



Universidade Federal do Pará

Centro de Geociências

Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**“ ESTUDO DOS ISÓTOPOS DE Sr E Pb DAS ROCHAS E
MINERALIZAÇÕES DA REGIÃO DE PORTOVELO-ZARUMA (EL
ORO), EQUADOR ”.**

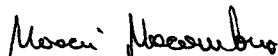
TESE APRESENTADA POR

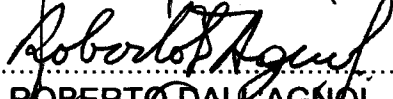
MARCO ANTONIO GALARZA TORO

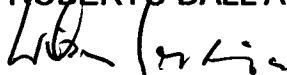
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.**

Data de Aprovação 20.01.1998

Comitê de Tese:


.....
MOACIR JOSÉ B. MACAMBIRA (Orientador)


.....
ROBERTO DALL'AGNOL


.....
WILSON TEIXEIRA

BELÉM

Todo lo puedo en Cristo que me fortalece,
porque el Señor es mi pastor y nada me faltará.
Fil. 4:13; Sal. 23:1

A meu Deus

A meus pais Vicente e Esperanza (In memoriam)

A minha esposa Sandra, filhos Anaelí, David e
Andrés, e irmãos.

AGRADECIMENTOS

Quero expressar meus agradecimentos às diversas pessoas e instituições que colaboraram direta ou indiretamente com esta dissertação de Mestrado, em especial:

- À minha querida família que, na saudade e na tristeza dessa vida, mantém os laços de amor, harmonia e solidariedade.
- Ao Serviço Alemão de Intercâmbio Acadêmico (DAAD), em especial, ao Dr. Wolker Geller e à Sra. Marília de La Cal, pela bolsa de estudos e auxílio financeiro para a execução da presente pesquisa.
- À União de Universidades Amazônicas (UNAMAZ) e à vice-presidência da Unamaz Loja-Ecuador.
- Ao Centro de Geociências e ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará, pelo curso ofertado e utilização da infra-estrutura de seus laboratórios em diferentes etapas deste trabalho.
- Ao orientador desta dissertação, Prof. Dr. Moacir José Macambira, pelas sugestões apresentadas ao longo deste trabalho e principalmente pelo apoio, amizade e incentivo permanente.
- Aos Profs. Drs. Jean-Michel Lafon, Cândido Augusto Moura e Roberto Dall'Agnol pela amizade, sugestões e ensinamentos.
- Ao Prof. Dr. Thomas Scheller pela amizade e ajuda inestimável no manuseio e aplicação de *softwares* em todas as fases da pesquisa desenvolvida no Laboratório de Geologia Isotópica.
- Ao Prof. Paulo Gorayeb, pelas sugestões apresentadas durante o estudo petrográfico.
- Ao Prof. Ms. Antonio Vaquera Vargas, pela amizade, ensinamentos e apoio emprestados durante a etapa das análises químicas.
- À técnica Cintia Maria Silva pela amizade, companheirismo e pelo auxílio durante as etapas de laboratório.
- Aos colegas brasileiros, Hilton Tulio Costi, Albano Leite, José Erimar Soares, Renato Silva Jr., Cláudio Lamarão, Paulo Khoury, Valter Avelar, Alayde Barbosa, Silvia Elena Souza, Edielma Farias, Elma Oliveira e Cleris Sachett, pela amizade e ambiente de companheirismo.

- Aos colegas e amigos bolsistas do DAAD, Germán Uzquiano, Héctor Palenque, Germán Garabito, Oscar Choque, Gundisalvo Piratoba e Jorge Loyola, pela amizade e colaboração recebida.
- Aos amigos equatorianos, Magner Turner Carrión, Enrique Gutierrez e Galo Beltran (Mequeque) pela colaboração durante as etapas de campo.
- Finalmente, aos funcionários do Centro de Geociências da UFPa, em especial aos das seções de laminação, secretaria, biblioteca e fotocópia, pela atenção recebida.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	viii
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1 - INTRODUÇÃO	5
1.1 - APRESENTAÇÃO	5
1.2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO	6
1.3 - PROBLEMÁTICA GEOLÓGICA-GEOCRONOLÓGICA	8
1.4 - OBJETIVOS	12
1.4.1 - Granitóides	13
1.4.2 - Rochas Vulcânicas da Formação Celica	13
1.4.3 - Mineralização aurífera	13
1.5 - METODOLOGIA DE TRABALHO	13
2 - GEOLOGIA DO EQUADOR	15
2.1 - INTRODUÇÃO	15
2.2 - GEOGRAFIA E GEOMORFOLOGIA	16
2.2.1 - Oriente	16
2.2.2 - Serra	18
2.2.3 - Costa	18
2.2.4 - Região Insular	19
2.3 - ARCABOUÇO GEOLÓGICO E TECTÔNICO	19
2.3.1 - Bacia Oriental	19
2.3.2 - Zona Sub-Andina	20

2.3.3 - Zona da Cordilheira Real (Oriental)	21
2.3.4 - Zona da Cordilheira Ocidental	21
2.3.5 - Zona Costeira	22
2.3.6 - Principais Zonas de Falha dos Andes Equatorianos	25
2.3.7 - Geologia Econômica do Equador	26
2.4 - GEOLOGIA DO CINTURÃO METAMÓRFICO EL ORO	28
2.4.1 - Aspectos Gerais	28
2.4.2 - Unidades lito-estratigráficas	28
2.4.3 - Granitóides	32
2.5 - GRANITÓIDES ANDINOS CORRELACIONÁVEIS AOS DO CINTURÃO EL ORO	34
2.6 - VULCANISMO ANDINO, COM ÊNFASE NA FORMAÇÃO CELICA	37
 3 - GEOLOGIA DA REGIÃO DE PORTOVELO - ZARUMA	 41
3.1 - INTRODUÇÃO	41
3.2 - UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	41
3.2.1 - Grupo Tahuin	41
3.2.1.1 - Formação San Roque	43
3.2.1.2 - Formação Capiro	44
3.2.2 - Granitóides	45
3.2.3 - Formação Celica	47
3.2.4 - Grupo Alamor	50
3.2.5 - Formação Tarqui	51
3.2.6 - Riolitos Zaruma Urcu	51
3.2.7 - Aspectos Metalogenéticos	51
3.3 - PETROGRAFIA	53
3.3.1 - Introdução	53
3.3.2 - Granitóides	55
3.3.2.1 - Composições Modais	55

3.3.2.2 - Granitóide El Prado	55
3.3.2.3 - Granitóide Amarillo-Pindo	62
3.3.2.4 - Granitóide Luís-Ambocas	62
3.3.2.5 - Granitóide Guayabo-Porotillo e Ambocas	62
3.3.2.6 - Granitóide Salati	63
3.3.2.6.1 - Anfibólio-Dioritos e Anfibólio-Quartzo-Dioritos	63
3.3.2.6.2 - Descrição mineralógica e textural	63
3.3.3 - Rochas Vulcânicas Intermediárias da Formação Celica	65
3.3.3.1 - Características Gerais	65
3.3.3.2 - Descrição dos Minerais e Texturas	66
3.3.4 - Mineralizações	69
3.3.4.1 - Minerografia	70
 4 - GEOLOGIA ISOTÓPICA	 74
4.1 - FUNDAMENTOS DA GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DO Sr E Pb	74
4.1.1 - Os isótopos de Sr e a metodologia Rb-Sr em rocha total e minerais	74
4.1.2 - Os isótopos de Pb e a metodologia Pb-Pb em rocha total e minerais	76
4.2 - PROCEDIMENTOS EXPERIMENTAIS	80
4.2.1 - Introdução	80
4.2.2 - Coleta de Amostras	80
4.2.3 - Metodologia Rb-Sr em rocha total e minerais	81
4.2.4 - Metodologia Pb-Pb (aplicação em galena)	83
4.2.5 - Metodologia Pb-Pb em rocha total	84
 5 - RESULTADOS ANALÍTICOS Rb-Sr	 87
5.1 - GRANITÓIDES	87
5.1.1 - Granitóide El Prado	87
5.1.1.1 - Granitóide El Prado 1	91

5.1.1.2 - Granitóide El Prado 2	96
5.1.2 - Outros Granitóides	98
5.2 - ROCHAS VULCÂNICAS INTERMEDIÁRIAS DA FORMAÇÃO CELICA	103
5.3 - CALCITAS	107
 6 - RESULTADOS ANALÍTICOS Pb-Pb	109
6.1 - GRANITÓIDES	109
6.2 - ROCHAS VULCÂNICAS INTERMEDIÁRIAS DA FORMAÇÃO CELICA	113
6.3 - GALENAS	115
 7 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	120
7.1 - GRANITÓIDES	120
7.2 - ROCHAS VULCÂNICAS INTERMEDIÁRIAS DA FORMAÇÃO CELICA	123
7.3 - MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS	126
7.3.1 - Galenas	126
7.3.2 - Calcitas	127
 8 - INTEGRAÇÃO DOS DADOS E CONCLUSÕES	128
 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	132

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS	Pag.
Figura 1 Mapa de localização da área de Portovelo-Zaruma	7
Figura 2 Vias de acesso a área Portovelo-Zaruma	9
Figura 3 Visão panorâmica da porção NE da região de Portovelo-Zaruma	10
Figura 4 Mapa Fisiográfico do Equador	17
Figura 5 Principais acidentes tectônicos do Equador	23
Figura 6 Coluna Estratigráfica da zona da Cordilheira Ocidental	24
Figura 7 Zonas prioritárias para a prospeção de jazidas metálicas do Equador	27
Figura 8 Mapa geológico da Província de El Oro	29
Figura 9 Mapa geológico da área de Portovelo-Zaruma	42
Figura 10 Afloramento de gnaisses da Formação San Roque	44
Figura 11 Afloramento de quartzitos da Formação Capiro	45
Figura 12 Afloramento em blocos de quartzo-gabro do Granitóide El Prado	46
Figura 13 Rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica aflorando a NW de Portovelo	49
Figura 14 Afloramento de rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica da parte NE de Portovelo	50
Figura 15 Mapa de Amostragem da área de estudo	54
Figura 16 Diagrama Q-A-P (STRECKEISEN, 1976) para os granitóides da região de Portovelo-Zaruma	58
Figura 17 Textura granular hipidiomórfica em quartzo-gabro El Prado	60
Figura 18 Cristal de Opx transformado parcialmente para Bt e Anf em quartzo-gabro El Prado	61
Figura 19 Textura porfirítica com fenocristais automorfos de Pl em diorito do corpo Salati	64
Figura 20 Textura granular hipidiomórfica em quartzo-diorito do corpo Salati	64
Figura 21 Microtexturas de níveis pilotaxíticos, fluidais, em rocha vulcânica intermediária da Formação Celica	67
Figura 22 Fenocristais de plagioclásio saussuritizados em rocha vulcânica intermediária da Formação Celica	67
Figura 23 Fenocristais de plagioclásio em matriz, apresentando níveis fluidais em rocha vulcânica intermediária da Formação Celica	68
Figura 24 Plagioclásio totalmente saussuritizado em rocha vulcânica intermediária da Formação Celica	69
Figura 25 Fotomicrografia de cristal de galena	72
Figura 26 Fotomicrografia de cristais anédricos de esfalerita	72
Figura 27 Fotomicrografia mostrando cristais xenomórficos de covelita	73
Figura 28 Diagrama logarítmico da razão $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 mostrando a distribuição dos granitóides da região de Portovelo-Zaruma	88
Figura 29 Diagrama isocrônico Rb-Sr para as amostras do Granitóide El Prado	89
Figura 30 Diagrama isocrônico BID para as amostras do Granitóide El Prado	90

Figura 31	Diagrama isocrônico Rb-Sr para seis amostras do Granitóide El Prado 1	91
Figura 32	Diagrama isocrônico Rb-Sr para 4 amostras do Granitóide El Prado 1	92
Figura 33	Diagrama de mistura [$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$]o vs. $1/[^{86}\text{Sr}]$ para as rochas do Granitóide El Prado	95
Figura 34	Diagrama [$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$]o vs. SiO_2 para as rochas do Granitóide El Prado	95
Figura 35	Diagrama isocrônico Rb-Sr para as amostras de minerais (M) e rocha total (RT) do Granitóide El Prado	97
Figura 36	Diagrama isocrônico Rb-Sr para as amostras do Granitóide El Prado 2	98
Figura 37	Diagrama isocrônico BID para as amostras do Granitóide El Prado	99
Figura 38	Diagrama isocrônico BID para as amostras dos granitóides El Prado, Guayabo-Porotillo, Luís-Ambocas, Amarillo-Pindo e Salati	100
Figura 39	Diagrama de mistura [$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$]o vs. $1/[^{86}\text{Sr}]$ para as amostras dos granitóides Guayabo-Porotillo, Luís-Ambocas, Amarillo-Pindo e Salati	102
Figura 40	Diagrama isocrônico Rb-Sr para as amostras de rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica	104
Figura 41	Diagrama isocrônico Rb-Sr para as rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica	105
Figura 42	Diagrama de mistura [$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$]o vs. $1/[^{86}\text{Sr}]$ para as amostras das rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica	107
Figura 43	Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para as amostras dos granitóides da região de Portovelo-Zaruma	110
Figura 44	Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para as amostras dos granitóides da região de Portovelo-Zaruma	111
Figura 45	Composições isotópicas de Pb de reservatórios envolvidos na geração de granitóides andinos	112
Figura 46	Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para as amostras das rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica	114
Figura 47	Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para as amostras das rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica	114
Figura 48	Composições isotópicas de Pb de reservatórios envolvidos na geração de vulcânicas andinas	116
Figura 49	Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ elaborado com as amostras de galenas da região de Portovelo-Zaruma	118
Figura 50	Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ elaborado com as amostras de galenas da região de Portovelo-Zaruma	119

TABELAS

	Pag.
Tabela 1	Comparação das composições mineralógicas modais das amostras de granitóides da região de Portovelo-Zaruma
	56
Tabela 2	Resultados analíticos das concentrações de Rb e Sr e razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do Granitóide El Prado
	88
Tabela 3	Resultados analíticos das concentrações de SiO_2 , razões isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $1/[^{87}\text{Sr}]$ do Granitóide El Prado
	94

Tabela 4	Resultados analíticos das concentrações de Rb e Sr e razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da rocha EP-8 e minerais da região de Portovelo-Zaruma	97
Tabela 5	Resultados analíticos das concentrações de Rb e Sr e razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos Granitóides Guayabo-Porotillo (GP), Luís-Ambocas (LA), Amarillo-Pindo (AP) e Salatí (S) da região de Portovelo-Zaruma	100
Tabela 6	Razões isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $1/[^{86}\text{Sr}]$ dos Granitóides Guayabo-Porotillo, Luís-Ambocas, Amarillo-Pindo e Salatí	102
Tabela 7	Resultados analíticos das concentrações de Rb e Sr e razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica	104
Tabela 8	Resultados analíticos das razões isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $1/[^{86}\text{Sr}]$ das rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica	106
Tabela 9	Razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de calcitas de veios cortando as rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica	108
Tabela 10	Razões isotópicas de Pb das amostras dos granitóides El Prado e Salatí da região de Portovelo-Zaruma	110
Tabela 11	Razões isotópicas de Pb das amostras de rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica da região de Portovelo-Zaruma	113
Tabela 12	Razões isotópicas de Pb das amostras de galenas provenientes de veios auríferos da região de Portovelo-Zaruma	117

RESUMO

Este trabalho consiste em um estudo de geologia isotópica pelos métodos Rb-Sr e Pb-Pb em rocha total e minerais das rochas ígneas da região de Portovelo-Zaruma, localizada na encosta oeste da Cordilheira Ocidental dos Andes equatorianos. Buscando-se entender a evolução geológica dessa região, foram analisadas amostras dos granitóides cálcico-alcalinos El Prado, Guayabo-Porotillo, Luís-Ambocas, Amarillo-Pindo e Salatí, enquadrados no Cinturão Metamórfico El Oro; rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica; galenas e calcitas de veios de quartzo aurífero que cortam as rochas vulcânicas.

As amostras do Granitóide El Prado com $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 0,7$ forneceram a idade de 211 ± 26 Ma com razão inicial de $0,70436 \pm 0,00018$ (MSWD = 3,84). Esse novo dado enquadra os granitóides de Portovelo-Zaruma no Triássico Superior, contrariamente ao que tinha sido suposto por outros autores. Valores similares apresentam os granitóides Moromoro (193 ± 13 Ma a 221 ± 6 Ma, K-Ar; 228 ± 1 Ma, U-Pb) e Marcabelí (207 ± 6 Ma a 220 ± 6 Ma, K-Ar; 219 ± 2 Ma, isocrona Sm-Nd), caracterizando um magmatismo contemporâneo ao evento tectono-metamórfico que estruturou o Cinturão Metamórfico El Oro. A razão inicial obtida para o Granitóide El Prado sugere uma possível origem do manto superior com contaminação crustal.

Amostras do Granitóide El Prado com $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} > 1,0$ forneceram uma idade de 255 ± 33 Ma com razão inicial de $0,70849 \pm 0,00106$ (MSWD = 74,49). Embora a idade seja similar à primeira idade obtida para o Granitóide El Prado, a razão inicial e o grau de desalinhamento dos pontos são superiores, indicando uma maior participação de material crustal nas rochas mais evoluídas do Granitóide El Prado. Quanto aos outros granitóides Guayabo-Porotillo, Luís-Ambocas e Salatí, suas amostras também não indicaram um bom alinhamento.

As razões isotópicas do Pb dos granitóides de Portovelo-Zaruma são similares entre si ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18,737-19,019; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15,631-15,682 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38,517-38,890) e seus valores favorecem a hipótese de tratar-se de materiais de diversos constituintes, possivelmente com assimilação de supracrustais com contribuições muito subordinadas de material mantélico.

Em síntese, os isótopos de Sr e Pb dos granitóides cálcico-alcálicos da região de Portovelo-Zaruma sugerem um ambiente de margem continental ativa de tipo andino, como tem sido observado no Peru e na Colômbia.

Os dados Rb-Sr das rochas vulcânicas intermediárias da série Muluncay da Formação Celica forneceram uma idade de 48 ± 12 Ma com uma razão inicial de $0,70556 \pm 0,00012$ (MSWD = 1,64). Como essas rochas não parecem ter sido afetadas por eventos posteriores, a idade obtida é interpretada como a de sua extrusão. Esse evento vulcânico parece ter afetado o sistema Rb-Sr em minerais do Granitóide El Prado, como sugere a idade de 50 ± 1 Ma (MSWD = 1,05) obtida para essas rochas graníticas. Essa idade, contudo, é contraditória com a estimada para o setor sul da Formação Celica, cortada pelo batólito de Tangula datado em 114 ± 30 Ma (K-Ar). Quanto à razão inicial obtida, ela é sugestiva de uma origem a partir da fusão da base da crosta para as vulcânicas da série Muluncay da Formação Celica. Não se obteve bons alinhamentos para as demais amostras da Formação Celica.

O Pb das vulcânicas Celica tem composição isotópica bastante homogênea ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18,998 - 19,059; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15,663 - 15,695 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38,003 - 38,971) e intermediária entre andesitos cálcico-alcálicos de arco de ilha e de margem continental, sugerindo que o magma que lhes deu origem foi contaminado com materiais da crosta superior, incluindo sedimentos supracrustais.

As galenas ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18,939 - 18,969; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15,651 - 15,681 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38,790 - 38,910) e as calcitas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0,705280 - 0,705804) dos veios auríferos que cortam as rochas vulcânicas da Formação Celica são semelhantes em termos isotópicos às de suas rochas encaixantes. Tal semelhança sugere uma fonte comum para as rochas vulcânicas e os veios mineralizados que as seccionam.

ABSTRACT

This work presents a Rb-Sr and Pb-Pb whole rock and minerals isotopic study in the igneous rocks of the Portovelo-Zaruma region, situated in the western slope of the Andean Occidental Cordillera in Ecuador. In order to investigate the geological evolution of this region, samples from the El Prado, Guayabo-Porotillo, Luís-Ambocas, Amarillo-Pindo and Salati calcic-alkaline granitoids, occurring in the El Oro Metamorphic belt, as well as the intermediate volcanic rocks from the Celica Formation were analyzed. In addition, the Pb and Sr isotope compositions from, respectively, galenas and calcites of the gold-bearing quartz veins that cut these volcanic rocks, also were determined to find out the source of the mineralization.

The samples of the El Prado granitoid with $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 0.7$ yielded an age of 211 ± 26 Ma with a Sr initial ratio of 0.70436 ± 0.00018 (MSWD = 3.84). This data places the Portovelo-Zaruma granitoids in the Upper Triassic, contrarily to what had been suggested by others authors. Similar ages have been obtained on the Moromoro (193 ± 13 Ma to 221 ± 6 Ma, K-Ar; 228 ± 1 Ma, U-Pb) and Marcabelí granitoids (207 ± 6 Ma to 220 ± 6 Ma, K-Ar; 219 ± 22 Ma, Sm-Nd isochron), characterizing a magmatism contemporaneous to the tectonometamorphic event that structured the El Oro Metamorphic belt. The Sr initial ratio of the El Prado granitoid suggests a upper mantle source with crustal contamination.

Samples from the El Prado granitoid with $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} > 1.0$ provided an age of 255 ± 33 Ma with a Sr initial ratio of 0.70849 ± 0.00106 (MSWD = 74.49). This age is similar to the previous age obtained for the El Prado granitoid but, the higher Sr initial ratio indicates a more important participation of crustal material on the more evolved rocks of the El Prado granitoid. Concerning the others granitoids, theirs samples also do not fit a good straight line, possibly due to magmatic contaminations and/or later disturbance affecting the Rb-Sr system..

The Pb isotopic ratios of the El Prado granitoid ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.737-19.019; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.631-15.682 and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.517-38.890) support the hypothesis of deal about constituents several materials, possibly involving supracrustal assimilation with subordinate contribution of mantle material.

In conclusion, the Sr and Pb isotopes from the calc-alkaline granitoids of the Portovelo-Zaruma region suggest an active continental margin environment of andine type, as it has been observed in Peru and Colombia.

The Rb-Sr data of the intermediate volcanic rocks from the Muluncay serie of the Celica Formation yielded an age of 48 ± 12 Ma with a Sr initial ratio of 0.70556 ± 0.00012 (MSWD = 1.64). As these rocks do not seem to have been affected by later events, this age is interpreted as that of the extrusion. This volcanic event may have reset the Rb-Sr system of the minerals of the El Prado Granitoid, since a Rb-Sr mineral age of 50 ± 1 Ma (MSDW = 1,05) was obtained for this granitic rock. However, this age is contradictory with the admitted age of the southern part of the Celica Formation, intruded by the 114 ± 30 Ma (K-Ar) Tangua batolith. The Sr initial ratio value suggests a lower crust source for the Muluncay Series of the Celica Formation. Others samples of the Celica Formation do not define an isochron.

The Pb isotopic composition of the Celica volcanics is very homogeneous ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.998 - 19.059; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.663 - 15.695 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.003 - 38.971), with values between those from the calc-alkaline island arc and continental margin andesites, suggesting that the magma was contaminated with material from the upper crust, including sediments.

The Pb from galenas ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.939 - 18.969; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.651 - 15.681 and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.790 - 38.910) and the Sr from calcites ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.705280 - 0.705804) sampled from the gold-bearing veins that cut the Celica volcanic are isotopically similar to those of theirs host rocks. This similarity suggests a comun source for the volcanic rocks and the mineralized veins.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

O Equador ocupa uma posição de importância geológica peculiar: inclui um setor de um centro de dispersão oceânica ativa (a zona do *rift* de Galápagos, entre as placas Cocos e Nazca) e faz parte de uma típica zona de subducção ativa de crosta oceânica sob a margem continental (placa Nazca e costa oeste de América do Sul) (BALDOCK, 1982).

A Cordilheira dos Andes constitui um dos melhores exemplos mundiais de magmatismo plutônico associado a margens continentais ativas. O território equatoriano ocupa um lugar de transição entre os Andes Setentrionais e os Andes Centrais, incluindo as ilhas Galápagos (PALADINES, 1989). Essa superfície cobre o segmento do cinturão móvel dos Andes, compreendido entre 1° e 30' de latitude norte e 5° de latitude sul, assim como as zonas localizadas a oeste e este do mesmo.

Wolf apud LITHERLAND et al. (1990), delineou aproximadamente as áreas de ocorrência das rochas metamórficas da Cordilheira Real no primeiro mapa geológico do Equador. Mais tarde, SAUER (1965) descreveu algumas das unidades principais, seguido de estudos mais específicos realizados por Feininger, Trouw e Herbert apud LITHERLAND et al. (1990).

O mapeamento de reconhecimento da Cordilheira Real continuou com os estudos de Kennerley apud LITHERLAND et al. (1990). Muitas unidades geológicas novas têm sido descritas em todo o país, porém, há poucas informações sobre sua geocronologia, destacando-se apenas os trabalhos de Kennerley, Herbert & Pichler, Feininger & Silberman, Aly apud PALADINES (1989) e FEININGER (1982, 1987); BALDOCK (1982); HALL & CALLE (1982); LITHERLAND et al. (1990, 1995); VAN THOURNOUT et al. (1990, 1996); ASPDEN & LITHERLAND (1992); ASPDEN et al. (1992b); NOBLE et al. (1997).

A geologia do Equador ainda é pouco conhecida e os trabalhos existentes são geralmente de contexto regional. Portanto, as interpretações sobre as possíveis fontes dos magmas e sobre a evolução dos corpos plutônicos aflorantes nos Andes equatorianos são ainda preliminares.

A região escolhida para este estudo representa o distrito mineiro (aurífero) mais importante do Equador e se crê, segundo informações históricas disponíveis, que os veios auríferos descobertos pelos espanhóis já eram conhecidos pelos povos indígenas. A partir do ano de 1549, muitas empresas internacionais e locais têm trabalhado na região, e contribuído com numerosos estudos geológico-mineiros, definindo critérios básicos que têm permitido orientar a busca de novas jazidas (INENIM-AGCD, 1989).

O arcabouço geológico da região de Portovelo-Zaruma é formado por um embasamento metamórfico, o Grupo Tahuín, composto principalmente de gnaisses, xistos, anfibolitos, filitos e quartzitos, e dividido em duas formações: San Roque e Capiro; granitóides considerados como cretáceos (ECUADOR, 1980), com composições tonalíticas a granodioríticas (LOYOLA, 1996); vulcânicas da Formação Celica, constituída de rochas basálticas e andesíticas, considerada de idade cretácea (ECUADOR, 1980), hospedando mineralização aurífera em depósitos polimetálicos (Pb, Zn, Cu, Au, Ag etc).

A presente dissertação de mestrado envolve estudos geocronológicos e geoquímicos isotópicos: a) granitóides; b) rochas vulcânicas da Formação Celica; c) sulfetos (galenas) e calcitas associados às mineralizações auríferas da região de Portovelo-Zaruma. Pretende-se, neste trabalho, contribuir para o entendimento da evolução e gênese das rochas ígneas e mineralizações dessa região através do estudo de isótopos de Sr e Pb.

Para a realização da presente dissertação se contou com o apoio do Serviço Alemão de Intercâmbio Acadêmico (DAAD), em termos de bolsa de estudos e trabalho de campo, através do convênio que essa instituição mantém com a Associação de Universidades Amazônicas (UNAMAZ) e o Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará (UFPA).

1.2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A região de Portovelo-Zaruma localiza-se no SE da Província de El Oro a 100 km de sua capital, Machala, no Equador (Figura 1). Essa região está situada no SW do país, na encosta oeste da Cordilheira Ocidental dos Andes equatorianos.

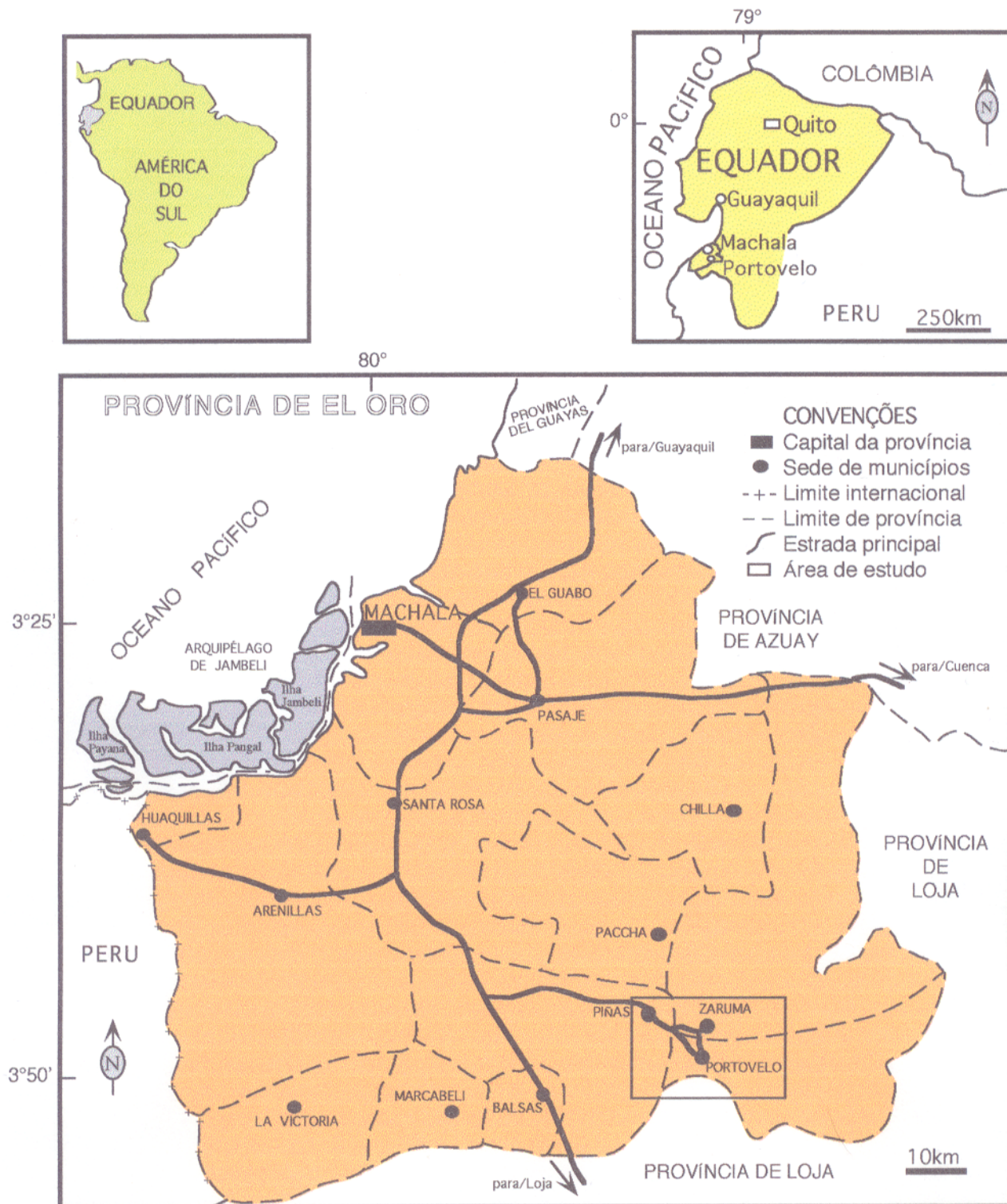


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo, modificado de PRODISMAT (1974).

A zona de estudo conta com bons acessos e todos os serviços básicos (Figura 2). A principal via é a que a liga com Machala, Santa Rosa, Piñas e Loja, e se encontra asfaltada até as cidades de Portovelo e Zaruma. Pode-se percorrer a área de estudo por diferentes estradas e caminhos vicinais que, na estação chuvosa, apresentam péssimas condições de tráfego.

As principais drenagens da área são: os rios Luís (direção NE) e Ambocas (direção SE), os quais se ligam para formar o Rio Pindo (direção NE). Esse último se liga com o Rio Amarillo (direção NE) e formam o Rio Grande ou Puyango. Outra drenagem importante é o Rio Calera (direção SW) que deságua no Rio Amarillo.

A morfologia da região caracteriza-se por pendentes fortes com altitudes compreendidas entre 600 e 1400 m de altitude (Figura 3). O clima é frio a subtropical com duas estações bem definidas: estação chuvosa (“inverno”, dezembro-maio) e estação seca (“verão”, meses restantes). A precipitação média anual fica em torno de 1.300 mm, enquanto que a temperatura média flutua entre 25° e 28°C durante a manhã e em torno de 23°C, durante a tarde e noite (NAVARRETE, 1989).

A ocupação principal da população de Portovelo e Zaruma é a pequena mineração informal, envolvendo extração, manejo e tratamento para a concentração do ouro que atualmente é alvo de exploração por pequenos mineradores e garimpeiros.

1.3 - PROBLEMÁTICA GEOLÓGICA-GEOCRONOLÓGICA

A área selecionada para o estudo compreende aproximadamente 550 km² e está localizada nos arredores de Portovelo e Zaruma (Figura 1, 2 e 3). A região apresenta vários problemas geocronológicos importantes, envolvendo uma série de unidades litológicas, ou seja, rochas metamórficas, granitóides e rochas vulcânicas.

Embora seja um centro mineiro (aurífero) importante do Equador, não se tem muitas informações petrológicas e geocronológicas sobre as formações lito-estratigráficas e mineralizações associadas da região de Portovelo-Zaruma, como se verá em seguida:

- **Grupo Tahuín:** Esse grupo está subdividido em duas formações:

- **Formação San Roque:** Snelling apud BRISTOW & HOFFSTETTER (1977) e Kennerley apud LITHERLAND et al. (1995) obtiveram as idades de 732 ± 14 Ma e 743 ± 13 Ma,

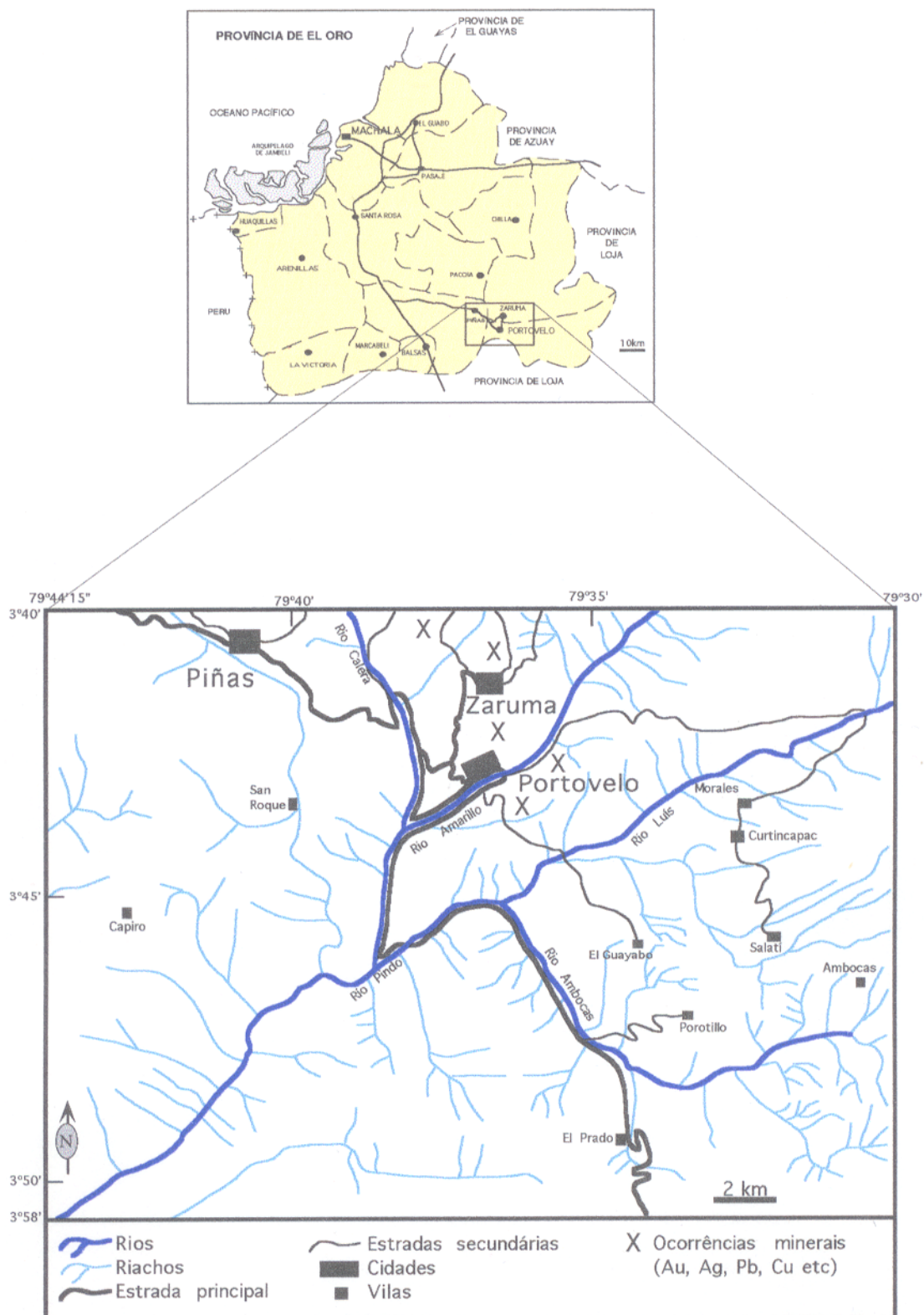


Figura 2 - Vias de acesso a área de estudo Portovelo-Zaruma (Extraído de ECUADOR, 1980).



