones. Instituto Geológico del Uruguay, v. 34, 193 p.
- Kawashita, K., Gaucher, C., Sprechman, P., Teixeira, W., and Victória, R., 1999, Preliminary chemostratigraphic insights on carbonate rocks from Nico Pérez terrane (Uruguay): *Actas II South American Symposium on Isotope Geology*, p. 399–402.
- Kirschvink, J.L., 1992, Late Proterozoic low-latitude glaciation: The snowball Earth, *in* Schopf, J.W. and Klein, C., eds., *The Proterozoic biosphere*: Cambridge, Cambridge University Press, pp. 51–52.
- Kröner, A., 1977, Precambrian Mobile Belts of South Africa. Ancient structures of ensialic mobility. Crystals evolution towards plate tectonics: *Tectonophysics*, v. 40, p. 101–135.
- Linares, E., and Sánchez Bettucci, L., 1997, Edades Rb/Sr y K/Ar del cerro Pan de Azúcar, Piriápolis, Uruguay: *South American Symposium on Isotope Geology: San Pablo*, v. 1, p. 176–180.
- Loureiro, J., Sánchez Bettucci, L., Pazos, P., Sánchez, G., and Stareczek, S., 2006, Hyaloclastic rocks at the Playa Hermosa Formation: *V South American Symposium on Isotope Geology: Punta del Este, Uruguay*, p. 397–398.
- Luft, J.L., Jr., 2005, Evolução Crustal do Vale do Rio Hoanib, Cinturão Kaoko, NW da Namíbia, PhD. Thesis: Porto Alegre, Brasil. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Mallmann, G., Chemale, F., Jr., Ávila, J.N., Kawashita, K., and Armstrong, R.A., 2007, Isotope geochemistry and geochronology of the Nico Pérez Terrane, Rio de la Plata Craton, Uruguay: *Gondwana Research*, v. 12, p. 489–508.



- Mantovani, M.S.M., Shukowsky, W., and Hallinan, S.E., 1995, Análisis da espessura elástica efetiva no segmento litosférico Rio de La Plata-Dom Feliciano: Anais Academia Brasileira de Ciências, v. 67, p. 199–220.
- Masquelin, H., 2004, Estratigrafía de rocas 'no estratificadas' en Uruguay: Hacia un modelo dinámico para su explicación geológica: Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología, III Época, Special Number, CD version. Montevideo.
- Masquelin, H., and Gómez-Rifas, C., 1998, Tectonic evolution of Neoproterozoic to early Palaeozoic units from Uruguay: Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, v. 1997, p. 681–699.
- Masquelin, H., and Morales, E., 2003, El Terreno Punta del Este: Estructura, trayectoria P-T-t, geocronología y su relación con terrenos adyacentes in Fernandes, L.A.D., and Vujovich G.I., eds., Simpósio Internacional 'Acreção Do Microcontinente Cuyania A Proto-Margem Do Gondwana', Porto Alegre (RS), p. 10.
- Masquelin, H., and Pías, J., 1989, Carta Geológica de la Hoja San Carlos-Punta del Este, escala 1:100.000. Dirección Nacional de Minería y Geología. Informe Técnico: Montevideo, 23 p.
- Masquelin, H., and Sánchez Bettucci, L., 1993, Propuesta de evolución tectono-sedimentaria para la fosa tardi-brasiliana en la región de Piriápolis, Uruguay: Revista Brasileira de Geociencias, v. 23, p. 313–322.
- Masquelin, H., and Tabó, F., 1988, Memoria Explicativa de la Carta Geológica del Uruguay, Hoja Chafalote, Escala 1:100.000: DI.NA.MI.GE/Fac. de Agron. Fac. de H. y Ciencias, p. 1–20.
- Masquelin, H., Silva, M., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., 2001, Geología y geotermobarometría de la Suite Metamórfica Chafalote, Basamento Prebrasiliano, Sureste del Uruguay: XI Congreso Latinoamericano de Geología. (CD), Montevideo.
- Midot, D., 1984, Etude Géologique et Diagnostic Metallogénique pour l'Exploration du Sector de Minas (Uruguay): PhD. Thesis: París, Université de Paris IV, 175 p.
- Molina Garza, R., Sánchez Bettucci, L., and Rapalini, A., 2008, Ar-Ar Geochronology of Sierra de Ríos Extensional Magmatism (NE Uruguay): VI South American Symposium on Isotope Geology: Argentina, San Carlos de Bariloche.
- Montaña, J., and Sprechmann, P., 1993, Calizas estromatolíticas y oolíticas en el Uruguay y definición de la Formación Arroyo de la Pedrera (Cámbrico medio-Caradociano): I Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata: La Paloma, v. 2, p. 53.
- Oyhantçabal, P., 2005, The Sierra Ballena Shear zone: kinematics, timing and its significance for the geotectonic evolution of southeast Uruguay: PhD. Thesis: Georg-August-Universität Göttingen.
- Oyhantçabal, P., Derregibus, M.T., and De Souza, S., 1993, Geología do extremo sul da Formação Sierra de Animas (Uruguay): V Simpósio Sul-Brasileiro de Geología: Curitiba, v. 1, p. 4–5.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Frei, R., Wemmer, K., and Layer, P., 2006, Timing of the Sierra Ballena Transcurrent Shear Zone in the southern extreme of the Dom Feliciano belt (Uruguay): V South American Symposium on Isotope Geology: Punta del Este, Uruguay, p. 231.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R., and Layer, P., 2007, Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano – Pan-African, Uruguay): Lithos, v. 98, p. 141–159.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., and Sánchez Bettucci, L., 2005, The evolution of Sierra Ballena Shear Zone (Dom Feliciano Belt) and its correlation with the Purros Shear Zone (Kaoko Belt): Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana, Abstracts: Córdoba, Argentina, p. 97.
- Pazos, P., and Sánchez Bettucci, L., 1999, Rasgos Maréales en la sucesión neoproterozoica de la Pedrera, Grupo Rocha, Uruguay: XIV Congreso Geológico Argentino, v. 1, p. 71.
- Pazos, P., Sánchez Bettucci, L., and Loureiro, J., 2008, The Neoproterozoic glacial record in the Rio de la Plata Craton: A critical reappraisal, in Pankhurst, R., Trouw, R., de Brito Neves, B., and de Wit, M., eds., West Gondwana: Pre-cenozoic correlations across the South Atlantic Region, Geological Society of London, Special Publications, v. 294, p. 343–364.
- Pazos, P.J., Sánchez Bettucci, L., and Tófaló, R.O., 2003, The record of the Varanger glaciation at the Río de la Plata craton, Vendian-Cambrian of Uruguay: Gondwana Research, v. 6, p. 65–78.
- Pazos, P.J., Tófaló, R., and Sánchez Bettucci, L., 1998, Procesos sedimentarios e indicadores paleoclimáticos en la sección inferior de la Formación Playa Hermosa, Cuenca Playa Verde, Piriápolis, Uruguay: II Congreso Uruguayo de Geología, Punta del Este, Uruguay, p. 64–69.

- Pecoits, E., Aubet, N., and Sánchez Bettucci, L., 2004, Sedimentología, estratigrafía y paleontología de la Formación Las Ventanas (Vendiano, Uruguay): Reunión Argentina de Sedimentología: San Luis, Argentina, p. 134–135.
- Pedrosa Soares, A.C., Noce, C.M., Wiedemann, C., and Pinto, C.P., 2001, The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly: *Precambrian Research*, v. 110, p. 307–323.
- Philipp R.P., and Machado, R., 2005, The Late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 19, p. 461–478.
- Philipp, R.P., 1998, A Evolução Geológica e Tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. São Paulo, Ph.D. Thesis: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 255 p.
- Picada, R.S., 1971, Ensaio sobre a tectônica do escudo Sul-riograndense. Caracterização dos sistemas de falhas: XXV Congresso Brasileiro de Geologia: São Paulo, v. 1, p. 167–191.
- Pisarevsky, S., Wingate, T., Powell, C.M., Johnson, S., and Evans, D., 2003, Models of Rodinia assembly and fragmentation in Yoshida, M., Windley, B., and Dasgupta, S., eds., *Proterozoic East Gondwana: Supercontinent assembly and breakup*: London, Geological Society of London, Special Publication, v. 206, p. 35–55.
- Porada, H., 1979, The Damara-Ribeira orogen of the Pan-African-Brasiliano Cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision: *Tectonophysics*, v. 57, p. 237–265.
- Porada, H., 1989, Pan-African rifting and orogenesis in southern to Equatorial Africa and eastern Brazil: *Precambrian Research*, v. 44, p. 103–136.
- Preciozzi, F., Masquelin, H., and Sánchez Bettucci, L., 1993, Geología de la Porción sur del Cinturón Cuchilla de Dionisio, in Preciozzi, F., Masquelin, H., and Sánchez Bettucci, L., eds., *Guía de Excursión del Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata*, Dirección Nacional de Minería y Geología: Montevideo, p. 1–39.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., and Heinzen, W., 1979, Carta geo-estructural del Uruguay, escala 1/2.000.000: Instituto Geológico Ing: Terra Arocena, Montevideo, 62 p.
- Preciozzi, F., Masquelin, H., and Basei, M.A.S., 1999, The Namaqua/Grenville Terrane of eastern Uruguay: 2nd South American Symposium on Isotope Geology, Argentina, p. 338–340.
- Ramsay, J., 1967, *Folding and fracturing of rocks*. New York, McGraw-Hill.
- Rapalini, A.E., and Sánchez Bettucci, L., 2008, Widespread Remagnetization of Late Proterozoic Sedimentary units of Uruguay and the Apparent Polar Wander Path for the Rio de La Plata Craton: *Geophysical Journal International*, v. 174, p. 55–74.
- Rossini, C., and Legrand, J.M., 2003, Eventos Tecto-metamórficos del Grupo Carapé: un modelo para su evolución Neoproterozoica: *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*, Special Publication, v. 1, p. 49–67. CD-ROM version.
- Sánchez Bettucci *et al.* 2009b.
- Sánchez Bettucci, L., 1997, Los Basaltos postorogénicos de la Región Piriápolis – Pan de Azúcar, República Oriental del Uruguay. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 52, p. 3–16.
- Sánchez Bettucci, L., 1998, Evolución tectónica del Cinturón Dom Feliciano en la región Minas – Piriápolis, Uruguay. Ph.D. Thesis: Universidad de Buenos Aires, 344 p.
- Sánchez Bettucci, L., and Linares, E., 1996, Primeras edades en basaltos del Complejo Sierra de Animas, Uruguay: XII Congreso Geológico Argentino and III Congreso de Exploración de Hidrocarburos: Buenos Aires, v. 1, p. 399–404.
- Sánchez Bettucci, L., and Mezzano, A., 1993, Análisis Sedimentológico y faciológico de la Formación Rocha (Ex-Grupo Rocha): *Revista Brasileira de Geociências*, v. 23, p. 323–329.
- Sánchez Bettucci, L., and Pazos, P., 1996, Análisis Paleoambiental y Marco tectónico en la Cuenca Playa Verde, Piriápolis, Uruguay: XII Congreso Geológico Argentino and III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, v. 1, p. 405–412.
- Sánchez Bettucci, L., and Ramos, V.A., 1999, Aspectos Geológicos de las rocas metavolcánicas y metasedimentarias del Grupo Lavalleja, Sudeste de Uruguay: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, p. 557–570.
- Sánchez Bettucci, L., and Rapalini, A.E., 2002, Paleomagnetism of the Sierra de Las Animas Complex, Southern Uruguay: Its Implications in the assembly of western Gondwana: *Precambrian Research*, v. 118, p. 243–265.
- Sánchez Bettucci, L., Cosarinsky, M., and Ramos, V.A., 2001, Tectonic setting of the Late Proterozoic Lavalleja Group (Dom Feliciano Belt), Uruguay: *Gondwana Research*, v. 4, p. 395–407.

- Sánchez Bettucci, L., Koukharsky, M., Pazos, P.J., and Stareczek F., 2009a, Neoproterozoic Subaqueous Extrusive–Intrusive Rocks in the Playa Hermosa Formation in Uruguay: Regional and stratigraphic significance: *Gondwana Research*, v. 16, p. 134–144.
- Sánchez Bettucci, L., Oyhantçabal, P., Page, S., Ramos V.A., 2003a. Petrography and Geochemistry of the Carapé Complex, Southeastern Uruguay: *Gondwana Research*, v. 6, p. 89–105.
- Sánchez Bettucci L., Oyhantçabal, P., Preciozzi, F., Loureiro, J., Ramos, V.A., and Basei, M.A.S., 2004, Mineralizations of The Lavalleja Group (Uruguay), A Neoproterozoic Volcano – Sedimentary Sequence: *Gondwana Research*, v. 7, p. 745–751.
- Sánchez Bettucci, L., Preciozzi, F., Basei, M. A. S., Oyantçabal, P., Peel, E., and Loureiro, J. 2003b, Campanero Unit: A Probable Paleoproterozoic Basement and its Correlation to Other Units of Southeastern Uruguay: IV South -American Symposium on Isotope Geology: Bahia. CD-room.
- Scaglia, F., Pereira, A.C., Novo, R., Caro, F., Darriulat, M., and Masquelin, H., 2007, Efecto de la deformación en las areniscas Ediacarenses de Los Romerillos, Área de La Calera (Lavalleja): V Congreso Geológico Uruguayo (CD-ROM version).
- Sprechmann, P., Gaucher, C., Blanco, G., and Montaña, J., 2004, Stromatolitic and trace fossils community of the Cerro Victoria Formation, Arroyo del Soldado Group (lowermost Cambrian, Uruguay): *Gondwana Research*, v. 7, p. 753–766.
- Tommasi, A., 1991, Evolução cinemática do Cinturão Dom Feliciano durante o ciclo Brasileiro: MSc. Thesis: Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 210 p.
- Trompette, R., 1997, Neoproterozoic (~ 600 Ma) aggregation of Western Gondwana: A tentative scenario: *Precambrian Research*, v. 82, p. 101–112.
- Umpierre, M., 1966, Edades K/Ar de rocas de la Sierra de las Ánimas in Bossi, J., ed., *Geología del Uruguay*: Montevideo, Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, p. 134–135.
- Umpierre, M., and Halpern, M., 1971, Edades estroncio-rubidio en rocas cristalinas del sur de la República Oriental del Uruguay: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 25, p. 138–151.
- Veroslavsky, G., de Santa Ana, H., Daners, G., 2007, Significación de la Formación Tacuarí (Proterozoico superior): correlación geológica y aspectos exploratorios: V Congreso Uruguayo de Geología, (CD, N°35), Montevideo, Uruguay.
- Walther, K., 1919, Líneas fundamentales de la Estructura Geológica de la República Oriental del Uruguay: *Revista del Instituto Nacional de Agronomía*, (2a Serie), v. 3, p. 3–67.
- Weiss, Ch., 1830, Üeber das südliche Ende des Gehirgszuger von Brasilien in der Pnvint San Pedro do Sul und der Banda Oriental oder dem Staate von Montevideo, nach dem Sammlungen des Herrn Fr. Selow: *Akademie Wiss Physic*, v. 5, p. 217–293.

## The basement of the Punta del Este Terrane (Uruguay): an African Mesoproterozoic fragment at the eastern border of the South American Río de La Plata craton

Miguel A. S. Basei · Elena Peel · Leda Sánchez Bettucci ·  
Fernando Preciozzi · Allen P. Nutman

Received: 13 December 2009 / Accepted: 7 November 2010 / Published online: 30 November 2010  
© Springer-Verlag 2010

**Abstract** The Punta del Este Terrane (eastern Uruguay) lies in a complex Neoproterozoic (Brasiliano/Pan-African) orogenic zone considered to contain a suture between South American terranes to the west of Major Gercino–Sierra Ballena Suture Zone and eastern African affinities terranes. Zircon cores from Punta del Este Terrane basement orthogneisses have U–Pb ages of ca. 1,000 Ma, which indicate an lineage with the Namaqua Belt in Southwestern Africa. U–Pb zircon ages also provide the following information on the Punta del Este terrane: the orthogneisses containing the ca. 1,000 Ma inheritance formed at ca. 750 Ma; in contrast to the related terranes now in Africa, reworking of the Punta del Este Terrane during Brasiliano/Pan-African orogenesis was very intense, reaching granulite facies at ca. 640 Ma. The termination of

the Brasiliano/Pan-African orogeny is marked by formation of acid volcanic and volcanoclastic rocks at ca. 570 Ma (Sierra de Aguirre Formation), formation of late sedimentary basins (San Carlos Formation) and then intrusion at ca. 535 Ma of post-tectonic granitoids (Santa Teresa and José Ignacio batholiths). The Punta del Este Terrane and unrelated western terranes represented by the Dom Feliciano Belt and the Río de La Plata Craton were in their present positions by ca. 535 Ma.

**Keywords** Mesoproterozoic · Punta del Este Terrane · Uruguay · Brasiliano orogeny · Gariep belt · U–Pb zircon ages

### Introduction

The Neoproterozoic belts that occur on both sides of the southern Atlantic Ocean reflect collisional orogeny between the Congo/São Francisco, Paranapanema, Río de La Plata and Kalahari cratons during the building of the Western Gondwana. In southwestern Africa, these belts correspond to the Kaoko, Damara, Gariep and Saldania belts, whereas the Ribeira, Dom Feliciano and Rocha belts represent their South American equivalents (Fig. 1a). The latter is considered to be the direct continuity of the Gariep belt (Basei et al. 2005).