Figura 3 - Visão panorâmica da porção NE da região estudada, apresentando terrenos montanhosos típicos de relevos orogênicos. Observe-se Zaruma na parte direita superior. A fotografia foi tomada da estrada Curtinchipac a Morales na direção aproximada de E para W. Note-se na parte central as formas de relevo características da Formação Celica.

respectivamente, em anfibolito da região de Portovelo pelo método K-Ar levando a sugerir que se trata de rochas pré-cambrianas, compondo o embasamento metamórfico da região. Outras determinações K-Ar indicam valores de 224 ± 34 e 647 ± 37 Ma (ASPDEN et al., 1992b; LITHERLAND et al., 1995). Todavia, dados U-Pb em zircões fornecem a idade de $221 +18/-16$ Ma (NOBLE et al., 1997), levando a reinterpretar a idade K-Ar desses anfibolitos como aparentes (falsas), podendo refletir a presença de excesso de argônio (LITHERLAND et al., 1995). Estudos isotópicos mais detalhados dos gnaisses da Formação San Roque necessitam ser realizados com o objetivo de melhor caracterizar sua idade (pré-cambriana ou triássica), confrontando-os com os dados disponíveis para o anfibolito da região de Portovelo a fim de estabelecer uma correlação crono-estratigráfica entre elas.

- **Formação Capiro:** Idade mal definida, podendo ir desde o Pré-cambriano Superior ao Paleozóico Inferior (BALDOCK, 1982).

- **Formação Celica:** Constitui uma seqüência vulcânica de andesitos e basaltos de idade supostamente cretácea (ECUADOR, 1980). Essas lavas estão ligadas à formação, sobre o embasamento, de uma cobertura composta por uma série de rochas vulcânicas andesíticas (arco vulcânico continental) associadas com intrusões de corpos dioríticos a granodioríticos (VAN THUORNOUT et al., 1991). Datações recentes pelo método K-Ar em rocha total de lavas possivelmente hidrotermalizadas da série Faique das proximidades de Portovelo indicaram a idade de $15,3 \pm 0,5$ Ma, interpretada como idade de magmatismo (VAN THOURNOUT et al., 1996). Fora da área estudada, na parte sul, um setor da Formação Celica, que não apresenta continuidade com o da região de Portovelo-Zaruma, é cortado pelo batólito granítico de Tangula (114 ± 30 e 113 ± 3 Ma, K-Ar em hornblenda (Kennerley apud BALDOCK, 1982, PALADINES, 1989). Essa idade posiciona a Formação Celica no Cretáceo Inferior. Não se conhece, no entanto, as idades dos dois outros membros da formação, assim como suas relações petrogenéticas.

- **Mineralizações de ouro:** Embora associadas com as rochas vulcânicas da Formação Celica, não se conhece sua idade, origem, nem a relação petrogenética com suas rochas encaixantes. O estudo dos isótopos de chumbo vem sendo empregado em pesquisas para discutir problemas relacionados à origem de rochas e de depósitos minerais, oferecendo informações que podem ser

utilizadas tanto para se estabelecer a cronologia dos eventos mineralizantes, como para identificar as áreas fontes dos magmas CANNON et al. (1961) e DOE & STACEY (1974).

- **Granitóides:** São corpos que intrudem o Grupo Tahuín e em contacto com a Formação Celica. São representados na região pelos corpos Guayabo-Porotillo, El Prado, Ambocas, união dos rios Luís-Ambocas e Amarillo-Pindo, Salati, Moromoro e Marcabelí. Segundo ECUADOR (1980), os cinco primeiros são de idade cretácea. Não se dispõe, no entanto, de dados que permitam uma definição de sua idade e a possível fonte de seu magma. LOYOLA (1996) estudou a geologia, geoquímica e petrologia desses corpos. Contudo, é necessário confrontar as informações disponíveis com as dos granitos Moromoro e Marcabelí, enquadrados no mesmo grupo por ECUADOR (1980). É necessário também verificar as possíveis relações temporais e genéticas entre o plutonismo granítico e os vulcanismos presentes na região, como fez BROWN (1981, 1982), para o magmatismo extrusivo e intrusivo de arco vulcânico da Cordilheira dos Andes.

1.4 - OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho é o de contribuir com dados geocronológicos e de geoquímica isotópica do Sr e Pb para o entendimento da evolução geológica e metalogênese da região de Portovelo-Zaruma, testando os modelos anteriormente propostos. Pretende-se também confrontá-los com os dados disponíveis sobre associações análogas do Cinturão Metamórfico El Oro, dos Andes equatorianos e dos Andes de países vizinhos, como Peru e Colômbia. Esse objetivo acarreta desdobramentos para as questões de caráter local, envolvendo, principalmente, as seguintes unidades selecionadas para estudo:

- a) *Granitóides,*
- b) *Rochas vulcânicas da Formação Celica, e*
- c) *Mineralização aurífera*

Assim, os seguintes objetivos específicos são definidos:

1.4.1 - Granitóides

Evidenciar a idade de cristalização dessas rochas e sua razão inicial do Sr e Pb a fim de embasar discussões petrogenéticas de nível regional. Os estudos dos granitóides foram desenvolvidos em colaboração com Jorge Loyola, que desenvolveu uma dissertação de mestrado no CPGG/UFPa (LOYOLA, 1996).

1.4.2 - Rochas Vulcânicas da Formação Celica

Caracterização geocronológica da Formação Celica, com sua integração no âmbito regional, através da determinação de sua idade de cristalização, as razões isotópicas iniciais do Sr e Pb e a investigação das relações petrogenéticas com os corpos circunvizinhos, verificando uma possível associação genética dessas rochas com as mineralizações auríferas da região.

1.4.3 - Mineralização aurífera

Determinar as composições isotópicas do Pb nos sulfetos (galenas) e Sr nas calcitas associadas às mineralizações, a fim de confrontá-las com as das rochas vulcânicas (Formação Celica), com as quais se encontram associadas, tentando caracterizar sua idade, evolução e fontes.

1.5 - METODOLOGIA DE TRABALHO

Para desenvolver este trabalho e alcançar os objetivos traçados, o presente estudo consistiu em duas etapas principais. A primeira, dedicada ao levantamento de dados geológicos convencionais, envolveu atividades como:

a) Pesquisa bibliográfica sobre os principais aspectos geológico-geocronológicos da região em questão e de artigos semelhantes sobre tipologia de rochas vulcânicas, mineralizações e granitóides andinos, com ênfase naqueles equatorianos. Foi igualmente efetuada uma análise bibliográfica específica relacionada aos métodos geocronológicos empregados, nesta dissertação.

b) Trabalhos de campo para a coleta de informações geológicas e amostragem dos conjuntos rochosos e mineralizações. Foram empregados, nessa fase do trabalho, o mapa geológico disponível em escala 1:100.000 (ECUADOR, 1980) e, como base topográfica, folhas

plani-altimétricas em escala de 1:50.000 e 1:25.000 (I.G.M., 1979, 1988).

c) Estudo microscópico, em laboratório, das amostras coletadas em vista da seleção preliminar de material adequado para as análises isotópicas, além de sua caracterização e classificação petrográfica e metalográfica.

A segunda etapa de trabalho consistiu em estudos isotópicos. Pela própria tônica da dissertação, essa etapa de trabalho recebeu maior ênfase. Foram empregadas as metodologias Rb-Sr e Pb-Pb, sendo as análises desenvolvidas tanto em rocha total como em minerais separados.

As amostras selecionadas para as análises isotópicas foram inicialmente trituradas e pulverizadas a 80 mesh, sendo homogeneizadas para, em seguida, serem quarteadas. A partir de então, as amostras receberam tratamento diferenciado em função da metodologia a ser empregada. Para as análises em minerais, os concentrados foram obtidos através do Separador Magnético Isodinâmico Frantz ou com emprego de bromofórmio. O concentrado final foi purificado por triagem manual sob lupa binocular. As técnicas experimentais de rotina adotadas pelo Laboratório de Geologia Isotópica da UFPa estão sumariadas e sintetizados no item 4.2.

Os resultados obtidos nessas análises são apresentados na forma de tabelas e diagramas ao longo do texto, e as interpretações, discussões e conclusões no final do mesmo.

2 - GEOLOGIA DO EQUADOR

2.1 - INTRODUÇÃO

As primeiras investigações da geologia do Equador iniciaram-se nos fins do século XIX. Entre os anos de 1870-1874 W. Reiss e H. Stubel apud PALADINES (1989) estudaram os Andes de América do Sul, particularmente os estrato-vulcões do Equador. Em 1892, T. Wolf apud PALADINES (1989); LITHERLAND et al. (1990); ASPDEN & LITHERLAND (1992) publica o primeiro livro sobre a geologia, intitulado "GEOGRAFIA Y GEOLOGIA DEL ECUADOR", e o primeiro Mapa Geológico do Equador na escala 1:2.000.000.

Na metade desse século, intensifica-se no país a exploração de jazidas de petróleo, de minérios e de gás. Nesse período, publicaram-se muitos trabalhos de investigação sobre a geologia das diferentes zonas geotectônicas do Equador, como TCHOOPP (1953), T. Wasson, J. Sinclair, H. Oppenheim, H. Thalman e outros apud PALADINES (1989).

No ano de 1965 é publicado o livro "GEOLOGIA DEL ECUADOR" e o Mapa Geológico do Equador na escala 1:1.000.000 (SAUER, 1965). No início do ano de 1960 é criada a Direção Geral de Geologia e Minas do Equador, mais tarde transformada em INEMIN (PALADINES, 1989), e posteriormente, em 1991, em CODIGEM e DINAMI, que são instituições estatais.

A partir de 1960 se inicia o estudo sistemático da Geologia do Equador, com colaboração de grupos estrangeiros das Nações Unidas, França, Inglaterra, Espanha, Alemanha, Bélgica etc. Como resultado desses trabalhos foram publicadas dezenas de folhas geológicas nas escalas 1:100.000, 1:50.000 e 1: 25.000; o Mapa Geológico do Equador em 1977, a nova versão em 1982; o Mapa Metalogenético do Equador na escala 1:1.000.000 (1980), assim como outros mapas temáticos e um grande número de artigos publicados pela Direção Geral de Geologia e Minas do Equador (PALADINES, 1989). Estudos mais específicos foram levados a cabo por FEININGER (1980, 1982, 1987); Trouw e Herbert apud FEININGER (1982), LITHERLAND et al. (1990), porém todos se limitaram a seções de estradas.

Os trabalhos de reconhecimento da Cordilheira Real se iniciaram com os estudos de Kennerley, Bristow, Bristow & Guevara, Bristow et al., Trouw, Herbert apud ASPDEN & LITHERLAND (1992) e FEININGER (1982), sumariados por BALDOCK (1982) e incorporados ao mapa nacional na escala 1:1.000.000. A maioria desses trabalhos enquadra as rochas metamórficas da Cordilheira Real como não diferenciadas.

2.2 - GEOGRAFIA E GEOMORFOLOGIA

O Equador está situado na parte ocidental da América do Sul, entre Colômbia e Peru. Incluindo as ilhas Galápagos, sua superfície é de 270.000 km² (PALADINES, 1989). Geograficamente predomina a Cordilheira dos Andes que divide a parte continental em três regiões naturais muito distintas, que não são simples expressões geomorfológicas, mas indicam fundamentalmente ambientes geológicos diferentes (BALDOCK, 1982) (Figura 4).

No leste, encontra-se a zona baixa denominada Oriente e parte da Bacia Amazônica Superior, a qual se levanta para oeste partindo de uma altitude de 200 m até cerca de 800 m e mais de 2000 m, na Zona Subandina. A Zona Andina ou Serra, que se eleva até 4000 m, com vários vulcões que alcançam mais de 6000 m de altitude, está dividida em Cordilheira Oriental ou Real e Cordilheira Ocidental pelo vale inter-andino e outras bacias inter-montanas descontínuas. A Zona Costeira ou Costa, inclui várias serras pequenas de 200 a 600 m até o Pacífico, assim como a extensa região da Bacia do Guayas a oeste dos Andes. As ilhas Galápagos estão situadas a aproximadamente 1000 km a oeste da costa equatoriana e compreendem 14 ilhas principais e muitas ilhotas (BALDOCK, 1982).

2.2.1 - Oriente

O Oriente do Equador inclui a região plana coberta de mata que forma parte da Bacia Amazônica Superior e a Zona Subandina, esta caracterizada por íngremes montanhas cobertas por espessa vegetação. Os rios mais importantes (Aguarico, Napo, Pastaza, Santiago), estradas recentemente construídas e um oleoduto (transandino) conectam essa região com os campos petrolíferos do nordeste. O acesso é difícil especialmente nas Cordilheiras Cutucú e El Cóndor, a

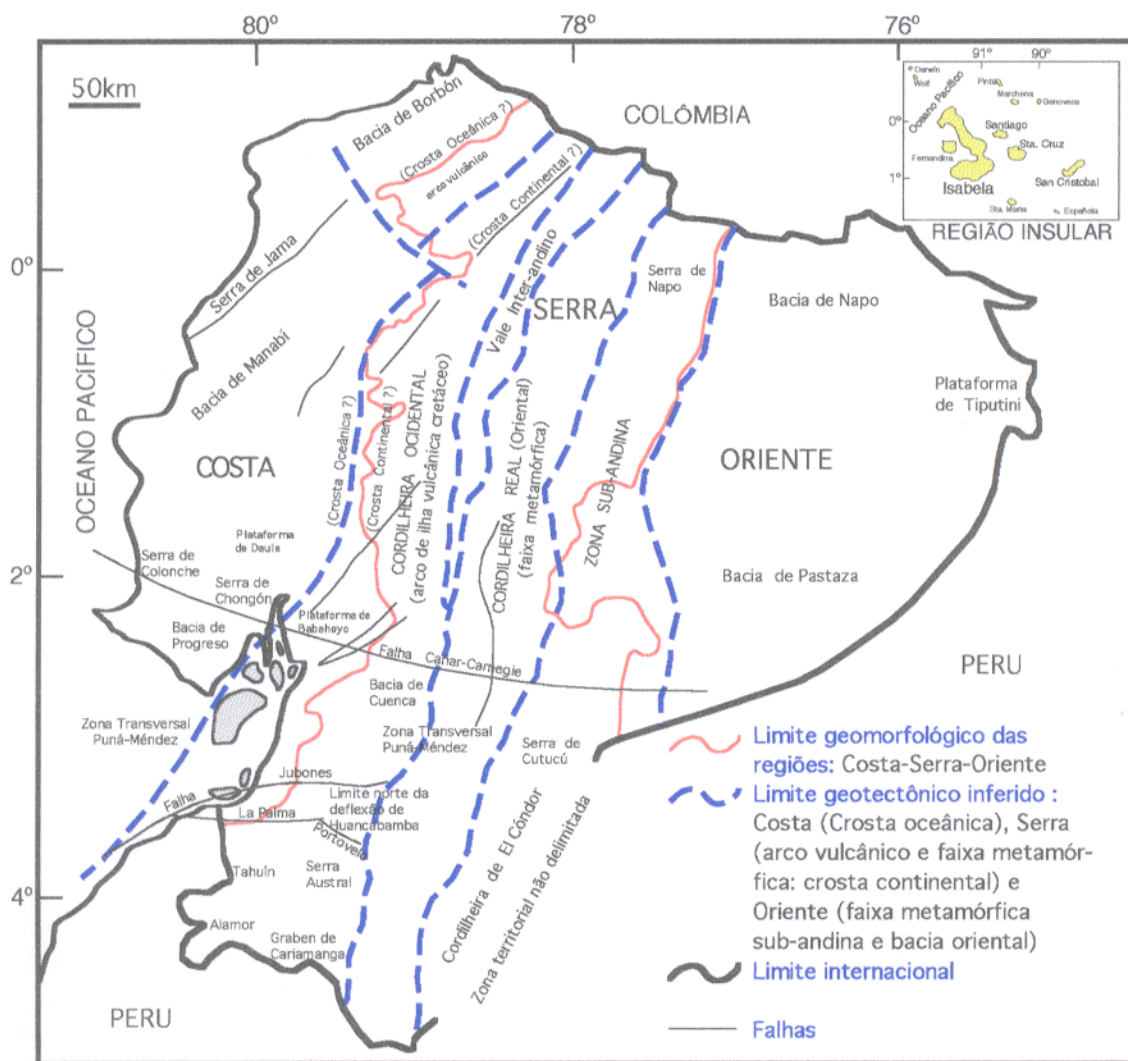


Figura 4 - Mapa Fisiográfico do Equador, modificado de BALDOCK (1982).

sul, onde restam grandes áreas por mapear. Vulcões ativos (Reventador e Sumaco) encontram-se na parte norte. O clima é tropical e o índice pluviométrico muito elevado em toda a região (BALDOCK, 1982; HALL & CALLE, 1982).

2.2.2 - Serra

Os Andes formam a coluna vertebral do Equador, atravessando completamente o país com direção SSW-NNE, porém sua largura é de cerca de 150 km, muito mais estreita que no resto da cadeia montanhosa. O vale inter-andino ou *graben* divide-se em várias bacias preenchidas por seqüências sedimentares e piroclásticas cenozóicas, e separa a Cordilheira Real (Oriental) da Ocidental. A Cordilheira Real constitui uma remota região na qual afloram rochas metamórficas, em parte cobertas por seqüências vulcânicas cenozóicas, incluindo alguns dos principais estrato-vulcões. A Cordilheira Ocidental compreende principalmente vulcões do Mesozóico e rochas sedimentares secundárias. Algumas das áreas altas estão cobertas por rochas vulcânicas do Neógeno. A região é caracterizada por muitos ambientes microclimáticos, determinados amplamente pela altitude e pelas condições geomorfológicas locais (BALDOCK, 1982).

2.2.3 - Costa

A oeste dos Andes descansam as baixas e férteis planícies da bacia do Guayas, constituída de sedimentos terciários e materiais de retrabalhamento fluvial quaternário e, no norte, a Bacia terciária Esmeraldas-Borbón. A parte interior da costa está limitada, a oeste, por uma cadeia montanhosa costeira entrecortada (conhecida como as serras de Jama-Coaque, Manta e Chongón-Colonche) e composta de núcleos de rochas vulcânicas e sedimentares do Mesozóico, superpostos por sedimentos terciários. Os portos principais se localizam nas cidades de Guayaquil, Manta, Esmeraldas e Machala (Porto Bolívar). O clima é quente, úmido e tropical (BALDOCK, 1982).

2.2.4 - Região Insular

As ilhas Galápagos se encontram no lado norte da placa Nazca, na interseção das cadeias submarinhas Carnegie e Cocos, aproximadamente a meio caminho, entre a costa sulamericana e o levantamento da dorsal submarinha Pacífico Este. São constituídas por rochas vulcânicas plio-quadernárias compostas por basaltos toleíticos a alcalinos olivínicos. As ilhas se encontram na linha equatorial, porém estão banhadas pela corrente fria de Humbolt, tendo condições únicas tanto climáticas como ecológicas e geomorfológicas (BALDOCK, 1982).

2.3 - ARCABOUÇO GEOLÓGICO E TECTÔNICO

A formação e o desenvolvimento dos Andes equatorianos estão determinados, antes de tudo, por um zoneamento estruturo-formacional orientado no sentido longitudinal, o qual representa uma mudança lateral paulatina desde o Cráton Amazônico até o Oceano Pacífico (ALMEIDA et al., 1981; PALADINES, 1989). A interação das placas Sul-americana, Nazca e o bloco da América do Norte tem dado origem a numerosas bacias, variados estilos de deformação tectônica, acreções continentais, magmatismo e diversos fenômenos sísmicos e vulcânicos. Os Andes equatorianos representam um segmento de 650 km de comprimento e 150 km de largura da cadeia Andina e são produto de uma subducção ativa da placa oceânica sob a litosfera continental (BALDOCK, 1982). A cordilheira tem, em geral, altitudes ao redor de 3500 a 4000 m, mas certos vulcões chegam a uma elevação superior a 6000 m (HALL & CALLE, 1982).

No Equador se destacam, de Oriente para Ocidente, as seguintes subprovíncias tectônicas ou zonas lito-estruturais: Bacia Oriental, Sub-andina, Cordilheira Real (Oriental), Cordilheira Ocidental e Costeira (SAUER, 1965; BALDOCK, 1982; PALADINES, 1989) (Figura 4).

2.3.1 - Bacia Oriental

A Bacia Oriental se situa nos limites orientais do Equador e tem aproximadamente 350 km de comprimento e 250 km de largura. Com algumas modificações, essa bacia continua nos territórios de Colômbia, ao norte, e Peru, ao sul. De Oriente a Ocidente, a medida que se aproxima do cinturão Andino, a profundidade da bacia cresce desde algumas centenas de metros até 5 km e, de

norte a sul, sua profundidade cresce de 2,5 até 5 km (PALADINES, 1989).

A Bacia Oriental representa uma seqüência sedimentar assimétrica preenchida geralmente por depósitos marinhos cretáceos, com espessuras de 324 a 1000 m, e por depósitos terciários, ao redor de 4500 m, de fácies de água doce e salgada (TSCHOPP, 1953). A partir de perfurações petrolíferas realizadas na Bacia Oriental, constatou-se que sobre o embasamento cristalino de idade precambriana, repousa uma potente seqüência de sedimentos com idades compreendidas entre o Jurássico Inferior e o Holoceno (PALADINES, 1989), composta principalmente de arenitos, argilitos, calcários e conglomerados.

O Oriente do Equador é a parte da plataforma pericratônica ou bacia de retro-arco com mais de 5 km de espessura de sedimentos continentais e lacustres que se superpõem às rochas sedimentares de plataforma do Mesozóico Inferior e a crosta continental pré-cambriana (LONSDALE, 1978). Ela desenvolve-se entre o Cráton Amazônico, a leste, e o cinturão móvel Andino e o arco vulcânico, a oeste, em um ambiente tectônico-sedimentar que se estende desde a Venezuela à Bolívia, a leste dos Andes (BALDOCK, 1982).

2.3.2 - Zona Sub-andina

No território equatoriano, a Zona Sub-andina forma uma faixa norte-sul de 60 a 80 km de largura e aproximadamente 600 km de comprimento. De norte a sul, ela se subdivide em quatro subzonas: Serra Napo, Bacia de Pastaza, Serra do Cutucú e Cordilheira de El Cóndor (HALL & CALLE, 1982; PALADINES, 1989) (Figura 4). Não só pela sua localização, mas também por sua evolução tectônica, a Zona Sub-andina tem uma natureza transicional. Caracteriza-se por ter uma evolução geológica muito variada. É constituída por complexos dobrados e não dobrados de rochas de diferentes idades, que incluem desde rochas pré-cambrianas do embasamento cristalino gnáissico, migmatítico e granulítico, que afloram ao norte da Serra Napo-Galeras, até rochas sedimentares jurássicas, que afloram na serra de Cutucú, prolongando-se até a Cordilheira de El Cóndor, ao sul.

2.3.3 - Zona da Cordilheira Real (Oriental)

Esta zona tectônica representa a estrutura anticlinal positiva mais importante dos Andes equatorianos. A Cordilheira Real apresenta um embasamento continental com grandes batólitos que intrudem as rochas cristalinas (LONSDALE, 1978), que podem ser predominantemente do Mesozóico (FEININGER, 1975). Essa zona tem, no Equador, uma extensão de mais de 700 km e uma largura de 70 a 80 km (PALADINES, 1989). A maior parte da cordilheira é composta de rochas metamórficas formadas durante o evento orogênico Brasileiro/Pan-Africano e afetadas por vários eventos orogênicos posteriores (BALDOCK, 1982).

A Zona da Cordilheira Real inclui o vale inter-andino, uma estrutura sobreposta em seu flanco ocidental, tendo uma depressão linear de 20 a 30 km de largura e 300 km de comprimento, onde as elevações oscilam entre 2000 a 3000 m de altitude (HALL & CALLE, 1982). Ela é composta de lavas andesíticas e rochas piroclásticas, depósitos laguno-continentais e fluvioglaciais, estando, ao longo dessa depressão, a maioria dos estrato vulcões (PALADINES, 1989).

2.3.4 - Zona da Cordilheira Ocidental

A Cordilheira Ocidental tem um núcleo de crosta oceânica mesozóica ligeiramente metamorfolizado e massivamente intrudido por tonalitos no Terciário Inferior e parcialmente coberto por produtos de um vulcanismo andesítico de 25 a 30 Ma ainda ativo (LONSDALE, 1978). Essa zona é composta por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas (basaltos, andesitos, riolitos, brechas e piroclásticas) do Cretáceo ao Terciário Inferior, associadas a rochas metamórficas isoladas. As rochas mais antigas estão no Este do cinturão Sul-Occidental e constituem-se de gnaisses, anfíbolitos, xistos verdes, quartzitos, filitos e serpentinitos (BALDOCK, 1982).

A Cordilheira Ocidental se divide num anticlinório e um sinclinório. O anticlinório está localizado no flanco ocidental e tem um comprimento de 600 km, uma largura de 45 a 75 km e seus limites estão representados por falhas profundas. Nela ocorre a maioria das rochas granitóides indiferenciadas aflorantes nesse anticlinório, que delimita a Cordilheira Ocidental, a Leste e Oeste. A maior parte dos corpos plutônicos localizados nesse anticlinório está representada por enormes batólitos e *stocks*, distribuídos desde a fronteira da Colômbia, ao norte, até a Zona Transversal Puná-

Méndez, a sul. A composição dominante das rochas é granodiorítica a tonalítica.

O sinclínório está localizado no flanco oriental, tendo um comprimento de 300 km, com uma largura de 30 km. Limita-se com a Cordilheira Real ao longo da falha profunda Calacalí-Pallatanga que representa a continuação da falha Cauca-Patia da Colômbia e desaparece, a sul, perto da Zona Transversal Puná-Méndez.

Dentro da Cordilheira Ocidental, na sua parte sul, encontra-se a Zona Transversal Puná-Méndez (ZTPM), delimitada por falhas transversais que cortam as falhas longitudinais N-S (Figura 5). Essa zona transversal constitui o limite sul de ocorrência dos derrames de basaltos toleíticos de idade cretácea inferior dentro da zona costeira, assim como também das rochas vulcânicas de idade cretácea inferior a terciária (Formação Macuchi), dos sedimentos *flysch*-molássicos de idade paleogênica e dos granitos oligocênicos da Cordilheira Ocidental, que correspondem aos domínios do Cinturão Metamórfico El Oro.

Dentro da ZTPM, se localizam as seguintes estruturas: anticlinório de Tahuín, anticlinório de Mullepungo, sinclínório de San Fernando, bacia de Cuenca-Biblián e a bacia de Progreso (PALADINES, 1989). O anticlinório de Tahuín é formado por rochas metamórficas dos Grupos Piedras e Tahuín. Esse último é encaixante das rochas vulcânicas da Formação Celica. Nesses dois grupos estão colocados os granitóides e rochas vulcânicas (e suas mineralizações) objeto do presente estudo. As unidades que constituem a sequência lito-estratigráfica da Cordilheira Ocidental apresentam-se na Figura 6.

2.3.5 - Zona Costeira

Esta zona compreende a parte baixa do país, localizada ao norte da ZTPM e a oeste da Cordilheira Ocidental (Figura 4). Tem uma extensão de mais de 500 km com uma largura de 25 a 200 km (FEININGER & BRISTOW, 1980). O conjunto de rochas dominantes é uma associação de ofiolitos complexamente deformados conhecida como Formação Piñón, com rochas ultrabásicas (tais como lherzolitos, harzburgitos), gabros, diabásios, *pillow* basaltos e *cherts* de radiolários (LONSDALE, 1978). Na configuração da zona fazem parte dois complexos estruturo-formacionais: o inferior, dobrado, e o superior, que não está dobrado (PALADINES, 1989).

Eon/Éra	Período	Época	Índice	Espessura (m)	Grupo	Formação	Descrição Litológica
CENOZÓICO	Quaternário	Holoceno	Q			Aluvial	Arenitos, cascalho, dispostos ao longo dos rios.
		Pleistoceno	P	1200		Tarqui	Piroclastos andesíticos e riolíticos, cinzas vulcânicas, ignimbritos. Lavas dacíticas e riodacíticas.
	Cretáceo	Superior ?	Kc 2m ?			Raspas	Xistos pelíticos verdes e básicos. Xistos com cianita e eclogito, junto com xistos glaucofânicos e esverdeados que estão em contacto com harzburgitos serpentinizados (El Toro).
		Inferior	Kc 1-2 ?	5000		Celica	Andesitos maciços e andesito - basaltos de cor cinza a verde com intercalações de tufo andesíticos. Dacitos e riolitos com estratos esporádicos de calcários e quartzitos em contacto com corpos tabulares e batolíticos.
	Paleozóico	Superior ?	Pz ₂	1000		Capiro	Xistos micáceos, filitos e quartzitos, com intercalações de metavulcânicas em contacto com granitóides metamorfisados.
		Inferior	Pz ₁			San Roque	Gnaisses quartzo-feldspáticos e com granada-muscovita de metamorfismo de grau médio a alto.
	Paleozóico				Tahuín		
	Pré-Cambriano						
							Gnaisses, anfibolitos, xistos verdes e quartzitos. Xistos pelíticos.

Figura 6 - Coluna Estratigráfica da zona da Cordilheira Ocidental. Modificada de PALADINES (1989).

O complexo dobrado é composto de rochas de idade cretácea e aflora na série de elevações de blocos do tipo *horst*, dos quais os mais importantes são: Chongón-Colonche, Jama-Coaque e Rio Verde.

O complexo estrutural inferior é constituído por duas formações cretáceas: Piñón (inferior) e Cayo (superior). Consistem de diabásios, lavas basálticas (*pillow* lavas) e brechas de origem submarinha, rochas piroclásticas e sedimentos (FEININGER & BRISTOW, 1980; BALDOCK, 1982). A Formação Piñón, de origem presumivelmente oceânica, apresenta-se como um cinturão descontínuo ao longo da costa central do Equador (HALL & CALLE, 1982).

Entre as estruturas positivas estão localizadas as bacias (*grabens*), preenchidas por sedimentos marinhos e vulcanoclásticos (piroclásticas, conglomerados, lutitos, arenitos calcáreos e grauvas) do complexo superior (Formação Cayo). De norte a sul tem-se as bacias de Borbón, sul de Esmeraldas, Manabí norte e sul. A zona costeira está separada da Cordilheira Ocidental por falhas profundas (SAUER, 1965; PALADINES, 1989) (Figura 5).

2.3.6 - Principais Zonas de Falhas dos Andes Equatorianos

As falhas têm um papel importante, tanto na estrutura dos Andes equatorianos como em todo o cinturão vulcanogênico-orogênico dos Andes. Em relação à posição das estruturas fundamentais andinas, as falhas dividem-se em longitudinais, transversais e diagonais (Figura 5), como segue:

Falhas Longitudinais: Definem a posição da edificação montanhosa dobrada dos Andes, estendendo-se por centenas de quilômetros através do território do Equador numa direção NNE e limitando as principais zonas estruturo-formacionais. As falhas mais importantes são: Falha Oriental; Falha Pré-Cordilheira (FPC), subdividida em falhas Palanda, Méndez, e Cosanga; Falha da Cordilheira Real (FCR), subdividida em falhas Las Aradas, Peltetec e Baños; Falha da Cordilheira Ocidental (FCO), que compreende a falha Calacalí-Pallatanga-Palenque e a Zona Falhada da Fossa Marginal (ZFFM).

Falhas Transversais: No território do Equador, a principal zona de falhas transversais se chama Zona Transversal Puná-Méndez, que atravessa todas as zonas estruturo-formacionais dos

Andes equatorianos, no limite entre os Andes Setentrionais e os Andes Centrais. As falhas mais notáveis são: La Palma-Arenillas-Portovelo, Cañar-Carnegie e Esmeraldas-Pichincha.

Falhas Diagonais: Formam um sistema de falhas com direção NE. O grupo está bem definido na região do Golfo de Guayaquil, sendo as mais importantes as falhas Puná-Riobamba, Jambelí-Naranjal e Milagro-Guaranda.

2.3.7 - Geologia Econômica do Equador

Os Andes equatorianos fazem parte do grande cinturão metalogenético andino. Em seus limites se destacam duas províncias metalogenéticas:

- A Província Ocidental, na qual são características as jazidas e ocorrências de Fe, Pt, Au, Ti, Fe-Cu, Cu-Mo, Pb-Zn (Cu-Au), Ag (Pb-Zn) relacionadas com associações de rochas vulcano-plutônicas representadas por basaltos toleíticos e lavas cálcico-alcalinas, assim como por granitóides intrusivos (tonalitos, granodioritos, monzonitos e dioritos) que formam enormes batólitos e *stocks* (PALADINES, 1989; LITHERLAND et al., 1990).

- A Província Oriental, na qual são típicas as jazidas e ocorrências de Au, W, Sn, U, Fe, Pb-Zn (Cu-Au) de tipo *skarn* e hidrotermal relacionadas com granitos e rochas sedimentares de origem marinha.

Na região sudeste do Equador, na faixa onde as estruturas da Cordilheira Real e a Zona Sub-andina são cortadas pela Zona Transversal Puná-Méndez, localizam-se as jazidas mais importantes do país, como o distrito aurífero de Nambija-Huaysimi-Chinapintza (Figura 7), (PALADINES, 1989; LITHERLAND et al., 1990). Nessa região, aflora o batólito Zamora que constitui um complexo plutônico-vulcânico de tipo-I e contém ocorrências de *skarn* com ouro associado (Meinert, apud LITHERLAND et al., 1990).

Na região sudoeste do Equador, na faixa onde a estrutura dos sinclínios de Catamayo e San Fernando e os anticlínios de Tahuín e Mollepungo, situados na parte interna do Geossinclinal Andino (Figura 7), são cortados pelas falhas transversais La Palma-Arenillas-Portovelo, Jubones e Cañar-Carnegie (Figura 5), localizam-se os seguintes distritos e jazidas: distritos auríferos-polimetálicos de Portovelo-Zaruma e Ponce Enriquez; distrito argentífero

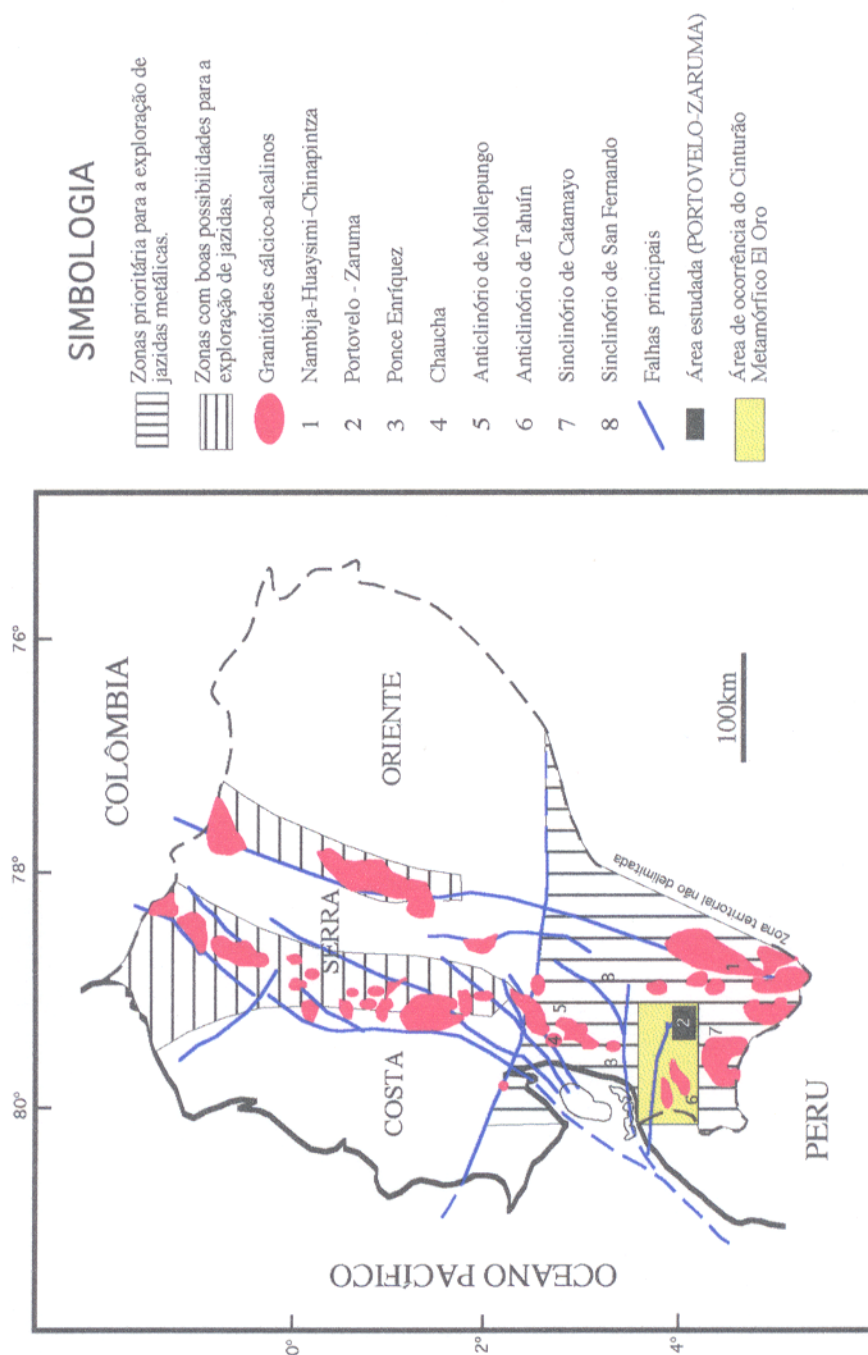


Figura 7 - Zonas prioritárias para a prospecção de jazidas metálicas. Modificado de PALADINES (1989).

polimetálico de San Bartolome-Pilzhúm (Sinclinório de San Fernando) e as jazidas de tipo cobre-porfirítico de Chaucha e Fierro Hurco (Sinclinório de Catamayo) (Figura 7). A Zona Transversal Puná-Méndez é a que melhores possibilidades apresenta para o descobrimento de novas jazidas, principalmente auríferas (PALADINES, 1989).

2.4 - GEOLOGIA DO CINTURÃO METAMÓRFICO EL ORO

2.4.1 - Aspectos Gerais

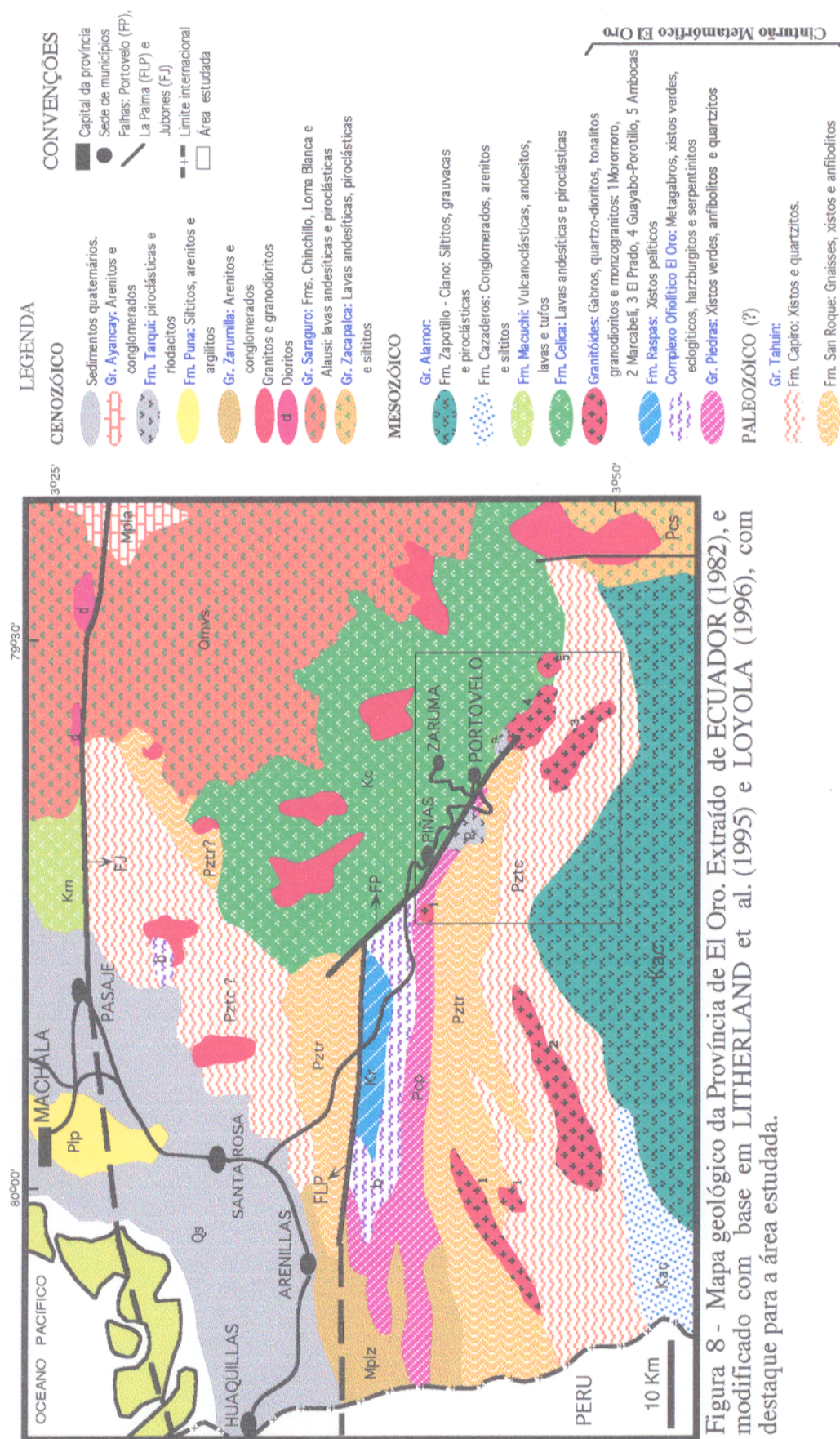
O cinturão metamórfico El Oro é o maior complexo de rochas metamórficas localizado na Província de El Oro, no sudoeste do Equador, se estendendo até o Peru. Suas rochas foram primeiramente descritas por SAUER (1965) e posteriormente mapeadas por KENNERLEY (1973) e Feininger apud LITHERLAND et al. (1995).

Esse cinturão apresenta uma seqüência de rochas metamórficas estruturada segundo a direção E-W, dominada pela presença de numerosas falhas, geralmente subverticais, subparalelas e anastomosadas, em contraste com o *trend* regional NNE-SSW dos Andes equatorianos.

O mapa geológico (Figura 8), extraído de ECUADOR (1982), e modificado de acordo as sugestões feitas por LITHERLAND et al. (1995), fornece a litoestratigrafia da região e permite visualizar as relações do Cinturão Metamórfico El Oro com as unidades mais jovens. Segundo LITHERLAND et al. (1995), as rochas do cinturão variam do Paleozóico Superior ao Cretáceo Inferior. Esse cinturão está em contacto com o Grupo Alamor a sul e, através das falhas Portovelo e Jubones, respectivamente, com as formações cretáceas Celica, a leste, e Macuchi, a norte. A nordeste, o cinturão faz contacto com a Formação Saraguro e a sudeste com o Grupo Sacapalca, ambos do Terciário, enquanto que a porção noroeste é recoberta por sedimentos quaternários.

2.4.2 - Unidades lito-estratigráficas

Nesse cinturão, existem diversas unidades litoestratigráficas que, de acordo a seqüência estratigráfica proposta por LITHERLAND et al. (1995) e mantendo a terminologia de ECUADOR (1982), são as seguintes:



Grupo Tahuín: é subdividido nas **Formações San Roque e Capiro** (KENNERLEY, 1973, BALDOCK, 1982, ECUADOR, 1982), designadas por LITHERLAND et al. (1995) como **Unidade La Victoria e Unidade El Tigre**, respectivamente. Esse grupo aflora na maior parte do cinturão metamórfico, distribuindo-se de norte a sul do mesmo.

Formação San Roque: aflora na porção central do cinturão, estendendo-se desde a falha Portovelo até a fronteira com o Peru. Aflora de forma alongada na direção E-W e, possivelmente, também em dois setores na parte centro-norte, onde a presença dessa formação é ainda duvidosa. Essa unidade é formada por gnaisses, xistos e anfibolitos (ECUADOR, 1982). Por outro lado, LITHERLAND et al. (1995) consideram que a Unidade La Victoria, seria constituída por filitos e micaxistos e representaria o equivalente metamórfico da Unidade El Tigre (Formação Capiro). O contacto entre as duas unidades é complexo e em parte gradacional. ECUADOR (1982) e LITHERLAND et al. (1995) a posicionam no Paleozóico, porém sua idade ainda não foi determinada.

Formação Capiro: ocupa toda a porção sul do cinturão, estendendo-se desde o sudeste de Portovelo até a fronteira com o Peru. Na parte centro-norte da área a ocorrência dessa unidade é duvidosa, apresentando-se como uma faixa alongada na direção NE-SW. É formada por uma seqüência turbidítica fracamente metamorfsada, a base de arcósias, grauvacas e quartzitos, com intercalações de siltitos e argilitos (LITHERLAND et al., 1995). Sua idade não está bem definida, mas é intrudida e metamorfsada pelo Pluton Marcabelí de idade triássica superior (214 ± 7 Ma, K-Ar em biotita, Feininger & Silberman apud ASPDEN et al., 1992b; $227,5 \pm 0,8$ Ma, U-Pb em zircão, NOBLE et al., 1997).

Grupo Piedras: aflora numa área alongada na direção E-W com dimensões aproximadas de 60 km de comprimento por 3 km de largura, desde a fronteira peruana até Portovelo. Esse grupo, segundo ECUADOR (1982) seria constituído principalmente por xistos, anfibolitos e quartzitos, porém, LITHERLAND et al. (1995) consideram as rochas dessa unidade como correspondendo aos **anfibolitos Piedras, Arenillas e Tarqui** e também mencionam ocorrências de pegmatitos e serpentinitos associados aos mesmos. Sua idade era considerada pré-cambriana (ECUADOR, 1982) mas, recentemente, foi reinterpretada como sendo triássica com

base em idade de 224 ± 34 Ma obtida pelo método K-Ar em anfibólio (ASPDEN et al., 1992b; LITHERLAND et al., 1995). A idade triássica foi confirmada por uma datação U-Pb em zircão de $221 \pm 18/-16$ Ma (NOBLE et al., 1997).

Formação Raspas: essa formação é complexa, representada por xistos de natureza muito variada e rochas metamáficas e metaultramáficas. A faixa de xistos apresenta forma alongada na direção E-W de cerca de 20 km de comprimento com uma largura máxima ao redor de 3 km mostrando contactos tectônicos com a Formação San Roque através da falha La Palma. Segundo ECUADOR (1982), é formada essencialmente por xistos pelíticos, os quais se encontram em contacto com rochas metamáficas e serpentinitos (Figura 8).

LITHERLAND et al. (1995) denominam as unidades que afloram no domínio da Formação Raspas, no sentido de ECUADOR (1982), de **Complexo Ofiolítico El Oro**. Esse complexo tem um comprimento de 45 km na direção E-W e uma largura máxima ao redor de 6 km. Os limites norte e sul são definidos por falhas maiores. A parte oeste do complexo contém alguns dos melhores exemplos conhecidos de ocorrência de rochas de alta pressão dos Andes Setentrionais, previamente mapeados e descritos por Duque apud LITHERLAND et al. (1995) e FEININGER (1980). O complexo foi subdividido em três unidades: **Panupali**, **El Toro** e **Raspas**.

A **Unidade Xistos Verdes Panupali** forma a zona externa do complexo ofiolítico e tem contacto tectônico com os xistos Palenque e serpentinitos El Toro. Essa unidade compreende xistos verdes, compostos de actinolita, albita, quartzo, clorita, epidoto $\pm$ (granada, glaucofano, esfeno, calcita e opacos).

A **Unidade Serpentinito El Toro** (FEININGER, 1978, 1980), consiste de harzburgitos (variavelmente serpentinizados, maciços a xistosos, de granulometria média a grossa), os quais são compostos principalmente de olivina, ortopiroxênio, antigorita e anfibólio.

A **Unidade Raspas**, segundo LITHERLAND et al. (1995), corresponde à Formação Raspas de FEININGER (1978, 1980), contendo xistos azuis e eclogitos. Sua idade, determinada pelo método K-Ar (fengita) em xistos pelíticos, é de 132 ± 5 Ma (Feininger & Silberman apud LITHERLAND et al., 1995). Tal idade é interpretada como representando a idade de

resfriamento abaixo da temperatura de fechamento de fengita e provavelmente representa a idade de colocação do complexo ofiolítico El Oro (LITHERLAND et al., 1995).

2.4.3 - Granitóides

O Cinturão Metamórfico El Oro apresenta diversos corpos granitóides, cortando principalmente as Formações San Roque e Capiro. São representados pelos granitóides Marcabelí, El Prado e Moromoro, os quais são denominados de Granitos Moromoro (LITHERLAND et al., 1995), que incluiriam, além do Granito Moromoro, a Unidade La Florida e os plutons Marcabelí e El Prado.

Granitos Moromoro: estendem-se desde a fronteira peruana até a área El Cisne. O contacto sul da Unidade La Victoria (Formação San Roque) corresponde a uma complicada zona de cisalhamento, onde há interpenetração tectônica do granito com os metasedimentos. Os granitos tipo Moromoro formam uma unidade complexa que inclui um variado número de diferentes tipos de rochas e consiste principalmente de biotita $\pm$ muscovita $\pm$ granada granodioritos. Em afloramento, são heterogêneos devido à presença de numerosos xenólitos de rochas metassedimentares, incluindo quartzitos, xistos pelíticos, paragneisses e migmatitos de alto grau. Os granitos são variavelmente foliados. Em certas áreas apresentam foliações grosseiras penetrativas e/ou fábricas miloníticas S-C (dextrais), dúcteis e discretas, as quais se acham preservadas (LITHERLAND et al., 1995).

As idades obtidas pelo método K-Ar em biotita e muscovita para os Granitos Moromoro variam de 207 ± 6 até 220 ± 6 Ma (Feininger & Silberman, apud LITHERLAND et al., 1995). Tais idades são concordantes com a idade determinada no mesmo corpo pelo método Sm-Nd em rocha total/granada de 219 ± 22 Ma (ASPDEN et al., 1992b). LITHERLAND et al. (1995) classificam esses granitos como fortemente peraluminosos e do tipo S.

Granitóides Marcabelí e El Prado: esses granitóides apresentam forma alongada na direção SW-NE e NW-SE, e seccionam a Formação Capiro nos setores W e E, respectivamente (Figura 8). Os contactos desses dois corpos com os metasedimentos El Tigre (Formação Capiro) são marcados por andalusita honrfels na parte sul, porém os contactos na parte norte são

cisalhados. Eles não estão fortemente deformados, mas são cortados localmente por zonas de cisalhamento discretas.

O granitóide Marcabelí é constituído principalmente de biotita $\pm$ muscovita granodiorito de granulação média, intensamente alterado. É provável, que o pluton seja composto e inclua uma variedade de fases plutônicas cuja natureza e inter-relações, não estão bem definida (LITHERLAND et al., 1995). No caso do granitóide El Prado, LOYOLA (1996) confirmou a natureza composta do corpo.

Idades em minerais obtidas pelo método K-Ar para o pluton Marcabelí indicaram valores entre 193 ± 13 e 221 ± 6 Ma (Feininger & Silberman, apud LITHERLAND et al., 1995). Determinações U-Pb indicaram valores em monazita de $227,5 \pm 0,8$ Ma (NOBLE et al., 1997). Em núcleos de zircões obteve-se idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 546 ± 3 e $2876 \pm 1,8$ Ma (NOBLE et al., 1997), indicando um retrabalhamento de material arqueano (LITHERLAND et al., 1995).

Esses granitóides são geoquimicamente similares e parecem ser de caráter do tipo I. Além disso, a presença de zircões herdados no granitóide Marcabelí indica uma origem a partir de material reciclado de origem crustal (LITHERLAND et al., 1995).

Outros Corpos Granitóides: Dentro da área de estudo Portovelo-Zaruma afloram sete corpos, incluindo parte do granitóide Moromoro. Eles encontram-se em áreas muito próximas e, tendo em vista as suas semelhanças geológicas e petrográficas, é possível que representem partes descontínuas de um único batólito (LOYOLA, 1996). As idades desses granitóides não são conhecidas, sendo considerados possivelmente cretáceos (ECUADOR, 1980). Esses granitóides são denominados de: El Prado (LITHERLAND et al., 1995; LOYOLA, 1996), Guayabo-Porotillo, Ambocas, Luís-Ambocas e Amarillo-Pindo, estudados por LOYOLA (1996), e Salatí (mapeado pelo autor desta).

O granitóide Guayabo-Porotillo apresenta forma alongada na direção NW-SE, com dimensões aproximadas de 10 km de comprimento por 3 km de largura. O granitóide Ambocas apresenta forma grosseiramente circular, com aproximadamente 3 km de diâmetro. Os granitóides Luís-Ambocas e Amarillo-Pindo são muito pequenos ($\approx 1,5$ km de diâmetro) e seccionam as Formações San Roque e Capiro, respectivamente. O Granitóide Salatí aflora em uma área muito

pequena comparada com as dos granitóides Amarillo-Pindo e Luís-Ambocas, com um comprimento inferior a 50 m (desconhecendo-se sua largura). Ele aflora no rio Salati e está em contacto com a Formação Celica, na parte NE da região de estudo.

Esses granitóides não mostram foliação ou deformação por cisalhamento, caracterizando-se como corpos isotrópicos, não apresentando xenólitos. Em afloramento se encontram intensamente alterados e recobertos por um espesso manto de intemperismo (LOYOLA, 1996). Os granitóides seccionam o Grupo Tahuín e os seus contactos com a Formação Celica não estão bem definidos, pois acham-se encobertos ou em áreas de difícil acesso. Segundo LOYOLA (1996), o conjunto de granitóides caracteriza uma série expandida de fácies que inclui: gabros, quartzo-gabros, quartzo-dioritos, tonalitos, granodioritos e monzogranitos.

Os granitóides Marcabelí e Moromoro apresentam características petrológicas e geoquímicas similares às dos granitóides estudados por LOYOLA (1996), o que indica que esse conjunto de granitóides (Portovelo-Zaruma, Marcabelí e Moromoro) pode ser interpretado como contemporâneo ao metamorfismo e anatexia tipo Abukuma de alta temperatura/baixa pressão (LITHERLAND et al., 1995), tendo relação direta com o evento tectono-metamórfico (220 a 200 Ma) responsável pela estruturação da região. Esse evento tem sido claramente definido por dados K-Ar e Sm-Nd (ASPDEN et al., 1992b; NOBLE et al., 1997). A interpretação para o Cinturão Metamórfico El Oro pode ser aplicada às rochas dos terrenos Loja da Cordilheira Real (LITHERLAND et al., 1990).

2.5 - GRANITÓIDES ANDINOS CORRELACIONÁVEIS AOS DO CINTURÃO EL ORO

Segundo LOYOLA (1996), os granitóides da região de Portovelo-Zaruma enquadram-se no campo dos granitóides de arcos vulcânicos (VAG) no diagrama Rb vs. Y+Nb (PEARCE et al., 1984), o que é coerente com o ambiente de margem continental do tipo andino no qual, tudo indica, os mesmos foram formados. Idades similares às dos granitóides do Cinturão El Oro, porém menos definidas, foram também obtidas para os granitóides que se localizam na Cordilheira dos Andes, tanto no Equador (Cordilheira Real) (ASPDEN et al., 1992a, 1992b)

como na Colômbia, ao norte, e no Peru, ao sul. Esses granitóides são exemplos típicos do magmatismo plutônico cálcico-alcálico de arco continental relacionados à zona de subducção da Cordilheira dos Andes (JAILLARD et al., 1990).

Segundo LITHERLAND et al. (1990), tem-se na Cordilheira Real equatoriana os granitóides da Divisão Loja, divididos em: 1) Granitóide Três Lagunas (200 ± 12 Ma, Rb-Sr) e Ortognaisse Sabanilla (224 ± 37 Ma, Rb-Sr). Essas idades foram consideradas como sendo idades mínimas de colocação ou de metamorfismo (ASPDEN et al., 1992b). Segundo ASPDEN et al. (1992a) esses granitóides são do tipo-S por terem suas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7120 a 0,7123) relativamente altas. 2) Os granitóides da Divisão Zamora, Azafrán e Abitagua, aparentemente não se enquadram na classificação do tipo-I, devendo mais provavelmente corresponder a batólitos com caráter mixto entre os tipo I e S (ver Avila-Salinas, Cobbing, Rapela et al. Atherton & Sarderson, apud ASPDEN et al. 1992a). As razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos batólitos Zamora e Abitagua variam de 0,7037 a 0,7056 (ASPDEN et al., 1992b). Segundo o diagrama de PEARCE et al. (1984), os granitóides da Cordilheira Real se localizam dentro do campo dos granitóides de arco vulcânico (VAG) (ASPDEN et al., 1992a).

Datações K-Ar em *stocks* granodioríticos da Colômbia forneceram idades de 224 Ma e 215 Ma (González et al. e Pérez apud TOUSSAINT & RESTREPO, 1982); uma idade Rb-Sr (RT) de 211 ± 51 Ma ($I_{\text{Sr}} = 0,7047 \pm 0,002$) foi obtida para o Batólito Santa Bárbara (quartzo diorito/tonalito) (MCCOURT et al., 1984), localizado na encosta NE da Cordilheira Ocidental e datações K-Ar em minerais, com valores no intervalo de 250 Ma a 200 Ma, foram obtidas em vários granitóides pós-metamórficos da Cordilheira Central Colombiana (Irving e Alvarez apud MCCOURT et al., 1984). Todas essas idades são similares às obtidas para os granitóides Marcabelí e Moromoro do Cinturão Metamórfico El Oro. Há semelhanças petrográficas entre o batólito tonalítico Piedrancha, localizado na fronteira colombo-equatoriana (GONZÁLEZ et al., 1988), e os granitóides de Portovelo-Zaruma (LOYOLA, 1996). As razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7034 a 0,7048) do Batólito Ibaguê na Colômbia (Brook apud ASPDEN et al., 1992a) são similares às obtidas para o Batólito Zamora e Abitagua e sugerem uma significativa participação de material mantélico (Brook apud ASPDEN et al., 1987). O cinturão inteiro da cordilheira dos

Andes pode ser interpretado como representando o produto magmático principal de subducção ao longo da margem paleo-continental do noroeste de América do Sul (ASPDEN et al., 1987).

O Batólito Pataz, localizado entre a cordilheira Ocidental e Oriental, no Peru (SCHREIBER et al., 1990), também apresenta semelhanças petrográficas com os granitóides da região de Portovelo-Zaruma (LOYOLA, 1996). Análises modais lançadas no diagrama Q-A-P (STRECKEISEN, 1976) para os granitóides de Portovelo-Zaruma indicaram que esses granitóides compõem uma série cálcico-alcálica tonalítica com esporádicas rochas granodioríticas a monzograníticas (LOYOLA, 1996). O batólito Pataz apresenta trend similar, composto de dioritos a monzodioritos (SCHREIBER et al., 1990), datações ^{40}Ar - ^{39}Ar indicaram idades de 321 Ma em biotita e 305 Ma em hornblenda (Lochman et al. apud SCHREIBER et al., 1990). Os granitóides dos distritos de Lima e Arequipa (Atherton et al. apud LAMEYRE & BOWDEN, 1982), enquadram-se na série cálcico-alcálica granodiorítica. São típicos granitóides do tipo-I (CHAPPELL & WHITE, 1974) e, segundo o diagrama de PEARCE et al. (1984), enquadram-se nos campos dos granitóides de arco vulcânico (VAG).

Segundo LITHERLAND et al. (1995), há dificuldades em reconstruir a história paleozóica-triássica do Cinturão Metamórfico El Oro, principalmente porque os terrenos Amotape e Chaucha são alóctonos com respeito aos terrenos Loja (autóctonos) (LITHERLAND et al., 1990), sendo separados do continente Sul Americano pelo arco de ilha oceânico de Alao de idade Jurássica (divisão Alao, LITHERLAND et al., 1990), e colocado durante o Cretáceo Inferior.

A reunião de todos esses dados geocronológicos reforça a idéia de uma estruturação ocorrida essencialmente no Paleozóico e Triássico para toda a região do Cinturão Metamórfico El Oro e da Cordilheira dos Andes no Equador. Contudo, no Peru, a sequência paleozóica inferior foi deformada e metamorfsada no Carbonífero (Laubacher & Megard apud LITHERLAND et al., 1995), enquanto que no Equador, o evento equivalente teria ocorrido no Triássico.

2.6 - VULCANISMO ANDINO, COM ÊNFASE NA FORMAÇÃO CELICA

Os Andes de América do Sul são um exemplo típico de margem continental destrutiva. Em margens ativas, as razões isotópicas de Sr de lavas cálcico-alcalinas estão diretamente relacionadas à presença ou à ausência de uma crosta continental na placa subjacente durante o processo de subducção (BRIQUEU & LANCELOT, 1979). Nessa área, a espessura da crosta continental tem sido um argumento importante para justificar as altas razões isotópicas de Sr, seja indicando contaminação de magmas derivados do manto com material da crosta, no caminho até a superfície (FRANCIS et al., 1977, 1980; THORPE et al., 1979), seja indicando processos de mistura entre magmas cálcico-alcalinos de origem mantélica e Sr radiogênico de crosta continental (BRIQUEU & LANCELOT, 1979).

Três zonas de vulcanismo andesítico ativo estão presentes na Cordilheira dos Andes: a zona norte (5°N - 2°S), na Colômbia e Equador, caracterizada por andesito-basaltos e andesitos; a zona central (16°S - 28°S), a maior parte do sul do Peru e norte de Chile, compreendendo lavas andesito-dacíticas e ignimbritos, e a zona sul (33°S - 52°S), a maior parte do sul de Chile, caracterizada por basaltos, andesito-basaltos e andesitos (THORPE & FRANCIS, 1979; THORPE et al., 1979).

Segundo JAMES et al. (1976), JAMES (1982) e James apud VATIN-PERIGNON et al. (1992) os magmas andinos primitivos (como andesitos), localizados em torno da zona de Benioff, foram contaminados por material crustal subductado, ou durante sua migração através da crosta. Os magmas andesíticos andinos são o resultado de uma interação de processos complexos de fusão parcial, cristalização fracionada e contaminação a profundidade mantélica, e contaminação e cristalização fracionada na crosta continental (THORPE & FRANCIS, 1979).

O conceito de uma origem mantélica para os andesíticos andinos tem sido enfatizado e ampliado por JAMES et al. (1976). Esses autores mostram que o vulcanismo andesito-dacítico do sul do Peru apresenta razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no intervalo de 0,7054 a 0,7079 e tem correlação consistente com as razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (FRANCIS et al., 1977). JAMES et al. (1976) e BROOKS et al. (1976) interpretaram os dados dos andesitos como produtos de magmas derivados, ou equilibrados isotopicamente, com partes da placa sul-americana com diferentes espessuras.

Segundo BROOKS et al. (1976), a placa litosférica continental é, em parte, mais enriquecida e mais heterogênea em componentes radiogênicos (e LILE) que outras províncias mantélicas. Eles propuseram uma variedade de mecanismos pelos quais essas características podem originar-se. As rochas vulcânicas orogênicas formam um espectro contínuo entre associações toleíticas de arco de ilha, associações cálcico-alcálicas de margem continental e zonas de colisão. As características composicionais dessas associações estão fortemente correlacionadas com a espessura da crosta. Essas relações sugerem que os magmas cálcico-alcálicos podem ser derivados de magmas toleíticos por cristalização fracionada, possivelmente associada com fusão crustal ou contaminação (COULON & THORPE, 1981). No Equador, a espessura crustal é estimada entre 40 e 45 km (FRANCIS et al., 1977).

As razões iniciais das rochas andesíticas de Nova Zelândia (EWART & STIPP, 1968) e Santa Lúcia (PUSHKAR et al., 1973) são relativamente altas e são semelhantes às das rochas vulcânicas mais jovens e subvulcânicas dos Andes Centrais (MCNUTT et al., 1975), indicando contaminação crustal. Segundo MCNUTT et al. (1975) essas razões podem ser interpretadas como resultado de contaminação relacionada ao progressivo espessamento da crosta continental.

Segundo ASPDEN et al. (1987), o arco vulcânico que se estende ao longo da Cordilheira Ocidental dos Andes pode representar um fragmento de crosta remanescente de uma seqüência de arco de ilha (MCCOURT et al., 1984), de composição toleítica primitiva (na Colômbia) a andesítica (no Equador). Plutonismo menor foi reportado na parte sul do Equador (HALL & CALLE, 1982) e maior vulcanismo cálcico-alcálico. O plutonismo contemporâneo, estende-se desde o Peru e norte de Chile, até norte da Colômbia (COBBING et al., 1981; COBBING, 1982; COIRA et al., 1982; JAMES & MURCIA, 1984; ASPDEN et al., 1987), considerados como representando a continuação do mesmo sistema de subducção, como ocorre no Equador.

Lavas de margens continentais do norte de Chile, Peru e Equador têm elevadas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, características de rochas que foram contaminadas por crosta continental (FAURE, 1986). JAMES (1982) e HAWKESWORTH et al. (1982) explicaram as propriedades isotópicas e químicas dessas rochas por processos que incluem extensiva participação de crosta continental na

evolução do magma gerado pela subducção de crosta oceânica. Os detalhes da história geológica são diferentes em vários segmentos dos Andes, o que implica que cada segmento se desenvolveu separadamente. Esse desenvolvimento independente pode ser relacionado com diferentes processos de subducção ocorridos na Cordilheira dos Andes (HALLER & LAPIDO, 1982).

Segundo Lebrat e Eguez apud VAN THOURNOUT et al. (1992), desde o Cretáceo Inferior até o Paleoceno, movimentos SW-NE da placa Farallon produziram subducção e atividade magmática, diretamente ao longo da margem continental, resultando na deposição de um arco vulcânico cálcico-alcalino conhecido como a Formação Celica. A Formação Celica foi interpretada como uma bacia marginal ensiálica abortada, desenvolvida sobre uma crosta continental fortemente atenuada na borda da placa sul americana, afetada por um metamorfismo de muito baixo grau (AGUIRRE, 1992). É considerada como uma série autóctona separada da alóctona (Formações Piñón e Macuchi) pela falha Puna-Pallatanga-Riobamba.

Na parte sul do Equador a Formação Celica, tem sido correlacionada com o Grupo Casma (Albiano), Zaña e a Formação Chocolate da parte norte e central do Peru (BALDOCK, 1982; AGUIRRE, 1992), e as Formações La Negra, Chañarcillo, e Cerrillos da parte norte e central de Chile (MACFARLANE et al., 1990). Na Colômbia, a Cordilheira Ocidental é composta de rochas vulcânicas básicas e sedimentos marinhos de idade cretácea, ligeiramente metamorfisados (TOUSSAINT & RESTREPO, 1982; JAMES & MURCIA, 1984; ASPDEN et al., 1987). As rochas vulcânicas básicas ocupam uma extensa zona que se estende até o sul no Equador. Para alguns autores, representa uma crosta oceânica (Pichler et al. apud TOUSSAINT & RESTREPO, 1982) porém, para outros, representa um arco magmático desenvolvido sobre a crosta oceânica relacionada a uma zona de subducção (Restrepo & Toussaint apud TOUSSAINT & RESTREPO, 1982), ou a um arco magmático relacionado à subducção da placa oceânica sob a crosta continental (Barrero apud TOUSSAINT & RESTREPO, 1982). Para MCCOURT et al. (1984), o Grupo Amaime na Colômbia é provavelmente contemporâneo a esse arco vulcânico e pode ser o equivalente continental da Formação Celica.

Segundo LEBRAS et al. (1987), a Formação Celica tem composição intermediária entre a de andesitos cálcico-alcalinos de arco de ilha e a de típicos andesitos de margem

continental. DOSTAL et al. (1977) consideram que os andesitos localizados sobre a crosta continental de moderada espessura são semelhantes aos encontradas na Nova Zelândia e em algumas partes dos Andes Chilenos (Ewart et al. e Deruelle, respectivamente, apud LEBRAS et al., 1987). Poucos são os dados disponíveis dos andesitos do Equador (HAWKESWORTH et al., 1979), que apresentam notáveis semelhanças com as rochas acima expostas.

3 - GEOLOGIA DA REGIÃO DE PORTOVELO - ZARUMA

3.1 - INTRODUÇÃO

A área estudada se localiza no sudeste da Província de El Oro, englobando três cidades (Portovelo, Zaruma e Piñas), a 100 km de sua capital, Machala (Figura 2), no Equador. Esta região está situada no sudoeste do país dentro da Zona Transversal Puná-Méndez que faz parte da encosta oeste da Cordilheira Ocidental dos Andes equatorianos (Figura 5).

A Figura 9 apresenta o mapa geológico da região de Portovelo-Zaruma e permite visualizar as relações entre as unidades geológicas existentes na área.

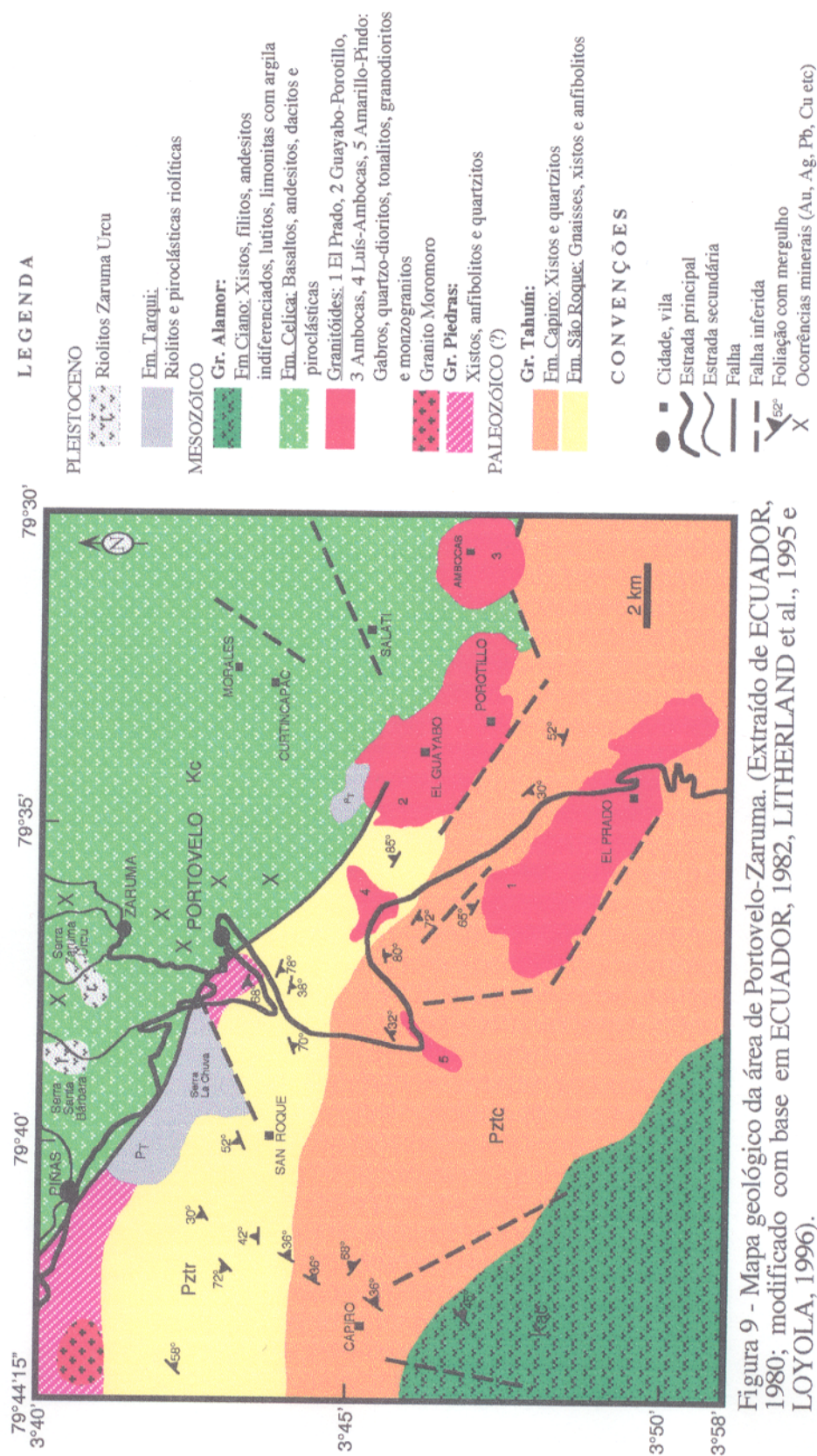
3.2 - UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

VAN THOURNOUT (1986) e VAN THOURNOUT et al. (1991, 1996) apresentam uma versão atualizada da geologia da região, constituída por um embasamento metamórfico intrudido por granitóides de composição tonalítica a granodiorítica (LOYOLA, 1996), ambos recobertos por rochas vulcânicas com mineralizações de sulfetos e ouro associadas. A estratigrafia, assim como os tipos rochosos, presentes em cada unidade, são os seguintes:

3.2.1 - Grupo Tahuín

O Grupo Tahuín é coberto discordantemente por rochas vulcânicas cretáceas (Formação Celica) e por rochas vulcanoclásticas e sedimentares (Grupo Alamor) (Figura 9).