Despite considerable amounts of new geological information, notably from South America, there are still considerable differences in opinion concerning the crustal architecture and sequence of events related to this orogeny that formed Western Gondwana. An important issue is whether there are relicts of oceanic crust present and the polarity of possible subduction zones. The generation of a 700–600 Ma magmatic arc resulting from westward-

M. A. S. Basei · E. Peel  
Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo,  
São Paulo, Brazil

E. Peel · L. Sánchez Bettucci (✉)  
Departamento de Geología, Instituto de Geología y  
Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de la  
República Oriental del Uruguay, Iguá 4225, Malvin Norte,  
11400 Montevideo, Uruguay  
e-mail: leda@fcien.edu.uy

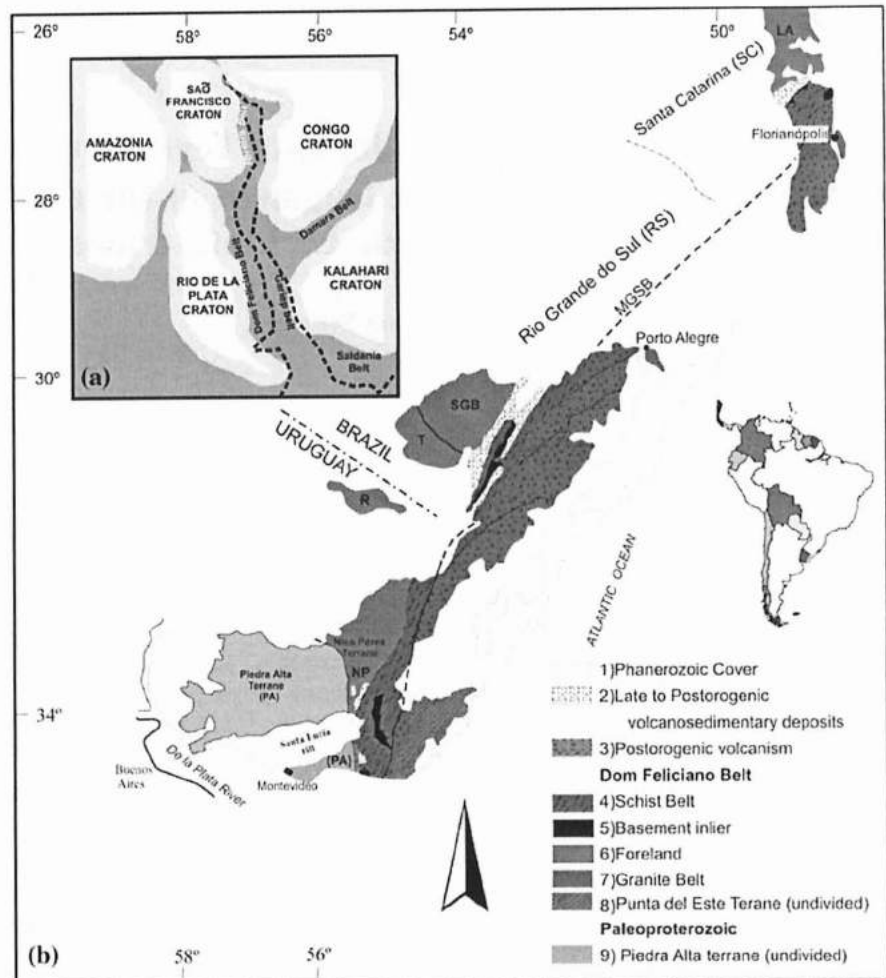
F. Preciozzi  
Dirección Nacional de Minería y Geología,  
Hervidero 2861, Montevideo, Uruguay

A. P. Nutman  
School of Earth and Environmental Sciences,  
University of Wollongong, Wollongong, NSW 2522, Australia

A. P. Nutman  
Research School of Earth Sciences, Australian National  
University, Canberra, ACT 0200, Australia



**Fig. 1** **a** Paleogeographic outline showing the arrangement of major orogenic belts and cratons. **b** Geological sketch of Southern Brazil and Uruguay. 1 Phanerozoic covers undivided 2 Foreland basins: Itajaí (Santa Catarina State), Camaquã (RS), El Soldado-Piriápolis (UY) 3 Post-collisional volcanism 4 Schist belts and intrusive granitoids: Brusque metamorphic complex (SC), Porongos Metamorphic Complex (RS), Lavalleja Metamorphic Complex (UY) 5 Paleoproterozoic basement inliers: Morro do Boi (SC), Encantadas (RS) and Punta Rasa (UY) 6 Foreland: Luis Alves microplate (LA), Piedra Alta Terrane (PA), São Gabriel Block (SGB), Taquarembó (T), Rivera (R) and Nico Perez (NP) 7 Granite Belt: Florianópolis (SC), Pelotas (RS) and Aiguá (UY) batholiths 8 Punta del Este Terrane (PET) 9 Piedra Alta terrane (PA)



dipping subduction was suggested by Porada (1979), Fragozo Cesar (1991) and Chemale (2000). For the same time period, Ramos (1988) and Basei et al. (2000, 2005 and 2008) proposed east-dipping subduction, toward the Kalahari Craton. More recently, Oyhantçabal et al. (2009), Gaucher et al. 2009a, b) and Sánchez Bettucci et al. 2010a have suggested variations in westward-dipping subduction models.

The Punta del Este Terrane (PET) is interpreted as an exotic domain, tectonically juxtaposed to the Dom Feliciano Belt. It is composed of a gneissic-migmatitic basement covered by metasedimentary rocks of the Rocha Formation correlated with the western units of the Gariep belt in Namibia and South Africa (Basei et al. 2005). Considering the lack of a 1.2–1.0 Ga geological record in the southeastern portion of South America, the demonstration of any geological record of this age is fundamental to aid the positioning late Neoproterozoic sutures in paleogeographic reconstructions of Rodinia (Cordani et al. 2003, Tohver et al. 2006, Fuck et al. 2008, Li et al. 2008).

Therefore, the main objective of this work is to present new zircon U–Pb (SHRIMP and IDTIMS) and whole-rock Nd and Sr isotopic data for the gneissic-migmatitic rocks of the PET basement. These data, via the documentation of a Mesoproterozoic geological record, indicate that the PET basement units of Cerro Olivo Complex can be correlated with the Namaqua Belt of southwestern Africa. The correlation of supracrustal belts of both domains (Rocha and Gariep belts) has already been indicated by Basei et al. (2005).

#### Geological setting

The Neoproterozoic mobile belts found in southern Brazil and eastern Uruguay can be regarded as marking the limit of the Kalahari–Kapvaal and Congo cratons, now on the eastern side of the Atlantic in southwestern Africa. These mobile belts have several branches. The Damara belt within Africa separates the Congo and Kalahari cratons, and the Kaoko, Gariep and Saldania belts (from north to

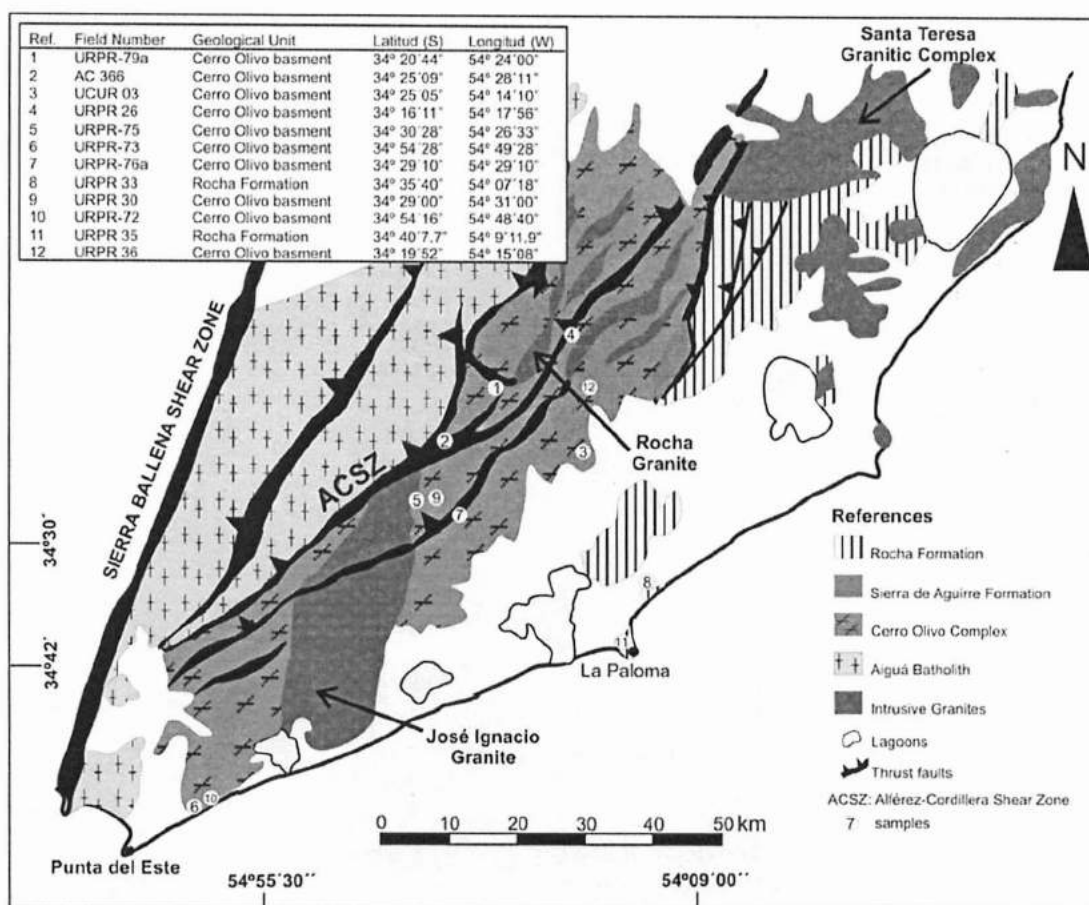


Fig. 2 Geological sketch of the Punta del Este terrane (simplified from Masquelin 1990)

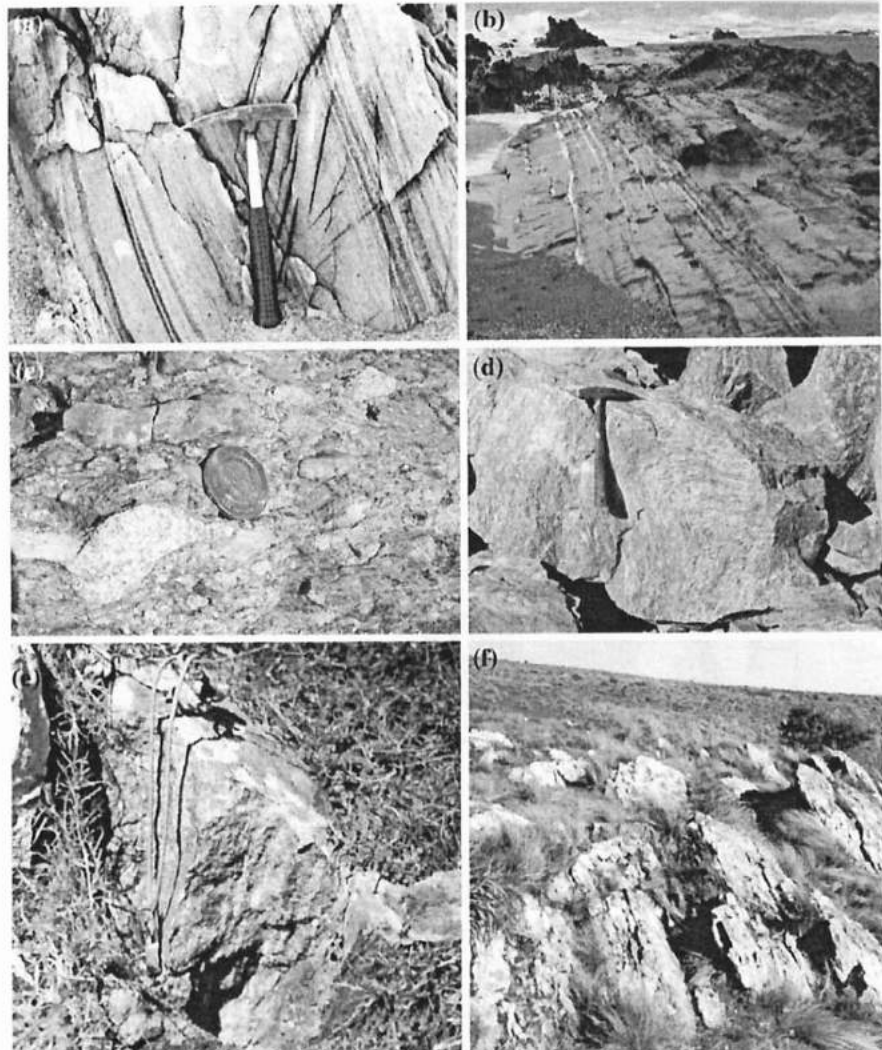
south, respectively) occur along the coast of Africa. The Gariiep belt and its basement are the most important geological units for comparison with the PET (Fig. 1b). The basement of the Gariiep belt consists mostly of 1,200–1,100 Ma medium–high-grade metamorphic rocks (Clifford et al. 1981, Frimmel 1995) with some Paleoproterozoic basement inliers (Tack et al. 2002).

Regional correlations of the Mesoproterozoic belts of southern and central Africa have conventionally referred to them as Kibarian (Mesoproterozoic, Thomas et al. 1994). Based on geochronological and isotopic data, Eglington (2006) placed the Namaqua–Natal metamorphic climax at 1,200–1,040 Ma, with juvenile crust formation occurring at ca. 2,200 and 1,400 Ma. SHRIMP U–Pb zircon dating (Robb et al. 1998) indicated two crust-forming events in the Namaqua Complex at 1,220–1,170 Ma (Kibarian) and 1,060–1,030 Ma (Namaqualand). The Namaqua Metamorphic Complex is interpreted as a deformed and metamorphosed sedimentary passive margin succession at the west of the Kalahari craton (Becker et al. 2006; McCourt et al. 2006; among others). Related to the Kibarian event, there was regional deformation with granulite facies metamorphism

and intrusion of granitoids represented by the Nababeep and Modderfontein gneisses. Based on geophysical data, the crustal thickness varies across the Namaqua front at the southwestern margin of the Kaapvaal craton and is linked to orogenic thickening at ca. 1,100–1,000 Ma (Schmitz and Bowring 2004 and references therein). These rocks are cut by the Concordia and Rietberg granitoids. The Pan-African tectonothermal overprint is not intense but is strongest in the west along the coastal region.

The Gariiep belt occurs along the African coastal region and structurally overlies the Namaqua Metamorphic Complex. It is characterized by supracrustal rocks affected by very low to low metamorphic grade which are distributed into two tectono-stratigraphic domains. The eastern portion is marked by parautochthonous units related to a passive continental margin (Port Nolloth Zone) and the western portion by an allochthonous domain (Marmora Terrane). Suggestions of blueschist-facies metamorphism (Kröner 1974; Porada 1979) have been ruled out by Frimmel and Hartnady (1992); thus, these rocks are not regarded to have experienced (transient) high-pressure metamorphism. Gariiep belt sedimentation occurred in the

**Fig. 3** a Sillimanite-garnet-biotite paragneiss, URPR-73, Manantiales beach ( $-34^{\circ}54'42.52''$ ,  $-54^{\circ}49'35.322''$ ) b Rhythmic metasedimentary rocks, Rocha Formation, La Paloma beach ( $34^{\circ}40'6.58''$ ,  $-54^{\circ}9'9.33''$ ) c Deformed conglomerate with granite and volcanic clasts, San Carlos Formation ( $-34^{\circ}50'28.35''$ ,  $-54^{\circ}53'24.93''$ ) d AC-301, high evolved peraluminous granite, Bori Fernandes farm ( $-34^{\circ}20'55.666''$ ,  $-54^{\circ}23'53.924''$ ) e URPR-74 mafic granulite, Riet Correa farm ( $-34^{\circ}23'28.42''$ ,  $-54^{\circ}14'32.29''$ ) f Mylonites from the Alférez-Cordillera Shear Zone ( $-34^{\circ}15'17.69''$ ,  $-54^{\circ}37'58.64''$ )



Neoproterozoic, based on 735 Ma ages for rhyolites of the Ross Pinah Formation (U–Pb single zircon evaporation technique; Frimmel 1995). Basei et al. (2005) demonstrated that the sediments of the Rocha Formation (supracrustal rocks of the PET) in Uruguay and the Gariep belt in southern Africa have a similar zircon age provenance pattern and suggested that they were probably deposited in the same basin. Unmetamorphosed sediments of the Nama Group cover the northeastern portion of the Gariep belt.

The most conspicuous feature, the Gariep belt, is the absence of any syn-tectonic calc-alkaline magmatism, suggesting it does not contain a volcanic arc. Granites considered to have formed in a pre-rift tectonic setting prior to formation of the Gariep rocks yielded Pb–Pb zircon ages of 830, 800 and 771 Ma (Frimmel et al. 2001). The youngest age is taken as the maximum age of sedimentation in the Gariep paleobasin. Evidence for syn-rift

magmatism is given by two volcanic units, the ca. 750 Ma Rosh Pinah Formation and the older Vredefontein Formation (Frimmel et al. 2001). A deformational episode at ca. 545 Ma is related to the closure of the Adamastor Ocean between the Kalahari and the Río de La Plata cratons (Basei et al. 2000). Post-orogenic alkali granites and syenites (for example the 507 Ma Kuboos pluton) cut the central part of the Gariep belt along the Kuboos-Bremen line, which strikes SW–NE (Frimmel 2000).

In south Brazil and Uruguay, an old (pre-Mesoproterozoic) western domain known as the Río de La Plata Craton occurs (Fig. 1b). This craton includes the Piedra Alta and Nico Pérez tectonostratigraphic terranes that are separated by the Sarandí del Yí Shear Zone (Bossi and Campal 1992, Bossi et al. 1999, Rapela et al. 2007, Mallmann et al. 2007, Sánchez Bettucci et al. 2010a, b, Oyhantçabal et al. 2010a). The difference between these terranes is that the Piedra

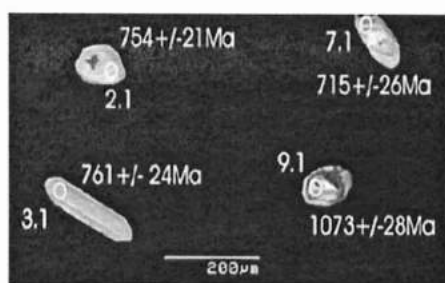


Fig. 4 Cathodoluminescence images of sectioned zircons from sample UCUR-03

Alta Terrane was not reworked in Neoproterozoic times, preserving its juvenile Paleoproterozoic character (Preciozzi et al. 1999; Bossi and Cingolani 2009; Sánchez Bettucci et al. 2010b, Oyhantçabal et al. 2010a). To the east, the Brasiliano/Pan-African orogenic cycle is represented in Uruguay and southern Brazil by the Dom Feliciano belt (DFB). In Uruguay, the DFB shows three petrotectonic domains: (a) western post-orogenic sequences, (b) the central supracrustal Lavalleya Group and Carapé Complex, and (c) to the eastern side of Sierra Ballena, the granitoids of Aiguá–Pelotas Batholith formed in a magmatic arc. The Lavalleya Group (Preciozzi et al. 1979, 1985; Bossi and Navarro 1988, Cingolani et al. 1990; Sánchez Bettucci et al. 2001, 2010a) is located between the Nico Pérez Terrane and Sierra Ballena shear zone. It represents a meta-volcanosedimentary unit with some gneissic-migmatitic basement inliers and is cut by the Carapé Granitic Complex (Sánchez Bettucci et al. 2003, see Fig. 1). The Lavalleya

Group is correlated with the Porongos and Brusque Groups in Brazil. To the east occurs the PET, separated from the Aiguá–Pelotas Batholith by the Alférez-Cordillera shear zone (Preciozzi et al. 1999, Basei et al. 2000).

Brasiliano post-orogenic magmatism climax at ca. 580 Ma and was closely related to transcurrent movements (e.g. the Major Gercino-Sierra Ballena and Alférez-Cordillera shear zones; Bitencourt and Nardi 2000; Koester et al. 2001, Oyhantçabal et al. 2005, 2009, 2010b, c; Florisbal et al. 2009; among others).

#### Punta del Este terrane (PET)

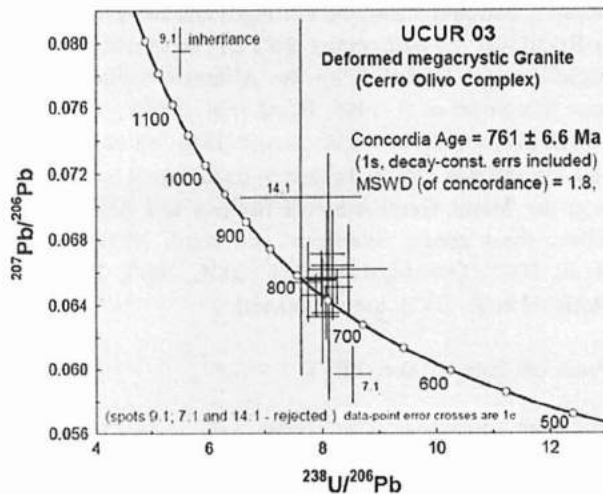
The PET (Preciozzi et al. 1999) only occurs in eastern Uruguay, between Punta del Este (south) and Velázquez (north). Its western limit with the Aiguá–Pelotas Batholith is defined by the Alférez-Cordillera lineament, which is an important shear zone consisting of a broad muscovite-bearing mylonite belt (Fig. 2). Granitoids of subalkaline affinity (Masquelin 1990) are emplaced along this lineament. The mylonitic foliation strikes between N15° and 40°E with steep NW to subvertical dips. Stretching lineations dip 20°–30° southwestward, and the kinematic indicators suggest a predominantly dextral oblique movement. This points to a reverse component, placing the Aiguá batholith above the PET rocks. The PET basement consists of variably deformed high-grade metamorphic rocks. Lithologies are gneisses, granite-gneisses, granulites and migmatites with intercalated calc-silicate rocks, amphibolites and quartzites (Preciozzi et al. 1999; Masquelin et al. 2001, Gross et al. 2009).