A idade proposta para a maioria das rochas do Grupo Tahuín é paleozóica inferior, mas se suspeita da existência de rochas metamórficas pré-cambrianas (BALDOCK, 1982). Esse grupo inclui duas formações, que podem apresentar idades significativamente distintas. Os gnaisses de alto grau e xistos da Formação San Roque podem, em parte, ser do Pré-cambriano ou do Paleozóico Inferior. Os xistos e filitos de baixo grau da Formação Capiro passam, no sudoeste, a rochas pouco ou não metamorfisadas do Paleozóico Superior (e Inferior ?), como se verá em seguida:



3.2.1.1 - Formação San Roque

Aflora principalmente na porção NW e no centro da área, ocupando uma faixa alongada na direção NW-SE. É formada por quartzitos, xistos, gnaisses quartzo-feldspáticos e migmatitos, com biotita, muscovita e granada. São rochas de granulação fina a grossa que localmente, possuem anfibolitos de granulação média associados.

VAN THOURNOUT et al. (1991) descrevem a ocorrência, a sul de Portovelo, de gnaisses biotíticos com textura granular, porém foliados, os quais seriam derivados de granodioritos (INEMIN-AGCD, 1989), pertencentes à Formação San Roque. Também mencionam, perto de Portovelo, a presença de anfibolitos com uma foliação relativamente pouco desenvolvida, derivados de rochas gabróicas e localmente, intercalados com pacotes de quartzitos e quartzo-filitos, bem como ocorrências de diques pegmatíticos delgados que cortam a foliação. Encontram-se em contacto com as rochas vulcânicas Celica através da falha Portovelo. Esses anfibolitos foram considerados como de idade pré-cambriana com base em duas determinações K-Ar em anfibólio de 732 ± 14 Ma e 743 ± 13 Ma reportadas por Snelling apud BRISTOW & HOFFSTETTER (1977) e Kennerley apud LITHERLAND et al. (1995), respectivamente. Datações K-Ar mais recentes em anfibolitos coletados perto de Portovelo deram idades de 647 ± 37 e 224 ± 34 Ma (ASPDEN et al., 1992a). No entanto, uma idade triássica foi proposta a partir de uma datação U-Pb em zircão de anfibolitos com um valor de $221 +18/-16$ Ma (NOBLE et al., 1997).

Nas proximidades da vila de San Roque, há afloramentos de gnaisses localizados ao longo do rio Piñas (Figura 10). Consistem principalmente de gnaisses de grão fino a grosso com planos de foliação (atitude N50-60°W / 52-55°NE). O gnaiss apresenta textura grano-nematoblástica, sendo formado por níveis de plagioclásio sericitizado, muscovita e biotita fortemente orientadas e alternados com outros enriquecidos em quartzo. Na estrada Portovelo-Piñas, próximo a Portovelo, observam-se dentro dos gnaisses de San Roque encaves de anfibolitos de grão médio. O anfibolito (MM-12) apresenta uma textura grano-nematoblástica, e é composto principalmente por hornblenda e plagioclásio. O plagioclásio está muito caolinizado com sua geminação mascarada pela alteração retrometamórfica ou hidrotermal.



Figura 10 - Afloramento de gnaisses da Formação San Roque localizado no rio Piñas, nas proximidades de San Roque (MM-10).

3.2.1.2 - Formação Capiro

A Formação Capiro ocupa a parte sul da área. Segundo ECUADOR (1980), aflora em uma faixa de direção WNW-ESE. É uma potente seqüência com predominância de quartzitos, filitos e xistos, com presença acentuada de muscovita e sercicitas de granulação fina, apresentando intercalações de rochas meta-vulcânicas. Essa formação encontra-se em contacto com o gnaiss San Roque.

O grau de metamorfismo dos xistos, de origem pelítica a psamítica, varia da fácies xisto verde a anfibolito médio porém, ao sul, tem-se quartzitos de grau muito baixo ou virtualmente não metamórficos (BALDOCK, 1982).

Na área de estudo, ao longo da estrada Portovelo-Loja, pode-se observar a presença de afloramentos de filitos, micaxistos, hornfels (no balneário El Vado, LOYOLA, 1996), quartzitos, juntamente com os corpos granitóides El Prado e Amarillo-Pindo que intrudem essa formação. O quartzito (Figura 11) é de granulação fina apresentando estratificação cruzada. Apresenta textura

granoblástica composta principalmente de quartzo. Tem-se também plagioclásio sericitizado $\pm$ biotita, feldspato potássico, opacos e zircão.



Figura 11 - Afloramento de quartzitos da Formação Capiro, localizado na estrada Portovelo-Loja, próximo ao balneário El Vado no rio Pindo, apresentado estratificação cruzada na parte centro inferior da fotografia (MM-9).

3.2.2 - Granitóides

Na porção sudeste da Figura 9 afloram três corpos de granitóides, tidos como de idade cretácea (ECUADOR, 1980) e denominados de acordo com os povoados mais próximos: Guayabo-Porotillo, El Prado e Ambocas. Além desses, há três corpos menores; o primeiro localizado na união dos rios Ambocas e Luís, o segundo na união dos rios Amarillo e Pindo, e o terceiro, muito pequeno, no rio Salati. Os mesmos são intrusivos no Grupo Tahuín e em contacto com a Formação Celica. O espectro composicional é muito amplo, indo de gabros a monzogranitos. LOYOLA (1996) estudou a petrologia e geoquímica desses cinco corpos. Não há informações geocronológicas e de geoquímica

isotópica sobre os mesmos.

Nas proximidades da vila El Prado, onde são comuns afloramentos em forma de blocos de dimensões variáveis, foi coletada para este estudo uma amostra de quartzo-gabro (EP-8, Figura 12), relativamente preservada da alteração intempérica. Em amostra de mão apresenta um cor cinza-claro a escuro, textura holocristalina, fanerítica e equigranular média. Microscopicamente apresenta textura granular hipiomórfica média. As suas características gerais, análise modal, descrição dos minerais e textura serão apresentados em item específico, mais adiante.



Figura 12 - Afloramento em blocos de quartzo-gabro do Granitóide El Prado (EP-8), localizado na estrada Portovelo-Loja, próximo a El Prado.

Na parte noroeste da Figura 9, aflora o Granito Moromoro, consistindo principalmente de biotita $\pm$ muscovita $\pm$ granada granodiorito, apresentando numerosos xenólitos metassedimentares. Fora da área de estudo, à W (Figura 8), aflora o Granito Marcabelí consistindo principalmente de biotita $\pm$ muscovita granodioritos de granulação média

3.2.3 - Formação Celica

A Formação Celica aflora na parte norte e leste da Figura 9, sendo formada por derrames andesíticos esverdeados e compactos com intercalações subordinadas de rochas piroclásticas (ECUADOR, 1980), descansando, em parte, sobre o embasamento metamórfico félsico do Paleozóico (FEININGER & BRISTOW, 1980). Está separada das rochas metamórficas que ocorrem na parte sul, pela falha regional de Portovelo e encontra-se em contacto com os granitóides Luís-Ambocas, Guayabo-Porotillo, Ambocas e Salati.

Essa formação é considerada de idade cretácea, porém não existem datações da mesma (HALL & CALLE, 1982). Segundo LEBRAS et al. (1987) pertence a um arco intracontinental que aflora na parte SW do Equador e NW do Peru.

A Formação Celica é constituída de rochas basálticas e andesíticas, compactas e de cor verde. Os basaltos exibem texturas porfiríticas com matriz geralmente halohialina; alguns contêm piroxênios e outros olivinas. Os andesitos têm textura geralmente porfirítica contendo piroxênios. O quartzo é uma fase intersticial tanto nos basaltos, quanto nos andesitos. A alteração hidrotermal é propilítica com ocasional superposição de sericita, adulária e hidromicas, sobretudo perto dos veios (VAN THOURNOUT et al., 1991, 1996). Na área Portovelo-Zaruma, as rochas dessa formação foram subdivididas em três séries vulcânicas (Muluncay, Portovelo e Faique) segundo Billingsley apud BRISTOW & HOFFSTETTER (1977). Segundo VAN THOURNOUT et al. (1991) propõem a sua subdivisão em apenas duas unidades:

Unidade 1: Forma uma faixa de direção N-S, onde aflora com uma espessura de várias centenas de metros, ocupando o eixo Portovelo-Zaruma. É composta de lavas andesíticas de cor cinza-verde ou, as vezes, mais escura, com fenocristais proeminentes de plagioclásio e hornblenda. Possuem intercalações subordinadas de rochas piroclásticas e vulcano-sedimentares. Em geral, é uma seqüência

homogênea. As lavas formam, por intemperismo, solos vermelhos. Corresponde a Série Portovelo de Billingsley apud BRISTOW & HOFFSTETTER (1977). A essa unidade estão associados os veios auríferos descritos no item 3.2.7.

Unidade 2: A leste e oeste do mencionado eixo Portovelo-Zaruma, afloram séries vulcânicas, com várias centenas de metros de espessura, compostas principalmente por rochas piroclásticas, tufos, aglomerados, brechas vulcânicas, com algumas intercalações de lavas andesíticas. Essas seqüências foram denominadas de Muluncay, a leste, e Faique, a oeste, por Billingsley apud BRISTOW & HOFFSTETTER (1977). Essa última faz contacto por falha com o gnaiss de San Roque a SW e descansa sobre a série Portovelo. É similar à série Muluncay, porém tem uma maior proporção de lavas andesíticas porfíricas. As piroclásticas também são análogas as da série Faique, porém carbonatadas (Billingsley apud BRISTOW & HOFFSTETTER, 1977).

VAN THOURNOUT et al. (1991) consideram que a Formação Celica acha-se dobrada e recoberta discordantemente por outra seqüência vulcânica terciária mais jovem, formada essencialmente por uma camada espessa de rochas piroclásticas e, na porção superior, por derrames de lavas de quartzo-andesito. Uma idade K-Ar em rocha total de $15,3 \pm 0,5$ Ma (VAN THOURNOUT et al., 1996) foi obtida em um fluxo de lava dacítica coletada próximo de Piñas (série Faique).

A Formação Celica encontra-se em contacto com *plutons* dioríticos a granodioríticos tidos como de idade Cretácea Inferior (BRISTOW & HOFFSTETTER, 1977; BALDOCK, 1982; HALL & CALLE, 1982) e esse conjunto foi interpretado como remanescente de um arco vulcânico continental (LEBRAS et al., 1985). Mas, a sul da região, fora da área estudada, parte da Cordilheira Ocidental Equatorial, é considerada a ter rochas típicas da crosta oceânica e de arco de ilha oceânica (ASPDEN et al., 1992b; LITHERLAND & ASPDEN, 1992). Essa formação é intrudida pelo batólito granítico de Tangua, que representa o extremo norte do batólito do Peru. O mesmo que forneceu idades de 114 ± 30 Ma e 113 ± 3 Ma datações K-Ar em hornblenda (Kennerley apud BALDOCK, 1982; PALADINES, 1989), sugerindo uma idade Cretácea Inferior para a Formação Celica e, pelo menos para parte dele, a sua possível correlação com o Grupo Vulcânico Casma (Albiano) da costa peruana.

Segundo AGUIRRE (1992), as rochas da Formação Celica foram afetadas por um metamorfismo de muito baixo grau que atinge a fácies zeólita e prehnita-pumpellita. As características

principais desse metamorfismo onde a deformação está ausente, são: baixa pressão litostática, moderado a forte gradiente termal, alta fugacidade de oxigênio, valores baixos da razão água de mar/rocha e total ausência de deformação. O mesmo autor interpreta que a Formação Celica corresponde a uma bacia marginal ensiálica abortada, desenvolvida sobre uma crosta continental fortemente atenuada, na borda da placa sul-americana.

Na parte NW e NE de Portovelo, tem-se as melhores exposições dessa formação (Figuras 13 e 14, respectivamente). Foram estudadas ao microscópio 14 amostras, coletadas em pontos bem preservados e, de preferência, longe das zonas de cisalhamento e de zonas alteradas intempérica e hidrotermalmente. Observações de campo não indicaram evidências de alteração hidrotermal e de mineralização econômica. VAN THOURNOUT et al. (1991) confirmam essas observações na parte NE da área de estudo. Os aspectos referentes à sua petrografia serão discutidos em item específico, mais adiante.



Figura 13 - Rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica aflorando a NW de Portovelo, na estrada Portovelo-Piñas, próximo ao Portete (ponto de coleta da amostra MM-7).



Figura 14 - Afloramento de rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica da parte NE de Portovelo, estrada de Curtincapac a Salati (ponto de coleta da amostra A1).

3.2.4 - Grupo Alamor

O Grupo Alamor está representado na área pela Formação Ciano, compreendendo principalmente sedimentos (como siltitos, argilas), andesitos indiferenciados e piroclásticas andesíticas (ECUADOR, 1980). A formação está aparentemente interestratificada com um grande volume de vulcânicas consignadas à Formação Celica, apresentando contacto gradacional ou interdigitado, porém, parte da Formação Celica poderia ser tão jovem quanto a sequência sedimentar (BALDOCK, 1982).

3.2.5 - Formação Tarqui

Aflora na parte centro-norte da Figura 9 e é formada por rochas piroclásticas riolíticas com derrames subordinados de mesma composição, sendo-lhe proposta uma idade pleistocênica (BRISTOW & HOFFSTETTER, 1977). Na colina La Chuva, a SE de Piñas, afloram rochas parcialmente caolinizadas, identificadas como piroclásticas finas, estratificadas (VAN THOURNOUT et al., 1991). Também foram assinaladas ocorrências na colina Portovelo e no setor de El Faique (VAN THOURNOUT et al., 1991, 1996), bem como a presença de outro corpo riolítico pequeno que aflora no Cerro Ojeda, mapeado por LOYOLA (1996).

3.2.6 - Riolitos Zaruma Urcu

São vulcânicas félsicas de ocorrência localizada (Figura 9), podendo representar condutos exumados, de provável idade pleistocênica (ECUADOR, 1980). Estão presentes nas colinas Santa Bárbara e Zaruma Urcu, onde observam-se rochas vulcânicas e subvulcânicas félsicas maciças, estratificadas ou em brechas, em parte silicificadas e caolinizadas, possivelmente de composição original riolítica. Essas rochas têm uma textura porfirítica e hipocristalina; os fenocristais são principalmente quartzo, feldspato potássico, biotita e raros piroxênios. A matriz contém freqüentemente vidro vulcânico. A forma dos corpos e as variedades de rochas sugerem que essas duas colinas são cones piroclásticos riolíticos produto de uma atividade explosiva, erodidos até serem expostos os dutos da parte interior (VAN THOURNOUT et al., 1991). A amostra (MM-13), coletada no Cerro Zaruma Urcu, é uma rocha riolítica que em parte está caulinizada e apresenta uma textura microporfirítica a localmente porfirítica com plagioclásio, quartzo e feldspato potássico em uma matriz microcristalina a hipocristalina.

3.2.7 - Aspectos Metalogenéticos

A região de Portovelo-Zaruma apresenta depósitos filoneanos de grandes dimensões, do tipo epitermal, com afinidades localmente mesotermiais (VAN THOURNOUT et al., 1991, 1996) associada as rochas vulcânicas da Formação Celica. HEALD et al. (1987) os enquadram

no subtipo “adulária-sericita”. As principais alterações hidrotermais são a propilitização, argilização, silicificação e sericitação. A adularização é bem desenvolvida nos veios maiores. Os tipos de alteração são definidos de acordo com MEYER & HEMLEY (1967), ROSE & BURT (1979) e HEALD et al. (1987).

Dentro da área de estudo, distinguem-se três tipos de mineralização: ouro associado a pirita, veios auríferos de quartzo e quartzo-adulária com sulfetos abundantes, e veios auríferos de quartzo-clorita (calcita) com pouco ou sem sulfetos, eventualmente com sulfossais. As paragéneses mais comuns são: quartzo-esfalerita rica em ferro-calcopirita-marcassita e pirita-bornita-galena-esfalerita pobre em ferro-tetraedrita-ouro seguido de um enriquecimento secundário de calcosita e covelita. A magnetita e a hematita ocorrem em vários lugares. O ouro encontra-se no estado livre e é geralmente pálido, sugerindo um alto conteúdo em prata (INEMIM-AGCD, 1989; VAN THOURNOUT et al., 1991, 1996). Trata-se de uma jazida tipicamente polimetálica. A forma mais comum da mineralização é em veios, como preenchimento de fraturas tensionais e de falhas normais, após uma fase tectônica distensional (VAN THOURNOUT et al., 1991). A área mineralizada abrange, no sentido N-S, 15 km e, no sentido E-W, 4 km. No sentido vertical, a dimensão conhecida é de 1400 m. A produção total explotada durante os períodos de atividade do depósito Portovelo-Zaruma é estimada ao redor de 120 t de ouro e 250 t de prata, com um limite de corte de 14,4 gr/t de ouro.

A evolução magmática, estrutural e metalogenética do depósito foi interpretada por VAN THOURNOUT et al. (1991) da seguinte forma:

- 1 - Desenvolvimento de um complexo vulcânico e sub-vulcânico andesítico e quartzo-andesítico pós-oligocênico. Os magmas ascenderam em toda a zona através de um sistema de fissuras verticais, cristalizando-se na superfície;

- 2 - Posteriormente, conforme os modelos de HAYBA et al. (1985), AHMAD et al. (1987) e HALSOR et al. (1988), ocorreu a formação de uma cratera circular (possível caldera vulcânica), pelo colapso do edifício vulcânico, e

3 - Dentro dessa caldera, deu-se a formação do complexo vulcânico-subvulcânico riolítico, com piroclásticas associadas que representam uma segunda fase da evolução magmática dentro do mesmo centro eruptivo. A mineralização coloca-se ao terminar essa atividade magmática, pela expulsão de fluidos hidrotermais.

Na área existem ainda associações com pequenas intrusões subvulcânicas e rochas piroclásticas subaéreas (Panteleyev apud VAN THOURNOUT et al., 1991, 1996). O depósito de Portovelo apresenta analogias com o sistema Quirivilca no Peru (BARTOS, 1987), desenvolvido na parte central de um estrato-vulcão andesítico do Mioceno. Apresenta também semelhanças com os depósitos minerais (polimetálicos) do Cerro de Pasco (MUKASA et al., 1990) associado com o centro vulcânico de idade miocênica, no Peru (SILBERMAN & NOBLE, 1977), e com o depósito epitermal El Guanaco (Au, Cu) e Cachinal de la Sierra (Ag, Pb, Zn), no Chile (PUIG, 1988; CUITIÑO et al., 1997). As dimensões do depósito Portovelo, como as características do fluido hidrotermal, são comparáveis as do depósito El Bronce, no Chile (CAMUS et al., 1991).

3.3 - PETROGRAFIA

3.3.1 - Introdução

Serão apresentados, nesse item, os aspectos petrográficos dos corpos granitóides mapeados e estudados por LOYOLA (1996), do granitóide Salati e das rochas vulcânicas da Formação Celica (mapeados pelo autor). Os estudos geocronológicos e isotópicos foram efetuados em coloboração com Jorge Loyola que forneceu, além das informações de campo, petrográficas e geoquímicas, o pó das amostras selecionadas para os estudos isotópicos. Os estudos microscópicos foram precedidos de exame macroscópico sistemático das amostras coletadas nos pontos indicados na Figura 15 e serviram de base para o bom entendimento, das relações de campo, dos aspectos texturais, da composição mineralógica e das principais estruturas presentes nas unidades que foram analisadas geocronologicamente. O conhecimento dessas características é fundamental para uma interpretação coerente dos resultados isotópicos.

3.3.2 - Granitóides

3.3.2.1 - Composições Modais

Na Tabela 1 apresentam-se as análises modais segundo LOYOLA (1996), das rochas provenientes dos domínios dos granitóides El Prado, Guayabo-Porotillo, Amarillo-Pindo e Luís-Ambocas (Figura 15) selecionadas para análise isotópica posterior.

Nessa Tabela inclui-se também 4 análises modais de amostras de granitóides que foram coletadas pelo presente autor na etapa de campo; uma coletada no corpo El Prado (EP-8), as demais amostras (S4, S5 e S6) no Granitóide Salati, na parte nordeste da região de estudo, nos domínios da Formação Celica (Figura 15).

Esses dados foram lançados no diagrama Q-A-P (STRECKEISEN, 1976) (Figura 16), levando a classificar as amostras como dioritos e gabros, quartzo-dioritos e quartzo-gabros, tonalitos, granodioritos e monzogranitos. As variações texturais e mineralógicas permitiram subdividir as rochas estudadas em fácies petrográficas distintas (LOYOLA, 1996).

3.3.2.2 - Granitóide El Prado

Segundo LOYOLA (1996), esse granitóide está representado por diferentes fácies que vão desde quartzo-gabros e quartzo-dioritos, até tonalito, granodioritos e monzogranitos. Essas fácies exibem diferenças texturais e mineralógicas que permitem subdividi-las em 8 sub-fácies petrográficas distintas: biotita-anfibólio-piroxênio-quartzo-gabro (BtAnfPxQGB), piroxênio-biotita-anfibólio-quartzo-gabro (PxBtAnfQGB), biotita-anfibólio-quartzo-diorito (BtAnfQD), anfibólio-biotita-tonalito (AnfBtT), biotita-anfibólio-tonalito (BtAnfT), biotita-granodiorito (BtGD), anfibólio-biotita-granodiorito (AnfBtGD) e biotita-monzogranito (BtMZ).

Uma descrição detalhada dessas fácies é fornecida por LOYOLA (1996), não sendo por essa razão apresentada no presente trabalho. Serão destacados aqui apenas os aspectos gerais e apresentados os dados petrográficos das amostras coletadas pelo presente autor.

Tabela 1 - Composições mineralógicas modais das amostras de granitóides da região de Portovelo - Zaruma (extraídas de LOYOLA, 1996) e das fácies quartzo-gabro (EP-8), quartzo-diorito (S5) e diorito (S4 e S5) (este estudo), utilizadas para análises isotópicas Rb-Sr e Pb-Pb em rocha total e minerais. A sigla das amostras estudadas por LOYOLA (1996), foi trocada para uma melhor identificação dos corpos onde elas foram coletadas e visualização nos diagramas adiante. (Continua).

EL PRADO														
QUARTZO-GABROS (QGB)					QUARTZO-DIORITO (QD)			TONALITO (T)			GRANODIORITO (GD)			
Mineral	BrAnfQGB	EP-127A	EP-79B	BrAnfQGB	PxBrAnfQGB	EP-8	PxAnfBQD	BrAnfT	EP-127C	EP-118B	BrGD	EP-58'	AnfBtGD	MONZO-GRANITO (MZG)
EP-79C	EP-79C	EP-127A	EP-79B	BrAnfQGB	PxBrAnfQGB	EP-8	PxAnfBQD	BrAnfT	EP-127C	EP-118B	BrGD	EP-58'	AnfBtGD	EP-58
Quartzo	3,0	4,6	6,0	4,2	12,2	22,7	26,8	43,4	31,9	28,4	38,2			
Alcali-Feldspato	0,5	0,5	1,0	0,9	4,4	2,2	2,6	5,1	6,6	17,4	32,5			
Plagioclásio	67,5	63,8	60,4	67,4	57,2	54,8	46,8	36,0	49,8	47,2	24,3			
Biotita	7,5	2,9	5,2	7,0	9,3	7,2	6,7	14,6	11,3	5,6	3,9			
Muscovita	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---			
Anfibólio	6,4	16,9	24,7	15,2	5,0	10,4	3,6	---	---	1,2	---			
Ortopiroxênio	9,5	4,4	x	1,5	5,6	---	---	---	---	---	---			
Clinopiroxênio	3,7	5,4	x	1,5	3,6	---	---	---	---	---	---			
Olivina	0,4	---	---	x	1,0	---	---	---	---	---	---			
Opacos	1,4	1,2	0,7	1,8	1,2	x	0,2	0,3	0,1	x	0,2			
Titanita	---	---	x	---	---	---	x	---	x	x	x			
Apatita	0,1	x	x	x	x	1,8	x	x	x	x	x			
Zircão	---	---	---	---	---	---	x	x	x	x	x			
Allanita	---	---	---	x	---	---	---	---	---	---	---			
Epidoto	0,1	x	---	---	---	---	0,8	---	---	---	---			
Clorita	---	0,2	1,1	0,4	0,4	x	0,1	x	x	x	0,6			
Sericita	---	x	---	---	---	---	x	x	x	x	x			
Carbonatos	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---			
Nº Pontos	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1500

Amostras: 79C, 127A, 79B, 86B, 127C, 118B, 115, 58', 80 e 58 de LOYOLA (1996).

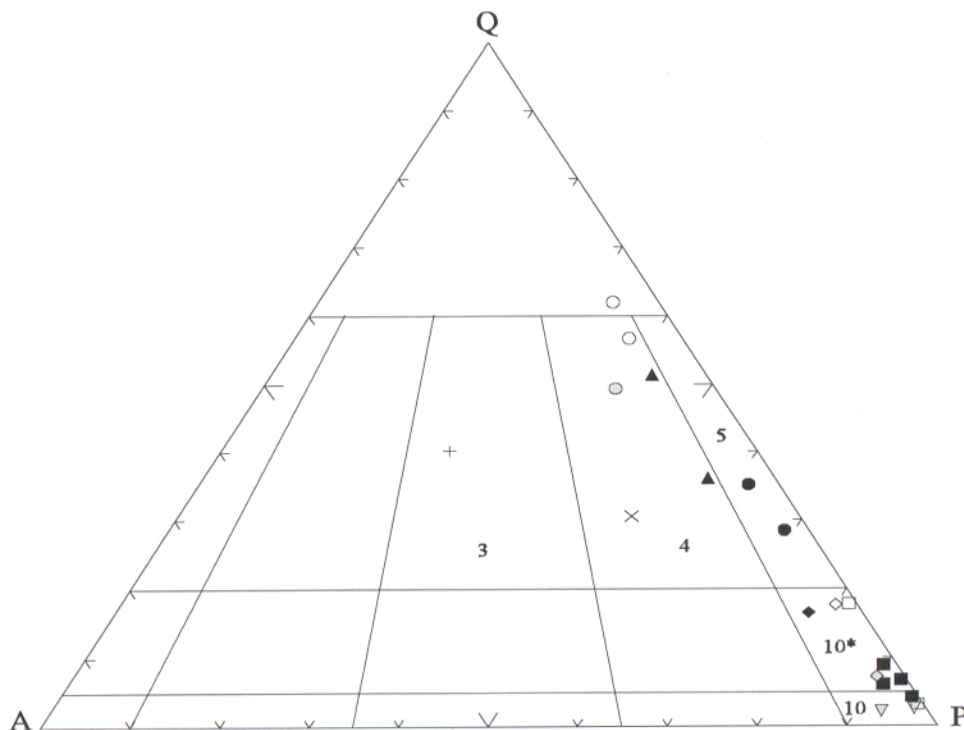
--- não detectado

x traços

Tabela 1- (conclusão).

Mineral	GUAYABO-POROTILLO				LUIS-AMBOCAS				AMARILLO-PINDO		SALATI			
	(QD)		TONALITO (T)		GABRO		(QGB)		T e GD		DIORITO (D)		(QD)	
	AnfQD	GP-97	Bmvt	MvBT	PLAnfGB	AnfQGB	LA-139A	LA-141	MvBT-GD	AP-62E	PLAnfD	S4	S5	S6
	GP-92	GP-97	GP-92	GP-37	LA-139A	LA-141	LA-141	LA-141	AP-62E	AP-62E	PLAnfD	S4	S5	S6
Quartzo		14,0	43,7	45,5	2,0	11,7			39,9			2,0	1,5	6,0
Alcali-Feldspato		1,9	3,6	4,8	0,4	0,6			9,0			1,0	3,6	2,5
Plagioclásio		63,3	23,1	30,0	61,5	53,4			32,0			75,9	65,5	74,2
Biotita		x	13,5	11,8	x	x			15,2			x	x	x
Muscovita		----	15,6	4,9	----	----			2,6			----	----	----
Anfibólio		8,7	----	----	15,1	25,7			----			17,3	25,4	15,6
Ortopiroxênio		----	----	----	3,8	0,2			----			----	----	----
Clinopiroxênio		0,1	----	----	8,2	0,9			----			3,1	3,4	1,0
Opacos		2,0	0,4	1,3	4,2	1,9			x			1,5	0,5	0,8
Titanita		1,8	x	----	x	2,4			x			0,1	0,1	0,1
Apatita		x	x	1,4	0,1	0,1			0,4			x	x	x
Zircão		x	x	x	----	----			x			----	----	----
Epidoto		0,9	----	----	0,9	0,2			----			x	x	x
Clorita		6,0	0,2	x	2,9	2,7			0,6			1,9	2,2	3,4
Sericita		x	x	x	x	x			x			x	x	x
Carbonatos		0,8	----	----	----	----			----			x	x	x
Nº Pontos		1500	1500	1500	1500	1500			1500			1500	1500	1500

Amostras: 97, 92, 37, 139A, 141 e 62E de LOYOLA (1996).



Símbolos:

EL PRADO

- PxBtAnfQGB (EP-8)
- ▲ BtAnfPxQGB (EP-79C, EP-127A)
- BtAnfQGB (EP-79B)
- ◆ PxAnfBtQD (EP-86B)
- BtAnfT (EP-127C)
- AnfBtT (EP-118B)
- BtGD (EP-115, EP-58')
- × AnfBtGD (EP-80)
- + BtMZG (EP-58)

GUAYABO-POROTILLO

- ◇ AnfQD (GP-97)
- MvBtT (GP-37)
- BtMvT (GP-92)

LUÍS-AMBOCAS

- PxAnfGB e AnfQGB (LA-139A, LA-141)

AMARILLO-PINDO

- MvBtT-GD (AP-62E)

SALATÍ

- ◇ AnfQD (S5)
- ▽ AnfD (S4, S6)

- 3 - Monzogranito
- 4 - Granodiorito
- 5 - Tonalito
- 10* - Quartzodiorito ou Quartzogabro
- 10 - Diorito ou gabro

Figura 16 - Diagrama Q-A-P (LOYOLA, 1996, mais dados do presente autor), para os granitóides da região de Portovelo-Zaruma. Campos conforme STRECKEISEN (1976).

Os quartzo-gabros, quartzo-dioritos, tonalitos e granodioritos ricos em quartzo dispõem-se segundo o *trend* das séries cálcico-alcálicas tonalíticas, enquanto que os granodioritos pobres em quartzo e os monzogranitos se alinham conforme as séries cálcico-alcálicas granodioríticas de LAMEYRE & BOWDEN (1982). Exibem texturas holocristalinas, faneríticas e equigranulares médias. Na escala microscópica, possuem uma textura granular hipidiomórfica média (LOYOLA, 1996).

A análise modal da amostra EP-8, proveniente do Granitóide El Prado, coletada nas cercanias da vila do mesmo nome (Tabela 1) indicou, no diagrama Q-A-P (Figura 16), uma composição de quartzo-gabro. Suas características texturais e mineralógicas, permite enquadrá-la na fácies piroxênio-biotita-anfibólio-quartzo-gabro (Px-Bt-Anf-QGB).

Em amostra de mão, a EP-8 possui coloração cinza-claro a escuro e exibe textura holocristalina, fanerítica e equigranular média. Microscopicamente apresenta textura hipidiomórfica com granulação variando de média a fina, mostrando também uma certa orientação dos cristais de plagioclásio.

A paragéneses dessa fácies é representada por plagioclásio, anfibólio, piroxênio (orto e clinopiroxênio) e quartzo em porcentagens inferiores a 4,2% como minerais essenciais primários; a biotita ocorre como mineral varietal e feldspato potássico $\pm$ olivina, opacos, apatita e zircão, como minerais acessórios; epidoto, clorita, sericita e carbonato, como secundários.

Plagioclásio: é o mineral predominante. Ocorre como cristais sub-idiomórficos de tamanho variando entre 1 e 2 mm, com certa orientação (Figura 17). Exibe forte zoneamento normal e maclamento albita e albita-carlsbad. Determinações realizadas pelo método da seção (100) (método de Michel-Levy, apud KERR, 1965), indicaram composições de An₇₃ no núcleo (bitownita), e de An₃₉, na borda (andesina). Seus cristais estão bem preservados e apresentam pequenas inclusões de opacos, geralmente na parte central.

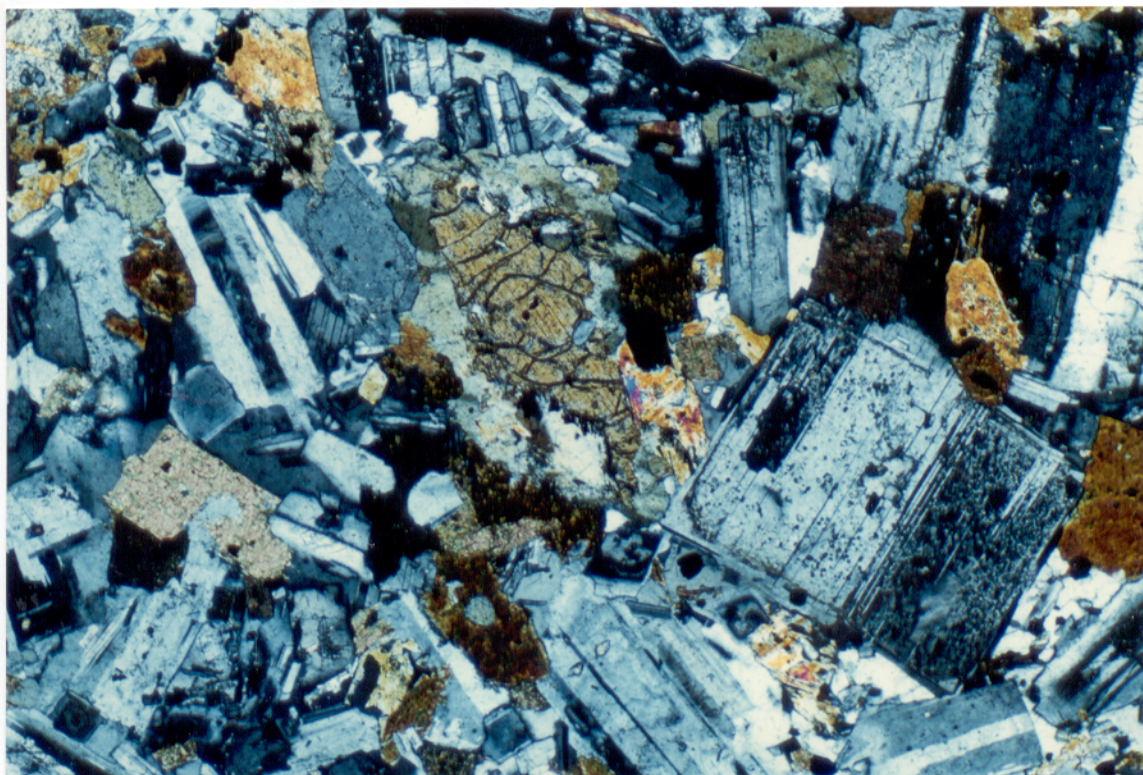


Figura 17 - Textura granular hipidiomórfica média a fina com orientação do Pl em quartzo-gabro do Granitóide El Prado. Nota-se, além do Pl, Q e Opx; Anf e Bt estão substituindo o Opx. Pl: plagioclásio, Q: quartzo, Opx: ortopiroxênio, Anf: anfibólio, Bt: biotita. (Amostra EP-8, nicóis cruzados). Escala: 0,56 mm

Piroxênios: ocorrem como cristais subédricos a euédricos, de contactos retos e curvos. Estão representados por orto e clinopiroxênio em iguais percentagens, sendo intensamente substituídos por anfibólio e biotita (Figura 18).

Olivina: forma grãos anédricos, arredondados, com fraturas, bem preservados da alteração; são menos abundantes que os piroxênios.

Anfibólio: apresenta-se em cristais maclados e sub-idiomórficos ou xenomórficos de granulação média a fina. É proveniente da transformação dos piroxênios, sendo representado por tremolita-actinolita e cummingtonita.

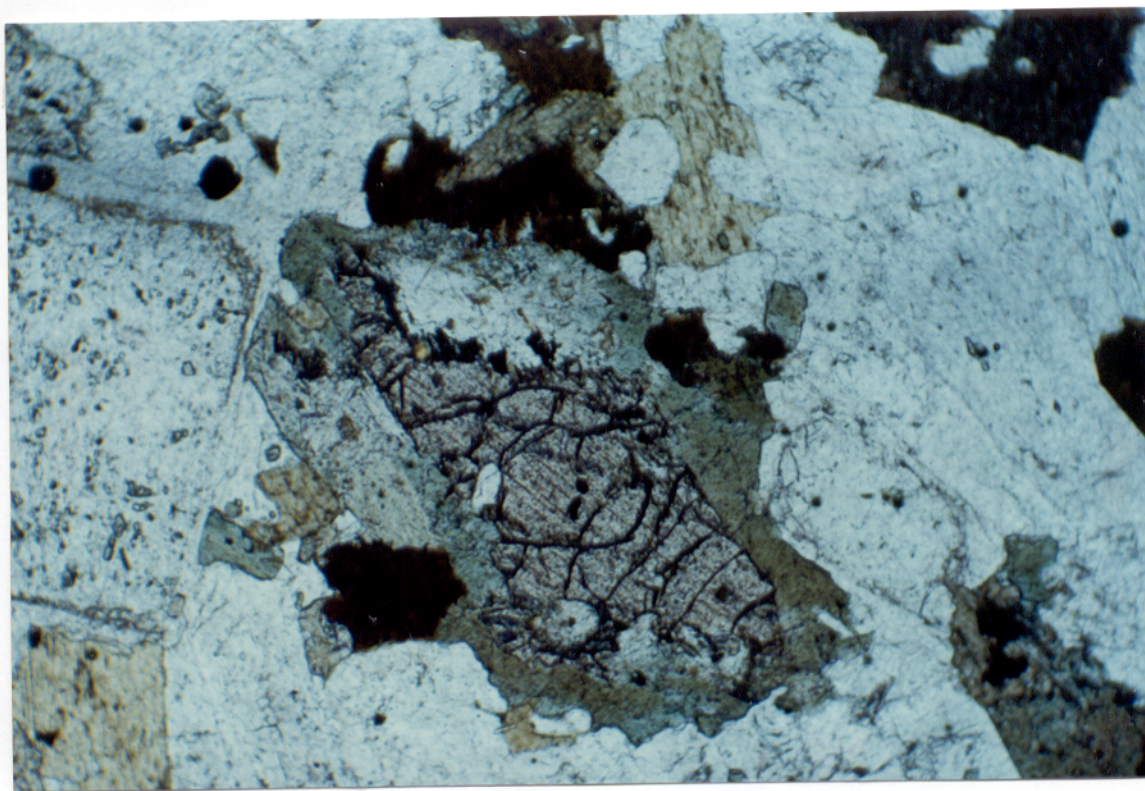


Figura 18 - Cristal de Opx transformado parcialmente para Bt e Anf, esse último parcialmente cloritizado, envoltos por Pl, em quartzo-gabro do Granitóide El Prado. (Amostra EP-8, nicóis paralelos). Escala: 0,36 mm

Biotita: ocorre como lamelas sub-idiomórficas de tamanho variando entre 0,2 e 1 mm, envolvendo os máficos ou moldando-se ao plagioclásio. Apresenta incipiente cloritização e inclusões de apatita e opacos.

Quartzo e álcali-feldspato: o quartzo se apresenta em quantidades significativas, enquanto que o feldspato alcalino é muito escasso. Ambos ocorrem em cristais xenomórficos, geralmente preenchendo os interstícios entre plagioclásio e máficos.

Os minerais acessórios são opacos, apatita e zircão. Apresentam formas irregulares e acham-se geralmente associados aos minerais máficos.

Os minerais secundários são clorita, oriunda da alteração do anfibólio e biotita, e sericita + carbonatos + epidoto, substituindo muito esporadicamente o plagioclásio.

3.3.2.3 - Granitóide Amarillo-Pindo

Segundo LOYOLA (1996) esse granitóide é classificado, em função dos seus minerais varietais, como muscovita-biotita-tonalito (MvBtT) e muscovita-biotita-granodiorito (MvBtGD). São rochas holocristalinas, faneríticas e equigranulares médias. Ao microscópio é hipidiomórfica granular.

3.3.2.4 - Granitóide Luís-Ambocas

Segundo LOYOLA (1996), as variações texturais e mineralógicas permitem subdividir o corpo em fácies petrográficas distintas: piroxênio-anfibólio-gabro (PxAnfGB), biotita-tonalito-cloritizado (BtTCl), muscovita-biotita-tonalito-cloritizado (MvBtTCl), muscovita-biotita-tonalito (MvBtT) e muscovita-biotita-granodiorito (MvBtGD). Os granitóides Luís-Ambocas se dispõem segundo o *trend* da série cálcico-alcalina tonalítica de LAMEYRE & BOWDEN (1982).

São rochas holocristalinas, faneríticas e equigranulares médias ou porfiríticas. Ao microscópio, são porfiríticas a granulares hipidiomórficas (LOYOLA, 1996).

3.3.2.5 - Granitóide Guayabo-Porotillo e Ambocas

Essas rochas plutônicas foram divididas por LOYOLA (1996) em 4 grupos principais: 1) tonalitos, mais numerosos e homogêneos; 2) quartzo-dioritos; 3) granodioritos; e 4) monzogranitos; sendo os três últimos de ocorrência esporádica. Eles exibem diferenças mineralógicas que permitem subdividi-los em cinco fácies petrográficas distintas: biotita-muscovita-tonalito rico em quartzo (BtMvT), muscovita-biotita-tonalito (MvBtT), muscovita-biotita-granodiorito (MvBtGD), muscovita-biotita-monzogranito (MvBtMZG) e anfibólio-quartzo-diorito (AnfQD).

A paragénese essencial das diferentes fácies dos granitóides Guayabo-Porotillo e Ambocas é representada por quartzo + plagioclásio $\pm$ feldspato potássico. São rochas holocristalinas, faneríticas e equigranulares médias. Ao microscópio apresentam uma textura granular hipidiomórfica média (LOYOLA, 1996).

3.3.2.6 - Granitóide Salati

Foram realizadas análises modais de 3 amostras provenientes dos domínios do Granitóide Salati. Os resultados estão expressos na Tabela 1 e, ao serem lançados no diagrama Q-A-P (Figura 16), se posicionaram nos campos dos dioritos e quartzo-dioritos. As variações texturais e mineralógicas permitiram subdividir as rochas estudadas em duas sub-fácies: anfibólio-diorito (AnfD) e anfibólio-quartzo-diorito (AnfQD).

O Granitóide Salati tem muitas analogias com os quartzo-dioritos dos granitóides El Prado e Guayabo-Porotillo e, embora o número de amostras e composições modais seja reduzido, elas provavelmente também dispõem-se segundo o *trend* das séries cálcico-alcálicas tonalíticas de LAMEYRE & BOWDEN (1982).

3.3.2.6.1 - Aspectos Gerais do Anfibólio-Diorito e Anfibólio-Quartzo-Diorito

Em amostra de mão, dioritos e quartzo-dioritos possuem coloração cinza-claro a cinza-esverdeada com pontuações brancas que correspondem ao plagioclásio. São holocristalinos, faneríticos e geralmente equigranulares, não apresentando evidências de deformação.

Ao microscópio, tais rochas possuem textura com tendência a porfirítica, com fenocristais médios de plagioclásio e agregados de máficos numa matriz granular média a fina, a base de plagioclásio, quartzo e máficos, ou granular hipidiomórfica média com plagioclásio e anfibólio automórficos (Figuras 19 e 20).

3.3.2.6.2 - Descrição mineralógica e textural

Plagioclásio: apresenta forma subidiomórfica a idiomórfica, granulação variável, contactos retos, curvos e dentados. Alguns cristais automórficos são circundados por uma franja descontínua de albita; a alteração hidrotermal (saussuritização) localiza-se no centro, marcando o zoneamento que é regular e concêntrico. Segundo o método das seções (100) de Michel-Levy apud KERR (1965), sua composição varia de andesina (An_{40}), no núcleo, a oligoclásio (An_{29}), na borda.

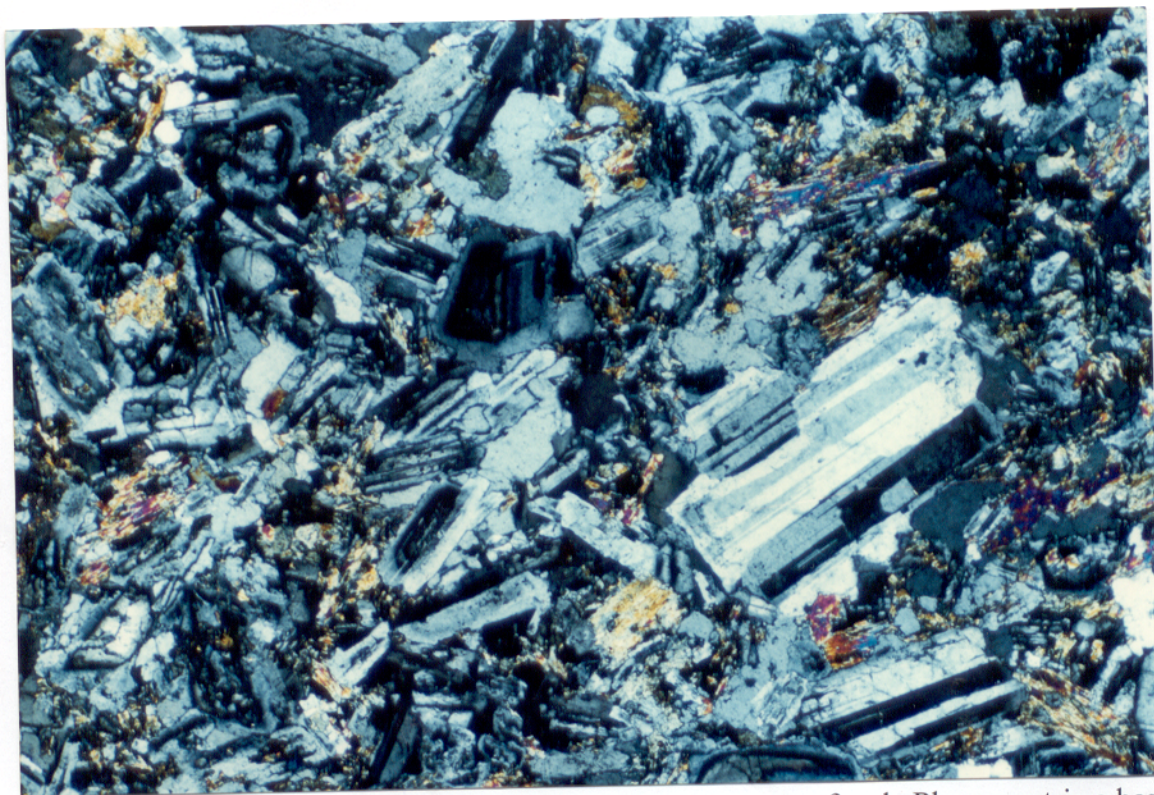


Figura 19 - Textura tendendo a porfírica com fenocristais automorfos de Pl, em matriz a base de cristais milimétricos de Pl e Anf (actinolita-tremolita) em diorito do Granitóide Salati. (Amostra S6, nicóis cruzados). Escala: 0,56 mm

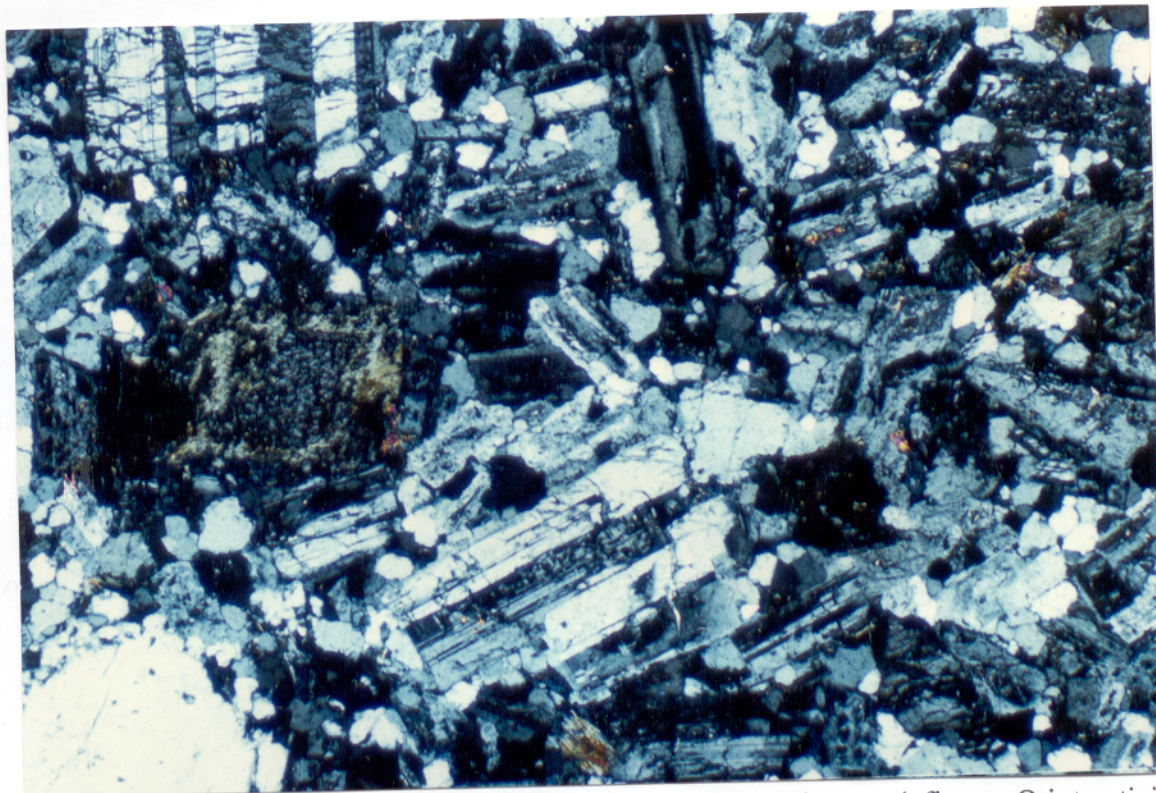


Figura 20 - Textura granular hipidiomórfica média com Pl e Anf automórficos e Q intersticial em quartzo-diorito do Granitóide Salati. (Amostra S5, nicóis cruzados). Escala: 0,56 mm

Quartzo e álcali-feldspato: ocorrem em proporções inferiores a 6%, tendo forma anédrica, mostrando disposição intersticial e tendendo a formar intercrescimentos granofíricos.

Anfibólio: distinguem-se dois tipos: anfíbólios primários, sob forma de cristais subidiomórficos, classificados como da família das hornblendas. O segundo tipo corresponde a anfíbólios secundários, geralmente fibrosos e muito finos com pleocroísmo, pouco marcante, classificados como actinolita-tremolita. Os anfíbólios acham-se muitas vezes substituídos, em suas bordas, por clorita e biotita.

Os minerais acessórios são titanita, apatita, opacos e zircão. A **titanita** aparece como grãos irregulares associados a opacos ou anfibólio e clorita. A **apatita** é euédrica e acha-se inclusa em anfibólio e plagioclásio. Os **opacos** são relativamente abundantes e de formas irregulares; estão associados aos máficos. O **zircão** é automorfo, submilimétrico e associado aos máficos.

Os minerais acessórios secundários são **epidoto, sericita, carbonatos e clorita**. São originados, principalmente, da desestabilização do plagioclásio e do anfibólio. Os três primeiros estão ligados à saussuritização do plagioclásio, enquanto que a clorita substitui o anfibólio e a biotita.

3.3.3 - Rochas Vulcânicas Intermediárias da Formação Celica

3.3.3.1 - Características Gerais

As amostras da Formação Celica MM-1A e B, MM-2, M-3A e B, MM-4, MM-5, MM-6, A1, A2 e A3 foram coletadas a NE de Portovelo, enquanto que as amostras MM-7 e MM-11A e B foram coletadas a NW (Figura 15). Essas rochas possuem uma coloração verde claro a cinza esverdeado com pontuações brancas, que correspondem ao plagioclásio, e exibem textura afanítica, maciça, de granulação fina. Pequenos fragmentos de rocha piroclástica de forma irregular e aspecto maciço, com poucos fenocristais de plagioclásio são perceptíveis a olho desarmado. Não apresentam indícios de alteração hidrotermal.

Ao microscópio, tais rochas possuem uma textura marcadamente porfirítica, com fenocristais de plagioclásio de granulação média a fina imersos numa matriz microcristalina de cor branca, esverdeada a preta. Nota-se também a presença de microtexturas amigdaloidais, sendo as amígdalas compostas de epidoto, clorita e carbonato, assim como níveis pilotaxíticos, fluidais, estruturas esferulíticas e pequenos fragmentos de rochas piroclásticas, plagioclásio, óxidos de ferro e vidro (Figura 21).

A paragênese dessas rochas é representada por fenocristais de plagioclásio, quartzo e raro álcali-feldspato. Pode-se também distinguir piroxênio e anfibólio. Opacos, titanita e apatita são acessórios, enquanto que epidoto, clorita, zeólitas e óxidos de ferro são secundários.

3.3.3.2 - Descrição dos Minerais e Texturas

Plagioclásio: é um mineral essencial primário freqüentemente em forma de fenocristais. Ocorre como cristais euédricos a subédricos de contactos retos, curvos e denteados. Na maioria das rochas, os cristais de plagioclásio se encontram parcial a totalmente microfraturados e saussuritizados (Figuras 22 e 23). Apresentam um incipiente maclamento que, juntamente com a saussuritização, dificulta a determinação precisa da composição do plagioclásio. Estimativas da composição realizadas pelo método Michel-Levy apud KERR (1965) em seção (100) revelaram plagioclásios do tipo oligoclásio a andesina (An_{10-48}).

Uma característica fundamental do plagioclásio é o processo de alteração nele impresso, gerando produtos secundários como sericita, epidoto, zeólitas e carbonatos.

Quartzo: ocorre raramente na forma de fenocristais geralmente límpidos. Também forma localmente agregados policristalinos (Figura 22), que reúnem cristais anédricos a subédricos de contactos suturados e granulação pouco maior do que a da matriz e, em geral, formando níveis.

Álcali-feldspato: é muito escasso, e ocorre sob forma de cristais anédricos, geralmente preenchendo os interstícios entre plagioclásio e máficos.

Anfibólio: apresentam-se em cristais xenomórficos na forma de relictos, parcial a quase totalmente transformado para clorita, outros, não apresentam alteração.

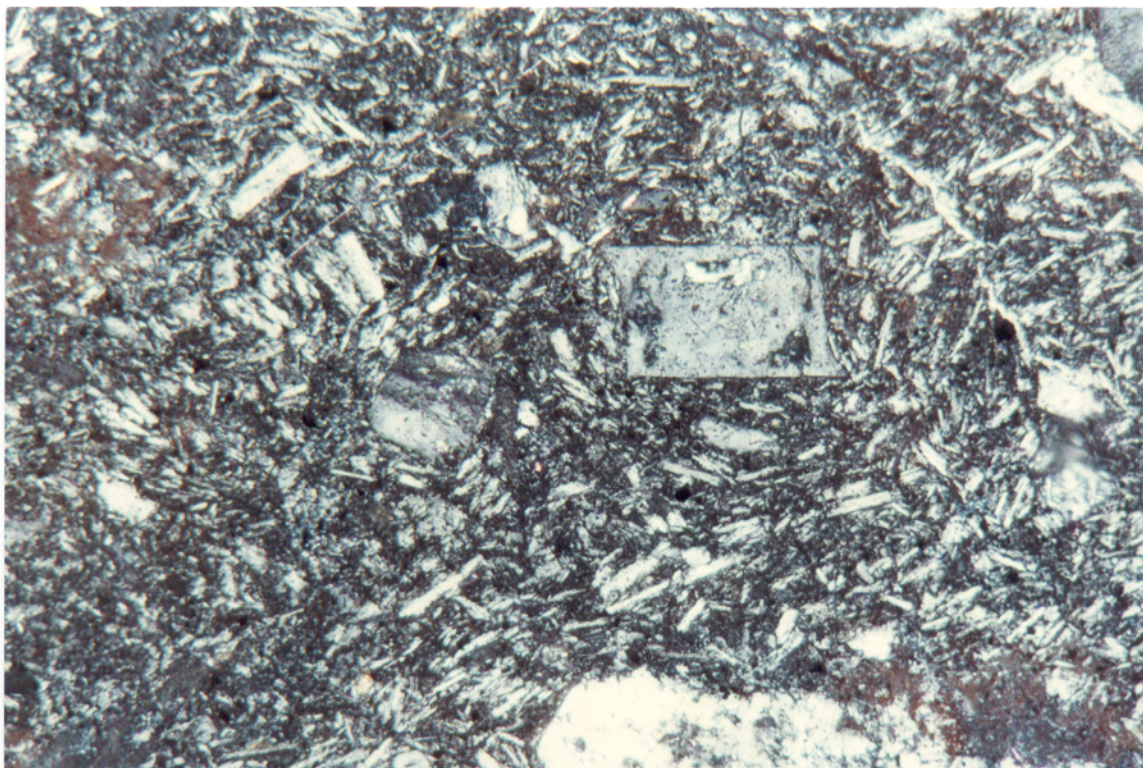


Figura 21 - Microtexturas de níveis pilotaxíticos, fluidais, com pequenos fragmentos de rocha piroclástica, plagioclásio e óxidos de ferro. Rocha vulcânica intermediária (Amostra MM-11A, nicóis cruzados). Escala: 0,2 mm

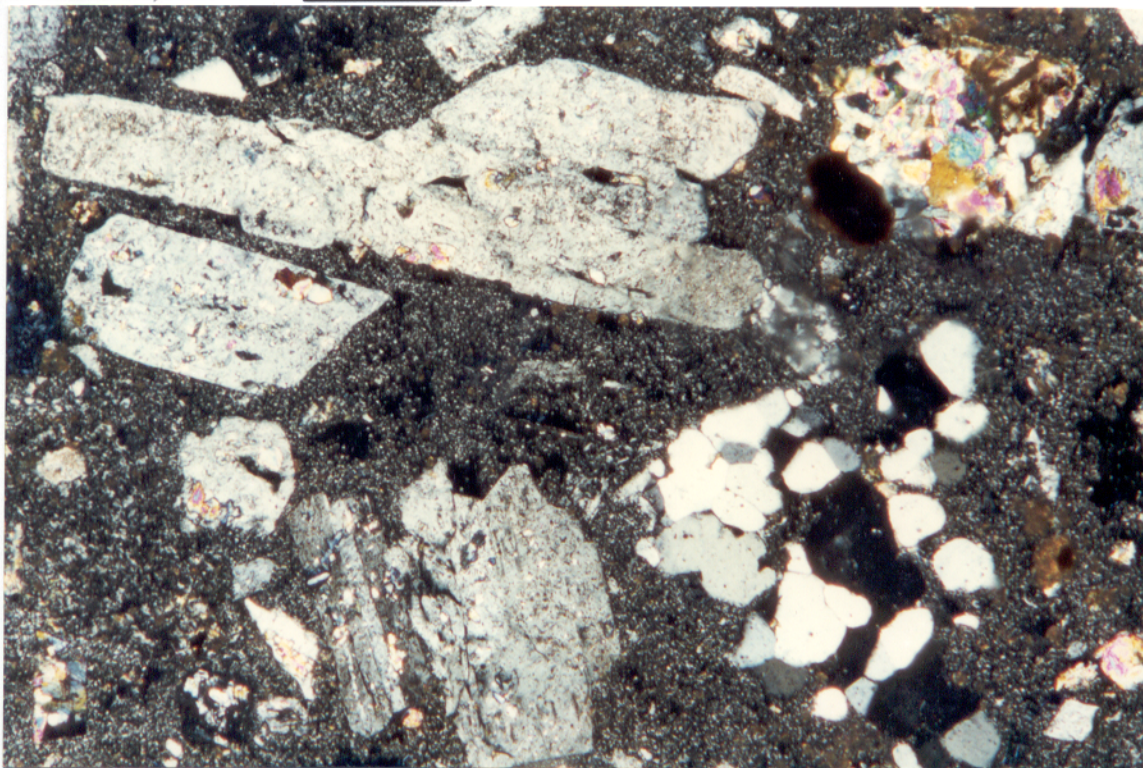


Figura 22 - Fenocristais de plagioclásio parcial a totalmente saussuritizados com incipiente maclamento, e agregados policristalinos de quartzo imersos numa matriz microcristalina. Rocha vulcânica intermediária (Amostra MM-3A, nicóis cruzados). Escala: 0,3 mm



Figura 23 - Fenocristais de plagioclásio pouco saussuritizados com maclamento preservado, apresentando níveis fluidais na matriz microcristalina ao seu redor. Na parte inferior esquerda da foto, observa-se um fenocristal de plagioclásio totalmente saussuritizado junto a clorita e opacos. Rocha vulcânica intermediária (Amostra MM-6, nicóis cruzados). Escala: 0,3 mm

Piroxênio: ocorre como cristais subédricos a anédricos, de contactos retos e curvos, representado por clinopiroxênio. Alguns cristais encontram-se preservados, outros geralmente alterados, transformados para anfíbólio e subsequente alterados para clorita. Alguns cristais de piroxênio estão alterados para serpentina.

Clorita: encontra-se na forma anédrica como palhetas radiais, formando faixas irregulares e descontínuas, ou em agregados amigdaloidais disseminados. É originada da desestabilização dos anfibólios.

Sericita, epidoto, carbonato e zeólitas: são produtos da alteração hidrotermal do plagioclásio e apresentam-se em forma anédrica (Figura 24).

Opacos e apatita: ocorrem como minerais acessórios nas rochas, apresentando formas anédricas a subédricas e acham-se geralmente inclusos nos minerais máficos e feldspatos.

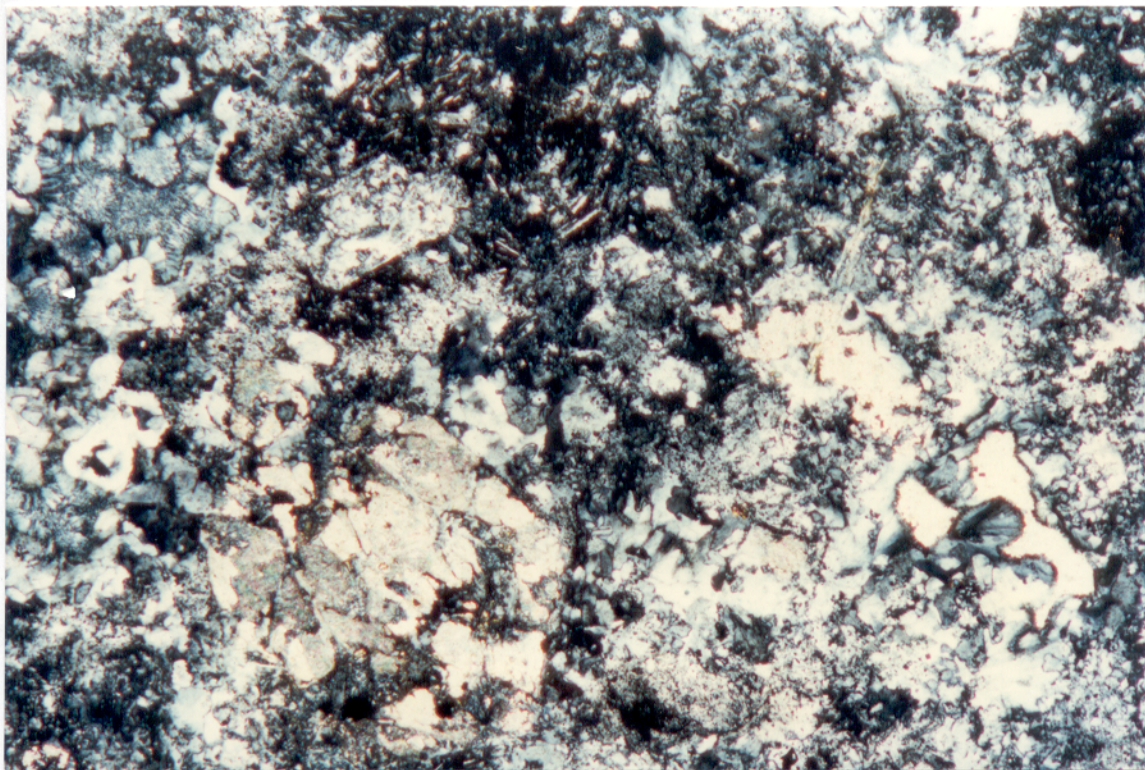


Figura 24 - Plagioclásio totalmente transformado para sericita, epidoto, carbonatos e zeólitas, com clorita amigdaloidal e disseminada, e agregados de titanita imersos na matriz microcristalina. Rocha vulcânica intermediária (Amostra MM-11A, nicóis cruzados). Escala: 0,3 mm

Titanita: encontra-se sob forma de cristais anédricos disseminados e em agregados, freqüentemente associada a clorita e opacos, inclusa nos minerais máficos e também formando parte da matriz.

Óxidos de ferro: encontram-se na matriz associados com os produtos da argilização.

3.3.4 - Mineralizações

Dentro da área de Portovelo-Zaruma, podem-se distinguir três tipos de mineralizações segundo VAN THOURNOUT et al. (1991, 1996):

1) Veios e disseminações de pirita. Não existe ouro associado com esse tipo de mineralização. Alterações mais intensas são relacionadas á silicificação difusa, associada com formações de *stockworks*, ao redor das Serras de Santa Bárbara e Zaruma Urcu, e entre as faixas de veios no eixo Portovelo-Zaruma.

2) Veios auríferos de quartzo-adulária com sulfetos abundantes, situados no eixo Portovelo-Zaruma e na área nordeste da Serra Santa Bárbara. Esses veios contêm uma maior quantidade de quartzo leitoso com menor conteúdo de adulária $\pm$ fluorita.

3) Veios auríferos de quartzo-calcita e quartzo-adulária com abundantes sulfossais $\pm$ sulfetos que ocorrem ao longo das auréolas, circundando a zona central sulfetada.

Segundo VAN THOURNOUT et al. (1996), os veios apresentam a seguinte sequência: 1) mineralização periférica consistindo de quartzo leitoso anedral, acompanhado de calcita leitosa, adulária, pirita $\pm$ esfalerita rica em ferro. 2) quartzo claro, transparente a cinza, associado com calcita clara, adulária, clorita $\pm$ fluorita. Pirita, calcopirita, esfalerita e galena são os sulfetos predominantes, formando grandes agregados intercrescidos. No final dessa sequência aparecem assembléias ricas em sulfossais e ouro livre, compostas de tetraedrita, tennatita e bornita, acompanhadas de marcasita $\pm$ magnetita e hematita, e 3) sulfetos disseminados limitados por pequenos agregados ou grãos isolados dentro do quartzo claro, com alguma calcita, clorita e epidoto.

O ouro encontra-se no estado livre e é geralmente pálido, indicando um alto conteúdo de prata. Análises de microsonda indicam teores de prata variando entre 13,3 e 34,9%, sugerindo que a maioria do ouro livre é *electrum* (LITHERLAND, 1987; LITHERLAND et al., 1990).

As texturas de tipo veio, a abundância de sulfossais e calcita e a alteração adulária-sericita levam a classificar o depósito epitermal de Portovelo-Zaruma como do tipo adulária-sericita (HAYBA et al., 1985; HEALD et al., 1987).

3.3.4.1 - Minerografia

Nesse item serão apresentados aspectos minerográficos de 6 amostras coletadas na área de estudo (Figura 15). O estudo minerográfico do minério das amostras MMR, MJB-1 e 2, MC, e MCL-1 e 2, provenientes do eixo norte-sul da zona mineralizada da área Portovelo-Zaruma, indicou que as proporções entre os minerais assim como as suas relações texturais, pouco variam de um veio para outro. Nas amostras MT-AD, MQB, ME1-2 e MM-11C não foi

feito o estudo microscópico por serem constituídas de um só mineral, a calcita.

Os veios mineralizados encontram-se encaixados nas rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica. Grande parte dos minerais de minério estão presentes nos veios principais de quartzo-calcita, localmente com estruturas tipo *stockwork*. Esses veios ocorrem isolados ou em feixes, com espessura individual centimétrica a métrica com extensão longitudinal N-S e possuem estrutura maciça e cataclástica. Eles são constituídos essencialmente por quartzo leitoso, localmente enfumaçado ou raramente límpido, com sulfetos subordinados associados com $\pm$ sulfossais, clorita $\pm$ adulária.

Dentre os sulfetos, a galena é o mineral predominante seguida de calcopirita, esfalerita e pirita. O ouro não foi detectado nas seções das amostras do depósito de Portovelo-Zaruma. Como mineral de alteração tem-se a covelita.

A **galena** apresenta-se sob a forma de cristais idiomórficos a xenomórficos e pode ocorrer disseminada no quartzo ou formando massas centimétricas. Apresenta planos de clivagem perfeitos segundo o plano (111) (“triangular pits”, Figura 25). Encontra-se microfraturada e deformada devido a processos tectônicos. Ademais, apresenta inclusões de sulfossais (tetraedrita e provavelmente polibasita) $\pm$ calcopirita, esfalerita e quartzo leitoso.

A **esfalerita** ocorre em pequenos cristais anédricos, formando massas irregulares milimétricas junto com o quartzo leitoso e preenchendo microfraturas. Apresenta exsoluções de calcopirita na forma de gotas (*bleds*), formando texturas de emulsão (Figura 26).

A **calcopirita** ocorre na forma de cristais xenomórficos de superfície límpida, mostrando planos de clivagem ou de fratura. Apresenta formas maciças, estando quase sempre associada à pirita, a qual substitui. Observa-se, próximo às microfraturas, transformações para covelita (Figura 27).

A **pirita** apresenta-se sob a forma de cristais euédricos, disseminada ou formando massas milimétricas na ganga. Em alguns cristais desse mineral, observam-se evidências de fraturamento e substituição por calcopirita.

A **covelita** ocorre em agregados xenomórficos na forma de lamelas, geralmente deformadas. Apresenta-se como mineral de alteração da calcopirita.