Table 1 U-Pb SHRIMP analytical data

Labels	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Pb* (ppm)	<sup>204</sup> Pb (ppb)	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U		
								Age	Error	% Concor.
UCUR-1.1	404.3	71.6	0.177	46	10	8.45627	0.06617	720.51	56.19	88.8
UCUR-2.1	208.3	45.1	0.216	25	5	8.06436	0.06351	753.56	20.62	103.9
UCUR-3.1	237.1	43.8	0.185	29	0	7.98602	0.06561	760.53	23.92	95.8
UCUR-4.1	267.3	42.8	0.160	32	4	7.88312	0.06461	769.89	23.53	101.1
UCUR-7.1	108.1	32.3	0.299	13	2	8.52458	0.05965	715.05	26.40	89.4
UCUR-8.1	297.5	197.0	0.662	40	0	8.01075	0.06327	758.32	25.81	90.6
UCUR-10.1	293.9	34.1	0.116	32	15	8.27161	0.06511	735.72	20.37	121
UCUR-11.1	313.1	51.2	0.163	37	4	7.75712	0.06540	781.67	24.17	105.7
UCUR-12.1	169.7	97.0	0.572	34	6	7.98556	0.06553	760.57	21.82	90.6
UCUR-13.1	321.8	64.1	0.199	38	4	8.00240	0.06552	759.06	21.63	94.6
UCUR-15.1	280.9	44.6	0.159	35	1	8.12278	0.06565	748.44	36.99	99.3
UCUR-5.1	332.3	56.3	0.169	40	4	8.09052	0.06710	751.26	27.09	96.1
UCUR-6.1	297.3	45.8	0.154	36	3	8.18887	0.06643	742.74	31.83	95.9
UCUR-9.1	274.7	41.9	0.153	35	18	5.52311	0.07948	1072.75	28.10	84.1
UCUR-14.1	141.0	64.2	0.455	18	2	7.63582	0.07053	793.35	104.03	94.1

Shrimp UCUR-03





**Fig. 5**  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  concordia plot for sample UCUR-03. Analytical errors are depicted at the 1 sigma level

Masquelin et al. (2001) proposed that the basement of the PET should be known as the Cerro Olivo Gneissic Complex, recognizing its Neoproterozoic high-grade metamorphic (granulite facies) and polydeformational condition. The Cerro Olivo Complex contains three major units: (a) the Sierra de Centinela Suite, the youngest one, represented by porphyroclastic metagranites, metagranodiorites and two-mica migmatites; (b) the Cerro Bori orthogneisses with tonalitic to dioritic compositions (Fig. 3e), and locally trondhjemitic granitoids and (c) the metasedimentary Chafalote Unit. The latter is the oldest (Gross et al. 2009) and is mostly represented by high-grade paragneisses (Fig. 3a) composed by banded quartzofeldspathic migmatites, garnet-sillimanite-biotite gneisses and calc-silicate rocks. These occur as enclaves in trondhjemitic of the Cerro Bori orthogneisses. Metamorphic conditions of ca. 800°C and 4.3–5.8 kbar have been estimated (Masquelin et al. 2001). Additionally, Masquelin and Morales (2003) and Masquelin (2004) suggested a geological correlation between Cerro Olivo Complex and Namaqualand Complex of Namibia.

The main metasedimentary cover in the PET is represented by the Rocha Formation (Fig. 3b), which occurs in a ca. 120 km long, 20–30 km wide, NE-trending belt (Hasui et al. 1975; Preciozzi et al. 1985; Fragoso Cesar et al. 1987; Preciozzi et al. 1993, Sánchez Bettucci and Mezzano 1993). The Rocha Formation is characterized by siliciclastic metasediments (metapelites to metapsammities). They have mostly been affected by greenschist facies metamorphism (chlorite-sericite mineral assemblages), locally with some metamorphic biotite schists. The Rocha Formation underwent polyphase folding and displays NW-plunging structures and eastward tectonic vergence

(Masquelin 1990). In lower metamorphic grade domains, there is common preservation of primary structures such as cross and plane-parallel bedding, cross stratification, mud drapes and arenitic levels with graded bedding, and climbing ripples (Pazos and Sánchez Bettucci 1999). These authors suggest a transitional fluvial environment to tidal plain.

There are isolated remains of post-orogenic sedimentary basins. The best example occurs near San Carlos city, where a series of low-grade metasedimentary rocks were intensely affected by the Sierra Ballena Shear Zone. The San Carlos Formation is composed of polymictic metaconglomerates at the base (Fig. 3c), which grade upward to meta-arkoses with intercalated layers of sericitic-schists derived from pelites (Masquelin 1990). Sánchez Bettucci and Pazos (1996) suggested these rocks were deposited in a braided fluvial setting. This sequence is deformed into a syncline.

The Sierra de Aguirre Formation (Masquelin and Tabó 1988; Fantin 2003) with an age of  $572 \pm 11$  Ma (Hartmann et al. 2002) is the best example of a volcano-sedimentary basin in the PET. It consists of intermediate to acidic pyroclastic rocks dominated by ignimbrites of rhyolitic and dacitic composition and diverse tuffs. Its maximum thickness is ca. 1200 m. The Sierra de Aguirre Formation has been divided into three members by Fantin (2003). The bottom member consists of volcanic rocks and minor sedimentary rocks. Sedimentary rocks predominate in the central member but with some ignimbritic units in which fresh obsidian is preserved. The top member consists of feldspathic sandstones and massive pelites, with only rare volcanic rocks. This formation is in tectonic contact with the Cerro Olivo Unit and the Rocha Formation (Sánchez Bettucci et al. 2010a). According to Fantin (2003), this association suggests a shallow-marine deltaic environment. This formation has been folded with a N $^{\circ}$ 30–40 $^{\circ}$ E axial orientation and an axial-planar schistosity.

Numerous intrusive granites are observed along the full extent of the PET, ranging from batholithic bodies to small stocks. They are isotropic and often leucocratic and are the last important magmatic event that affected the PET. The main calc-alkaline granitic complexes are the Santa Teresa and José Ignacio batholiths. The Rocha and Alférez Granites are the most important syn-kinematic intrusions (Masquelin 1990, Muzio and Artur 1999). The tectonic evolution in this terrane is marked by intense Neoproterozoic migmatization and deformation, development of the Rocha basin and a post-collisional basin (Sánchez Bettucci et al. 2010a), and finally post-tectonic granitic magmatism. The major structures have a NE–SW trend and are recognized in the basement and in the Rocha Formation supra-crustal rocks (Fig. 2).

Table 2 Sm–Nd and Rb–Sr analytical data

SPU	Fraction	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}\#$	2s Error (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}\#$	2s Error (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s Error (%)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	Pb (ppm)	U (ppm)	Weight (mg)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Ages (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
URPR-75														
2366	(MAG 1.0A) A	0.885727	0.461	0.105061	0.457	0.0611443	0.0572	9.223	1250.1	2115.1	0.0126	644	644	644
2367	(MAG 1.0A) B	0.891775	0.461	0.105608	0.457	0.061243	0.058	1.0841	1198.6	2476.4	0.0112	647	647	648
2368	(MAG 1.0A) C	0.887216	0.463	0.105209	0.459	0.0611614	0.0593	6.580	1938.2	3404.2	0.0064	645	645	645
AC301														
1534	(MAG 1.0A) 1	0.867653	0.571	0.103242	0.544	0.0609519	0.171	2.458	2175.6	1206.6	0.0120	633	634	638
1535	(MAG 1.0A) 2	0.861798	0.73	0.102856	0.696	0.0607682	0.217	2.749	1489.7	1170.0	0.0475	631	631	631
UCUR 3														
M1		1.27011	0.91	0.122614	0.908	0.075128	0.0619	1.445	56.8	455.5	0.5990	746	832	1,072
M1 AA		0.972056	0.91	0.096082	0.906	0.0733749	0.0781	317	23.7	206.3	0.9670	591	690	1,024
M3		1.08382	0.907	0.110204	0.905	0.071328	0.0581	1.118	52.8	466.7	0.8180	674	746	967
M2		1.30172	0.949	0.131307	0.949	0.071900	0.0836	408	29.8	201.5	0.5870	795	846	983
M2 AA		1.22101	0.923	0.122879	0.913	0.072068	0.126	265	18.9	124.4	0.5580	747	810	988
URPR26														
321	M-3	0.866638	0.942	0.088551	0.911	0.0709815	0.234	449	140.8	1421.6	0.1300	547	634	957
322	M-4	0.906336	0.946	0.092694	0.914	0.070915	0.23	601	122.9	1224.2	0.1600	571	655	955
323	M-6	1.05707	0.949	0.106843	0.915	0.0717554	0.232	525	94.8	802.3	0.2400	654	723	979
324	M-3.4	1.0479	0.92	0.103695	0.907	0.0732922	0.144	708	52.6	476.4	0.2900	636	728	1,022
1561	M-4	0.850478	0.662	0.0923783	0.631	0.0667717	0.2	1,364	27.2	298.4	0.0699	570	625	831
1562	M-6	1.06121	0.537	0.107474	0.529	0.0716139	0.093	1,251	33.0	303.3	0.1009	658	734	975
M2		1.30172	0.949	0.131307	0.949	0.0718998	0.0836	408	29.8	201.5	0.5900	795	846	983
M2 AA		1.22101	0.923	0.122879	0.913	0.0720677	0.126	265	18.9	124.4	0.5600	747	810	988
M3		1.08382	0.907	0.110204	0.905	0.0713283	0.0581	1,118	52.8	466.7	0.8200	674	746	967
URPR-73														
1997	M (-2)	0.854334	0.52	0.0960794	0.505	0.0644906	0.122	415	63.5	605.1	0.0223	591	627	758
1998	M (-3) A	0.970523	0.475	0.102922	0.469	0.0683908	0.0743	1,635	107.4	1065.6	0.0258	632	689	880
1999	M (-3) B	0.863197	0.495	0.0997857	0.49	0.0627394	0.0741	2,597	69.3	722.8	0.0223	613	632	700
2000	M (-4)	1.13635	0.505	0.114257	0.498	0.0721315	0.0817	3,515	61.1	525.4	0.0297	697	771	990
2001	M(-4)+NM(-4)	0.868124	0.992	0.102627	0.846	0.0613506	0.491	1,360	54.2	544.1	0.0156	630	635	652
2449	M (-1) A	4.02562	3.68	0.253622	3.68	0.115118	0.3890	200	76.4	250.9	0.0031	1,457	1,639	1,882
2450	M (-1) B	6.47055	0.679	0.368826	0.672	0.127434	0.0945	1,220	59.8	146.6	0.0281	2,021	2,042	2,063
2451	M (-1) C	1.10498	1.48	0.105883	1.46	0.0756878	0.214	649	755.8	1086.8	0.0071	649	756	1,087
2452	M (-1) D	0.880697	0.672	0.0996446	0.664	0.064102	0.103	1,416	76.4	795.6	0.0190	612	641	745
2453	M (-2) A	6.49786	4.97	0.370846	4.96	0.127080	0.4060	172	48.4	109.9	0.0037	2,033	2,046	2,058
AC-301														

Table 2 continued

SPU	Fraction	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}\#$	2s Error (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}\#$	2s Error (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s Error (%)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	Pb (ppm)	U (ppm)	Weight (mg)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Ages (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1383	A	1.05986	0.772	0.117004	0.711	0.0656971	0.297	688	25.9	212.0	0.1115	713	733	796
1384	B	0.966585	1.07	0.110228	1.03	0.0635984	0.287	652	33.2	287.7	0.0849	674	686	728
1385	C	0.949184	1.32	0.107982	1.15	0.0637526	0.648	498	42.3	364.4	0.0860	661	677	733
1386	E	1.03311	0.722	0.114125	0.691	0.0656544	0.206	763	27.4	235.0	0.0866	696	720	795
1387	F	1.00409	0.882	0.115683	0.842	0.0629507	0.248	455	18.7	151.7	0.0840	705	705	706
1517	D	1.00513	0.9	0.108282	0.886	0.0673234	0.154	991	20.9	193.9	0.0493	663	706	848
1566	M-4,-5	1.12891	0.642	0.115529	0.591	0.0708713	0.239	1,109	66.6	556.6	0.0927	704	767	953
AC-366B														
533	<0.074AAA1	1.04081	6.33	0.106096	6.21	0.0711492	1.2	2,000	19.0	178.6	0.1981	650	724	962
534	<0.074B	0.762889	0.784	0.0900276	0.744	0.0614589	0.237	1,934	79.8	881.3	0.1494	556	576	655
1567	M-2	0.882119	0.541	0.0973212	0.531	0.0657383	0.0984	548	83.3	781.9	0.0724	599	642	798

SPU Laboratory number; *Magnetic fractions* Numbers in parentheses indicated the tilt used on Frantz separator at 1.5 amp. *Current #* Radiogenic Pb corrected for blank and initial Pb; U corrected for blank; \* Not corrected for blank or non-radiogenic Pb; Total U and Pb concentrations corrected for analytical blank; Ages: given in Ma using Ludwig Isoplot/Ex program (1998), decay constants recommended by Steiger and Jäger (1977)

## Geochronology

The previous geochronological data, based mainly on Rb–Sr determinations, give ages between 680 and 600 Ma for the gneissic-migmatitic rocks and deformed granitoids, whereas the post-tectonic granitoid ages are concentrated around 550 Ma.

Hartmann et al. (2002) presented a SHRIMP U–Pb zircon age of  $762 \pm 8$  Ma for the Rocha syenogranitic gneisses, of the Cerro Olivo Complex, which constitutes the basement in the PET domain. In the same sample, older zircon U–Pb ages were also obtained mainly in the core of zircon grains, and they were interpreted to be pre-igneous inherited xenocrysts. A similar explanation was recently proposed by Oyhantçabal et al. (2009) for the age of  $776 \pm 12$  Ma obtained for another orthogneiss of the same Complex, which led these authors to correlate these rocks with Damara and Kaoko belt pre-rifting events. These authors interpreted the younger ages ( $641 \pm 17$  Ma) obtained from zircon rims as the age of high-grade metamorphism and also suggested the interval between 650 and 600 Ma for granitic magmatism. In the same way, these authors propose a correlation between the PET and the Coastal terrane of the Kaoko belt.

In this work, six samples from the basement of the PET have been analyzed by U–Pb IDTIMS for zircons and monazites (UCUR-03; URPR-26; AC-301; URPR-75; URPR-73; and AC-366B). For sample UCUR-03, SHRIMP U–Pb data are also available.

The samples UCUR-03 and URPR-26 are quartzofeldspathic biotite-bearing migmatites with deformed K-feldspar megacrysts. Sample AC-301 is an example of a highly evolved peraluminous granodioritic to monzogranitic leucosome. Samples URPR-75 and URPR-73 are sillimanite-garnet bearing paragneisses from which zircons and monazites have been extracted from the mafic layers. AC-366B is a deformed leucogranite.

### SHRIMP U–Pb zircon analysis

SHRIMP U–Pb zircon analyses were performed at the Research School for Earth Sciences at the Australian National University, Canberra. Zircons were handpicked, mounted in epoxy resin and polished. Transmitted and reflected light microscopy as well as SEM cathodoluminescence imagery was used to determine the internal structures of the zircons prior to analysis. Data were collected and reduced as described by Compston et al. (1984) and Williams (1998). Ages were calculated from the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ratios after corrections for the appropriate Cumming and Richards (1975) composition of common Pb for rock formation ages and are presented at the 95% confidence level. All the geochronological statistical

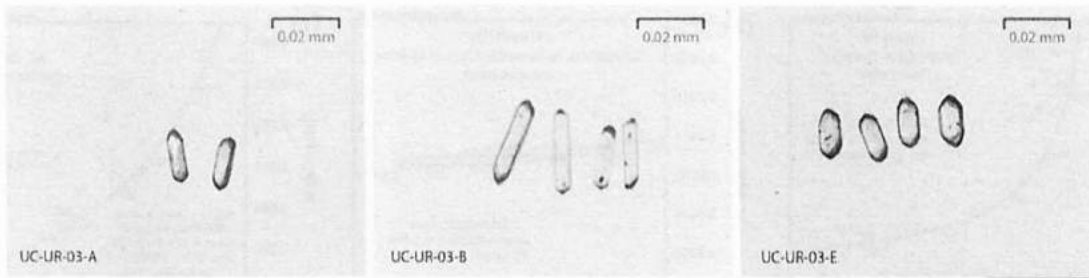


Fig. 6 Photographs of selected UCUR-03 zircons analyzed by IDTIMS

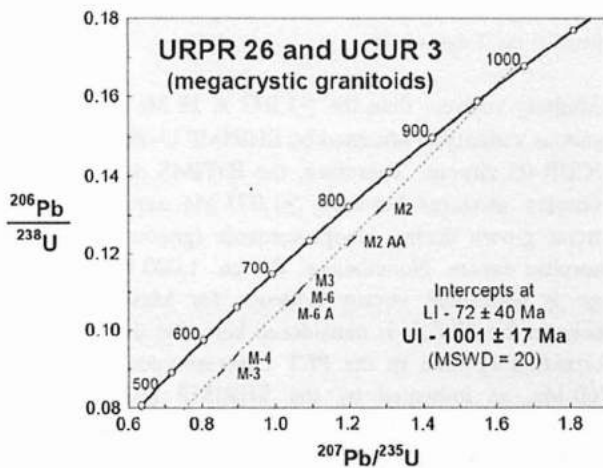


Fig. 7  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  concordia plot for zircon data from UCUR-03 and URPR-26 megacrystic granites (IDTIMS data). Analytical errors are depicted at the 2 sigma level

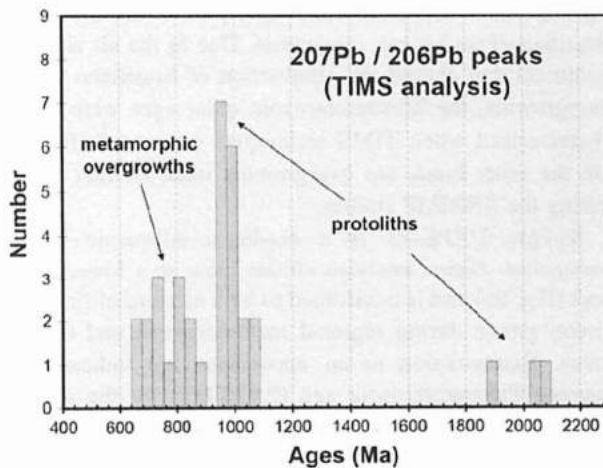


Fig. 8 Histogram summarizing Mesoproterozoic protolith ages

assessments were made using the Isoplot/Ex program of Ludwig (2001).

In Fig. 4, the cathodoluminescence images of representative dated UCUR-03 zircons are presented. Most ages were obtained in the outmost parts of the grains, aiming at

the characterization of the last important thermal event that led to the rock formation. Additionally, an age of ca. 1,070 Ma was obtained from inherited nuclei. Most of zircons are homogeneous, rounded to ovoid surrounded by metamorphic overgrowths rims, some present inherited igneous cores showing relicts of oscillatory zoning (Fig. 4). Fifteen analyses of UCUR-03 zircons are presented in Table 1, and the data are shown on a concordia plot (Fig. 5). Two core analyses (9.1 and 14.1) indicate the oldest ages, with site 9.1 showing a  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age of  $1,073 \pm 28$  Ma (1 sigma). The  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$   $761 \pm 7$  Ma age on the main population ( $MSWD = 1.8$ ) is interpreted as the time of crustal melting episode related to the formation of the UCUR-03 protolith. The ca. 1,070 Ma xenocrysts indicate igneous Mesoproterozoic materials in the source region.