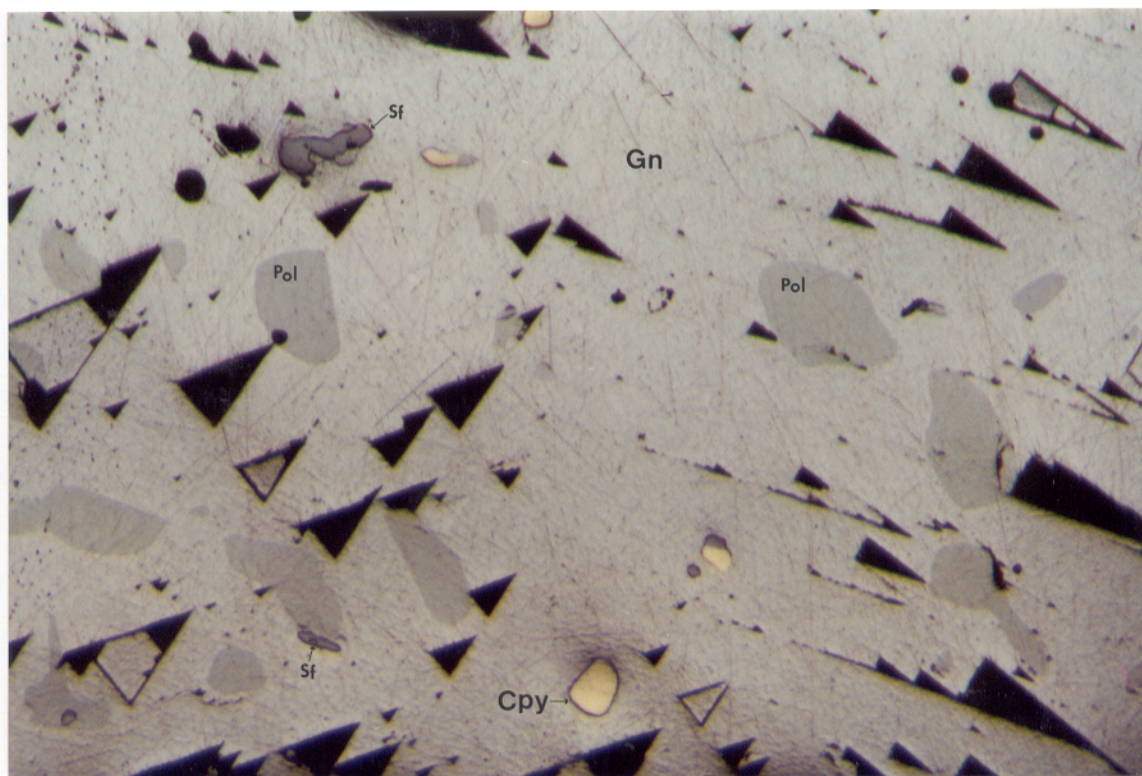


Figura 25 - Fotomicrografia de cristal de galena (Gn) mostrando os planos de clivagem perfeitos, "triangular spits"; observam-se inclusões provavelmente de polibasita (Pol), calcopirita (Cpy) e esfalerita (Sf) (Amostra MC, luz refletida). Escala: 0,14 mm

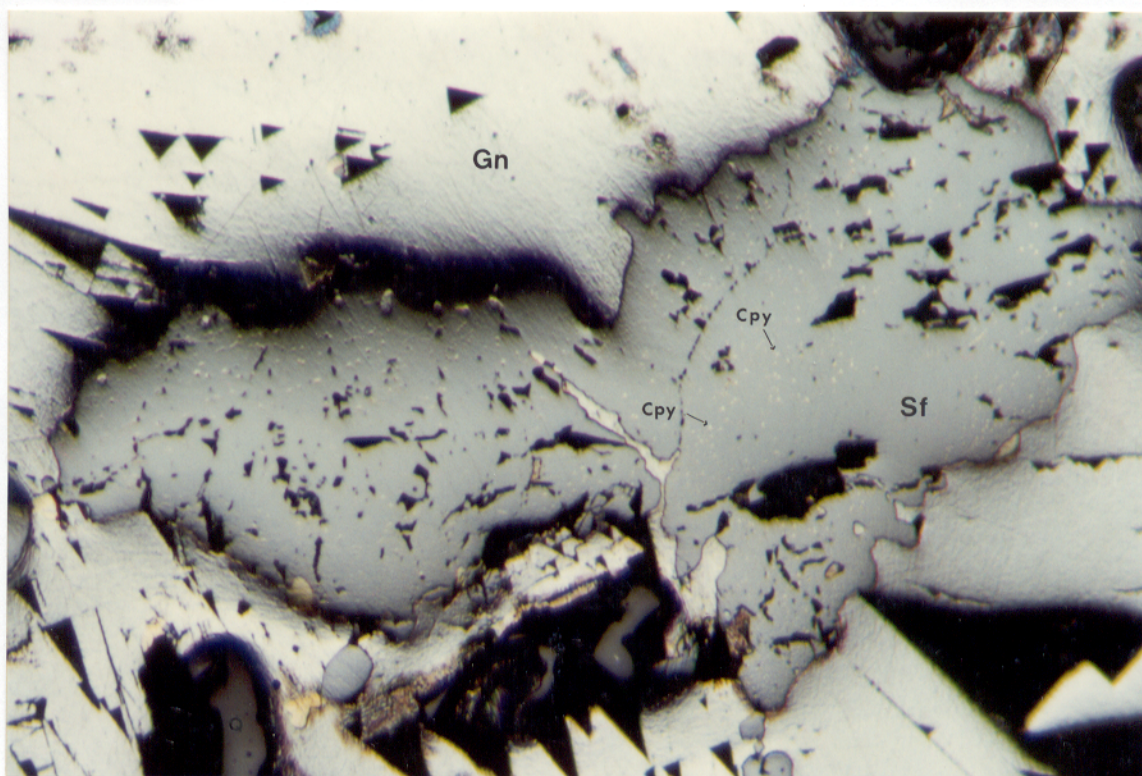


Figura 26 - Fotomicrografia de cristais anédricos de esfalerita exibindo exsoluções de calcopirita e associados com galena (Gn) (Amostra MJB-1, luz refletida). Escala: 0,14 mm

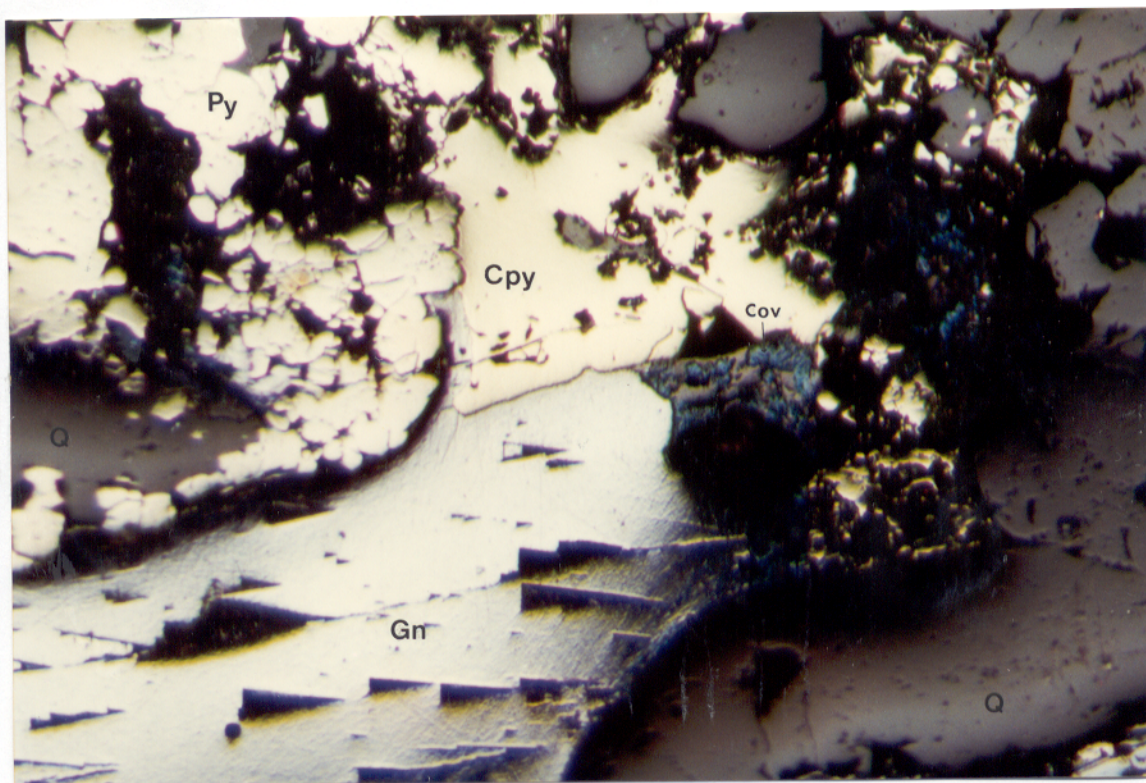


Figura 27 - Fotomicrografia mostrando cristais xenomórficos de covelita (Cov) produto da alteração da calcopirita (Cpy), em contacto com galena (Gn) e quartzo (Q), e associada à pirita (Py) (Amostra MCL-2, luz refletida). Escala: 0,14 mm

4 - GEOLOGIA ISOTÓPICA

Neste capítulo, são apresentados, de forma sintética, os fundamentos da geoquímica isotópica e os procedimentos químicos e espectrométricos dos métodos Rb-Sr e Pb-Pb, na forma em que são aplicados em rotina no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) da UFPa. Em seguida, serão apresentados os dados isotópicos obtidos para as várias unidades geológicas estudadas.

4.1 - FUNDAMENTOS DA GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DO Sr e Pb

4.1.1 - Os isótopos de Sr e a metodologia Rb-Sr em rocha total e minerais

O Rb é um metal alcalino do grupo I-A. Seu raio iônico (1,48 Å) é aproximado ao do K (1,33 Å), permitindo com que o Rb substitua o K em minerais portadores desse elemento como muscovita, biotita, flogopita, ortoclásio, microclina, argilo minerais, entre outros (FAURE, 1986). O Rb possui dois isótopos, ^{85}Rb e ^{87}Rb , com abundâncias de 72,1654% e 27,8346%, respectivamente (Catanzaro et al. apud FAURE, 1986). O ^{87}Rb é radioativo e decai naturalmente para o ^{87}Sr (estável), por emissão de uma partícula β^- (FAURE, 1986).

O Sr é um elemento alcalino-terroso do grupo II-A. Seu raio iônico (1,13 Å) é muito maior que o do Ca (0,99 Å), ao qual ele substitui em muitos minerais (plagioclásio, apatita, carbonatos de cálcio). Essa substituição é restrita devido ao íon Sr^{+2} preverir sítios de coordenação octaédrica, enquanto que o íon Ca^{+2} pode preencher sítios de coordenação hexa- e octaédrica. Por outro lado, o íon Sr^{+2} pode substituir o íon K^{+1} porém, essa substituição precisa ser acompanhada da mudança de Si^{+4} por Al^{+3} na estrutura, para preservar a neutralidade elétrica. O Sr tem quatro isótopos que ocorrem naturalmente (^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr e ^{84}Sr), todos estáveis. Suas abundâncias isotópicas relativas são, em média, 82,53%, 7,04%, 9,87% e 0,56%, respectivamente. As abundâncias isotópicas do Sr variam devido à formação de ^{87}Sr por decaimento natural do ^{87}Rb . Por isso, a composição de Sr nas rochas ou minerais que contêm Rb depende da sua idade e razão Rb/Sr (FAURE, 1986).

Para se determinar a idade de minerais e rochas pelo método Rb-Sr utiliza-se a seguinte equação:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_h = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_h(e^{\lambda t} - 1)$$

onde: h é referente à razão no tempo atual; i corresponde à razão inicial; λ é a constante de decaimento do Rb; e t é o tempo de fechamento do sistema Rb-Sr. Adota-se para λ o valor de $1,42 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$, que corresponde à meia-vida do ^{87}Rb de $48,8 \times 10^9$ anos (STEIGER & JÄGER, 1977). A equação só será válida se a quantidade de isótopos de ^{87}Rb e ^{87}Sr for modificada unicamente por decaimento radioativo. Por exemplo, uma suíte de rochas cogenéticas de idade t definirá uma isócrona (reta de correlação no diagrama $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) apenas quando cada membro dessa suíte possuir a mesma razão inicial e a rocha estiver fechada totalmente para Rb e Sr. Se essas condições forem alteradas por perda ou ganho de Rb e/ou Sr no mineral ou rocha, o valor calculado para t indicará a idade de rehomogeneização isotópica, se ela for extensiva para toda a suíte. Nesse caso, a idade obtida evidenciará o evento que a rehomogeneizou. Caso contrário, uma idade sem significado geológico será provavelmente obtida.

A razão isotópica inicial, (I_{Sr}) ou $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, representa a relação entre as proporções dos isótopos de massa 87 e 86 do Sr dos magmas ígneos no momento de sua geração, sendo obtida diretamente a partir do método isocrônico de determinações de idades Rb-Sr. De modo geral, reflete o grau de evolução dos isótopos de Sr dos materiais-fontes tornando-se parâmetro indicativo das contribuições potenciais do manto ou crosta oceânica e de diversos segmentos da crosta continental na constituição das rochas ígneas. As variações observadas de razões isotópicas iniciais em amostras de rochas ígneas cogenéticas podem ser correlacionadas a diversos fatores, que incluem desde características pouco ou muito homogêneas da fonte, à influência de diversos processos petrogenéticos ligados à formação, migração, colocação e cristalização dos magmas (VLACH & CORDANI, 1986).

A existência dessas variações amplia sensivelmente a potencialidade do método; ao mesmo tempo, porém, exige diversos cuidados na interpretação dos dados radiométricos e das razões iniciais. Assim, as composições químicas e isotópicas de rochas graníticas com razão

inicial $< 0,704$ sugerem que os magmas evoluíram do manto superior ou envolvendo fusão e assimilação de rochas vulcânicas jovens e sedimentos vulcanogênicos. As rochas intrusivas com razões iniciais $> 0,706$ podem ter sido derivadas de fusão de rochas da crosta inferior, tendo altas razões Rb/Sr e tempo de residência crustal longo (FAURE, 1986).

Em geral, as razões iniciais ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) de rochas vulcânicas e plutônicas nos continentes proporcionam um critério pela qual o envolvimento de rochas crustais na formação e evolução do magma pode ser avaliada. Batólitos graníticos em cinturões orogênicos têm naturezas complexas e envolvem magmas derivados de ambas origens, mantélica e crustal.

4.1.2 - Os isótopos do Pb e a metodologia Pb-Pb em rocha total e minerais

O Pb é um metal do grupo do carbono (IV-B) que apresenta as seguintes características: raio iônico = 1,7 Å; Z = 82; eletronegatividade = 1,8; valência = 2^+ e 4^+ ; números de coordenação = IV e VI, sendo o elemento pesado mais abundante na crosta terrestre (16 ppm em média).

A aplicação dos isótopos do Pb para desvendar problemas geológicos baseia-se nas diferenças das abundâncias relativas dos quatro isótopos desse elemento ($^{204}\text{Pb} = 1,35\%$; $^{206}\text{Pb} = 25,28\%$; $^{207}\text{Pb} = 21,13\%$; $^{208}\text{Pb} = 52,23\%$) (STACEY & KRAMER, 1975). Três desses são radiogênicos, originando-se do decaimento radioativo do urânio e do tório. O ^{204}Pb , embora radiotivo ($t_{1/2} = 1,4 \times 10^{17}$ anos, Holden & Walker apud FAURE, 1977), é considerado estável, sendo utilizado como isótopo de referência.

A evolução da composição isotópica do Pb presente em minerais que contêm U e Th pode ser expressa na forma de três (3) equações:

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_h = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})_h(e^{\lambda_8 t} - 1) \quad (1)$$

$$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_h = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb})_h(e^{\lambda_5 t} - 1) \quad (2)$$

$$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_h = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb})_h(e^{\lambda_2 t} - 1) \quad (3)$$

onde, h representa as razões isotópicas do Pb no mineral hoje; i representa as razões isotópicas iniciais do Pb; t é o tempo decorrido desde o fechamento no mineral para o U, Th e Pb; λ é a constante de decaimento. Os valores das constantes de decaimento do ^{235}U , ^{238}U e ^{232}Th , são

respectivamente: $\lambda_8 = 0,155125 \times 10^{-9} \text{ anos}^{-1}$; $\lambda_5 = 0,98485 \times 10^{-9} \text{ anos}^{-1}$; $\lambda_2 = 0,049475 \times 10^{-9} \text{ anos}^{-1}$ (STEIGER & JÄGER, 1977).

A razão isotópica radiogênica é determinada mediante a divisão da equação (2) pela (1): $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = ^{235}\text{U}/^{238}\text{U} (e^{\lambda_5 t} - 1)/(e^{\lambda_8 t} - 1)$. Lançando-se essas razões no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, pode-se definir um alinhamento, cuja inclinação corresponde à idade das amostras analisadas, se as mesmas forem cogenéticas e tiverem se comportado como sistema fechado desde sua formação. Através da razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, denominada de μ , é possível inferir a origem dos magmas, pois ela apresenta valores relativamente definidos nos diferentes níveis da litosfera. Para a evolução do Pb na Terra existem vários modelos, os quais serão, a seguir, rapidamente abordados.

O modelo de Estágio Simples (Holmes-Houtermans apud FAURE, 1986) baseia-se na evolução da Terra como um sistema fechado em relação ao geocronômetro Pb-Pb. Assim, todo o Pb comum atual é resultante de misturas de Pb radiogênico, formado em regiões com diferentes valores de μ . OVERSBY (1976) propôs uma escala na qual valores de μ entre 7,5 e 8,2 indicam uma evolução a partir de fonte mantélica; valores entre 8,2 e 12 indicam uma evolução na Crosta Superior e, valores menores que 7,5 indicam uma evolução na Crosta Inferior.

O modelo de evolução em 2 estágios (STACEY & KRAMERS, 1975) propõe uma idade de referência para a Terra de 4,57 Ga, adotando que as médias das razões $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ e $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ no primeiro estágio foi de 7,19 e 32,11, respectivamente. Dessa forma, o 1º estágio ocorreu desde a formação da Terra até à aproximadamente 3,7 Ga, quando processos de diferenciação originaram as condições para o segundo estágio, com novas razões médias de $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 9,74$ e $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb} = 37,19$ nas porções da Terra que participaram desses eventos de mistura, gerando o Pb médio terrestre.

Os modelos de Múltiplos Estágios sugerem que o Pb deve ter sido associado a vários sistemas com diferentes razões U/Pb e Th/Pb, com tempos de residência bastante distintos.

Doe & Zartman apud ZARTMAN & DOE (1981) introduziram o modelo "Plumbotectonics", a fim de explicar a variação das composições médias dos diferentes reservatórios geoquímicos da Terra (Manto, Crosta Inferior, Crosta Superior). Verificando que as

diferenças isotópicas dos reservatórios eram provenientes do fracionamento químico e do decaimento radioativo durante os períodos de isolamento, definiram um domínio suplementar (domínio orogênico). Esse domínio corresponde a uma mistura entre diferentes reservatórios, devido à ação de processos dinâmicos atuantes nos mesmos.

Nas várias versões de seus modelos, DOE & ZARTMAN (1979) e ZARTMAN & HAINES (1988) definiram curvas para mostrar a evolução isotópica de Pb dos quatro reservatórios com o tempo. O diagrama de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ discrimina bem a Crosta Superior da Crosta/Manto Inferior, enquanto que o diagrama de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ discrimina a Crosta Inferior da Crosta/Manto Superior (ROLLINSON, 1993).

Considerando-se as unidades litológicas como reservatórios de Pb, a razão inicial ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) pode ser modificada por metamorfismo e/ou intrusões posteriores pois, nos minerais, o Pb inicial varia com o decaimento radioativo (variação isotópica simples), como também pela entrada de Pb exótico associado a eventos metamórficos ou de intrusões (mistura isotópica). A idade isotópica obtida nesse segundo modelo não tem significado geológico (GULSON, 1986).

Os padrões isotópicos são caracterizados por um conjunto de razões isotópicas ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) para um dado número de amostras.

Assim, amostras diferentes possuem padrões isotópicos diferentes, umas em relação às outras (incluindo idades e razões U/Pb e Th/Pb). Os padrões isotópicos são um instrumento de determinação genética de corpos litológicos. Dessa forma, reservatórios com características isotópicas semelhantes podem ser gerados de fonte com similaridade isotópica (GULSON, 1986).

São várias as maneiras que permitem determinar as idades de mineralizações a partir da composição isotópica do chumbo em minerais onde esse elemento é muito mais abundante do que o urânio e o tório (DOE & STACEY, 1974; GULSON, 1986).

Quando a composição isotópica do chumbo é uniforme em uma determinada jazida mineral ou em um grupo de jazidas, uma idade-modelo da mineralização pode ser obtida através de uma das várias curvas de crescimento da Terra disponíveis (CUMMING & RICHARDS, 1975; STACEY & KRAMER, 1975; AMOV, 1983a, b). Essas curvas diferem entre si, seja pela

variação de seus parâmetros iniciais, seja por variações na razão pai-filho do material fonte através do tempo. Isso explica o fato de diferentes modelos resultarem em diferentes idades de mineralização. No entanto, se em uma única jazida mineral ou num grupo de jazidas, houver variação significativa na composição isotópica do chumbo, várias interpretações são possíveis.

Se a evolução isotópica do chumbo em um determinado material fonte se processar de maneira simples resultando em um arranjo linear, a idade da mineralização pode ser calculada conhecendo-se a inclinação dessa linha. Contudo, o mesmo padrão linear pode originar-se da mistura de chumbo oriundo de duas fontes distintas, inclusive em termos de história isotópica. Um dos modos para se obter a idade da mineralização é a combinação do arranjo linear com as curvas de crescimento da Terra (ANDREW et al., 1984; IYER et al., 1992).

A composição isotópica de Pb tem sido usada como um monitor de processos hidrotermais e magmáticos nos Andes. MCNUTT et al. (1979), BARREIRO & CLARK (1984) e HARMON et al. (1984) apresentaram dados isotópicos de chumbo de análises de rocha total em estudos de processos petrogenéticos andinos. Processos hidrotermais têm sido estudados por TILTON & BARREIRO (1980), TILTON et al. (1981), PUIG (1988), MACFARLANE & PETERSEN (1990), GUNNESH et al. (1990), MUKASA et al. (1990), FONTBOTÉ & GORZAWSKI (1990), entre outros, usando análises de isótopos de chumbo de sulfetos de vários depósitos dos Andes centrais.

A composição isotópica de Pb dos depósitos andinos é o resultado da mistura de membros finais diferentes, porque a orogenia pode levar a um equilíbrio de materiais do manto, crosta superior e crosta inferior (ZARTMAN & DOE, 1981). O ciclo andino representa um estágio acrecional da espessura crustal (COBBING, 1978; MÉGARD, 1984), atuando como uma mistura orogênica no entendimento de DOE & ZARTMAN (1979). A evolução paleográfica reflete a interação dinâmica entre sedimentação, erosão, e atividade ígnea. O estudo isotópico de chumbo pode esclarecer uma série de processos formadores de minerais e permitir especular sobre a origem do Pb (e provavelmente de outros metais) dos depósitos minerais (GUNNESH et al., 1990).

4.2 - PROCEDIMENTOS EXPERIMENTAIS

4.2.1 - Introdução

Dois métodos de análise isotópica foram utilizados neste trabalho: Rb-Sr e Pb-Pb em rocha total e minerais. Esses métodos são aplicados em rotina no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará. As análises isotópicas foram efetuadas em um espectrômetro de massa a termo-ionização, de fonte sólida, ISOMASS VG54E com monocoletor. A seguir descreve-se separadamente os procedimentos de coleta, preparação e separação química de amostras, utilizados para cada metodologia.

4.2.2 - Coleta de Amostras

Na maioria das vezes, uma amostra de mão é suficiente para a aplicação das metodologias Rb-Sr e Pb-Pb em rocha total e minerais. No método Rb-Sr, quando se deseja obter a idade de cristalização das rochas que sofreram processos térmicos e/ou tectônicos, é necessário coletar uma quantidade superior a 2 kg de amostra, para que esses efeitos sejam desprezíveis em termos de rocha total pois, nesses processos, o Rb e o Sr sofrem migrações na escala dos minerais.

Na coleta deve-se selecionar minuciosamente rochas frescas, sem indícios de intemperismo, fraturamento e hidrotermalismo. As amostras devem ser, ainda, provenientes de fácies diferentes pois, apresentando composições mineralógicas e químicas distintas, elas provavelmente fornecerão pontos afastados uns dos outros no diagrama isocrônico, o que é fundamental para obtenção de baixos desvios para a razão inicial e idade. Ademais, deve-se sempre ter-se em mente a questão da cogeneticidade das amostras.

No caso da aplicação do método Rb-Sr em minerais, utiliza-se uma única amostra, da qual se extrai minerais como feldspato, anfibólio e biotita. Deve-se escolher uma amostra representativa do corpo, seguindo os mesmos critérios anteriores. No caso de Pb-Pb em minerais, necessita-se apenas de uma amostra para que se possa extrair os minerais, tais como feldspato, galena e pirita. A quantidade de amostra utilizada para análise isotópica será determinada de

acordo com a concentração dos minerais de interesse na rocha.

Neste estudo procurou-se realizar uma amostragem em obediência aos princípios dos métodos geocronológicos. Embora os granitóides (coletados por Jorge Loyola e por este autor) não apresentassem sinais de alterações intempéricas e deutéricas, as rochas vulcânicas indicaram, ao microscópio, terem sofrido transformações hidrotermais, apesar de coletadas longe das zonas de alteração. Quanto às galenas e calcitas, as amostras analisadas não parecem ter sofrido nenhuma transformação e são essencialmente monominerálicas.

4.2.3 - Metodologia Rb-Sr em rocha total e minerais

As amostras foram previamente submetidas a uma seleção baseada em análises petrográficas e, em seguida, nos teores preliminares de Rb e Sr obtidos por fluorescência de raios-X ou espectrometria de absorção atômica. Os teores finais de Rb e Sr foram determinados por diluição isotópica.

Nessa metodologia aplicou-se a técnica de diluição isotópica na determinação da concentração do Rb e Sr com auxílio da espectrometria de massa (HENDERSON, 1984; FAURE, 1986). Essa técnica consiste em misturar uma quantidade determinada de amostra com um traçador radiogênico misto (solução enriquecida em ^{87}Rb e ^{84}Sr), para se obter, com precisão, os teores de Rb e Sr da amostra.

Nas análises efetuadas, as quantidades ideais de traçador e amostra para minimizar os erros foram estabelecidas a partir do programa MelPro (Melhor Proporção), desenvolvido no LGI. Em média, utilizaram-se 50 mg de amostra de rocha total e 100 mg para as amostras de minerais (feldspato, anfíbólio, biotita etc.), para 250 mg de traçador.

Nessa metodologia, faz-se a abertura química das fases minerais para posterior separação dos elementos Rb e Sr da amostra. A fase de abertura química consiste de um ataque ácido com 1ml de HF^{**} (bidestilado) (48%) a quente, durante 4 horas, em cadinho de teflon fechado. Adiciona-se uma mistura de 0,5 ml de HNO_3^{**} (13N) e 0,5 ml de HClO_4 (70%) para se obter cloretos e nitratos a partir dos metais da amostra. A seguir, a solução é aquecida até a secagem total. Dilui-se o resíduo do cadinho com 1,5 ml de HCl^{**} (2,5N).

A separação dos elementos Rb e Sr é realizada por cromatografia utilizando-se a resina de troca iônica DOWEX AG 50x8. Nesse processo, após a introdução da amostra na coluna, o Rb e o Sr são recuperados através da saturação da resina com HCl**(2,5N) dentro de intervalos pré-fixados pela calibração. As soluções enriquecidas em Rb e Sr são recolhidas e evaporadas até a secagem total. A deposição do precipitado, em filamento de tungstênio previamente degaseificado, é feita utilizando-se ativador de tântalo. Em seguida, é realizada a análise espectrométrica.

Os valores das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram normalizados por $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ para corrigir o efeito de discriminação de massa. Os cálculos de regressão obedeceram as teorias de YORK (1967, 1969) com a utilização do algoritmo de WILLIAMSON (1968) modificado. A constante de desintegração utilizada para os cálculos de idade foi aquela proposta por STEIGER & JÄGER (1977): $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$.

Os resultados são apresentados na forma de pontos no diagrama clássico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs.. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, com desvio padrão de um sigma (1σ). O controle estatístico do alinhamento dos pontos experimentais no diagrama isocrônico é realizado a partir da variação média quadrática (MSWD: Mean Square Weighted Deviates), que indica o grau de colinearidade dos pontos experimentais. A idade é determinada pelo valor da inclinação da reta e a constante de desintegração do ^{87}Rb usada para o cálculo da idade. Além do diagrama clássico, usou-se também aquele proposto por PROVOST (1990) que desenvolveu o diagrama BID (best isochron diagram), que permite uma avaliação gráfica mais detalhada do alinhamento e do espalhamento dos pontos experimentais, mesmo no caso de uma ampla variação das razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Outra vantagem desse diagrama consiste numa melhor visualização do efeito de cada ponto experimental sobre a razão isotópica inicial e a idade.

No caso do carbonato, o procedimento analítico é idêntico ao descrito acima com exceção da pulverização da amostra e da separação do elemento Sr. No processo de pulverização, a amostra é apenas triturada e, com o auxílio de uma lupa, o carbonato é purificado.

No caso da separação química, o carbonato é ainda tratado uma segunda vez na resina de troca iônica. Essa dupla separação tem o objetivo de purificar o elemento Sr do elemento Ca,

que interfere, inibindo a emissão da sinal do Sr durante as análises no espectrômetro de massa.

O branco total de química consiste em estimar a contaminação introduzida durante o procedimento químico habitual. Utilizaram-se duas maneiras: 1º repetindo o procedimento usual sem a presença de amostra, que permite determinar a composição isotópica do Rb e Sr de contaminação e 2º utilizando uma solução que tenha um teor e uma composição isotópica perfeitamente conhecidos do elemento traço em questão (p.e. solução padrão NBS-987), segundo o método de diluição isotópica, que permite determinar a quantidade do Rb e do Sr de contaminação. Os brancos de química no período das análises isotópicas variaram de 3,87 a 5,86 ng para Rb e de 4,02 a 5,95 ng para Sr.

4.2.4 - Metodologia Pb-Pb (aplicação em galena)

A parte analítica desenvolvida para a preparação das galenas é bastante simples e foi adaptada da proposta de MANHÊS (1982). Pesa-se cerca de 1 mg de amostra de galena que é submetido a um ataque ácido inicialmente com 2 a 3 gotas de HBr** (8N) e posteriormente com 2 ml de HNO₃** (13N). Esse ataque é executado a quente e perdura até a secagem completa da amostra. Após a evaporação, o resíduo obtido é diluído novamente com 2 ml de HNO₃** (13N) e 5 ml de H₂O****. Dessa solução, é retirada uma alíquota correspondente a uma quantidade de Pb inferior a 3µg a fim de evitar-se introduzir uma grande quantidade de Pb no espectrômetro de massa no momento da análise isotópica do Pb, que pode provocar contaminações. A essa alíquota são acrescentados 20µl de H₃PO₄ (0,125M) e levado a sua completa evaporação.

Ao concentrado de Pb são misturados 5µl de sílica-gel e, desses, somente 1µl é depositado em filamento simples de rênio previamente degaseificado para a leitura das composições isotópicas do Pb no espectrômetro de massa.

Os resultados são apresentados no diagrama isocrônico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, com desvio padrão de dois sigmas (2σ). O controle estatístico do alinhamento dos pontos no diagrama isocrônico é realizado a partir dos desvios médios quadráticos MSWD (Mean Square Weighted Deviates) que fornece o grau de colinearidade dos pontos experimentais. A idade é determinada pelo valor da inclinação da reta e a constante de desintegração do ^{238}U usada para o

cálculo da idade. Os cálculos de regressão obedeceram as teorias de YORK (1967 e 1969) com a utilização do algoritmo de WILLIAMSON (1968) modificado. O diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ foi utilizado para o cálculo da razão Th/U.

4.2.5 - Metodologia Pb-Pb em rocha total

A metodologia Pb-Pb em rocha total segue as técnicas de separação química e concentração dos isótopos de Pb propostas por KROGH (1973) e MANHÈS (1982), com modificações e adaptações aplicadas na implantação dessa metodologia no LGI por RODRIGUES (1992).

O procedimento químico para separação do Pb presente nas rochas compreende três etapas básicas: abertura química das fases minerais, solubilização do Pb e separação química do Pb, utilizando colunas de troca iônica.

Na abertura das fases minerais da rocha total (500 mg) introduz-se HF** (48%), para que a sílica (SiO_2) presente na rocha reaja formando o $\text{H}_2\text{Si}_2\text{F}_6$ e seja, em seguida, eliminada por evaporação. Na abertura química dos feldspatos (200 mg) há uma variação no procedimento, pois necessita-se fazer uma limpeza prévia (*leaching*), com HF diluído, para que seja eliminado o excesso de Pb radiogênico que possivelmente foi incorporado, nas porções mais externas e nas fraturas do mineral, após sua cristalização.

Para efetuar a solubilização dos fluoretos formados na etapa de abertura das fases minerais, introduz-se HBr** (8N) na amostra, deixando em digestão (8h a frio e 12h a quente). Posteriormente, deixa-se evaporar o ácido e o Pb é concentrado pelo HBr** (0,5N), ficando disponível para ser eluído em meio adequado.

A separação do Pb dos demais elementos da amostra é feita por resina de troca iônica (DOWEX AG 1X8, 200-400 mesh). Para a passagem da solução anteriormente obtida através da resina, é necessário montar uma coluna de separação química, que consiste de uma coluna de teflon com 5 cm de altura por 2 mm de diâmetro, onde são introduzidos cerca de 1,5 cm de resina. Dada as dimensões da coluna, as soluções e reagentes não a atravessam por simples ação da gravidade, sendo necessário acoplar-se à coluna um sistema manual de bomba a vácuo.

A fase final da operação, antes da análise espectrométrica, consiste em depositar as soluções concentradas em isótopos de Pb em filamentos de Re previamente degaseificados. Para isso, dilui-se o concentrado de Pb em 5 µl de sílica gel (0,5N) e, desses, deposita-se 2 µl no filamento. Em seguida, é realizada a análise espectrométrica.

A contaminação é o principal problema a ser superado em todas as etapas da separação do Pb das amostras analisadas. A fim de se reduzir a contaminação, são utilizadas pequenas quantidades de amostra de modo que o volume dos reagentes também diminua, reagentes várias vezes destilados, recipientes de teflon e opera-se em sala com atmosfera filtrada com pressão positiva. Entretanto, a pequena quantidade de amostra, faz com que a mesma seja mais sensível a outras fontes de contaminação que não os reagentes (RODRIGUES, 1992). Os resultados são apresentados de forma similar ao item 4.2.4.

O branco total de química consiste em estimar a contaminação introduzida durante o procedimento químico habitual. Utiliza-se uma solução que tenha um teor e uma composição isotópica perfeitamente conhecidos do elemento traço em questão (p.e. solução padrão NBS-983), utilizando-se o método de diluição isotópica, que permite determinar a contaminação do Pb. A contaminação de Pb total no processo analítico variou entre 1,1 a 1,4 ng durante o período das análises isotópicas, obtida através do padrão NBS-983.

Um dos principais fatores limitantes na obtenção de razões isotópicas precisas é o fracionamento de massa. Nesse processo, os isótopos mais leves (^{204}Pb) são evaporados mais rapidamente que os isótopos mais pesados (^{208}Pb), durante a termoionização. Várias técnicas são utilizadas visando o controle deste efeito: ionização por triplo filamento, “spike duplo” ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) e ativação por meio de sílica gel, como utilizado no LGI (RODRIGUES, 1992).

O fracionamento isotópico é a variação das abundâncias isotópicas de uma espécie química durante a leitura no espectrômetro de massa. Vários são os parâmetros que influenciam o fracionamento: tempo de duração das análises no espectrômetro, intensidade do sinal, quantidade de amostra depositada no filamento, gel de sílica, tipo de filamento e técnica de depósito. A correção é feita externamente, com auxílio de soluções padrões com composições isotópicas perfeitamente conhecidas e calibradas, as quais determinam o fator de correção (fator de

discriminação de massa) que será aplicado nas medidas isotópicas obtidas para as amostras. O valor adotado no LGI para a correção do fracionamento do Pb durante as análises químicas foi de $0,0012 \pm 0,0003$.

5 - RESULTADOS ANALÍTICOS Rb-Sr

Neste item serão apresentados os resultados analíticos dos granitóides mapeados por LOYOLA (1996) e pelo autor, das rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica e de veios de calcitas, obtidos pela metodologia Rb-Sr em rocha total e minerais.

5.1 - GRANITÓIDES

Neste trabalho, foram estudados os Granitóides El Prado (EP), Guayabo-Porotillo (GP), Luís-Ambocas (LA), Amarillo-Pindo (AP) e Salati (S). Para o selecionamento das amostras para o estudo isotópico, tomou-se como base uma análise criteriosa dos teores de seus elementos maiores e traços (inclusive Rb e Sr) obtidos por fluorescência de raios-X (LOYOLA, 1996) e absorção atômica e a disposição das amostras no diagrama do logaritmo da razão $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 (BROWN, 1981; BROWN et al., 1984) (Figura 28). Nessa figura foram lançadas apenas as amostras utilizadas neste estudo, selecionadas a partir de um grupo maior analisado por LOYOLA (1996). A amostra EP-8 e as do Granitóide Salati, coletadas posteriormente pelo presente autor, não foram analisadas quimicamente e não constam, portanto, na Figura 28. A partir desse diagrama, é sugerido que a maioria das rochas do Granitóide El Prado pertence a uma série magmática cálcico-alcalina, relacionada a um arco magmático normal, pouco maturo (LOYOLA, 1996). A maioria das amostras dos outros corpos se afasta da linha definida pelas do Granitóide El Prado (linha EP, Figura 28), sugerindo um processo de contaminação magmática que aumenta com o teor de SiO_2 , especialmente acima de 64% (LOYOLA, 1996).

5.1.1 - Granitóide El Prado

A fim de tentar definir a idade de colocação, natureza da fonte e possíveis eventos posteriores, selecionaram-se para análise isotópica 11 amostras (Figura 15), com teores de Rb entre 27 e 179 ppm e de Sr entre 77 e 370 ppm (Tabela 2). Os erros experimentais obtidos variam de 1,36 a 1,77 % para a razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e de 0,0079 a 0,0089% para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. O conjunto das amostras fornece uma idade pelo método Rb-Sr em rocha total de 385 ± 45 Ma (1σ),

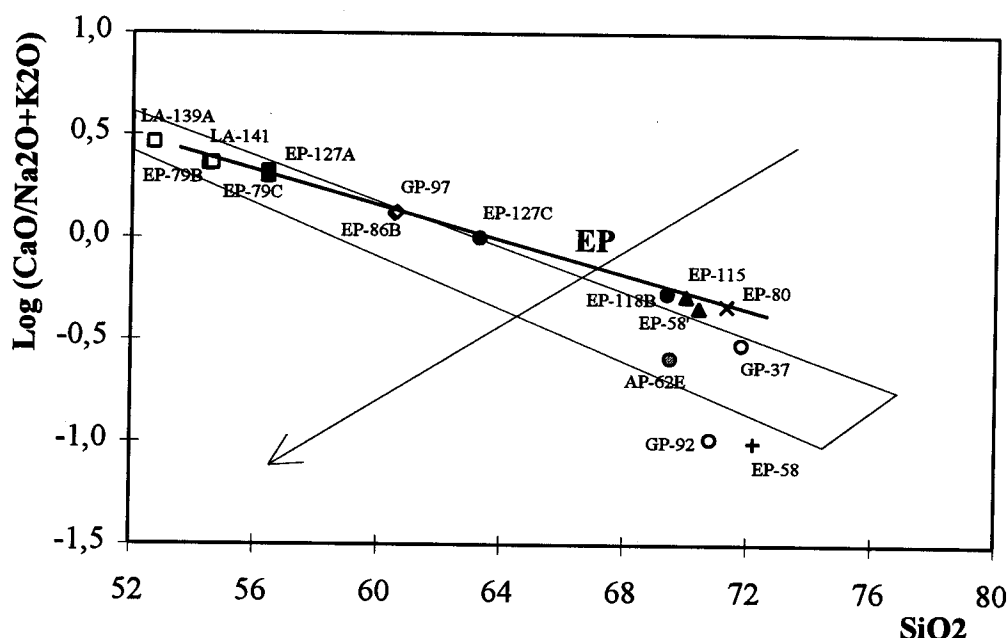


Figura 28 - Diagrama do logaritmo da razão $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ vs. SiO_2 (BROWN, 1981; BROWN et al., 1984), mostrando a distribuição dos granitóides da região de Portovelo-Zaruma (El Oro - Equador). EP = possível *trend* evolutivo das rochas do Granitóide El Prado. O campo indica o domínio das séries vulcânicas e plutônicas normais e a seta mostra a variação das séries com o aumento da maturidade do arco (BROWN et al., 1984). Extraído de LOYOLA (1996, Figura 72). Simbologia como na Figura 16.

Tabela 2 - Resultados analíticos das concentrações de Rb e Sr (ppm) e razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do Granitóide El Prado (EP) da região de Portovelo-Zaruma, El Oro, Equador.

Granitóide	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	σ
EL PRADO 1							
EP-127A	27,8	363,0	0,08	0,221	0,003	0,705649	0,000089
EP-79B	30,6	369,0	0,08	0,240	0,003	0,705300	0,000034
EP-8	32,0	346,0	0,09	0,268	0,003	0,705265	0,000059
EP-79C	40,6	370,0	0,11	0,317	0,004	0,705210	0,000063
EP-86B	59,8	324,0	0,18	0,533	0,007	0,705889	0,000059
EP-127C	64,1	297,0	0,22	0,624	0,008	0,706281	0,000044
EL PRADO 2							
EP-118B	89,1	206,0	0,43	1,255	0,017	0,713840	0,000072
EP-58'	112,0	144,0	0,78	2,245	0,035	0,715141	0,000068
EP-80	107,0	132,0	0,81	2,336	0,033	0,716269	0,000081
EP-115	156,0	77,7	2,01	5,819	0,096	0,729834	0,000058
EP-58	179,0	83,3	2,15	6,220	0,110	0,732832	0,000047

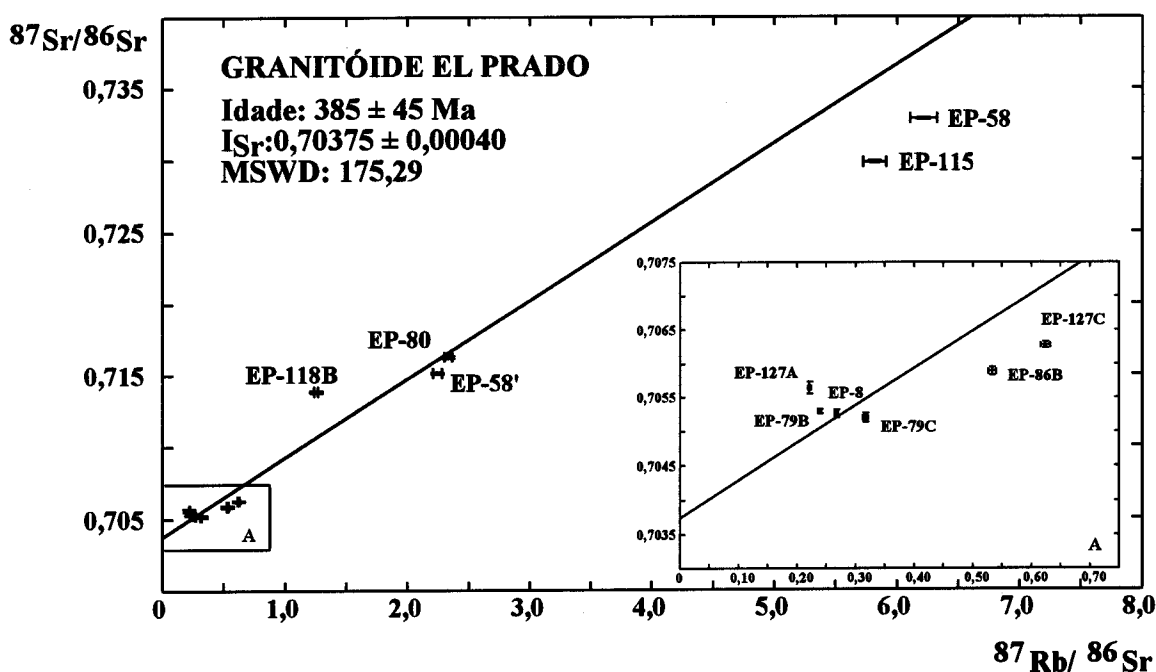


Figura 29 - Diagrama isocrônico Rb-Sr para as amostras do Granitóide El Prado.

com uma razão isotópica inicial (I_{Sr}) de $0,70375 \pm 0,00040$ e um MSWD de 175,29 (Figura 29).

Analisando-se o diagrama da Figura 29, observa-se o mal alinhamento dos pontos experimentais em relação à reta. O valor muito alto para o parâmetro MSWD permite considerar um alinhamento estatisticamente não significativo e a idade obtida sem sentido geológico.

LOYOLA (1996) fez um levantamento de campo detalhado seguido de uma descrição petrográfica minuciosa dos granitóides de Portovelo-Zaruma. A partir desse trabalho, destaca-se as seguintes observações importantes para este estudo isotópico:

- As exposições das rochas são pouco numerosas e, em geral, apresentam um intemperismo acentuado, dificultando a visualização das relações existentes com as encaixantes e entre as diversas fácies dentro de um mesmo corpo.
- Não foram detectados (em escala macro e microscópicas) sinais de deformação e recristalização metamórfica, eliminando a possibilidades desses granitóides terem sofrido efeitos de um evento tectono-metamórfico.

- Os granitóides estudados apresentam, em geral, sinais de transformações hidrotermais, interpretadas como tarde magmáticas. Contudo, para os estudos geoquímicos desenvolvidos por

LOYOLA (1996) e isotópicas (esta dissertação) foram selecionadas as amostras mais preservadas, incertas dessa transformações.

A partir dessas informações decidiu-se, então, testar a possibilidade de processos de mistura magmática estarem afetando essas rochas granitóides, inclusive o sistema Rb-Sr, conforme sugerido a partir das relações dos elementos maiores (Figura 28).

Assim, na busca de entender os processos que afetaram as rochas do Granitóide El Prado, lançou-se os dados analíticos no diagrama isocrônico BID (Figura 30) a fim de melhor se visualizar a distribuição dos pontos. Nesse diagrama, observa-se que os pontos analíticos se separam em dois grupos denominados El Prado 1 e 2. O El Prado 1 é composto das 6 amostras petrologicamente mais precoces do conjunto, ou seja, 4 quartzo-gabros, 1 quartzo-diorito e 1 tonalito, enquanto que o El Prado 2, das 5 amostras mais evoluídas: 1 tonalito, 3 granodioritos e 1 monzogranito. No campo (Figura 15), essa separação também é sugestiva: as amostras que compõem o El Prado 1 foram coletadas na extremidade SE do corpo e as do El Prado 2 se distribuem na parte central e NW do mesmo. Com base nessas evidências, optou-se por tratar os dados separadamente, como segue:

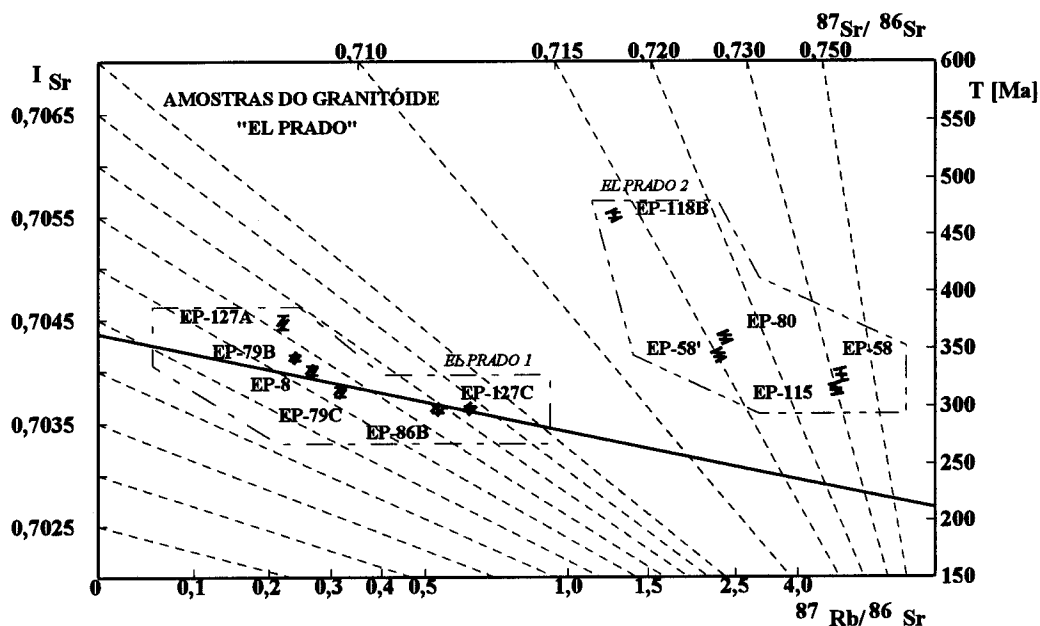


Figura 30 - Diagrama isocrônico BID para as amostras do Granitóide El Prado.

5.1.1.1 - Granitóide El Prado 1

As amostras do grupo El Prado 1 apresentam as razões Rb/Sr mais baixas ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 0,7$). A reta calculada a partir da regressão dos pontos analíticos fornece uma idade de 170 ± 31 Ma, com uma I_{Sr} de $0,70470 \pm 0,00018$ e um MSWD de 11,21 (Figura 31). O MSWD apresenta-se elevado para se considerar esse resultado como aceitável. O espalhamento dos pontos experimentais é irregular. Uma explicação para o desalinhamento dos pontos experimentais no diagrama isocrônico é uma mistura magmática, como sugerido anteriormente, e/ou perturbações posteriores afetando diferentemente as amostras e, provocando o desalinhamento dos pontos.

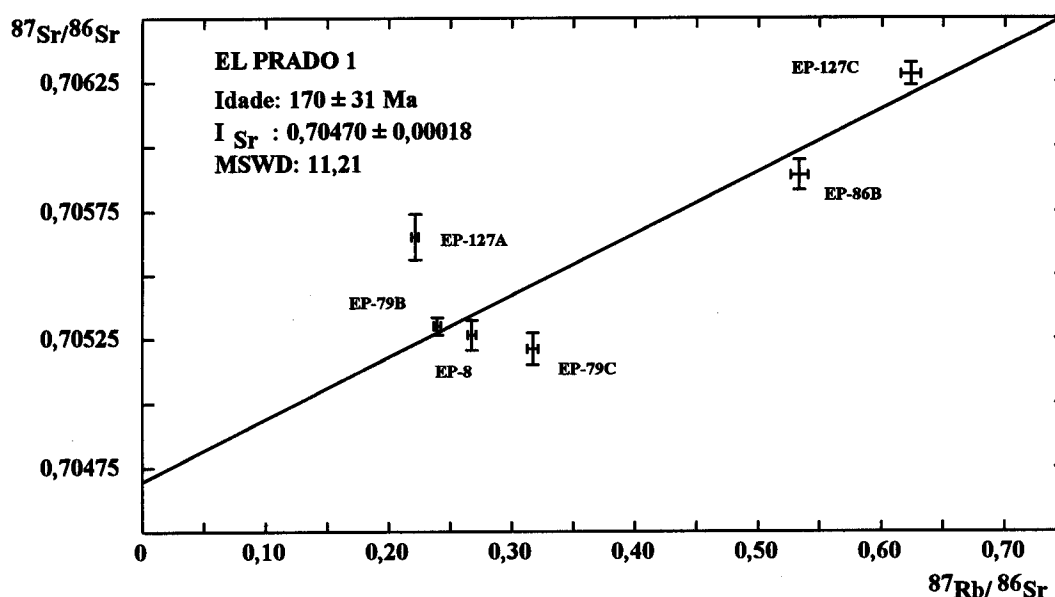


Figura 31 - Diagrama isocrônico Rb-Sr para seis amostras do Granitóide El Prado 1.

Outra hipótese, bastante plausível, pode ser a presença de epidoto nas amostras a contribuir com o desalinhamento mostrado pelos pontos analíticos. No caso das soluções hidrotermais serem mais ricas em ^{87}Sr do que as rochas e que o epidoto tenha sido produto ou afetado pelo hidrotermalismo, se as amostras foram afetadas diferentemente por esse processo, um enriquecimento diferenciado em ^{87}Sr radiogênico se dará. ANDRÉ & DEUTSCH (1986) descrevem um caso, onde o epidoto foi considerado ser o melhor captador do Sr hidrotermal

sendo o principal fator controlador da contaminação de ^{87}Sr hidrotermal em quartzo-dioritos da Bélgica. Contudo, no caso do El Prado, não se tem um bom controle, seja sobre a origem e composição isotópica, seja sobre a distribuição do epidoto nas amostras, dificultando a consideração dessa hipótese. Resta portanto, excluir do cálculo de regressão as amostras consideradas como mais desalinhadas em relação à reta que eventualmente indique a idade real do Granitóide El Prado.

Com base no exposto acima e analisando as Figuras 30 e 31, procurou-se uma reta isocrônica de melhor definição optando-se por eliminar as amostras EP-127A e EP-79B. De fato, observando-se a Figura 30, os pontos representativos dessas duas amostras se apresentam mais deslocados em relação a uma reta que melhor se ajusta aos outros quatro pontos restantes. Em relação a essa reta, as duas amostras são relativamente mais ricas em ^{87}Sr , favorecendo a hipótese discutida no parágrafo anterior. O estudo petrográfico dessas amostras, segundo LOYOLA (1996), não permitiu evidenciar, contudo, diferenças texturais ou mineralógicas expressivas quando comparadas com as demais amostras analisadas. Em um novo cálculo de regressão obteve-se uma idade de $211 \pm 26 \text{ Ma}$ (1σ), com uma I_{Sr} de $0,70436 \pm 0,00018$ e um MSWD de 3,84 (Figura 32).

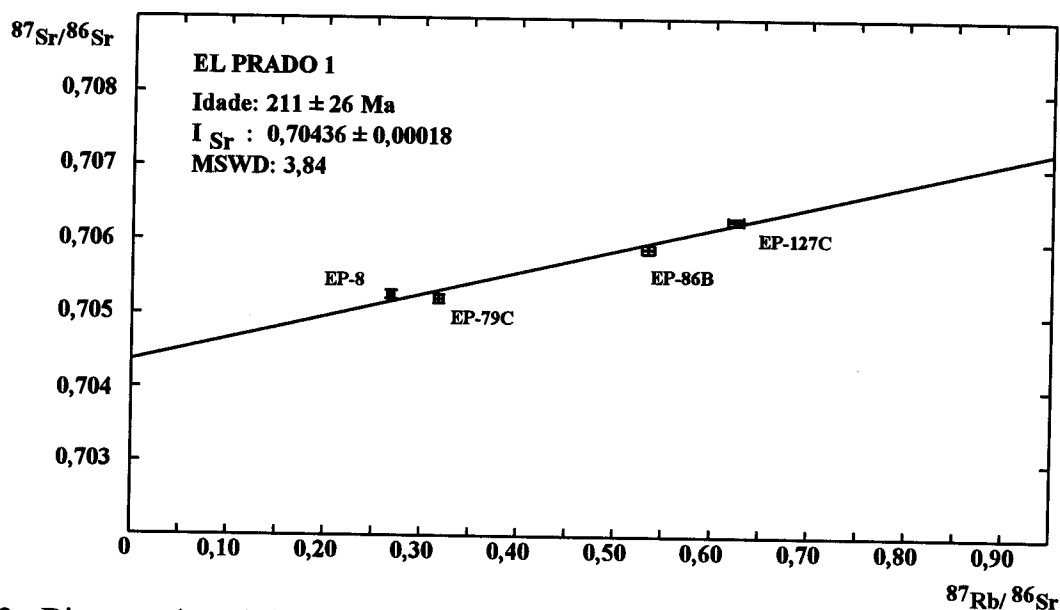


Figura 32 - Diagrama isocrônico Rb-Sr para 4 amostras do Granitóide El Prado 1.

O valor do MSWD é de melhor qualidade e o grau de confiabilidade da reta isocrônica aumenta devido à boa distribuição dos pontos. Nesse caso, o alinhamento é estatisticamente significativo e a idade obtida parece ter conotação geológica. Valores similares apresentam os granitóides Moromoro (207 ± 6 Ma até 220 ± 6 Ma, K-Ar; 219 ± 22 Ma, isócrona Sm-Nd) e Marcabelí (193 ± 13 Ma até 221 ± 6 Ma, K-Ar; $227,5 \pm 0,8$ Ma, U-Pb), enquadrados no Cinturão Metamórfico El Oro e aflorantes a oeste do Granitóide El Prado (Figura 8).

Assim, adotou-se a idade de 211 ± 26 Ma como sendo representativa da idade de cristalização do Granitóide El Prado 1. Admitindo-se que as amostras EP-79C, EP-8, EP-86B e EP-127C não apresentam evidências de uma contaminação/perturbação isotópica significativa ou, em caso positivo, ela se tenha processado de forma sistemática em todas as 4 amostras, partiu-se para uma avaliação das demais amostras do Granitóide El Prado. Para isso, lançaram-se os pontos analíticos em diagramas classicamente empregados para testar misturas magmáticas com base em isótopos.

A partir da idade de 211 Ma, foram recalculadas as razões iniciais do Sr para todas as amostras do Granitóide El Prado (Tabela 3) e lançadas nos diagramas das Figuras 33 e 34. Observa-se que as amostras usadas no cálculo da idade de 211 Ma (Figura 32), dispõem-se segundo uma reta horizontal em ambos diagramas. Na Figura 33, obteve-se uma correlação positiva para as demais amostras, sugerindo que o magma parental desses granitóides foi contaminado com material da crosta continental. As amostras do Granitóide El Prado evidenciam, portanto, a mistura de seu magma com materiais com diferente composição isotópica do Sr, indicativo de contaminação magmática, sendo afetadas diferentemente por esse processo, que provocou um enriquecimento relativo em ^{87}Sr radiogênico.

De fato, processos geológicos comuns de mistura de materiais resultam em diferentes composições químicas e isotópicas de elementos tais como Sr ou Pb (FAURE, 1986). Nos Andes, tais misturas são freqüentes, como a contaminação de um magma derivado do manto, resultante da interação com rochas da crosta continental. Em tal caso, as composições químicas e isotópicas da mistura podem ser relacionadas por meio de modelos simples.

No diagrama $[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_0$ vs. SiO_2 (Figura 34, Tabela 3), por sua vez, não se detectou claramente esse tipo de contaminação, da mesma forma que no diagrama da Figura 28, demonstrando que, no caso do Granitóide El Prado, o estudo isotópico foi mais sensível em revelar processos de mistura (contaminação magmática) que o de elementos maiores.

Tabela 3 - Resultados analíticos das concentrações de SiO_2 (extraídos de LOYOLA, 1996), razões isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculadas para uma idade de 211 Ma e $1/^{86}\text{Sr}$ do Granitóide El Prado.

Granitóide	SiO_2 (%)	$[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_0$	$1/[^{86}\text{Sr}]$ (ppm ⁻¹)
EL PRADO 1			
EP-127A	56,40	0,704985	2,447
EP-79B	54,50	0,704581	2,407
EP-8 *	-----	0,704462	2,567
EP-79C	56,40	0,704258	2,401
EP-86B	60,50	0,704289	2,742
EP-127C	63,30	0,704410	2,991
EL PRADO 2			
EP-118B	69,40	0,710074	4,315
EP-58	70,40	0,708404	6,174
EP-80	71,30	0,709259	6,736
EP-115	70,00	0,712374	11,459
EP-58	72,20	0,714169	10,685

* sem análise química

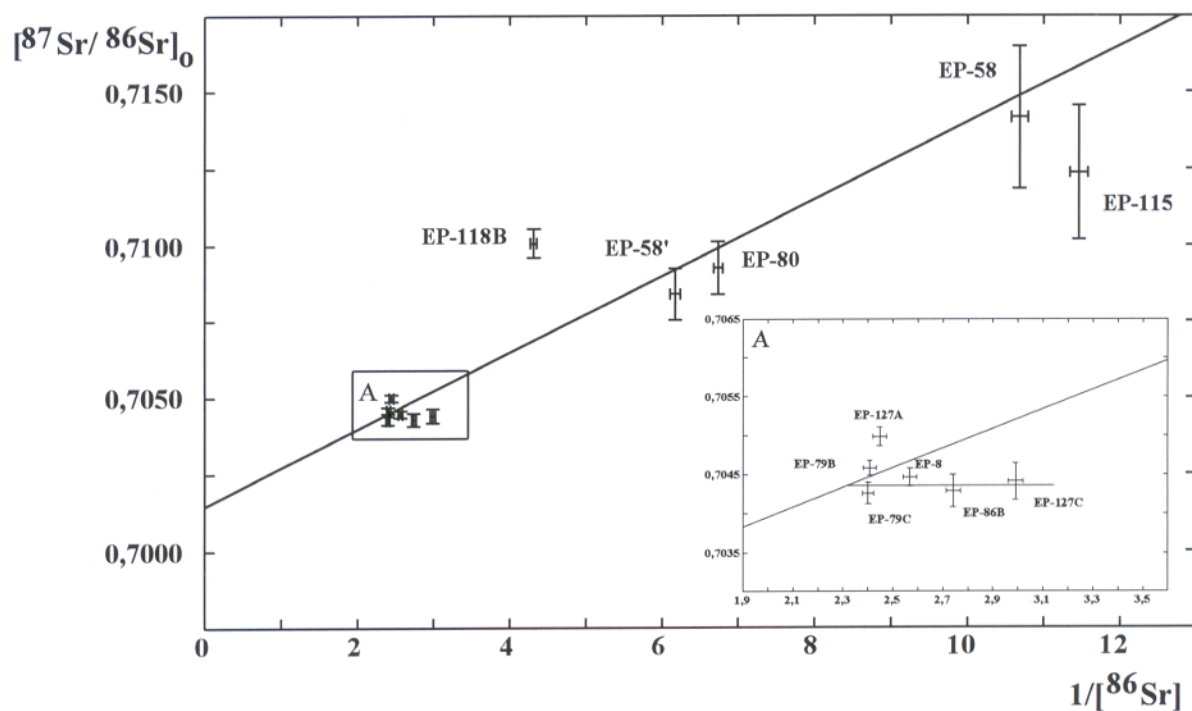


Figura 33 - Diagrama de mistura $[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_0$ vs. $1/[^{86}\text{Sr}]$ para as rochas do Granitóide El Prado. No diagrama A, a linha horizontal une os pontos usados no cálculo da idade de 211 Ma.

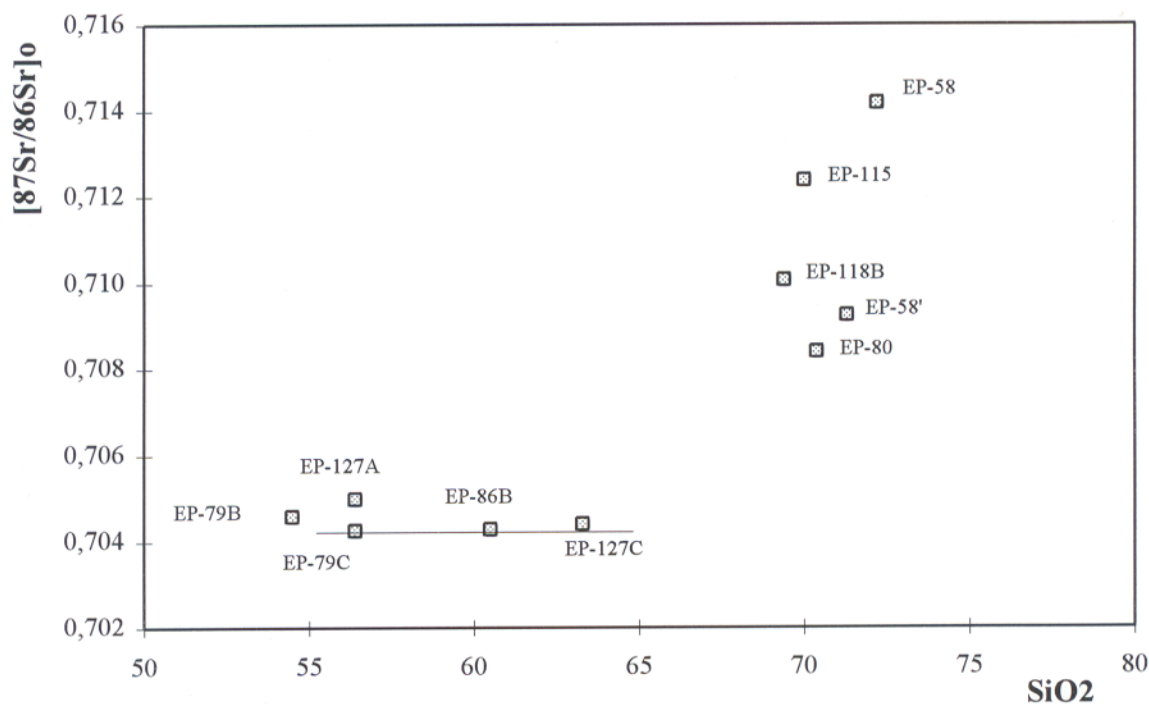


Figura 34 - Diagrama $[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_0$ vs. SiO_2 para as rochas do Granitóide El Prado. A linha horizontal une os pontos usados no cálculo da idade de 211 Ma.

Numa segunda etapa, foram realizadas análises de minerais extraídos de uma única amostra com o objetivo de confrontar a idade obtida em minerais com a idade em rocha total, testar a influência da contaminação na escala de minerais e verificar a existência de perturbações posteriores que possam afetar o sistema Rb-Sr dessa rocha. Além da rocha total (EP-8) de composição piroxênio-biotita-anfibólio-quartzo-gabro (PxBtAnfQGB), foram analisadas suas frações minerais de biotita (+ magnética), biotita (- magnética), anfibólio e feldspato + quartzo.

O conjunto dos pontos experimentais com a inclusão da rocha total forneceu uma idade de 41 ± 10 Ma, uma I_{Sr} de $0,70535 \pm 0,00088$ e um MSWD de 244,43. Os resultados analíticos apresentam-se na Tabela 4. O valor do MSWD é bastante elevado devido ao acentuado desalinhamento dos pontos experimentais. Na tentativa de uma melhor definição dos resultados isotópicos, realizou-se um novo cálculo de regressão utilizando-se somente as frações minerais de biotita (- magnética), feldspato + quartzo e rocha total. Na verdade, a biotita (+ magnética) está bastante cloritizada, processo que poderia provocar uma perda de Sr, aumentando o valor da razão $^{87}Sr/^{86}Sr$. Quanto ao anfibólio encontra-se pouco preservado. O novo cálculo forneceu uma idade de 50 ± 1 Ma com I_{Sr} de $0,705093 \pm 0,000059$ e um MSWD = 1,05 (Figura 35).

Nota-se no diagrama isocrônico da Figura 35, que a qualidade do espalhamento dos pontos não é ideal, em função de 2 das 3 amostras apresentarem composições isotópicas semelhantes. Esse fato denota, na prática, que a reta obtida é definida por apenas dois pontos.

Apesar das limitações, o resultado obtido pelo método Rb-Sr em minerais parece ter sentido geológico e foi interpretado como o produto de uma distribuição isotópica posterior a perturbar o sistema Rb-Sr, há cerca de 50 Ma. Essa questão será retomada posteriormente à luz dos dados geocronológicos das rochas vulcânicas.

5.1.1.2 - Granitóide El Prado 2

O segundo grupo de amostras do Granitóide El Prado, o El Prado 2, contém 5 amostras com razões Rb/Sr mais altas ($^{87}Rb/^{86}Sr > 1,0$), e sua correlação forneceu uma idade de 255 ± 33 Ma, com uma I_{Sr} de $0,7085 \pm 0,0011$ e um MSWD de 74,5 (Figura 36 e Tabela 2).

Tabela 4 - Resultados analíticos das concentrações de Rb e Sr (ppm) e razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da rocha EP-8 (Px/Bt/Anf/QGB) e minerais da região de Portovelo-Zaruma. RT = rocha total, PQ = plagioclásio + quartzo, Anf = anfibólio, Bt- = biotita (- magnética) e Bt+ = biotita (+ magnética).

Amostras	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	1 σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 σ
PQ	11,56	522,0	0,02	0,064	0,001	0,705340	0,000205
RT	32,01	346,0	0,09	0,268	0,003	0,705265	0,000059
Anf	20,23	69,2	0,29	0,846	0,011	0,708478	0,000210
Bt-	218,00	33,3	6,54	18,967	0,305	0,718504	0,000091
Bt+	275,00	32,8	8,38	53,124	0,969	0,723357	0,000234

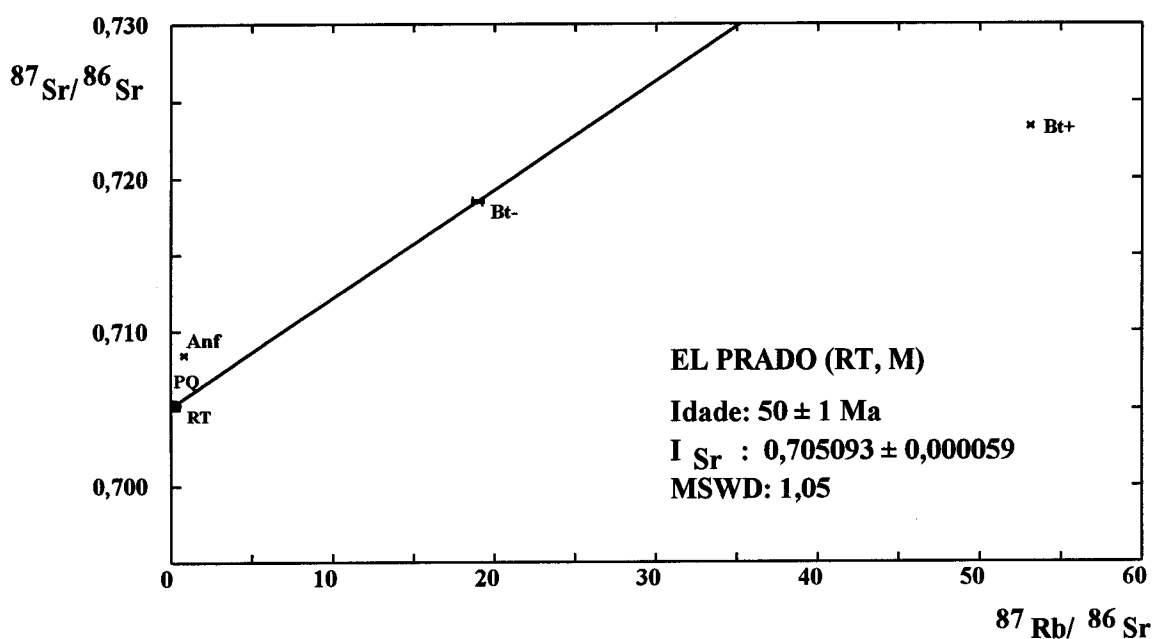


Figura 35 - Diagrama isocrônico Rb-Sr para as amostras de minerais (M) e rocha total (RT) do Granitóide El Prado. As amostras representadas por "x" foram eliminadas do cálculo.

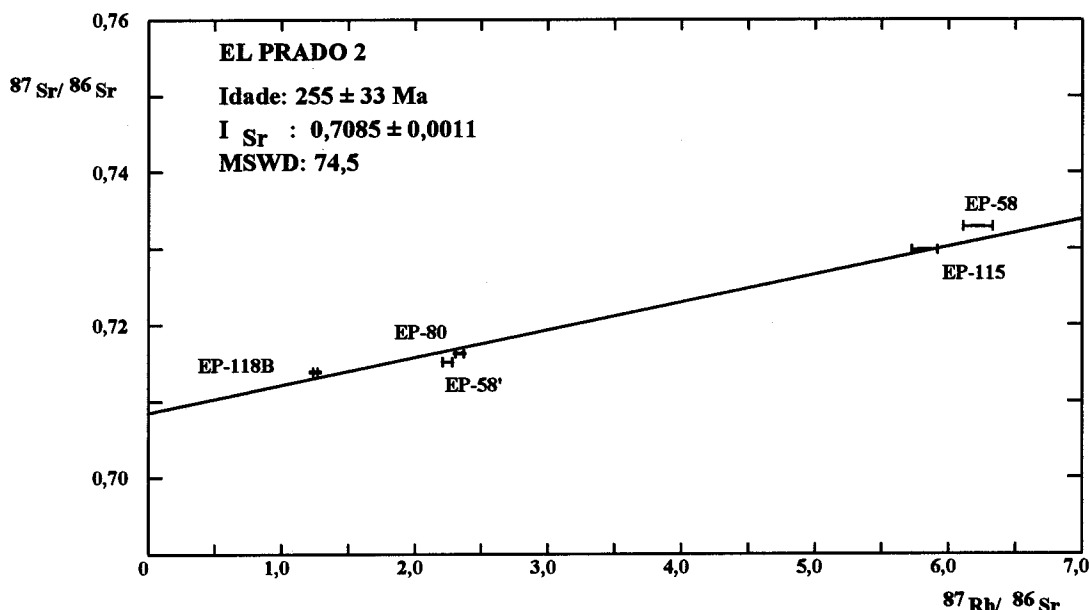


Figura 36 - Diagrama isocrônico Rb-Sr para as amostras do Granitóide El Prado 2.

Analisando-se os diagramas das Figuras 30 e 36, observa-se que as amostras do El Prado 2 encontram-se desalinhadas, como indica o alto valor do MSWD. Embora a idade seja similar à primeira idade obtida para o El Prado 1, a razão inicial é superior, evidenciando uma maior contribuição de material crustal nas rochas de mais alta razão Rb/Sr do Granitóide El Prado 2, em acordo com os diagramas das Figuras 28 (extraído de LOYOLA, 1996, Figura 72), 33 e 34. No diagrama isocrônico BID (Figura 37) apresentam-se, como referência, as retas isocrônicas e as hipérboles de erro dos Granitóides El Prado 1 e 2, onde pode-se observar, mais claramente, a superposição das idades de 255 ± 33 Ma e 211 ± 26 Ma, a 1σ de desvio. Observa-se também que o Granitóide El Prado 2 tem razão inicial mais alta, indicando uma maior participação de material crustal nas rochas mais evoluídas do pluton.