The above interpretation is in agreement with the SHRIMP data presented by Hartmann et al. (2002) and Oyhantçabal et al. (2009) which however show dispersion of analytical points in the concordia plots. The latter authors characterized a concordant age of  $641 \pm 17$  Ma for the overgrowths around the 776 Ma older nuclei. These overgrowths are well characterized in the CL images (Fig. 4), giving evidence of a second Neoproterozoic thermal event. The peak P–T conditions linked to the ca. 640 Ma metamorphic event is ca. 830–950°C and 7–10 kbar (Masquelin 2000; Gross et al. 2009).

TIMS U–Pb zircon analysis

Following zircon separation by standard Wilfley table, heavy liquid and isodynamic techniques, grains for analysis were selected with a stereomicroscope. After chemical abrasion, the dissolution of the zircon crystals was carried out with HF and HNO<sub>3</sub> in Teflon beakers in which a mixed  $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  spike was added. A set of 15 beakers arranged in a metal jacket is left for three days in a stove at 200°C. U and Pb are concentrated and purified by passing the solution in a metal jacket is left for three days in a stove at 200°C. U and Pb are concentrated and purified by passing the solution in an anionic exchange resing column. The concentration and purification of U and Pb were carried out by passing the solution in ion-exchange columns, according to



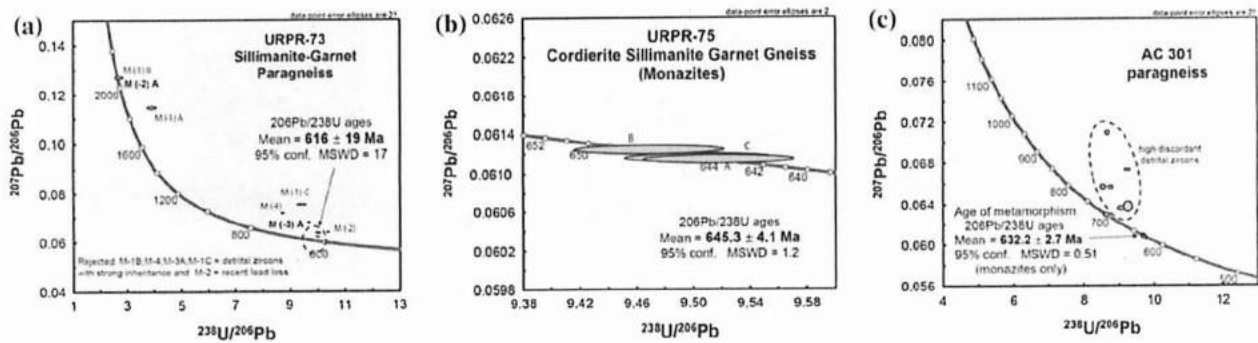


Fig. 9  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  concordia plot of a URPR-73 b URPR-75 and c AC-301 samples (IDTIMS data). Analytical errors are depicted at the 2 sigma level

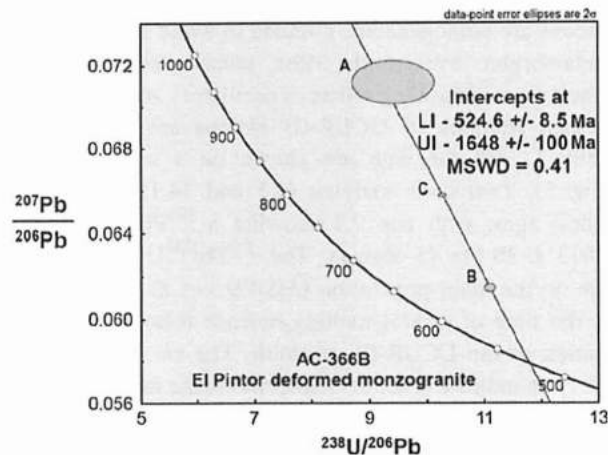


Fig. 10  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  concordia plot for the El Pintor Granite (IDTIMS data). Analytical errors are depicted at the 2 sigma level

the method of Krogh (1973). The isotopic analyses were obtained with a multi-collector MAT 262 mass-spectrometer. The ages were calculated using the PbData software of Ludwig (2001) after correction of the spectrometric ratios for isotopic fractionation, laboratory blank and initial lead. In all samples, at least two types of zircons were recognized. The analytical procedure is described in detail by Passarelli et al. (2009). Summary analytical data are presented in Table 2.

In UCUR-03 and URPR-26, the predominant zircon type selected for analysis were pink to clear translucent prisms with bipyramidal terminations (mostly with a 2–3:1 aspect ratio), devoid of inclusions and with as few fractures as possible (Fig. 6). In general, they display rounded edges. Several fractions were abraded with intervals varying from 4 to 8 h. Figure 7 presents the concordia plot (Wetherill 1956; Wasserburg 1963) of URPR-26 and URUC-03 analyses. Both samples yielded similar arrays of discordant data and thus were pooled to calculate ages. An upper intercept of  $1,001 \pm 17$  Ma ( $MSWD = 20$ ) was obtained,

definitely younger than the  $\geq 1,073 \pm 28$  Ma age for pre-igneous xenocrysts obtained by SHRIMP U–Pb analysis on UCUR-03 zircons. Therefore, the IDTIMS data represent complex mixtures between  $\geq 1,073$  Ma xenocrysts, and zircon grown during Neoproterozoic igneous and metamorphic events. Nonetheless, the ca. 1,000 Ma IDTIMS age is additional strong evidence for Mesoproterozoic rocks in the PET. It is considered here that the main rock formation episode in the PET basement occurred at ca. 760 Ma, as indicated by the SHRIMP U–Pb ages on UCUR-03 igneous zircon. Therefore, due to the intensity of the deformation and thermal Neoproterozoic overprint, pre-Brasiliano rocks surrounded by the Brasiliano gneisses and granitoids including the Mesoproterozoic ones are highly obliterated. The concentration of the analytical points far from the upper intercept (Fig. 7) reflects an isotopic disequilibrium of the Mesoproterozoic protholiths during the Brasiliano/Pan-African orogenesis. Due to the air ablation treatment that caused the elimination of Brasiliano zircon overgrowths, the Mesoproterozoic older ages were better characterized when TIMS techniques were used (Fig. 8). On the other hand, the overgrowths were an easy target during the SHRIMP studies.

Sample URPR-73 is a cordierite–sillimanite–garnet paragneiss. Zircon analyses cluster close to a lower intercept (Fig. 9a) and is considered to be a mixture of (high-U) zircon grown during regional metamorphism and detrital cores. Extrapolation to an upper intercept indicates an average Paleoproterozoic age (2,070 Ma) for the detrital component. Peak Neoproterozoic metamorphism is dated by monazite at  $645 \pm 4$  Ma ( $MSWD = 1.2$ ; sample URPR-75, Fig. 9b) and at  $632 \pm 3$  Ma ( $MSWD = 0.51$ ; sample AC-301, Fig. 9c). These monazite ages are in good agreement with the SHRIMP U–Pb age of ca. 641 Ma for zircon metamorphic overgrowths (Oyhantçabal et al. 2009). Leucosome sample AC-301 (Fig. 3d) presents, among several high discordant analysis a zircon concordant fraction with U–Pb age of a  $704 \pm 17$  Ma, suggesting that the analyzed grains is a mixture of several inherited zircon

**Table 3** U-Pb IDTIMS analytical data

Sample	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon(0)$	$T_{\text{DM}}$ (Ma)	$\epsilon_{\text{r(TDM)}}$	$T_1$ (Ma)	$\epsilon_{\text{r(T1)}}$
URPR-26	6.94	29.10	0.1442	0.511971	-13.01	1.96	2.80	1,000	-6.32
URPR-30	7.58	32.00	0.1432	0.511949	-13.44	1.98	2.77	1,000	-6.62
URPR-33	6.73	32.00	0.1272	0.511915	-14.10	1987.1	3.52	600	-8.78
URPR-35	6.18	34.10	0.1096	0.511991	-12.62	1538.2	4.47	600	-5.95
URPR-36	9.50	48.60	0.1182	0.511905	-14.30	1814.7	3.87	600	-8.29
URPR-73	10.76	53.90	0.1207	0.511803	-16.29	2033.0	3.43	650	-9.99
URPR-75	14.46	79.26	0.1104	0.511541	-21.40	2220.9	3.06	650	-14.24
URPR-76	12.07	55.98	0.1304	0.511904	-14.32	1860.0	3.32	650	-8.82
URPR-72	7.85	38.79	0.1224	0.511921	-13.98	1870.9	3.76	650	-7.82

Sample	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\epsilon(0)$	$T_1$ (Ma)	$\epsilon_{\text{r(T1)}}$	Ri
URPR-26	215.00	74.90	8.4187	0.84317	1968.4	1,000	276.4	0.72278
URPR-30	4.70	492.00	0.0277	0.72125	237.7	1,000	249.1	0.72085
URPR-33	88.00	85.90	2.9751	0.74259	540.6	600	189.4	0.71713
URPR-35	94.00	88.80	3.0732	0.73948	496.5	600	133.2	0.71318
URPR-36	207.00	80.80	7.4797	0.79683	1310.5	600	412.4	0.73283
URPR-73	137.16	91.62	4.3605	0.77331	976.7	650	413.9	0.73287
URPR-75	93.25	262.16	1.0325	0.73742	467.2	650	342.4	0.72784
URPR-76	44.82	197.35	0.6584	0.72490	289.5	650	213.9	0.71879
URPR-72	261.09	80.24	9.5264	0.82496	1709.9	650	467.2	0.73662

(URPR-26: -34°15'00.108", -54°25'57.062"; URPR-30: 34°22'04.861", -54°30'24.101"; URPR-33: -34°37'31.636", -54°10'32.181"; URPR-35: -34°33'10.546", -54°08'39.608"; URPR-73: -34°54'42.52", -54°49'35.322"; URPR-75: -34°30'41.415", -54°26'20.934"; URPR-76: -34°29'07.463", -54°31'35.964"; UCUR-03: -34°24'38.587", -54°17'57.837"; AC301: -34°20'55.666", -54°23'53.924"; AC366B: -34°20'0.89", -54°42'44.72")

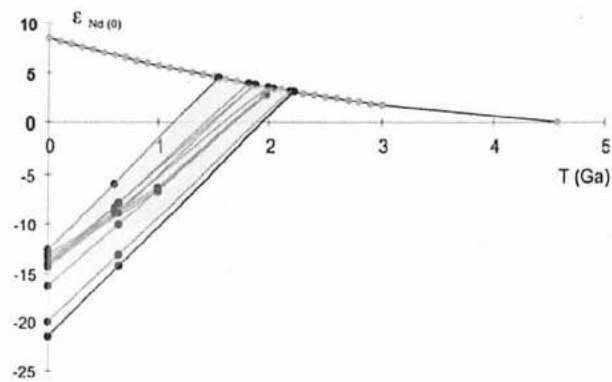


Fig. 11  $\epsilon\text{Nd}$  versus T diagram (DePaolo 1988)

components overprinted by ca. 640 Ma metamorphic episode as indicated by the monazite ages (Fig. 9c).

Sample AC-366B is of the post-tectonic El Pintor monzogranite. This intrudes previously deformed gneisses but has been deformed in the Alférez-Cordillera Shear Zone (Fig. 3f). The  $524.5 \pm 8.6$  Ma ( $MSWD = 0.41$ ) lower intercept value is interpreted as the emplacement age of the El Pintor granitoid, whereas the poorly defined Mesoproterozoic upper intercept of  $1,648 \pm 100$  Ma could indicate the age for inherited zircon xenocrysts from the source materials (Fig. 10).

#### Nd and Sr isotopic data

The Nd and Sr isotopic data were obtained on nine rocks to constrain further the origin of the material involved in the formation of the PET. These included two metapsammitic rocks of the Rocha Formation and some samples also used for U–Pb mineral analysis. The isotopic ratios of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  were measured by thermal ionization mass spectrometry at Centro de Pesquisas Geocronológicas/USP. Detailed description of analytical procedure and equipments is presented at <http://www2.igc.usp.br/cpgeo/laboratorios.phc>. The analytical data are presented in Table 3.

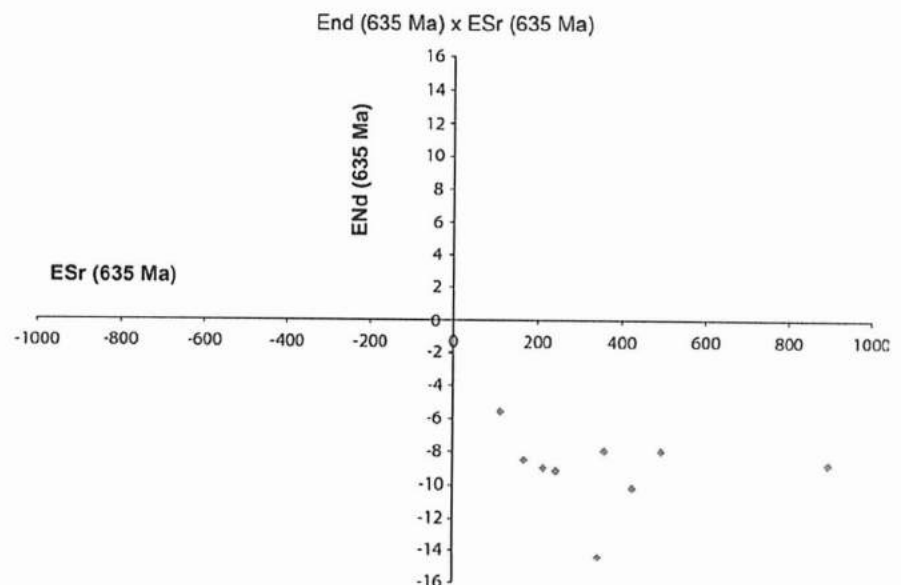
Samples show negative  $\epsilon\text{Nd}$  values of  $-1.3$  and  $-14.3$  and Palaeoproterozoic (2,200–1,800 Ma)  $T_{\text{DM}}$  model ages. Results are summarized in a  $\epsilon\text{Nd}$  versus time diagram (Fig. 11). Similar values have been found for Namaquan metamorphic rocks in southwestern Africa (Eglington 2006). The  $\epsilon\text{Nd}$  versus  $\epsilon\text{Sr}$  diagram (Fig. 12) with the data recalculated to 635 Ma, (the time of peak metamorphism when Rb–Sr fractionation might have occurred) shows clearly negative  $\epsilon\text{Nd}$  and positive  $\epsilon\text{Sr}$  values. This again suggests no addition of juvenile crustal material in the Neoproterozoic. Additionally, the involvement of the upper crust in the generation of most of the analyzed rocks can be characterized by the slight to medium negative  $\epsilon\text{Nd}$  values and the large distribution of  $\epsilon\text{Sr}$  values, between 100 and 500, which is explained by the presence of lithophile elements, suggesting enriched continental crust.

#### Conclusions

Based on the available geological and radiometric data, the following evolution for the Punta del Este Terrane (PET) is proposed (Table 4):

Mesoproterozoic (1,100–900 Ma) U–Pb ages were obtained on inherited cores of zircon grains from the PET basement rocks. These ages support the interpretation that

Fig. 12 Diagram  $\epsilon\text{Nd}$  versus  $\epsilon\text{Sr}$  (recalculated for 600 Ma)



**Table 4** Major chronostratigraphic units of the PET with the available radiometric control

Unit	Main type
Post-tectonic granites	El pintor (ca. 525 Ma) <sup>a</sup> Santa teresa batholith (537 ± 7/556 ± 7* Ma) <sup>b</sup>
Volcano-sedimentary basins	San carlos and sierra de aguirre formations (571 ± 8 ma) <sup>d</sup>
Syn-to late-tectonic granites	José ignacio (590 ± 25 Ma/611 ± 25 Ma*) <sup>b</sup> Garzón (601 ± 20 Ma) <sup>c</sup> Valdivia (636 ± 6 Ma) <sup>c</sup> florenxia (591 ± 95 Ma) <sup>c</sup>
Metasedimentary sequence	Rocha formation (younger detrital zircon ages 629 ± 17, 668 ± 20, 670 ± 18, and 714 ± 20) <sup>e</sup>
High-grade metamorphism	Migmatites and gneisses (641 ± 17 Ma) <sup>a, f</sup> Sierra de los Caracoles (681 ± 48 Ma) <sup>c</sup> Alfárez (670 ± 49 Ma) <sup>c</sup> Rocha syenogranite (gneisses) (678 ± 14 <sup>c</sup> /747 ± 6 <sup>d</sup> Ma)
Basement ortho and paragneiss (ca 1.0 Ga mesoproterozoic protoliths)	Cerro olivo complex: sierra centinela, cerro bori and chafalote units (ca. UI 1000/LI 760 Ma) <sup>a</sup>

<sup>a</sup> This work<sup>b</sup> Umpierre and Halpern (1971)<sup>c</sup> Preciozzi et al. (1993)<sup>d</sup> Hartmann et al. (2002)<sup>e</sup> Basei et al. (2005)<sup>f</sup> Oyhantçabal et al. (2009)

Ages\* Recalculated ages using decay constants reported by Steiger and Jäger (1977)

this unit represents a remnant of Namaqua belt of Namibia and South Africa preserved in Uruguay.

The oldest U–Pb zircon igneous ages of 750 ± 50 Ma obtained from deformed granitoids of the PET basement indicate crustal melting of Mesoproterozoic protoliths, as suggested by the ca 1,000 Ma inherited zircon cores. Old Sm–Nd model ages and strong negative  $\epsilon_{Nd}$  values also indicate a strong pre-Neoproterozoic contribution to these rocks. This event is probably related with the extension associated with the opening of the Adasmastor Ocean (sensu Frimmel et al. 2001).

A regional high-grade metamorphic episode at ca. 635 ± 10 Ma (concordant SHRIMP U–Pb zircon and ID-TIMS U–Pb monazite ages) migmatized and gneissified the PET basement. An extensional phase with the development of volcano-sedimentary post-collisional basins (Sierra de Aguirre and San Carlos formations) developed at ca. 570 Ma. The deformation of these basins and the final emplacement alongside the Dom Feliciano belt occurred before intrusion of the Santa Teresa Granite (537 Ma, Umpierre and Halpern 1971). This interpretation is in accordance with paleomagnetic data (Rapalini and Sánchez Bettucci 2008) from the Lavalaja and Arroyo del Soldado Groups (sensu Sánchez Bettucci et al. 2010a). Rapalini and Sánchez Bettucci (2008) found a remagnetization event at ca. 525 Ma which could represent an important tectono-thermal event affecting the eastern Uruguay.

In conclusion, the Neoproterozoic evolution of the PET is associated with crustal reworking of Mesoproterozoic rocks, involving major ca. 750 Ma extension followed by a ca. 635 ± 10 Ma compressional high-grade metamorphic event linked to collisional orogeny. Post-collisional extension occurred between 580 and 570 Ma, as represented by the emplacement of post-tectonic granites and development of volcano-sedimentary basins. The final juxtaposition between the PET and the western South American terranes occurred at ≤535 Ma.

Based on the available radiometric data, correlation between the PET (basement and cover) and parts of the African Namaqua and Gariep belts is emphasized. Most compelling for this correlation is the 1,000–750 Ma U–Pb zircon ages observed in the basement rocks of both sides of south Atlantic (see also Hartmann et al. 2002; Oyhantçabal et al. 2009, 2010a). Other authors (Oyhantçabal et al. 2009; Goscombe and Gray 2009) suggest the correlation with the Coastal terrane of the Kaoko belt based on the coeval metamorphism and magmatism, which is hard to find at the same crustal level. Throughout the PET, the Neoproterozoic reworking was much more intense than in Namaqua belt, where migmatites and granitoids were formed by crustal melting of previous Mesoproterozoic rocks.

**Acknowledgments** The authors thank Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) for the financing support



(process N<sup>o</sup> 05/58688-1) which covered part of the costs with field-work and isotopic analyses. Several grants Consejo Sectorial de Investigación Científica (CSIC) and Facultad de Ciencias (Uruguay) permitted to carry out these studies. EP thanks CAPES for granting a PhD. Scholarship. We express our sincere thanks to P. Oyhantçabal for his comments and suggestions. We are also grateful to Dr. Klaus Wemmer and two anonymous referees for their critical review and comments to the manuscript.

## References

- Basei MAS, Siga O Jr, Masquelin H, Harara OM, Reis Neto JM, Preciozzi F (2000) The Dom Feliciano Belt (Brazil-Uruguay) and its foreland domain, the Rio de la Plata craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa. In: Cordani UG, Milani EJ, Thomaz Filho A, Campos DA (eds) *Tectonic Evolution of South America*. 31 Int Geol Congress. Rio de Janeiro, Brazil, pp 311–334
- Basei MAS, Frimmel HE, Nutman AP, Preciozzi F, Jacob J (2005) A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariiep (Namibia/South Africa) orogenic belts—evidence from a reconnaissance study. *Precambrian Res* 139:195–221
- Basei MAS, Frimmel HE, Nutman AP, Preciozzi F (2008) West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. In: *West Gondwana pre-cenozoic correlations across the south Atlantic region*. RJ Pankhurst, RA Trown, BB de Brito Neves, MJ de Wit (eds) *Geol Soc S Pub*, vol 294: pp 239–256
- Becker T, Schreiber U, Kampunzu AB, Armstrong R (2006) Mesoproterozoic rocks of Namibia and their plate tectonic setting. *J Afr Earth Sci* 46:112–140
- Bitencourt MF, Nardi LVS (2000) Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian shear belt. *Rev Bras Geoc* 30:184–187
- Bossi J, Campal N (1992) Magmatismo y tectónica transcurrente durante el paleozoico inferior en Uruguay. In: Gutierrez-Marco JG, Saavedra J, Rabano I (eds) *Paleozoico inferior de Iberoamérica*, Universidad de Extremadura *Rev Bras Geoc*, pp 343–356
- Bossi J, Cingolani C (2009) Extension and General evolution of the Rio de La Plata Craton. In: Gaucher C, Sial AN, Halverson GP, Frimmel HE (eds) *Neoproterozoic Tectonics, Global Change and Evolution: A Focus on Southwestern Gondwana*. Chapter 4.1. Elsevier, Amsterdam
- Bossi J, Navarro R (1988) *Geología del Uruguay*. Depto. Publ. Universidad República, Montevideo, t. I, p 453
- Bossi J, Hartmann LA, Piñeyro D, Leite JAD, McNaughton NJ (1999) Geological and geochronological constraints on the paleoproterozoic evolution of the Isla Mala granitic suite, Uruguay. II South American symposium on isotope geology, Actas, Córdoba, Argentina, pp 295–299
- Chemale F Jr (2000) Evolução geológica do Escudo Sul-riograndense. In: Holz M, De Ros LF (eds) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO/UFRGS S Pub, 444p 1: pp 13–52
- Cingolani C, Spoturno J, Bonhomme M (1990) Resultados mineralógicos y geocronológicos sobre las unidades Piedras de Aflar, Lavalleja y Barriga Negra. *Rep. Oriental del Uruguay*. In: *Primer Congreso Uruguayo de Geología* 1:11–24
- Clifford TN, Stumpff EF, Burger AJ, McCarthy TS, Rex DC (1981) Mineral-chemical and isotopic studies of Namaqua granulites, South Africa: a Grenville analogue. *Contrib Mineral Petrol* 77:225–250
- Compston W, Williams IS, Meyer C (1984) U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *J Geoph Res* 89:525–534
- Cordani UG, D'Agrella-Filho MS, Brito Neves BB, Trindade RIF (2003) Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova* 15:350–359
- Cumming GL, Richards JR (1975) Ore lead ratios in a continuously changing Earth. *Earth Planet. Sci Lett* 28:155–171
- DePaolo DJ (1988) *Neodymium isotope geochemistry: an introduction*. Springer, Berlin Heidelberg, Germany, p 187
- Eglinton BM (2006) Evolution of the namaqua-natal belt, southern Africa: a geochronological and isotope geochemical review. *J Afr Earth Sci* 46:93–111
- Fantin M (2003) *Geología de la sierra de aguirre*, departamento de rocha, Uruguay. Unpublished work submitted for the degree of geologist. University of Buenos Aires, Argentina, p 92
- Floribal LM, Bitencourt MF, Nardi LVS, Conceição RV (2009) Early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium- to high-K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic Southern Brazilian shear belt. *Precambrian Res* 175:135–148
- Fragoso Cesar ARS (1991) *Tectonica de Placas no Cíelo Brasileiro: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. Unpublished Ph.D thesis. University of São Paulo, São Paulo, p 367
- Fragoso Cesar ARS, Machado R, Gomés Rifas C (1987) Observações sobre o cinturão dom feliciano no escudo uruguaio e correlações com o escudo do rio grande do Sul. In: *III Symposium Sul-Brasileiro de Geologia*, Curitiba vol 2: pp 791–809
- Frimmel HE (1995) Metamorphic evolution of the Gariiep belt. *S Afr Tydskr Geol* 98:176–190
- Frimmel HE (2000) The Pan-African gariiep Belt in southwestern Namibia and western South Africa. *Commun Geol Survey Namibia* 12:197–209
- Frimmel HE, Hartnady CJH (1992) Blue amphiboles and their significance for the metamorphic history of the Pan-African Gariiep belt, Namibia. *J Metamorph Geol* 10:651–669
- Frimmel HE, Zartman RE, Späth A (2001) Dating neoproterozoic continental break-up in the Richtersveld igneous complex, South Africa. *J Geol* 109:493–508
- Fuck R, Brito Neves BB, Schobbehaus C (2008) Rodinia descendants in South America. *Prec Res* 160:108–126
- Gaucher C, Sial AN, Halverson GP, Frimmel HE (2009a) The Neoproterozoic and Cambrian: a time of upheavals, extremes and innovations. In: Gaucher C, Sial AN, Halverson GP, Frimmel HE (eds) *Neoproterozoic-cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana*. Elsevier, Amsterdam, pp 3–11
- Gaucher C, Frimmel HE, Germs GJB (2009b) Tectonic events and palaeogeographic evolution of southwestern gondwana in the neoproterozoic and cambrian. In: Gaucher C, Sial AN, Halverson GP, Frimmel HE (eds) *Neoproterozoic tectonics, global change and evolution: a focus on Southwestern gondwana*. Elsevier, Amsterdam, pp 295–316
- Goscombe BD, Gray DR (2009) Metamorphic response in orogens of different obliquity, scale and geometry. *Gondwana Res* 15:151–167
- Gross AOMS, Droop GTR, Porcher CC, Fernandes LAD (2009) Petrology and thermobarometry of mafic granulites and migmatites from the Chafalote metamorphic suite: new insights into the Neoproterozoic P–T evolution of the Uruguayan–sul-rio-grandense shield. *Precambrian Res* 170:157–174
- Hartmann LA, Santos JO, Bossi J, Campal N, Schiplov A, McNaughton N (2002) Zircon and titanite U-Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de La Plata Craton, Uruguay. *J S Am Earth Sci* 15:229–236
- Hasui Y, Carneiro C, Coimbra AM (1975) The Ribeira Folded Belt. *Rev. Bras Geoc* 5:257–266
- Koester E, Soliani E Jr, Leite JAD, Hartmann LA, Fernandes LAD, McNaughton NJ, Santos JOS, de Oliveira LD (2001) SHRIMP

- U-Pb age for the emplacement of the Santana granite and reactivation of the Porto Alegre suture, southern Brazil. *J S Am Earth Sci* 14:91–99
- Krogh TE (1973) A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim Cosmochim Acta* 37:485–494
- Kröner A (1974) Late Precambrian formations in the western Richtersveld, Northern Cape province. Precambrian research unit, University of Cape Town. ISBN: 0799201162
- Li ZX, Bogdanova SV, Collins AS, Davidson A, de Waele B, Ernst RE, Titzsimons ICW, Fuck RA, Gladhchub DP, Jacobs J, Karlstrom KE, Lu S, Natapov LM, Pease V, Pisarevsky SA, Thrane K, Vernikovsky V (2008) Assembly, configuration and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Prec. Res.* 160:179–210
- Ludwig KR (2001) Using Isoplot/Ex. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publications No. 1. Berkeley, USA
- Mallmann G, Chemale F, Avila JN, Kawashita K, Armstrong RA (2007) Isotope geochemistry and geochronology of the Nico Perez Terrane, Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Gondwana Res* 12:489–508
- Masquelin E (1990) Analisis estructural de las zonas de cizalla en las migmatitas de Punta del Este, Uruguay. *Actas Geol Leopold* 12:139–158
- Masquelin HC (2000) A Evolução Estrutural e Metamórfica do Terreno Punta del Este Sudeste Uruguai. Unpubl. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p 350
- Masquelin H (2004) Estratigrafía de rocas 'no estratificadas' en Uruguay: Hacia un modelo dinámico para su explicación geológica. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*. III Época, Special Number, CD version, Montevideo
- Masquelin H, Morales E (2003) El Terreno punta del este: estructura, trayectoria P-T-t, geocronología y su relación con terrenos adyacentes In: Fernandes LAD, Vujovich GI (eds) *Simpósio Internacional 'Acreção Do Microcontinente Cuyania A Proto-Margem Do Gondwana'*, Porto Alegre (RS), p 10
- Masquelin H, Tabó F (1988) Memoria explicativa de la carta geológica del Uruguay, Hoja chafalote, Escala 1:100.000: DI.NA.MI.GE/Fac. de Agron. Fac. de H. y Cs, p 1–20
- Masquelin H, Silva M, Porcher CC, Fernandes LAD (2001) Geología y geotermobarometría de la Suite Metamórfica Chafalote, Basamento Prebrasiliano, Sureste del Uruguay: XI Congreso Latinoamericano de Geología (CD), Montevideo
- McCourt S, Hanson R, Key R (2006) Mesoproterozoic orogenic belts in southern and central Africa. *J Afr Earth Sci* 46:v-xi
- Muzio R, Artur CA (1999) Petrological features of the Santa Teresa Granitic Complex Southeastern Uruguay. *J S Am Earth Sci* 12:501–510
- Oyhantçabal P, Siegesmund S, Wemmer K, Presnyakov S, Layer P (2009) Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *J Geol Soc London* 166:1075–1084
- Oyhantçabal P, Siegesmund S, Wemmer K, Sánchez Bettucci L (2005) The evolution of sierra ballena shear zone (dom feliciano belt) and its correlation with the purros shear zone (kaoko belt): gondwana 12: geological and biological heritage of Gondwana. Abstracts, Argentina, p 97
- Oyhantçabal P, Siegesmund S, Wemmer K (2010a) The Rio de La Plata craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *Int J Earth Sci. (Geol. Rundsch)* doi:10.1007/s00531-010-0580-8
- Oyhantçabal P, Siegesmund S, Wemmer K, Layer P (2010b) The sierra ballena shear zone in the southernmost dom feliciano belt (Uruguay): evolution, kinematics, and deformation conditions. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* vol 99: pp 1227–1246 doi: 10.1007/s00531-009-0453-1
- Oyhantçabal P, Siegesmund S, Wemmer K, Passchier, CW (2010c). The transpression connection between dom feliciano and kaoko belts at 580–550 Ma. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* doi: 10.1007/s00531-010-0577-3
- Passarelli CR, Basei MAS, Siga O Jr, Sato WM, Sproesser K, Lois V (2009) Dating minerals by ID-TIMS geochronology at times of in situ analysis: selected case studies from the CPGeo-IGc-USP laboratory. *An Acad Bras Ciênc* 81:73–97. ISSN 0001-3765
- Pazos P, Sánchez Bettucci L (1999) Rasgos Maréales en la sucesión neoproterozoica de la Pedrera, Grupo Rocha, Uruguay. XIV Congreso Geol Arg 1:71
- Porada H (1979) The damara-ribeira orogen of the Pan-African-Brasiliano cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics* 57:237–265
- Preciozzi F, Spoturno J, Heinzen W (1979) Carta Geo-estructural del Uruguay a escala 1/2.000.000. Instituto Geológico Ing. Eduardo Terra Arocena, Montevideo, p 62
- Preciozzi F, Spoturno J, Heinzen W, Rossi P (1985) Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000: Dirección Nacional de Minería y Geología, p 92
- Preciozzi F, Masquelin E, Sánchez Bettucci L (1993). Geología de la porción sur del cinturón cuchilla dionisio. In: Preciozzi F, Masquelin E, Sánchez L (eds) *guía de excursión del primer simposio internacional del Neoproterozoico-Cambriico de la cuenca del plata*, Dirección Nacional de Minería y Geología pp 1–37
- Preciozzi F, Masquelin H, Basei MAS (1999) The namaqua/grenville terrane of eastern Uruguay: 2nd South American symposium on isotope geology, Argentina, pp 338–340
- Ramos VA (1988) Late proterozoic-early paleozoic of South America: a collisional history. *Episodes* 11(3):168–173
- Rapalini AE, Sánchez Bettucci L (2008) Widespread remagnetization of late proterozoic sedimentary units of Uruguay and the apparent polar wander path for the Rio de La Plata Craton. *Geophys J Int* 174:55–74
- Rapela CW, Pankhurst RJ, Casquet C, Fanning CM, Baldo EG, González-Casado JM, Galindo C, Dahlquist J (2007) The Rio de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Rev* 83:49–82
- Robb LJ, Armstrong RA, Waters DJ (1998) Nature and duration of mid-crustal granulite facies metamorphism and crustal growth: evidence from single zircon U-Pb geochronology in Namaqualand, South Africa. *Economic geology research unit, University of Witwatersrand, South Africa. Information Circular No. 323*, p 38
- Sánchez Bettucci L, Mezzano A (1993) Análisis sedimentológico y faciológico de la Formación Rocha (ex Grupo Rocha). *Rev Bras Geoc* 23:323–329
- Sánchez Bettucci L, Pazos P (1996) Análisis Paleambiental y Marco tectónico en la Cuenca Playa Verde, Piriápolis, Uruguay: XII Congreso Geológico Argentino and III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Buenos Aires 1:405–412
- Sánchez Bettucci L, Cosarinsky M, Ramos VA (2001) Tectonic setting of the late proterozoic lavallega group (Dom Feliciano Belt), Uruguay. *Gondwana Res* 4:395–407
- Sánchez Bettucci L, Oyhantçabal P, Page S, Ramos VA (2003) Petrography and Geochemistry of the Carapé Complex, South-eastern Uruguay. *Gondwana Res* 6:89–105
- Sánchez Bettucci L, Peel E, Masquelin H (2010a) Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay. *Int Geol Rev* 52(1):51–78
- Sánchez Bettucci L, Peel E, Oyhantçabal P (2010b) Precambrian geotectonic units of the Río de La Plata craton. *Int Geol Rev* 52(1):32–50
- Schmitz MD, Bowring SA (2004) Lower crustal granulite formation during Mesoproterozoic Namaqua-Natal collisional orogenesis, southern Africa. *S Afr J Geol* 107:261–284

- Steiger RH, Jäger E (1977) Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet Sci Lett* 36:359–362
- Tack L, Fernandez-Alonso M, Tahon M, Wingate MTD, Barritt S (2002) The “northeastern Kibaran belt” (NKB) and its mineralisations reconsidered: new constraints from a revised lithostratigraphy, a GIS-compilation of existing geological maps and a review of recently published as well as unpublished igneous emplacement ages in Burundi. In: Namibia GSO (ed) 11th IAGOD quadrennial symposium and geocongress. Geological Survey of Namibia, Namibia, p 6
- Thomas RJ, Cornell DH, Moore JM, Jacobs J (1994) Crustal evolution of the namaqua-natal metamorphic province, Southern Africa. *S Afr J Geol* 97:8–14
- Tohver E, D’Agrella-Filho MS, Trindade RI (2006) Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200–500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precamb Res* 147:193–222
- Umpierre M, Halpern M (1971) Edades rubidio-estroncio en rocas cristalinas del sur de la República Oriental del Uruguay. *Rev Asoc Geol Arg* 25:138–151
- Wasserburg G (1963) Diffusion processes in lead-uranium systems. *J Geophys Res* 68:4823–4846
- Wetherill G (1956) Discordant uranium-lead ages I. *Am Geophys U Trans* 37:320–326
- Williams IS (1998) U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben MA, Shanks III WC, Ridley WI (eds) Applications of microanalytical techniques to understanding mineralising processes. *Soc Eco Geo (Rev Eco Geol)* vol 7: pp 1–35



Elena Peel <elena@fcien.edu.uy>

---

## Submission Confirmation

1 mensaje

---

Chemie der Erde <chemie-der-erde@gmx.de>

31 de octubre de 2012 23:30

Para: elena@fcien.edu.uy

Dear Mrs. Elena Peel,

We have received your article "PETROGRAPHY AND MINERAL CHEMISTRY CHARACTERIZATION OF THE SERPENTINITES AT LA TUNA HILL (NE URUGUAY) - NEOPROTEROZOIC DOM FELICIANO BELT" for consideration for publication in Chemie der Erde / Geochemistry.

Your manuscript will be given a reference number once an editor has been assigned.

To track the status of your paper, please do the following:

1. Go to this URL: <http://ees.elsevier.com/chemer/>

2. Enter these login details:

Your username is: elena\_peel

If you need to retrieve password details, please go to:  
[http://ees.elsevier.com/CHEMER/automail\\_query.asp](http://ees.elsevier.com/CHEMER/automail_query.asp).

3. Click [Author Login]

This takes you to the Author Main Menu.

4. Click [Submissions Being Processed]

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System  
Chemie der Erde / Geochemistry

\*\*\*\*\*

Please note that the editorial process varies considerably from journal to journal. To view a sample editorial process, please click here:

[http://ees.elsevier.com/eeshelp/sample\\_editorial\\_process.pdf](http://ees.elsevier.com/eeshelp/sample_editorial_process.pdf)

For further assistance, please visit our customer support site at

<http://help.elsevier.com/app/answers/list/p/7923>. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions and learn more about EES via interactive tutorials. You will also find our 24/7 support contact details should you need any further assistance from one of our customer support representatives.





# PETROGRAPHY AND MINERAL CHEMISTRY CHARACTERIZATION OF THE SERPENTINITES AT LA TUNA HILL (NE URUGUAY) -NEOPROTEROZOIC DOM FELICIANO BELT

Elena Peel<sup>a,c</sup>, Miguel Angelo Stipp Basei<sup>b</sup>

<sup>a</sup> Programa de Pós-graduação em Geoquímica-Geotectônica. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Rua do Lago 562, Cidade Universitária, CEP 05508-080, São Paulo, Brazil.

<sup>b</sup> Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Rua do Lago 562, Cidade Universitária, CEP 05508-080, São Paulo, Brazil.

<sup>c</sup> Departamento de Geología, Facultad de Ciencias – UR. Iguá 4225, CP11400, Montevideo, Uruguay.

## Abstract

This paper reports the first study ever done in a serpentine body occurring in the Paso del Dragón Complex within the Dom Feliciano Belt in Uruguay. In order to contribute to elucidate its origin detailed petrographic descriptions and mineral chemistry are provided. The serpentinite body lacks a thermal effect upon the enveloping rocks and it occurs along thrust faults indicating tectonic emplacement. The serpentinites are composed essentially of lizardite, antigorite, and chrysotile, showing both pseudomorphic and non-pseudomorphic textures, with tremolite, chlorite, talc, magnetite and chromite, subordinately. Petrography and mineral chemistry information indicates that this body has undergone at least three recrystallization stages. The suggested protolith of the study serpentinite are either lherzolitic peridotite or pyroxenite, due to the abundance of amphibole. The original peridotite/pyroxenite was metamorphosed in retrogressive conditions developing Ca-amphiboles, clinopyroxenes and chlorite, also hydrothermal event (serpentinization) occurred. Then a smooth prograde thermal event let the partial transformation of lizardite to antigorite; finally, a carbonatization event responsible for the superimposed talc and carbonate developed.

**Keywords:** serpentinites, geochemistry, Paso del Dragón Complex, Dom Feliciano Belt, Uruguay.

## 1. Introduction

It is accepted that serpentinites are composed almost exclusively of minerals of the serpentine group formed through the alteration of mafic-ultramafic rocks. This alteration involves changes in chemical and mineralogical compositions, due to the hydration of the original phases (Wicks and Wittaker 1977; O'Hanley 1996). Thus, chemical composition of serpentinites depends on the nature of the original rock and on the type of the fluid phase that interacted, which will be reflected in the serpentine minerals formed.

A serpentinite body, known as Cerro la Tuna, with up to 1500m long for 700m width, is present at Paso del Dragón Complex (Peel et al, in prep.) in the Dom Feliciano belt, Cerro Largo department, northeast of Uruguay (Fig. 1).

This complex was originally defined as Paso del Dragón Formation by Preciozzi et al (1979) and it involves a deformed and poly-metamorphic assemblage of sedimentary and volcanic rocks, and serpentinized ultramafics.

Previous studies of Cerro la Tuna serpentinites only focused on geology (Bossi and Navarro 1988; Bossi and Schipilov, 2003; Bossi, 2010); therefore, the petrotectonic assemblage and the origin of this serpentinite body is still a matter of debate. First, it was interpreted as non-ophiolitic alpine type peridotite (Bossi and Navarro 1988). Later it was suggested a possible ophiolitic nature for the serpentinites (e.g. Bossi and Schipilov, 2003).

The aim of this paper is to provide detailed petrographic descriptions and mineral chemistry of the serpentinites in Cerro la Tuna area, in order to contribute to elucidate their origin.

## 2. Geological background

The serpentinite body under investigation is located between latitudes 32°33'40''S and 32°32'39''S and longitudes 53°49'40''W and 53°47'23''W (Fig. 1). Its first mention in the geologic literature

was made by Bossi and Navarro (1988). Little information was yielded since that time. It occurs as an isolated body embedded in micaschist, and associated to varied schists and quartzites, all together composing the Paso del Dragón Complex (Peel et al, in prep). Paso del Dragón Complex (PDC) is part of the Dom Feliciano Belt, which was developed during West Gondwana amalgamation as a result of the collision between the Río de la Plata and Kalahari cratons (Porada, 1979; Fragoso-César, 1980). The PDC is constituted by a lithological association of mafic-ultramafic rocks and volcano-sedimentary rocks, metamorphosed and highly tectonized that includes serpentinites, amphibolic-schists, micaschists and quartzites, among others. The last metamorphic event recorded in PDC is typically in greenschist facies. Its age is still unconstrained, but it is considered Neoproterozoic. Field studies indicate that the mafic-ultramafic rocks are sheared and bounded by thrust faults indicating tectonic emplacement in the meta-volcanosedimentary rocks. An intrusive nature is discarded due to the lack of any thermal effect of the studied serpentinites upon the enveloping rocks and their occurrence along thrust faults. The serpentinites are pale to dark green, some has a brownish tone. They are massive, but also foliated in the surrounding of shear-zones and faults. Commonly, they present besides the serpentine minerals, Ca-amphiboles, chlorite, relic pyroxene, and accessory magnetite and chromite granules mostly transformed into ferritchromite or chrome magnetite. Generally, along the shear-zones that affected the body, the serpentinites are replaced by talc-carbonate rocks due to CO<sub>2</sub> metasomatism. Also, chloritites and tremolitites, and other metasomatic rocks such as epidiosites and tourmalinites occur, all related to the borders of the body or in internal faults.

### 3. Sampling and analytical methods

The studied serpentinites were collected in the neighborhood of La Tuna hill. Petrographic, mineralogical and textural analyses were determined on 26 thin sections and then, electron microprobe analyses were performed on selected samples.

Chemical compositions of minerals were analyzed using a JEOL XLA 8600 Superprobe at the Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP) in Brazil. Excitation voltage was 15kV, and beam current 20nA. The elements analyzed were Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Cr, Ni, Zn, Cl, and F. Data were reduced using a ZAF correction procedure. Both natural and synthetic standards were employed to check the precision and accuracy performance of the instrument.

### 4. Results

#### 4.1. Petrography

The studied samples are light to very dark green colored, fine grained rocks often mottled with light and dark colored zones. When present, the only relic minerals are clinopyroxene and chromite. In the area occur massive and subordinately foliated serpentinites. Nevertheless the presence of penetrative fabric in some serpentinites, there is no clear orientation of the serpentine minerals in all the samples, and generally, the antigorite blades are forming radial aggregates. The foliation is imparted by amphiboles (tremolite), chlorite, opaque minerals, and by the presence of asbestos developed in local shear zones.

Irregular and discontinuous veins of varied compositions (chrysotile, magnetite, chlorite and carbonate) cut the serpentine groundmass, indicating late introduction or remobilization. Also, carbonates and talc replace serpentine minerals, suggesting a later carbonate metasomatism. Usually, these carbonates (calcite either/or dolomite) are very fine grained, dirty, and associated to very fine and tiny talc fibers.

The serpentinites comprise rocks with 90% to 60% serpentine minerals. Under this name are grouped serpentinites (*s.s*) and tremolite-serpentine-schist/fels. They present two types of mineral associations, one of lizardite, antigorite, chlorite, magnetite and altered chromite; and the other of lizardite and antigorite with subordinate ferritchromite, Cr-magnetite, chlorite, Ca-amphibole, talc, carbonates, and rare occurrences of relics of chromite and clinopyroxene (Fig. 2). Brucite was not observed in the studied thin sections but its presence is not discarded. Following Wicks and Wittaker (1977) and O'Hanley (1996), the textures presented by the serpentine in the studied rocks

are pseudomorphous, as well as non-pseudomorphous. Pyroxene has been replaced by bastites with magnetite trails that define their original cleavage planes. Olivine is suggested by serpentine mesh and banded-growth textures, with opaques delimiting their rims. Pseudomorphs observed allow estimating a granoblastic texture of coarse size for the protoliths (approx. 7mm).

Serpentine minerals are difficult to study without the help of X-ray diffraction. Nevertheless, it was observed the presence of lizardite, antigorite and chrysotile based on textures and optical characteristics (Wicks et al., 1977; Wicks and Wittaker, 1977; Wicks and O'Hanley, 1988). Lizardite is observed in pseudomorphous textures that include bastites, mesh and banded-growth (Fig 2A, 2B, 2F) in pseudomorphs of □ serpentine. In non-pseudomorphous texture, antigorite is observed in elongate blades and flakes forming a tight interpenetrating fabric, with fine (<0.1mm) to coarse (<2mm) grain sizes (Fig 2D). The optical character showed corresponds to □ serpentine. Also antigorite appears as isolated blades, or fan-shaped bundles of blades distributed throughout lizardite pseudomorphous textures or Ca-amphiboles. In the case of interlocking texture (Fig 2E), it was not possible to recognize its optical character. Chrysotile occurs as cross-fiber veinlets traversing the antigorite/lizardite matrix, indicating that it was formed later.

Spinel does not always appear, but when present, they are subeuhedral to anhedral, disseminated or constituting nodules together with amphiboles or chlorite, in the serpentine matrix (Fig 3). Generally, when associated to chlorite, the spinel is transformed to ferritchromite. Whilst the spinel altered to Cr-magnetite is not associated to chlorite. In spite of the intense alteration, some spinel crystals have kept their central portions partly preserved. Magnetite occurs in very different ways in the samples studied. It appears dispersed, as very fine dust, as thin bands accompanying amphiboles, delimiting serpentine pseudomorphous portions, or as veins.

As already mentioned, chlorite occurs either in the groundmass as fine scales and flakes, or associated to opaque minerals. Both occurrences are light brownish-green in plane polarized light corresponding to clinocllore and pennine.

Amphiboles are either forming part of the matrix together with serpentine or as single crystals (subidioblastic) or nodules within the serpentine matrix (Fig 2C, 2D). They are colorless in natural light, presenting diverse textural arrays. Their habits are prismatic (either short or long), feather like, and fibrous, isolated or in fan-shape. Their sizes are also variable; from 0.1 to 1mm when forming part of the matrix, to approximately 5mm when forming nodules or as single crystals. In some of these nodules are preserved remains of clinopyroxene crystals. Talc and carbonate occur in the groundmass, as veinlets or substituting amphiboles.

## 5. Mineral chemistry

### 5.1. Serpentine

Representative analyses of serpentine minerals are shown in table I. Calculation of the chemical formula was done following Deer et al. (1992). Serpentine contains 40.36-45.05% SiO<sub>2</sub>, 33.18-45.63% MgO, 0.08-2.47% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1.54-7.43% total Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and 0.00-0.48% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. The analyzed serpentine minerals, plotted on the Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diagram (Fig 4a) after Dungan (1979), show variable contents of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> corresponding to the composition of olivine-mesh, and orthopyroxene-bastite. The samples in the SiO<sub>2</sub> vs. MgO diagram plot in the field of pseudomorphous serpentine (Fig 4b).

The chemical composition related to the different textures of the serpentines studied here is reflected in the total Fe vs. total Al diagram (Fig 4c). It can be seen that bastite textures differ from mesh textures in the amounts of Al. Mesh serpentine after olivine has Al contents below 0.02 apfu and bastite serpentine has Al contents from 0.3 to 0.9 apfu. Serpentine showing interlocking texture overlaps mesh serpentine field. Interpenetrating texture has the highest contents of Al (0.9 to 0.14 apfu). Veins filled with serpentine have an intermediate behavior between the serpentine mesh textures and bastites.

The analyzed samples plotted in the Mg# vs. Si<sup>4+</sup> (Fig 4d) describe mixtures of serpentine and brucite, since samples spread between their chemical composition. According to D'Antonio and



Kristensen (2004) similar mixed serpentine - brucite results have been identified in other serpentinite studies (e.g. Wicks and Plant, 1979; O'Hanley and Dyar, 1993; Dilek et al., 1997), and have been attributed to the very fine-scaled intergrowth nature of the two minerals.

### 5.2. Chlorite

Chlorites analyzed correspond to aureoles around altered spinels and matrix serpentine-chlorite. Calculation of the chemical formula was done following Deer et al. (1992). Table I contains representative analysis of chlorite. Chlorites contain 31.69-34.72% SiO<sub>2</sub>, 33.35-36.94% MgO, 10.28-16.62% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 2.36-3.85% FeO and 0.80-3.30% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. According to the nomenclature proposed by Hey (1954), both chlorites associated to spinel and serpentine matrix plot in pennine - clinocllore fields (Fig 5). Also, they reflect their Fe-poor composition and the incorporation of Cr from the spinels.

### 5.3. Amphibole

Amphiboles are present in some serpentinites in different percentages ranging from 0% to 40% in volume. Representative chemical analyses of amphiboles from the serpentinized rocks are presented in Table II. Amphiboles contain 55.20-59.325% SiO<sub>2</sub>, 20.55-24.69% MgO, 12.71-13.92% CaO, 0.36-3.66% FeO, and 0.04-3.09% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Calculation of the chemical formula and the estimation of ferric iron were done following the recommendations of Leake et al. (1997) and Schummacher (1997), respectively. Matrix amphiboles, disseminated small grains, and large subidioblastic amphiboles, are all tremolite.

Si contents range between 7.58 and 8.00 apfu; while the Al contents range from 0.01 to 0.50 apfu. Mg# (magnesium number) for tremolites is between 0.91 and 0.99.

### 5.4. Pyroxene

Representative chemical analyses of pyroxene relics from partly serpentinized rocks are presented in Table II. Chemical formula calculation and Fe<sup>+2</sup> estimation were performed after Morimoto et al. (1988) and Droop (1987) respectively. They contain 54.32-59.33% SiO<sub>2</sub>, 0.00-0.053% TiO<sub>2</sub>, 0.00-0.78% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 17.58% MgO, 12.938-26.74% CaO, 0.00-2.22% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.00-3.31 FeO, 0.00-0.11% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.00-0.08% NiO and 0.96-1.00 Mg#.

Two types of pyroxene have been determined (Fig 6), diopside and augite, according to the classification of Morimoto et al. (1988). Diopside clinopyroxene shows Tschermak's exchange. Also, Mg-Fe exchange is observed in diopside from Mg (1.248 to 1.359 apfu) and Fe (0.018 to 0.099 apfu). Cr contents are generally low, having its maximum value (0.005 apfu) in augite clinopyroxene.

### 5.5. Spinel

In the completely serpentinized ultramafic rocks containing no relics of primary silicate minerals, the composition of unaltered accessory chromite is extensively employed as a petrogenetic and geotectonic indicator (e.g. Dick and Bullen, 1984; Proenza et al., 2004; Azer and Khalil 2005). Spinel is the only igneous mineral that retains most of its original chemistry in metamorphosed serpentinites (Jan and Windley, 1990; Proenza et al., 2004; Azer and Khalil 2005; among others). Representative chemical analysis of accessory spinels and their alteration products from La Tuna hill serpentinites are listed in Table III. Spinel contains 19.22-44.84% FeO, 10.54-50.19% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 4.92-47.20% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.00-16.60% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and 0.00-13.98% NiO. Chemical formula calculation and Fe<sup>+2</sup> estimation were performed after Deer et al. (1992) and Droop (1987) respectively.

As mentioned in Petrography, only some spinel crystals keep their centers partly preserved (Fig 7) that contain high Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents (41.22-47.20%) and a Cr# (Cr/(Cr+Al)) from 0.63 to 0.86, with an average of 0.74. Altered spinel rims are represented by ferritchromite and Cr-magnetite. Ferritchromite is characterized by higher Fe<sup>+3</sup> and a slight reduction in MnO contents (less than 1%); Cr contents are lower than the fresh centers (7 - 30%) and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents are insignificant. Magnetite has the highest amount of Fe<sup>+3</sup> and Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents are generally lower than 10%. Clearly, this variation in composition within a single crystal, reflects the Al, Mg and Cr redistribution towards the surrounding silicatic phases (Candia et al., 1999).

## 6. Discussion and conclusions

From the petrographic observations, the serpentinites studied here can be divided into almost completely serpentinitized massive rocks, and partly serpentinitized massive to foliated rocks, containing Ca-amphiboles and some relic minerals. Generally, the highly serpentinitized rocks present the mineral association lizardite + antigorite + magnetite + chlorite ± talc, while the less serpentinitized rocks present lizardite + antigorite + tremolite + chlorite + talc + magnetite. Also, they show either pseudomorphic or non-pseudomorphic serpentine textures. Pseudomorphic textures observed are mesh, banded-growth and bastitic. This observation and their proportions, together with the abundant tremolite present, suggest a peridotitic (Iherzolitic) or pyroxenitic protolith.

The interpenetrative and interlocking textures, together with antigorite blades or bundles developed in lizardite pseudomorphic textures, imply that the serpentinites have undergone smooth prograde metamorphism or a thermal event later, after a retrograde metamorphism and a hydrothermal event. The occurrence of chrysotile veins cutting across the other serpentine minerals indicates also a late-stage hydrothermal activity. These petrographic observations are in agreement with the chemical composition of the serpentine mineral analyzed. Serpentine minerals analyzed show a wide variation in SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, FeO<sub>T</sub> and Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents probably due to the presence of different serpentine generations or intergrowth with brucite (D'Antonio and Kristensen, 2004).

The abundant tremolite in some serpentinite samples indicates that clinopyroxene might also have been abundant in the protolith. Certainly, augite and diopside, typical mantle-derived clinopyroxene, are present as relics together with tremolite. The presence of chlorite reflects high Al activity so that in ultramafic rocks that have higher bulk Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents, chlorite is formed.

Indeed, the analyzed serpentines have Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents corresponding to pyroxene and olivine minerals. In addition, due to the presence of banded-growth texture in some samples, it is suggested that the original olivine was already deformed before the first serpentinitization event (Wicks, 1984).

Petrographic studies allow establishing the evolution of the serpentinites in Paso del Dragón Complex. This body has undergone at least two recrystallization stages. The original peridotite/pyroxenite was metamorphosed in retrogressive conditions developing Ca-amphiboles, clinopyroxenes and chlorite, and later a hydrothermal event (serpentinitization). Then a smooth prograde thermal event let the partial transformation of lizardite to antigorite; finally, a carbonatization event responsible for the superimposed talc and carbonate developed.

It is important to mention that research is ongoing on this particular lithology and in the Complex as a whole, in order to reveal its origin and history, and to constrain its age.

### Acknowledgment

This paper is part of the doctoral thesis of Elena Peel carried out at the Universidade de São Paulo. The authors would like to thank CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) for financial support granted to E.P. during her PhD at the University of São Paulo (São Paulo-Brazil) and to the Facultad de Ciencias – Universidad de la República (Uruguay).

### References

- Azer, M.S. and Khalil, A.E.S. (2005). Petrological and mineralogical studies of Pan-African serpentinites at Bir Al-Edeid area, central Eastern Desert, Egypt. *J. Afr. Earth Sci.*, 43, 525-536.
- Bossi, J. (2010). Cabalgaduras cámbricas en el sub-terreno Cuchilla Dionisio (Uruguay). VI Congreso Uruguayo de Geología.
- Bossi, J. and Navarro, R. (1988). Serpentinitas cromíferas pre-orogénicas en el Ciclo Orográfico Moderno de Uruguay. 6° Panel de Geología del Litoral and 1ª Reunión de Geología del Uruguay. 1, 91-95.
- Bossi, J. and Schipilov, A. (2003). Rocas ígneas básicas del Uruguay. Facultad de Agronomía-CSIC, Montevideo, vol. II, pp. 78.
- Candia, M.F.A., Gaspar, J.C. and Szabó, G.A.F. (1999). A interação de cromoespinélio com fases

- silicáticas nos processos metamórficos. *Rev. Bras. Geo.*, 29 (4), 629-634.
- D'Antonio, M. and Kristensen, M.B. (2004). Serpentine and brucite of ultramafic clasts from the South Chamorro Seamount (Ocean Drilling Program Leg 195, Site 1200): inferences for the serpentinization of the Mariana forearc mantle. *Mineral. Mag.*, 68(6): 887-904.
- Deer, W. A.; Howie, R. A.; and Zussman, J. (1992). An introduction to the rock-forming minerals. London, Longman, 696 p.
- Dick, H.J.B. and Bullen, T. (1984). Chromite as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas: *Contrib. Mineral. Petr.*, 86, 54-76.
- Dilek, Y., Coulton, A. and Hurst, S.D. (1997). Serpentinization and hydrothermal veining in peridotites at Site 920 in the MARK area. Pp. 35-59. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 153* (J.A. Karson, M. Cannat, D.J. Miller and D. Elthon, editors). Ocean Drilling Program, College Station, TX, USA.
- Droop, G.T.R. (1987). A general equation for estimating  $Fe^{3+}$  concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineral. Mag.* 51, 431-435.
- Dungan, M.A. (1979). Bastite pseudomorphs after orthopyroxene, clinopyroxene and tremolite. *Can. Mineral.* 17, 729-740.
- Fragoso-César, A. R. S. (1980). O Cráton do rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In *XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*, 5: 2879-2892.
- Hey, M.H., (1954). A new review of the chlorites: *Mineralogical Magazine*, 30, 277-292.
- Jan, M.Q. and Windley, B.F., 1990. Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex, Northwest Pakistan. *J. Petrol.* 31, 667-715.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *Am. Mineral.* 82, 1019-1037.
- Leblanc, M. and Nicolas, A. (1992). Ophiolitic Chromitites. *Int. Geol. Rev.*, 34(7), 653-686.
- Morimoto, N., Fabries, J.; Ferguson, A.K.; Ginzburg, I.V.; Ross, M.; Seifert, F.A.; Zussman, J.; Aoki, K.; Gottardi, G. (1988). Nomenclature of pyroxenes. Subcommittee on Pyroxenes. Commission on New Minerals and Mineral Names. International Mineralogical Association. *Am. Mineral.*, 73, 1123-1133.
- O'Hanley, D.S. (1996). *Serpentinites: Records of tectonic and petrological history*: New York, U.S.A., Oxford University Press, 277 p.
- O'Hanley, D.S. and Dyar, M.D. (1993) The composition of lizardite 1T and the formation of magnetite in serpentinites. *Am. Mineral.*, 78, 391-404.
- Pazos, P.; Sánchez Bettucci, L.; Loureiro, J. (2008). The Neoproterozoic glacial record in the Río de la Plata Craton: a critical reappraisal. In: Pankhurst, R. J., Trouw, R. A. J., Brito Neves, B. B.; De Wit, M. J. (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, 294: 343-364. *Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, 294, 343-364.
- Porada, H. (1979). The Damara-Ribeira Orogen of Pan-African-Brazilian Cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics* 57, 237-268.
- Preciozzi, F., Spoturno, J. and Heinzen, W. (1979). Carta geo-estructural del Uruguay, escala 1:1.000.000. Instituto Geológico Ing. Terra Arocena, 62 pp. Montevideo, Uruguay.
- Proenza, J.A., Ortega-Gutiérrez, F., Camprubi, A., Tritlla, J., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M. (2004) Paleozoic serpentinite-enclosed chromitites from Tehuizingo (Acatlán Complex, southern Mexico): a petrological and mineralogical study. *J. Afr. Earth Sci.*, 16, 649-666.

- Schummacher, J.C. (1997). The estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. In Leake, B.E. Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on the Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Mineral and Mineral Names. *Eur. J. Mineral.*, 9, 623-651.
- Wicks, F.J. (1984). Deformation histories as recorded by serpentinites. I. Deformation prior to serpentinization. *Can. Mineral.* 22, 185-195.
- Wicks, F.J. and O'Hanley, D.S. (1988). Serpentin minerals: structure and petrology. In *Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas)* (S.W. Bailey, ed.). *Rev. Mineral.* 19, 91-167
- Wicks, F.J. and Plant, A.G. (1979) Electron-microprobe and X-ray-microbeam studies of serpentine textures. *Can. Mineral.*, 17, 785-830.
- Wicks, F.J. and Wittaker, E.J.W. (1977). Serpentine textures and serpentinization. *Can. Mineral.* 15, 459-488.
- Wicks, F.J.; Wittaker, E.J.W. and Zussman, J. (1977): An idealized model for serpentine textures after olivine. *Can. Mineral.* 15, 446-458.



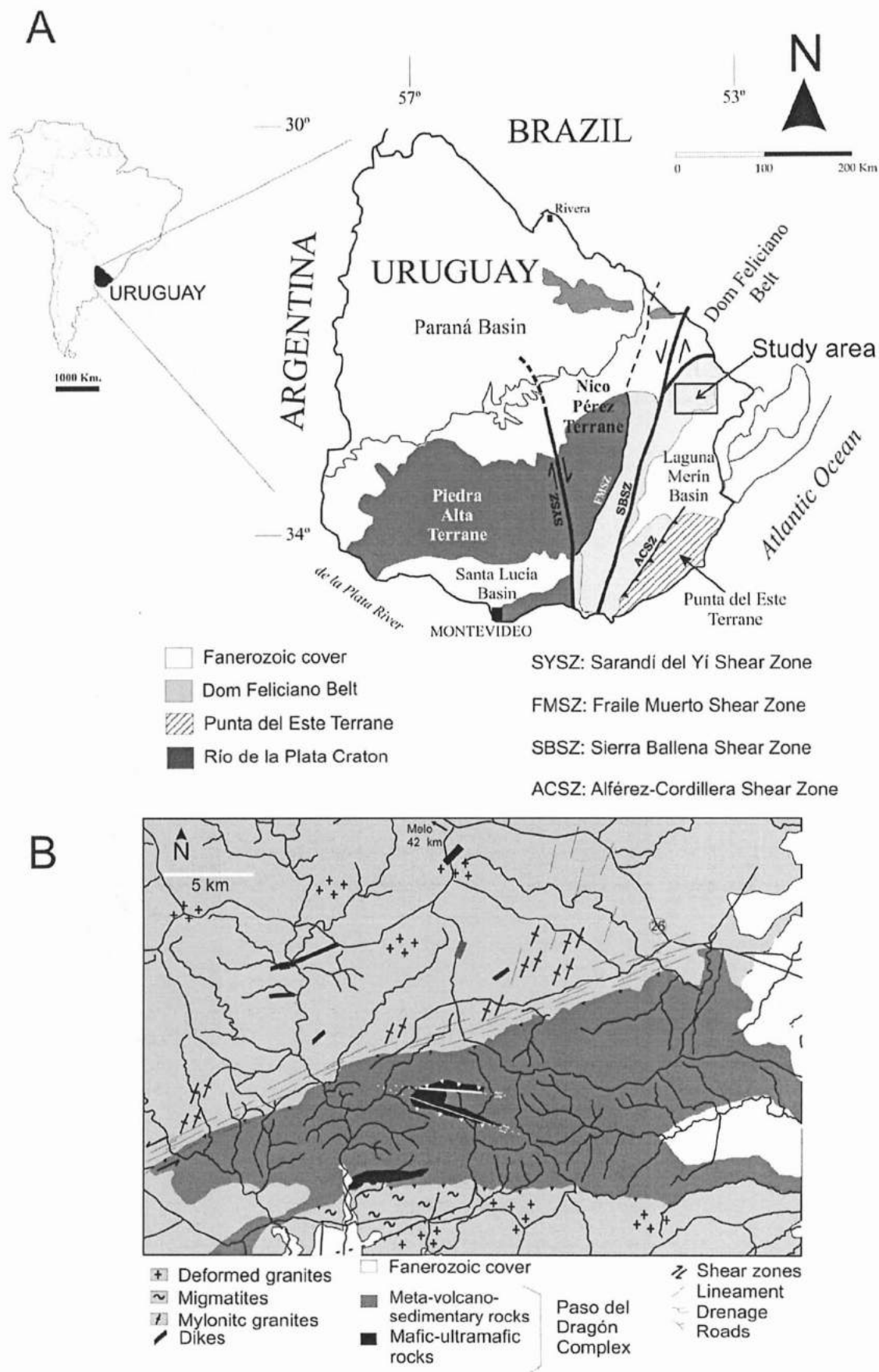


Figure 1. Geological sketches showing the studied area. (A) Main geotectonic units of Uruguay (from Pazos et al., 2008); (B) Geologic sketch of Paso del Dragón Complex.

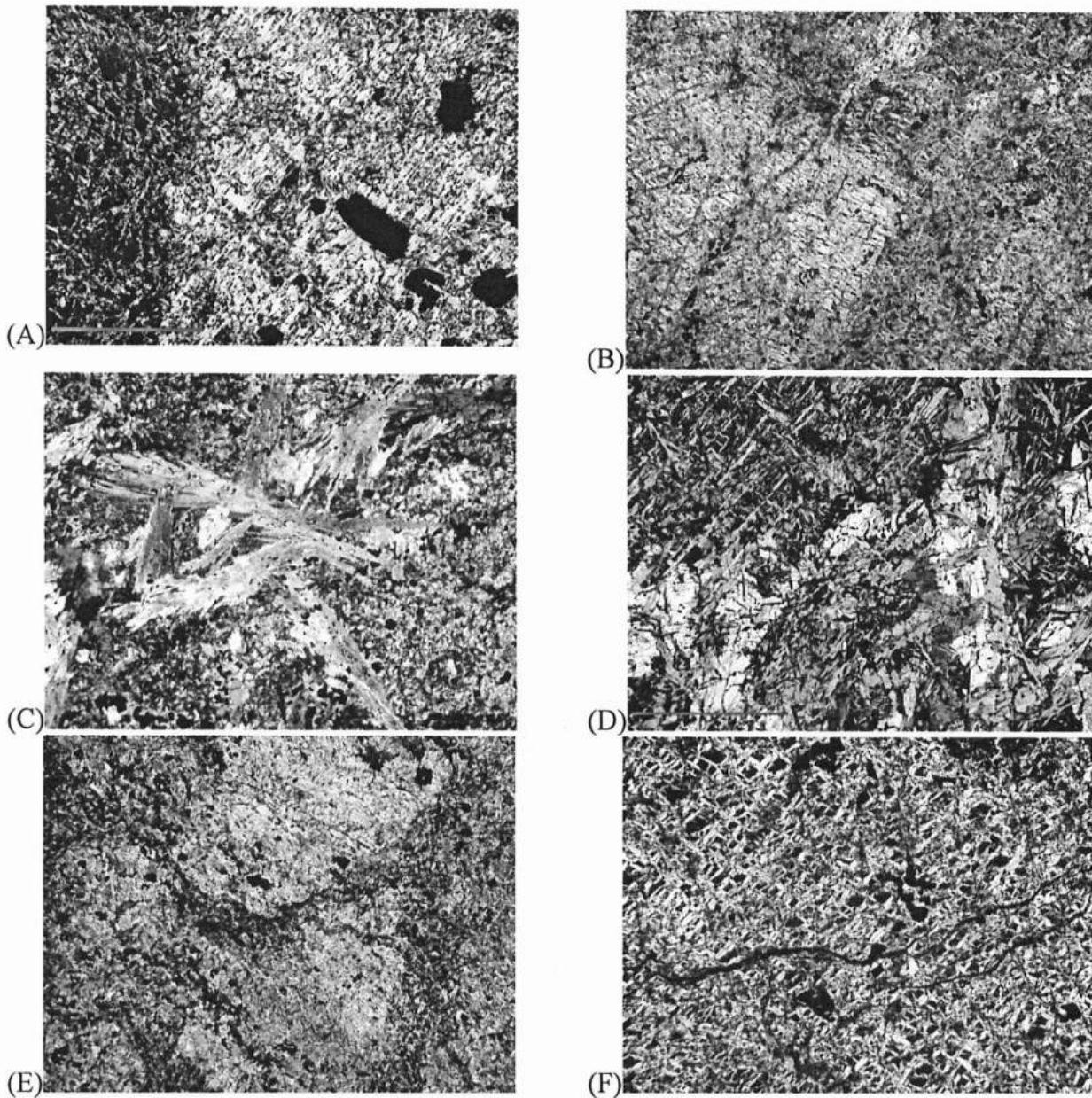
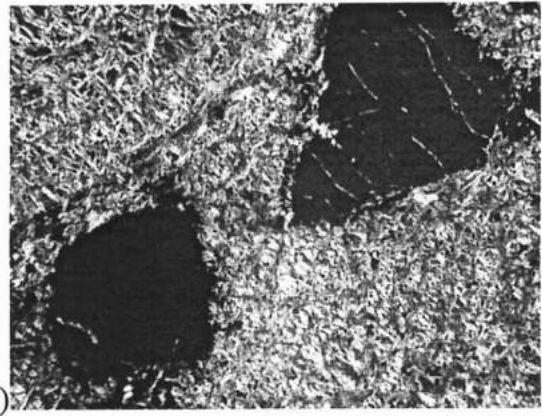
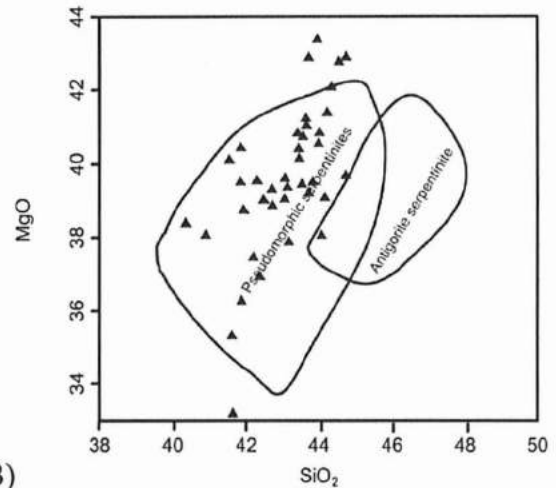
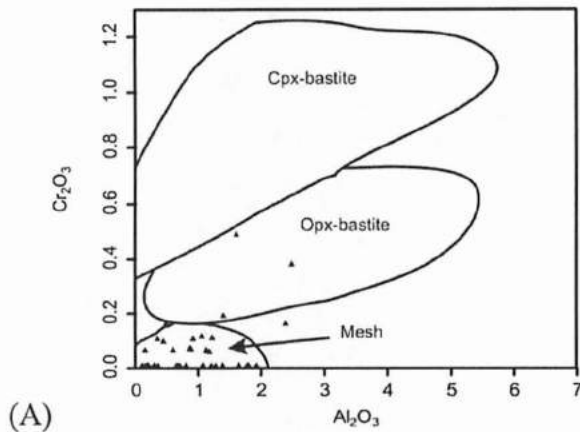


Figure 2. Representative textures of La Tuna serpentinites. (A) Pseudomorphic bastite serpentine; (B) Pseudomorphic mesh and banded-growth textures; (C) Tremolite crystals in a fan shape arrangement within the serpentine, chlorite and talc matrix; (D) nodule of Ca-amphibole with relic clinopyroxene and carbonate in a non-pseudomorphic interpenetrating serpentine matrix; (E) Non-pseudomorphic interlocking serpentine matrix; (F) pseudomorphic mesh serpentine. Photomicrographs A, D and F: width 3.26 mm. Photomicrographs B, C, and E: width 10.40 mm.

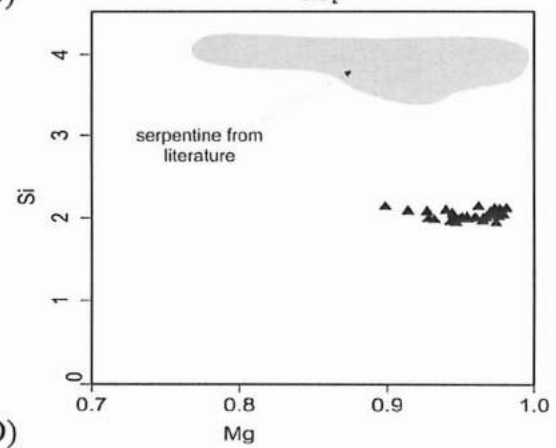
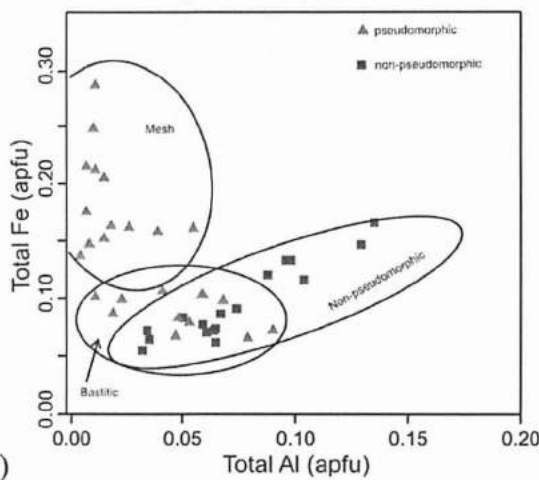


(A) (B)  
 Figure 3. Photomicrograph of spinels of La Tuna serpentinite. (A) group of altered Cr-spinel crystals in a Ca-amphibole, chlorite, serpentine matrix; (B) Anhedral crystals of altered Cr-spinels surrounded by tiny chlorite in a pseudomorphic serpentine matrix. Photomicrographs width 10.40 mm



(A)

(B)



(C)

(D)

Figure 4. Chemical diagrams for serpentinite. (A) Diagram  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (modified by Azer and Kalhil, 2005 after Dungan, 1979); (B)  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{MgO}$  diagram (after Dungan, 1979); (C) total Fe vs. total Al diagram (apfu) after D'Antonio and Kristensen, (2004); (D)  $\text{Mg}\#$  vs.  $\text{Si}^{+4}$  (apfu) after D'Antonio and Kristensen, (2004).

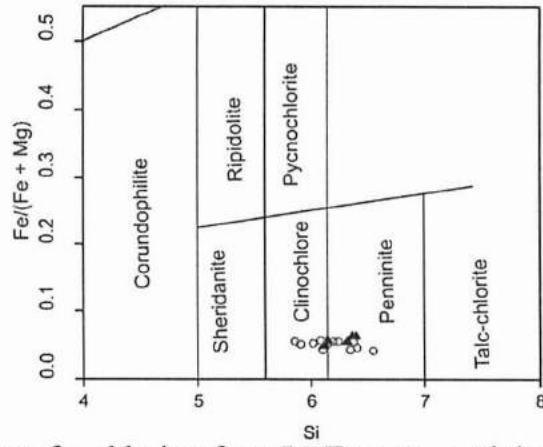


Figure 5. Classification diagram for chlorites from La Tuna serpentinite (after Hey, 1954).

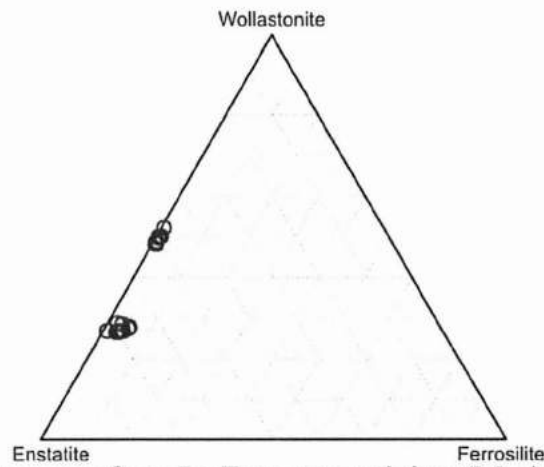


Figure 6. Classification of pyroxenes from La Tuna serpentinites (Morimoto et al., 1988).

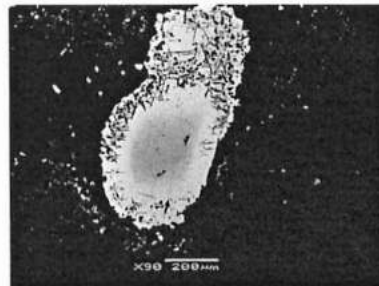


Figure 7. Backscattered electron image of chrome-spinel showing compositional zoning (sample 128\_07).



Table I. Representative analysis of serpentines and chlorites from La Tuna serpentinites.

	Serpentines	Serpentines	Serpentines	Serpentines	Serpentines	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite
Sample	128_49	128_52	153_47	177B_38	177B_52	128_29	133_07	133_10	177A_03	177A_09
SiO <sub>2</sub>	43.703	44.691	42.473	43.451	41.943	34.720	33.664	33.018	31.766	33.111
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.056	0.062	0.048	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.207	0.574	1.765	1.107	0.687	10.281	15.156	15.187	15.458	13.383
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.459	1.540	3.724	1.968	4.374	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	2.213	1.386	3.351	1.771	3.936	2.878	3.590	3.957	3.422	3.501
MnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.259	0.000	0.074	0.062	0.000	0.000
Na <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	36.941	34.852	33.125	34.649	34.227
MgO	39.245	39.719	39.003	40.171	38.780	0.000	0.000	0.056	0.000	0.000
CaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.174	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.154	0.057	0.000	0.057	0.000	0.185	0.051	0.057	0.157	0.083
NiO	0.194	0.149	0.222	0.103	0.260	2.111	0.000	0.000	1.230	1.346
OH	12.940	12.979	12.902	12.943	12.720	12.515	12.789	12.494	12.514	12.374
Total	99.902	99.709	100.089	99.800	99.197	99.631	100.232	98.018	99.244	98.025
Si	2.066	2.110	2.010	2.045	2.007	6.543	6.314	6.361	6.014	6.369
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.009	0.007	0.000
Al	0.067	0.032	0.098	0.061	0.039	2.283	3.350	3.448	3.449	3.034
Fe+3	0.087	0.055	0.133	0.070	0.158	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe+2						0.454	0.563	0.638	0.542	0.563
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.012	0.010	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	10.378	9.745	9.514	9.780	9.816
Mg	2.766	2.796	2.751	2.818	2.767	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.006	0.002	0.000	0.002	0.000	0.028	0.008	0.009	0.024	0.013
Ni	0.007	0.006	0.008	0.004	0.010	0.314	0.000	0.000	0.184	0.205
OH	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000
Total	9.000	9.000	9.000	9.000	9.000	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000

Table II. Representative analysis of pyroxenes and amphiboles from La Tuna serpentinites.

	Pyroxene	Pyroxene	Pyroxene	Pyroxene	Pyroxene	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
Sample	113R8_1_1	113R8_18	113R9A_13	122_11	122_12d	113r9a_1	122_3	128_38	153_39	177b_68
SiO2	55.204	54.324	59.327	58.939	58.301	57.489	56.647	59.253	57.070	58.903
TiO2	0.000	0.052	0.000	0.000	0.034	0.000	0.000	0.000	0.016	0.005
Al2O3	0.000	0.018	0.177	0.658	0.578	0.394	0.489	0.039	1.615	0.381
Fe2O3	0.130	0.891	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.230	0.000	1.819	2.105	3.293	2.492	3.656	0.846	1.531	0.828
MnO	0.000	0.063	0.116	0.054	0.087	0.133	0.117	0.000	0.135	0.063
MgO	17.578	18.394	25.519	23.789	23.282	22.413	20.997	22.941	22.439	22.917
CaO	26.736	26.165	13.335	13.834	13.452	13.602	13.588	13.748	13.218	13.384
Na2O	0.014	0.000	0.054	0.176	0.142	0.078	0.110	0.000	0.287	0.172
K2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.043	0.017
Cr2O3	0.075	0.073	0.000	0.000	0.000					
H2O						2.030	1.996	2.042	2.036	2.043
Total	99.967	99.980	100.347	99.555	99.169	98.631	97.600	98.869	98.390	98.713
Si	1.998	1.964	2.089	2.102	2.097	7.969	7.979	8.000	7.891	8.000
Ti	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001
Al	0.000	0.001	0.007	0.028	0.024	0.064	0.081	0.006	0.263	0.061
Fe+3	0.007	0.024	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe+2	0.007	0.000	0.054	0.063	0.099	0.289	0.431	0.096	0.177	0.094
Mn	0.000	0.002	0.003	0.002	0.003	0.016	0.014	0.000	0.016	0.007
Mg	0.948	0.992	1.340	1.265	1.248	4.631	4.409	4.618	4.626	4.640
Ca	1.037	1.014	0.503	0.529	0.518	2.020	2.051	1.989	1.958	1.947
Na	0.001	0.000	0.004	0.012	0.010	0.021	0.030	0.000	0.077	0.045
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.003
Cr	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000					
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000					
Wo	51.856	49.898	26.480	28.451	27.742					
En	47.443	48.813	70.518	68.082	66.815					
Fs	0.700	1.289	3.002	3.467	5.443					
Mg#						0.941	0.911	0.980	0.963	0.980

Table III. Representative analysis of spinels from La Tuna serpentinites.

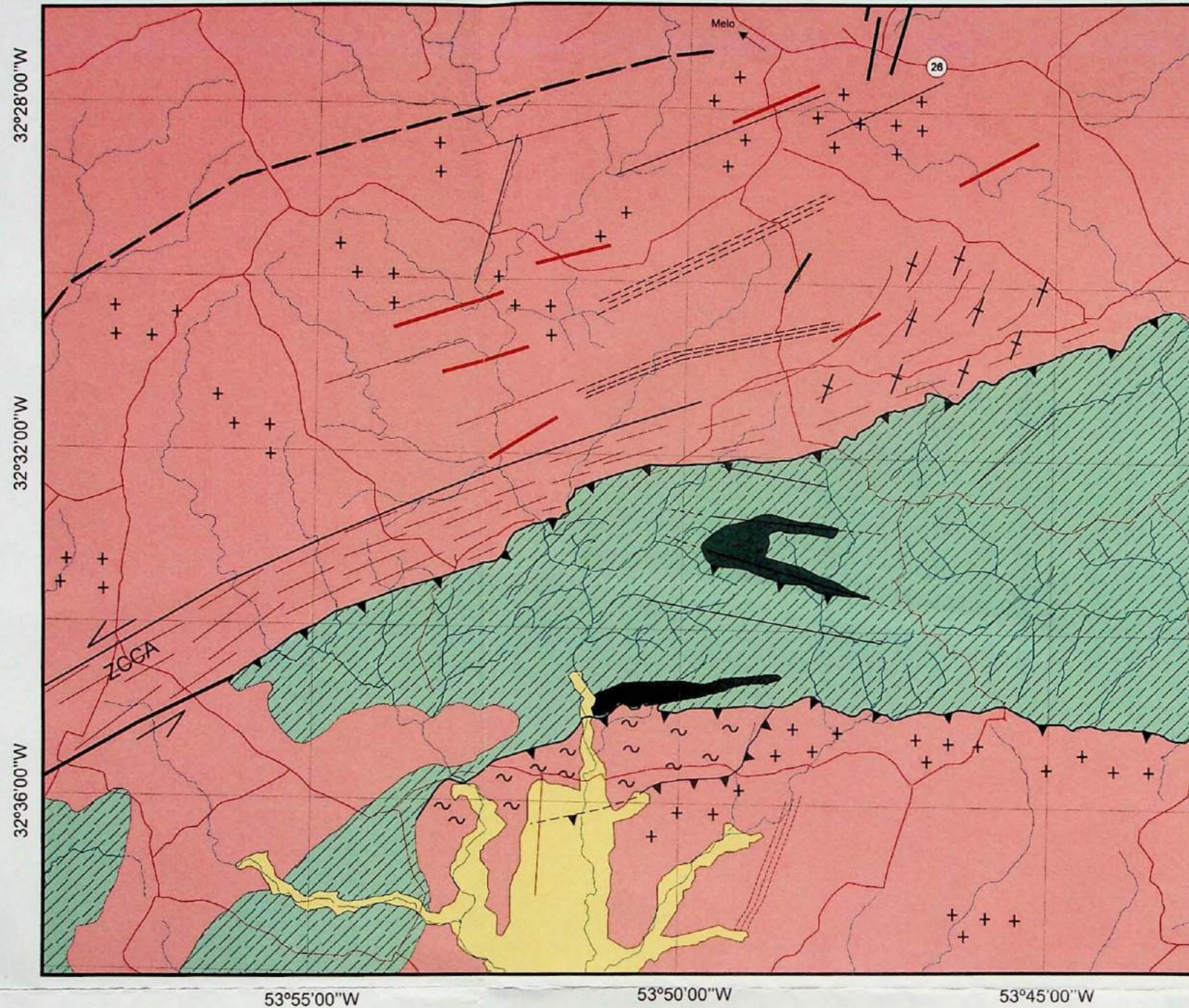
	Chromite	Chromite	Chromite	Chromite	Chromite	Chromite
Samples	113R5_19	128_10	128_15	177A_25	177A_32	177B_10
SiO2	0.058	0.000	0.000	0.000	0.000	1.487
TiO2	0.411	0.036	0.000	0.260	0.174	0.636
Al2O3	0.000	0.152	4.643	0.209	0.595	0.123
Cr2O3	7.275	30.950	42.554	29.913	30.950	21.017
Fe2O3	47.832	33.449	24.378	33.905	32.162	37.870
FeO	43.042	30.099	21.937	30.509	28.941	34.077
MnO	0.247	1.760	1.611	0.735	0.724	0.511
MgO	0.301	2.799	5.685	4.582	4.933	3.881
CaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NiO	0.479	0.460	0.276	0.431	0.527	0.712
ZnO	0.000	0.318	0.489	0.200	0.249	0.196
Nb2O5	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	99.645	100.022	101.573	100.744	99.255	100.511
Si	0.018	0.000	0.000	0.000	0.000	0.427
Ti	0.093	0.008	0.000	0.055	0.037	0.138
Al	0.000	0.053	1.603	0.069	0.199	0.042
Cr+3	1.738	7.211	9.856	6.651	6.939	4.776
Fe+3	10.960	7.532	4.219	7.856	7.581	8.474
Fe+2	10.876	7.418	5.375	7.175	6.864	8.192
Mn	0.063	0.439	0.400	0.175	0.174	0.124
Mg	0.136	1.230	2.483	1.921	2.086	1.663
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.116	0.109	0.065	0.097	0.120	0.165
Zn	0.000	0.069	0.106	0.042	0.052	0.042
Nb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	24.000	24.069	24.106	24.042	24.052	24.042

DOAÇÃO

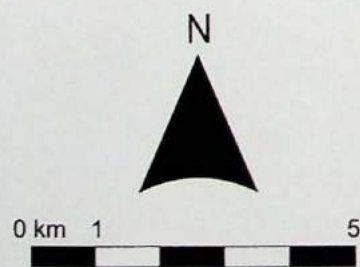
IGC/USP

Data: 17/07/2013





- Cobertura fanerozoica
- Diques indiferenciados
- Complexo Paso del Dragón
  - Litodema Xistos da Micaela (rochas meta-vulcano-sedimentares)
  - Litodema Serpentinitos Cerro La Tuna (rochas máficas-ultramáficas)
- Batólito Sierra de los Ríos
  - + Granitos deformados
  - / / Granitos miloníticos
- Embasamento
  - ~ Migmatitos
- Zona de cisalhamento Cerro Amaro
- Faixas miloníticas
- Lineamentos
- Lineamento inferido
- Empurrão
- Empurrão inferido
- Limite geológico
- Limite geológico inferido



Referências

- Caminhos
- Drenagem
- 26 Rodovia

Coordenadas geográficas

Base cartográfica do Serviço Geográfico Militar (Uruguai)

## Esboço geológico da área

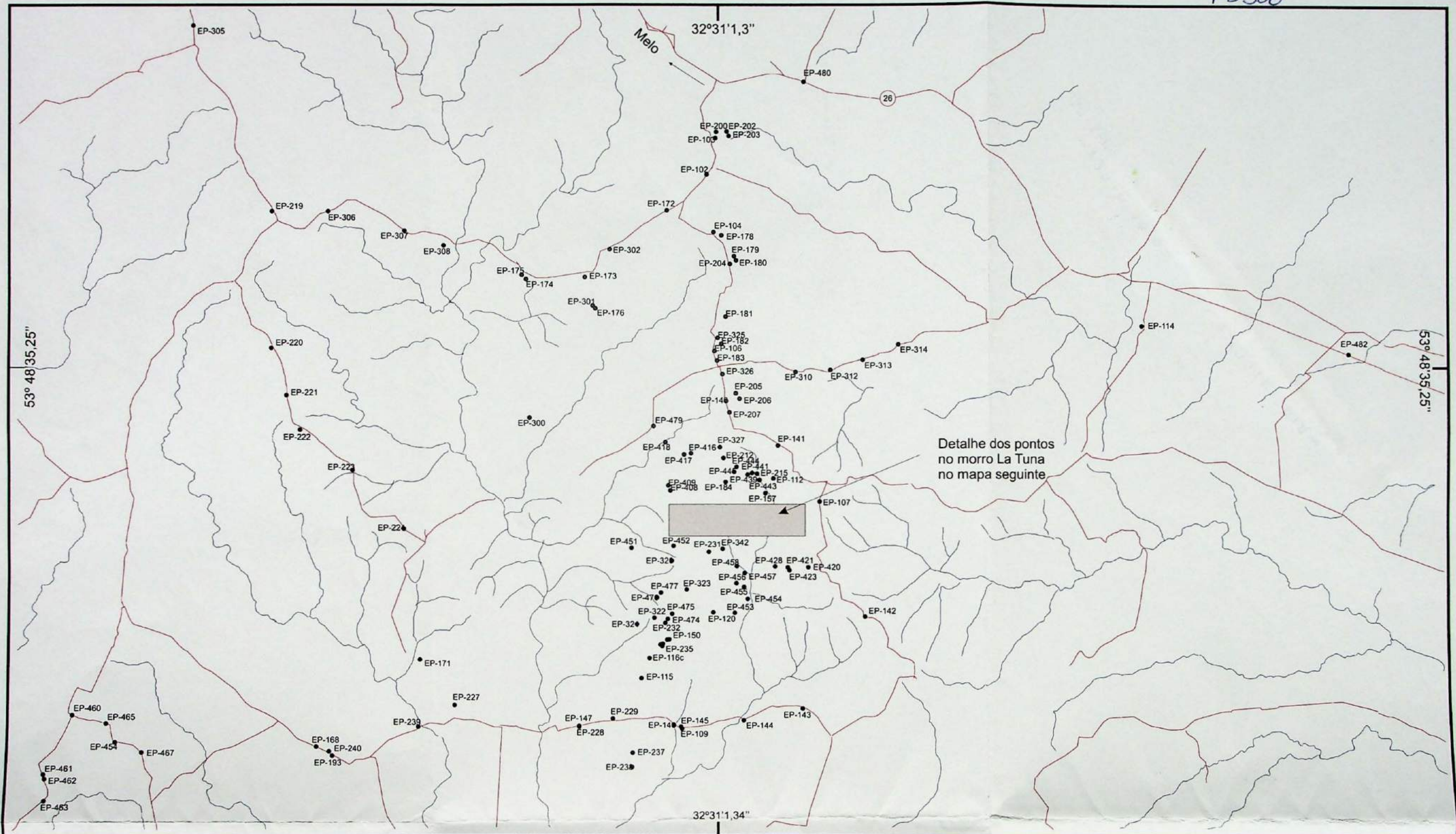
Universidade de São Paulo - Instituto de Geociências

Programa de Pós-graduação Geoquímica - Geotectônica  
Tese de Doutorado

Orientador: M.A.S. Basei

Autora: Elena Peel Canabal





Detalhe dos pontos  
 no morro La Tuna  
 no mapa seguinte

N



0 km 5 km

Referências

- Caminhos
- Drenagem
- Pontos visitados

Coordenadas geográficas

Base cartográfica do Servicio Geográfico Militar (Uruguai)

Mapa de pontos visitados

Departamento de Cerro Largo - Uruguai

Universidade de São Paulo - Instituto de Geociências

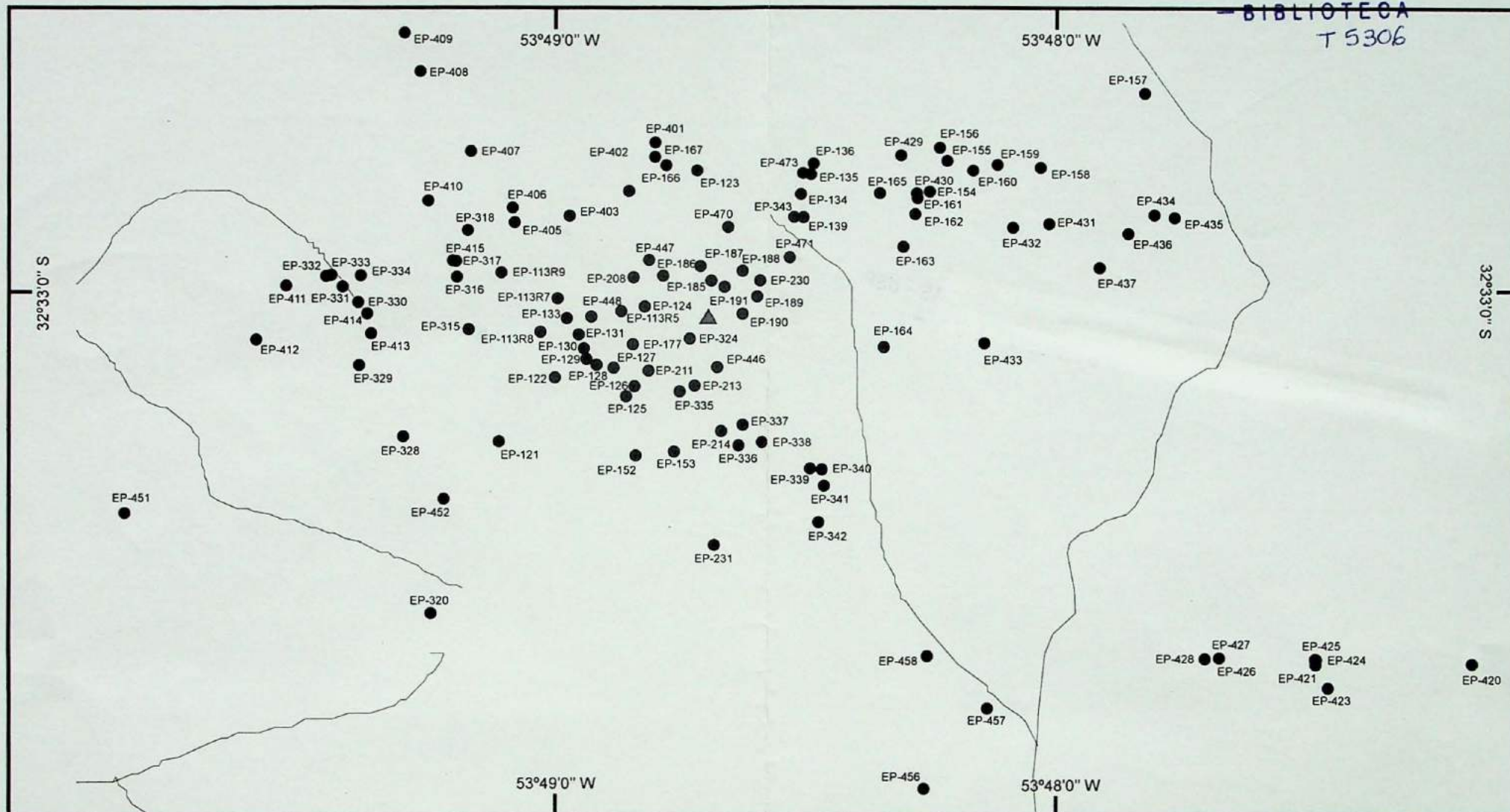
Programa de Pós-graduação Geoquímica - Geotectônica

Tese de Doutorado

Orientador: M.A.S. Basei

Autora: Elena Peel Canabal





N



0 m 100 m 1000 m

Referências

- ▲ Morro La Tuna
- Caminhos
- Drenagem
- EP-200 Pontos visitados

Coordenadas geográficas

Base cartográfica do Serviço Geográfico Militar (Uruguai)

# Mapa de pontos visitados

Detalhe na área do morro La Tuna - Uruguai

Universidade de São Paulo - Instituto de Geociências

Programa de Pós-graduação Geoquímica - Geotectônica

Tese de Doutorado

Orientador: M.A.S. Basei

Autora: Elena Peel Canabal