5.1.2 - Outros Granitóides

Foram selecionadas para análise isotópica 9 amostras (pontos de coleta na Figura 15) dos granitóides Guayabo-Porotillo (GP), Luis-Ambocas (LA), Amarillo-Pindo (AP) e Salatí (S), com o objetivo de evidenciar-se relações temporais e petrogenéticas com o Granitóide El Prado. Além das similaridades petrográficas, esses granitóides encontram-se muito perto uns dos outros,

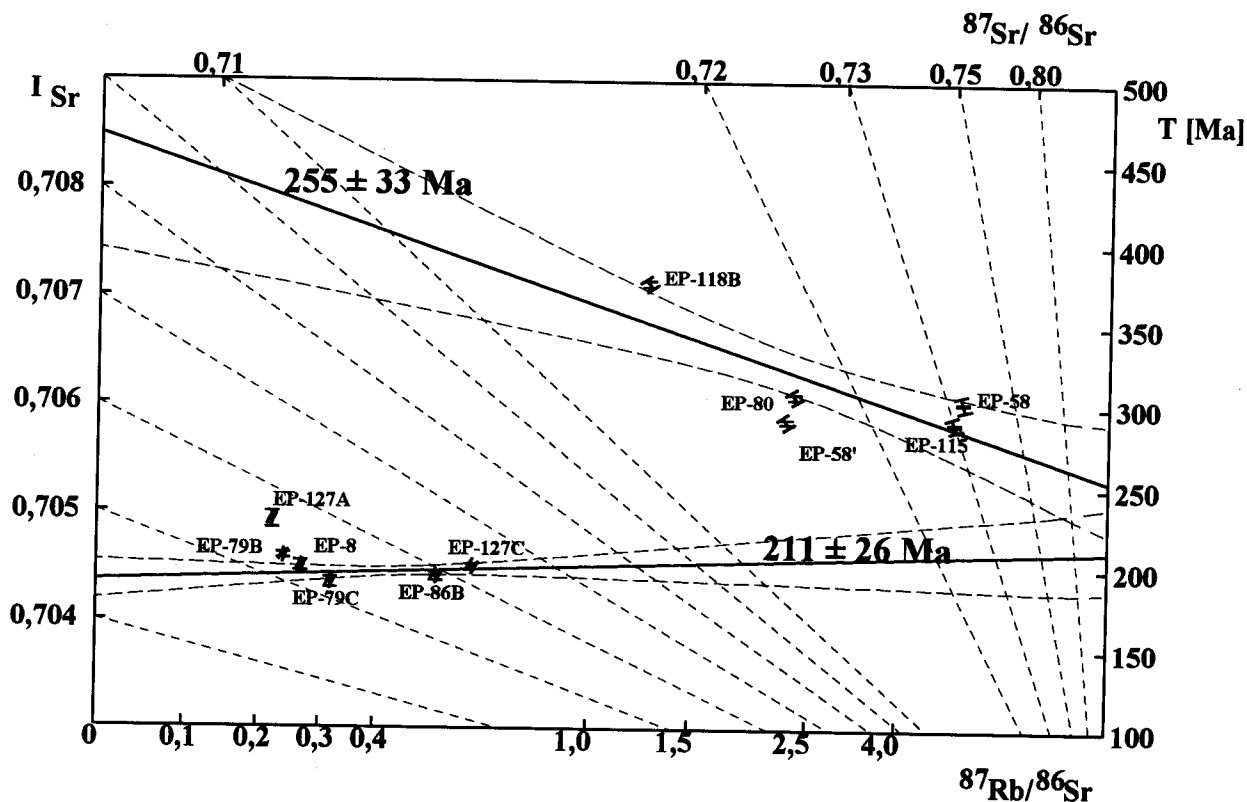


Figura 37 - Diagrama isocrônico BID para as amostras do Granitóide El Prado.

permitindo a hipótese de que tenham um mesmo magma fonte e/ou unam-se em profundidade (LOYOLA, 1996). Os critérios para seleção das amostras foram os mesmos utilizados para o Granitóide El Prado (item 5.1), exceto para o Granitóide Salati, baseado somente na descrição petrográfica.

Os teores de Rb situam-se entre 10 e 147 ppm e os teores de Sr entre 88 e 436 ppm. Os erros experimentais variam de 1,0 a 1,7 % para a razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e de 0,0068 a 0,0132 % para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Os resultados analíticos apresentam-se na Tabela 5.

Partindo-se do princípio de que esses granitóides são cogenéticos e tendo como suporte importante as observações petrográficas e geoquímicas (LOYOLA, 1996), seus pontos analíticos foram lançados num mesmo diagrama isocrônico BID, junto com as amostras do Granitóide El Prado (Figura 38). Como constatado para o Granitóide El Prado, os demais granitóides separam-se em dois grupos: O grupo 1, com razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 0,7$, e o grupo 2, com razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} > 1,0$. Os pontos dos dois grupos apresentam um mal alinhamento no diagrama isocrônico BID. Esse comportamento anômalo indica que o sistema Rb-Sr foi perturbado, possivelmente por mistura magmática e/ou eventos posteriores.

Tabela 5 - Resultados analíticos das concentrações de Rb e Sr (ppm) e razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos granitóides Guayabo-Porotillo (GP), Luís-Ambocas (LA), Amarillo-Pindo (AP) e Salati (S) da região de Portovelo-Zaruma.

Amostras	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	1 σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 σ
LA-139A	10,1	305,0	0,03	0,096	0,001	0,705911	0,000036
S4	26,0	436,0	0,06	0,173	0,002	0,705489	0,000093
LA-141	32,3	347,0	0,09	0,270	0,003	0,705749	0,000079
S6	38,2	344,0	0,11	0,321	0,004	0,705455	0,000064
GP-97	42,1	305,0	0,14	0,400	0,005	0,707864	0,000067
S5	70,4	317,0	0,22	0,642	0,008	0,706053	0,000080
GP-37	127,0	208,0	0,61	1,774	0,029	0,717568	0,000056
AP-62E	114,0	117,0	0,97	2,832	0,037	0,727646	0,000105
GP-92	147,0	88,9	1,65	4,786	0,080	0,733323	0,000050

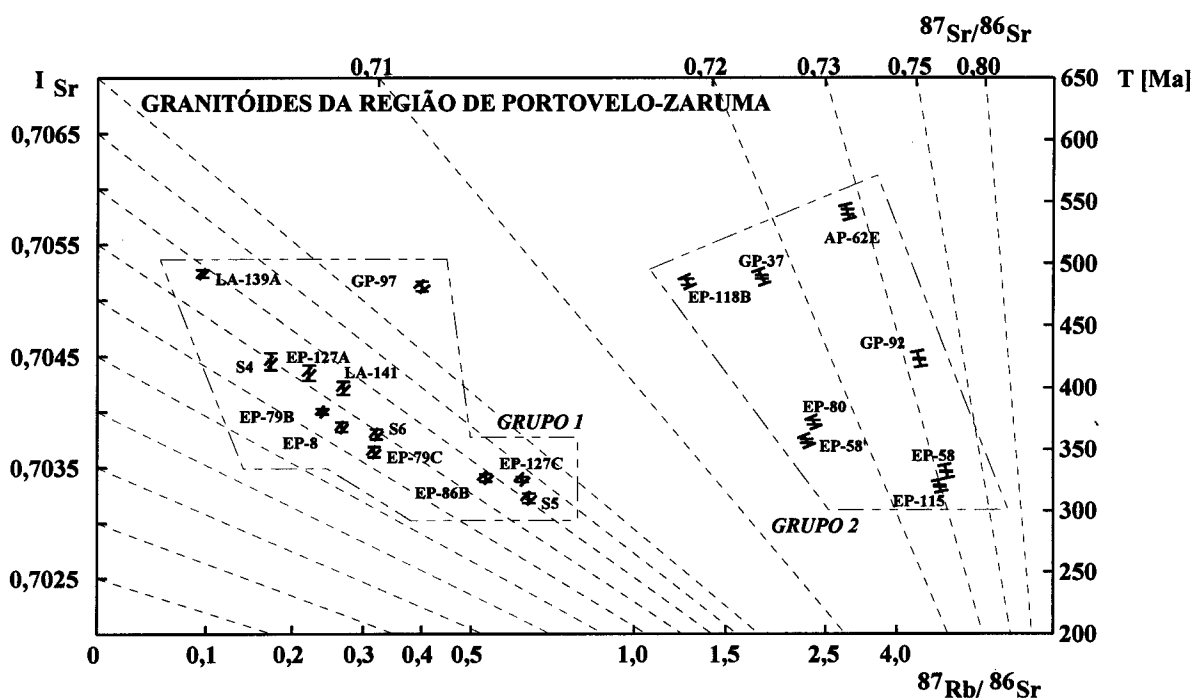


Figura 38 - Diagrama isocrônico BID (PROVOST, 1990), para as amostras dos granitóides El Prado, Guayabo-Porotillo, Luís-Ambocas, Amarillo-Pindo e Salati.

Os pontos analíticos das amostras desses granitóides, junto com as do Granitóide El Prado, foram lançados também num mesmo diagrama de mistura (Tabela 6, Figura 39), evidenciando claramente que esses granitóides foram contaminados com materiais da crosta continental, indicado pela correlação positiva no diagrama. Observa-se também que duas amostras do Granitóide Salati (S5 e S6) alinham-se na horizontal que une os pontos das amostras do Granitóide El Prado 1 que definiram a idade de 211 Ma. A reta obtida a partir da regressão dos 3 pontos experimentais do Granitóide Salati forneceram a idade de 91 ± 40 Ma, com I_{Sr} de $0,70517 \pm 0,00022$ e MSWD de 6,37, a idade é estatisticamente significativa, porém sem sentido geológico.

BRIQUEU & LANCELOT (1979) apresentam três modelos de contaminação crustal durante o processo de cristalização fracionada com ou sem contaminação seletiva de Sr. As amostras do Granitóide El Prado 1, parecem ter sofrido uma cristalização fracionada precedida de uma contaminação crustal pequena ou nula, como indica a linha horizontal (Figura 39A), em concordância com o primeiro modelo de BRIQUEU & LANCELOT (1979). Quanto aos demais granitóides de Portovelo-Zaruma, esses ajustam-se mais ao segundo modelo, sugerindo contaminação do magma granítico primário, seguido por uma contaminação descontínua seletiva durante a cristalização fracionada gerando uma linha inclinada (Figura 39).

Embora não tenha sido possível obter uma idade segura para todos os granitóides da região de Portovelo-Zaruma, o conjunto de dados disponíveis para esses granitóides sugere, fortemente, que são cogenéticos tendo, portanto, a mesma idade.

Comparando-se as idades dos granitóides Moromoro (193 ± 13 Ma a 221 ± 6 Ma, K-Ar; $227,5 \pm 0,5$ Ma, U-Pb) e Marcabelí (207 ± 6 Ma a 220 ± 6 Ma, K-Ar; 219 ± 22 Ma, isócrona Sm-Nd), incluídos no Cinturão Metamórfico El Oro (ASPDEN et al., 1992b; LITHERLAND et al., 1995; NOBLE et al., 1997), com a idade obtida para o Granitóide El Prado, que se encontra também dentro desse cinturão, bem como as demais da região de Portovelo-Zaruma, interpreta-se a idade de 211 ± 26 Ma como sendo a idade de cristalização desses granitóides estando, todos eles, possivelmente associados ao mesmo processo de geração.

Tabela 6 - Razões isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculadas para uma idade de 211 Ma e $1/^{86}\text{Sr}$ dos granitóides Guayabo-Porotillo, Amarillo-Pindo, Luís-Ambocas e Salati,

Granitóide	$[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_0$	$1/[^{86}\text{Sr}]$ (ppm ⁻¹)
S4	0,704971	2,037
LA-141	0,704940	2,560
S6	0,704492	2,582
S5	0,704128	2,802
LA-139A	0,705623	2,912
GP	0,706665	2,913
GP-37	0,712244	4,275
AP-62E	0,719148	7,608
GP-92	0,718962	10,018

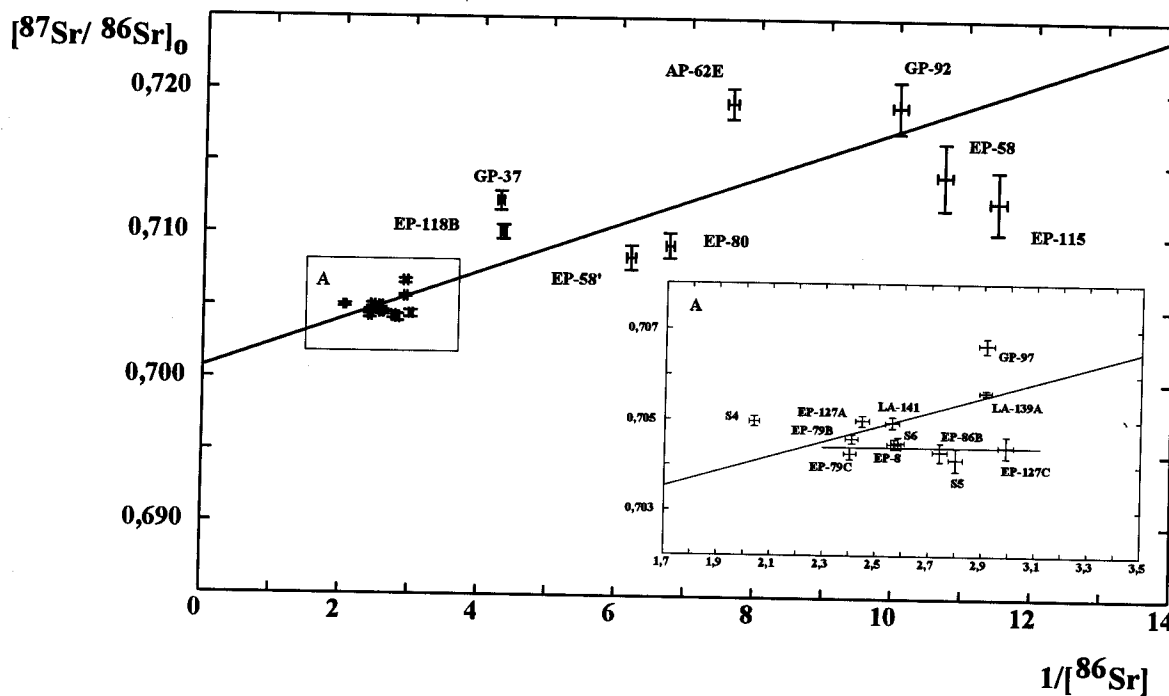


Figura 39 - Diagrama de mistura $[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_0$ vs. $1/[^{86}\text{Sr}]$ para as amostras dos granitóides Guayabo-Porotillo (GP), Luís-Ambocas (LA), Amarillo-Pindo (AP) e Salati (S), incluído o granitóide El Prado (EP). No diagrama A, a linha horizontal une os pontos no cálculo da idade de 211 Ma.

5.2 - ROCHAS VULCÂNICAS INTERMEDIÁRIAS DA FORMAÇÃO CELICA

Os critérios adotados para a seleção das amostras para análise isotópica tomaram como base o estudo petrográfico e os teores preliminares de Rb e Sr. Assim, onze amostras de rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica (pontos de coleta na Figura 15), foram selecionadas e submetidas a análise pelo método Rb-Sr em rocha total (Tabela 7).

Os teores de Rb das amostras variam entre 17 e 77 ppm, enquanto que os de Sr entre 207 e 359 ppm. Os erros experimentais médios variam entre 1,34 a 1,30 % para a razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e entre 0,004 e 0,013 % para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Analisando-se o diagrama isocrônico Rb-Sr da Figura 40, pode-se observar três grupos de amostras denominados segundo o local de coleta e mantendo a nomenclatura de Billingsley (apud BRISTOW & HOFFSTETTER, 1977): (1) **Muluncay [a]** (MM-5, MM-6, A1 e A2), (2) **Muluncay [b]** (MM-1B, MM-4, MM-1A e MM-2) e (3) **Faique** (MM-11A, MM-11B e MM-7). Embora o estudo petrográfico das amostras não tenha permitido evidenciar diferenças texturais ou mineralógicas entre as amostras Muluncay [a] e [b], elas têm padrões isotópicos distintos.

As amostras **Muluncay [a]** não apresentam um bom alinhamento e evidenciam claramente um enriquecimento em ^{87}Sr . Vê-se duas maneiras de explicar esse desalinhamento:

(1) O excesso de ^{87}Sr estaria principalmente no epidoto, incluso no plagioclásio durante a saussuritização, processo que afetou essas rochas. De fato, para ANDRÉ & DEUTSCH (1986), esse mineral pode ser o principal responsável pelo desalinhamento dos pontos experimentais em uma isócrona de rochas com evidência de hidrotermalismo. (2) Outra possível causa do desalinhamento pode ser uma contaminação crustal durante o processo de cristalização fracionada conforme os modelos de BRIQUEU & LANCELOT (1979).

As amostras **Muluncay [b]**, por sua vez, apresentam um bom alinhamento no diagrama Rb-Sr, fornecendo uma idade de 48 ± 12 Ma (1σ) com razão isotópica inicial de $0,70556 \pm 0,00012$ e um MSWD de 1,64 (Figura 41). As baixas razões Rb/Sr apresentadas pelas amostras permitiram uma boa precisão analítica sobre a razão isotópica inicial.

Tabela 7 - Resultados analíticos das concentrações de Rb e Sr (ppm) e razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica.

Amostras	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	σ
MM-11A	14,3	208,0	0,07	0,199	0,003	0,705153	0,000071
MM-7	24,4	319,0	0,08	0,221	0,003	0,705443	0,000053
MM-6	18,3	215,0	0,09	0,246	0,004	0,706560	0,000067
A1	27,3	264,0	0,10	0,300	0,004	0,706925	0,000080
MM-11B	55,6	356,0	0,16	0,452	0,006	0,705462	0,000048
MM-1B	62,7	359,0	0,17	0,506	0,007	0,705906	0,000051
MM-4	49,5	281,0	0,18	0,509	0,007	0,705874	0,000048
A2	49,3	260,0	0,19	0,549	0,007	0,707273	0,000070
MM-5	52,4	221,0	0,24	0,686	0,009	0,706620	0,000086
MM-1A	77,2	280,0	0,28	0,799	0,010	0,706127	0,000026
MM-2	76,6	207,0	0,37	1,072	0,015	0,706159	0,000090

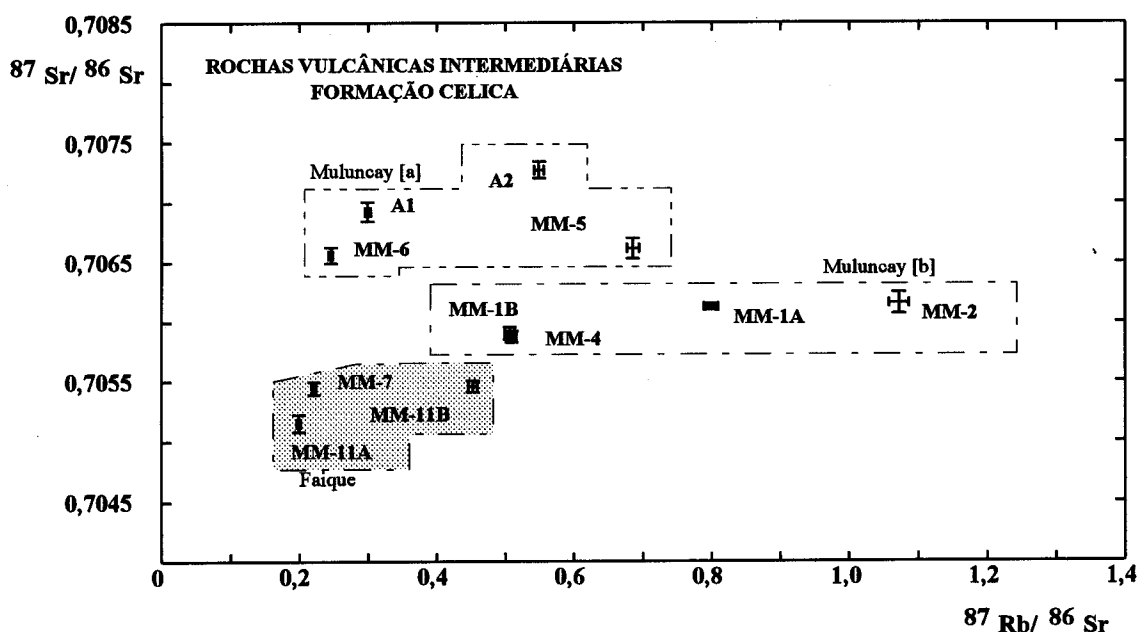


Figura 40 - Diagrama isocrônico Rb-Sr para as amostras de rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica.

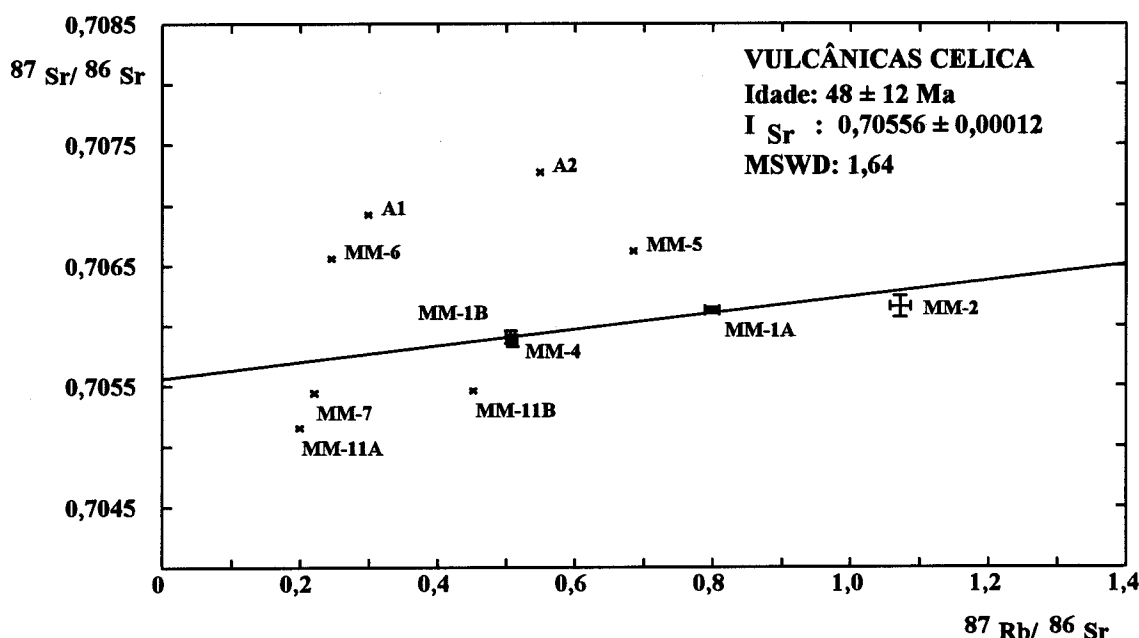


Figura 41 - Diagrama isocrônico Rb-Sr para 4 amostras de rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica. As amostras representadas com "x" foram eliminadas do cálculo.

O MSWD é aceitável e os pontos apresentam um bom espalhamento. Portanto, o alinhamento é estatisticamente significativo e a idade pode ter conotação geológica. Interpreta-se, a princípio, a idade obtida de 48 ± 12 Ma como indicativa da época de cristalização das rochas vulcânicas intermediárias da série Muluncay da Formação Celica. Essa idade é similar à obtida em minerais do Granitóide El Prado 1, sugerindo que o calor emanado do vulcanismo afetou o sistema Rb-Sr dos granitóides na escala de minerais.

Finalmente as amostras **Faique** que, ao microscópio apresentam-se um pouco alteradas, não se alinham. Caso as rochas da série Faique tenham a mesma idade das rochas da série Muluncay, denota-se um empobrecimento em ^{87}Sr , portanto, sua fonte seria diferente ou seu magma evoluiu de forma distinta àquela da série Muluncay. Embora disponha-se da idade K-Ar (RT) de $15,3 \pm 0,5$ Ma (VAN THOURNOUT et al., 1996) para uma rocha da série Faique, resta saber se essa idade é confiável, uma vez que, além de ser obtida em rocha total, os afloramentos dessa série vulcânica, em geral, estão alterados (hidrotermalizados).

A fim de testar se processos de mistura magmática afetaram as amostras Muluncay [a] e Faique, que não se alinharam no diagrama isocrônico (Figura 41), calcularam-se as razões iniciais do Sr, admitindo-se a idade de 48 Ma para essas rochas (Tabela 8). Uma possível explicação para a disposição dos pontos analíticos no diagrama da Figura 42 é imaginar que as amostras sejam produto da cristalização fracionada de diversas misturas (Mc_{1-4}) de um magma não contaminado (Mnc) com um magma contaminante (Mct). As séries de cristalização fracionada estariam indicadas por linhas tracejadas que, pelo seu comportamento horizontal, não sofreriam contaminação nesse processo, conforme o primeiro modelo de BRIQUEU & LANCELOT (1979). São necessários, no entanto, mais estudos para testar se essa hipótese é verdadeira, bem como para melhor definir as idades das séries vulcânicas da Formação Celica.

Tabela 8 - Resultados analíticos das razões isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculadas para uma idade de 48 Ma e $1/^{87}\text{Sr}$ das rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica.

Amostras	$[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_0$	$1/[^{86}\text{Sr}]$ (ppm ⁻¹)
MM-1B	0,705561	2,474
MM-11B	0,705154	2,495
MM-7	0,705292	2,784
MM-4	0,705292	3,161
MM-1A	0,705582	3,172
A1	0,706721	3,365
A2	0,706899	3,417
MM-5	0,706152	4,020
MM-6	0,706392	4,132
MM-11A	0,705017	4,270
MM-2	0,705428	4,291

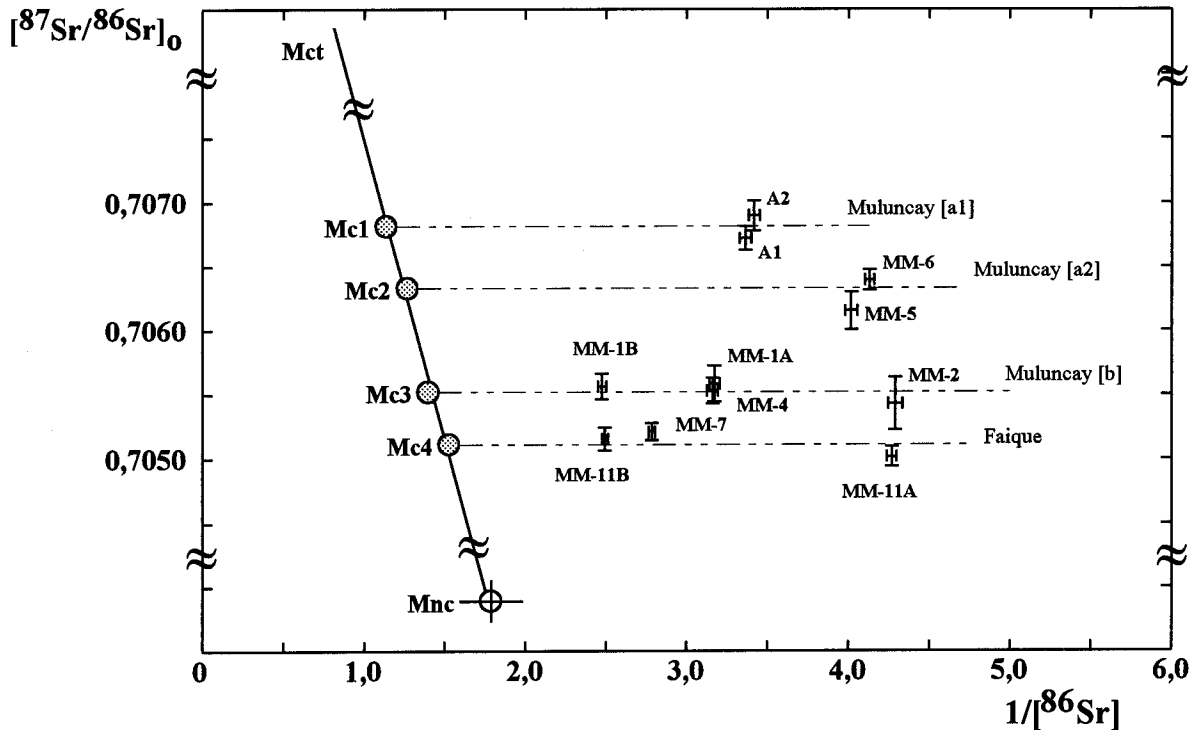


Figura 42 - Diagrama de mistura $[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_0$ vs. $1/[^{86}\text{Sr}]$ para as amostras das rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica. As linhas horizontais unem amostras de um mesmo processo de cristalização fracionada. Mnc = magma não contaminado, Mct = magma contaminante, Mc = magma contaminado.

5.3 - CALCITAS

Para o estudo isotópico do Sr de calcitas, utilizou-se cinco amostras de carbonatos (Figura 15), provenientes de veios de espessura centimétrica associados aos veios mineralizados, que se encontram encaixados nas rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica. Na Tabela 9 apresentam-se os resultados analíticos.

As análises isotópicas do Sr das calcitas forneceram razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no intervalo de $0,705280 \pm 0,000080$ a $0,705804 \pm 0,000064$. Somente na amostra ME-2, a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é um pouco mais elevada em relação às obtidas para as outras calcitas porém, em análise duplicada, se obteve resultado similar, o que indica uma boa reprodutibilidade das análises isotópicas, descartando-se a possibilidade de um erro analítico. A razão obtida para a ME-2 indica que essa amostra tem contribuição de materiais mais ricos em ^{87}Sr . Como nesses minerais a concentração

de Rb é desprezível, essa razão indica, muito provavelmente, a composição isotópica inicial do fluido hidrotermal. A razão isotópica inicial obtida para as rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica é semelhante àquelas obtidas para as calcitas. Essa similaridade sustenta a hipótese de que o processo de mineralização que atuou na área de estudo está relacionado com o vulcanismo que gerou a Formação Celica. Esse magmatismo extrusivo de arco vulcânico seria associado ao cinturão metalogenético desenvolvido ao longo de toda a margem ocidental dos continentes americanos (VAN THOURNOUT et al., 1996).

Tabela 9 - Razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de calcitas de veios cortando as rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica.

Amostras	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	σ
MM-11C	0,705280	0,000080
ME-1	0,705397	0,000054
MQB	0,705489	0,000044
MT-AD	0,705804	0,000064
ME-2	0,706650	0,000081
ME-2a *	0,706692	0,000089

* amostra duplicada

6 - RESULTADOS ANALÍTICOS Pb-Pb

Neste item serão apresentados os resultados analíticos dos granitóides mapeados por LOYOLA (1996) e pelo autor, das rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica e galenas, obtidos a partir da metodologia Pb-Pb em rocha total e minerais.

6.1 - GRANITÓIDES

A sistemática Pb-Pb em rocha total foi empregada em amostras, previamente selecionadas, dos granitóides da região de Portovelo-Zaruma, tendo como base o estudo isotópico Rb-Sr. Assim, foram selecionadas para análise isotópica 10 amostras do Granitóide El Prado (9) e Salati (1), (pontos de coleta na Figura 15). Os resultados analíticos encontram-se na Tabela 10.

Os valores de razões isotópicas de chumbo situam-se entre 18,737 e 19,019 para a razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e entre 15,631 e 15,682 para a razão $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; enquanto que a razão $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varia de 38,517 e 38,890. Essas variações são muito pequenas tratando-se de rocha total, impossibilitando a construção de uma reta a partir da regressão desse grupo de amostras, como era de se esperar em rochas da idade obtida. Como alternativa, os pontos experimentais foram reunidos em diagramas Pb-Pb e comparados com as curvas de evolução global do chumbo do modelo “Plumbotectonics”, de ZARTMAN & DOE (1981). No diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 43) todos os pontos agrupam-se entre as curvas de evolução da Crosta Superior e da Orogenia, evidenciando participação de material da Crosta Superior na gênese deste granitóide El Prado.

O diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 44), por sua vez, indica o comportamento do chumbo torogênico, mostrando uma concentração das amostras na curva de evolução do Pb no intervalo de orogenias recentes até aproximadamente 180 Ma sugerindo, novamente, uma possível participação de materiais da Crosta Superior e da Orogenia.

A Figura 45 (A e B) resume os dados disponíveis para as composições isotópicas de Pb de reservatórios de Pb de rochas ígneas andinas (SILLOTOE & HART, 1984; Mukasa & Tilton apud MACFARLANE et al., 1990), comparadas com as razões isotópicas de Pb dos granitóides

Tabela 10 - Razões isotópicas de Pb das amostras dos granitóides El Prado e Salati da região de Portovelo-Zaruma.

Amostras	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ
EL PRADO						
EP-58	18,7370	0,0110	15,6448	0,0140	38,5170	0,0460
EP-79B	18,7720	0,0110	15,6432	0,0139	38,7130	0,0460
EP-58'	18,7800	0,0110	15,6314	0,0139	38,6090	0,0460
EP-127C	18,8130	0,0110	15,6619	0,0140	38,7860	0,0460
EP-80	18,8170	0,0110	15,6455	0,0139	38,7850	0,0460
EP-115	18,8340	0,0150	15,6701	0,0164	38,8740	0,0530
EP-86B	18,8950	0,0110	15,6713	0,0141	38,8450	0,0480
EP-79C	18,8830	0,0130	15,6817	0,0166	38,8480	0,0580
EP-8	18,9030	0,0110	15,6666	0,0139	38,8300	0,0470
SALATI						
S4	19,0190	0,0110	15,6747	0,0139	38,8900	0,0470

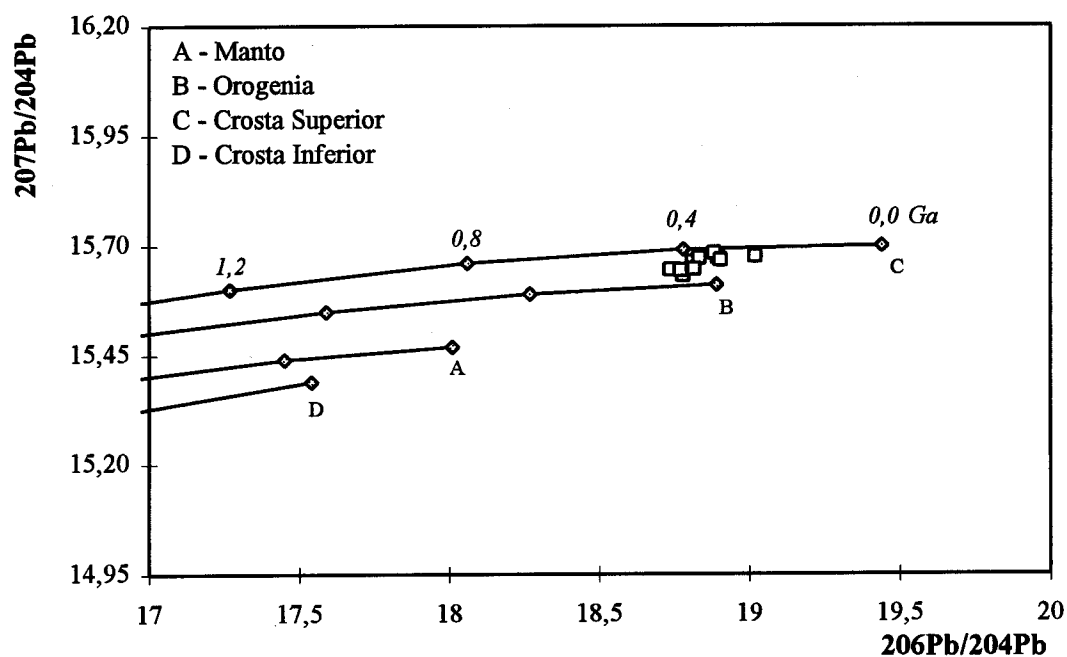


Figura 43 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para as amostras dos granitóides da região de Portovelo-Zaruma. Curvas de evolução global do chumbo do modelo "Plumbotectonics" de ZARTMAN & DOE (1981).

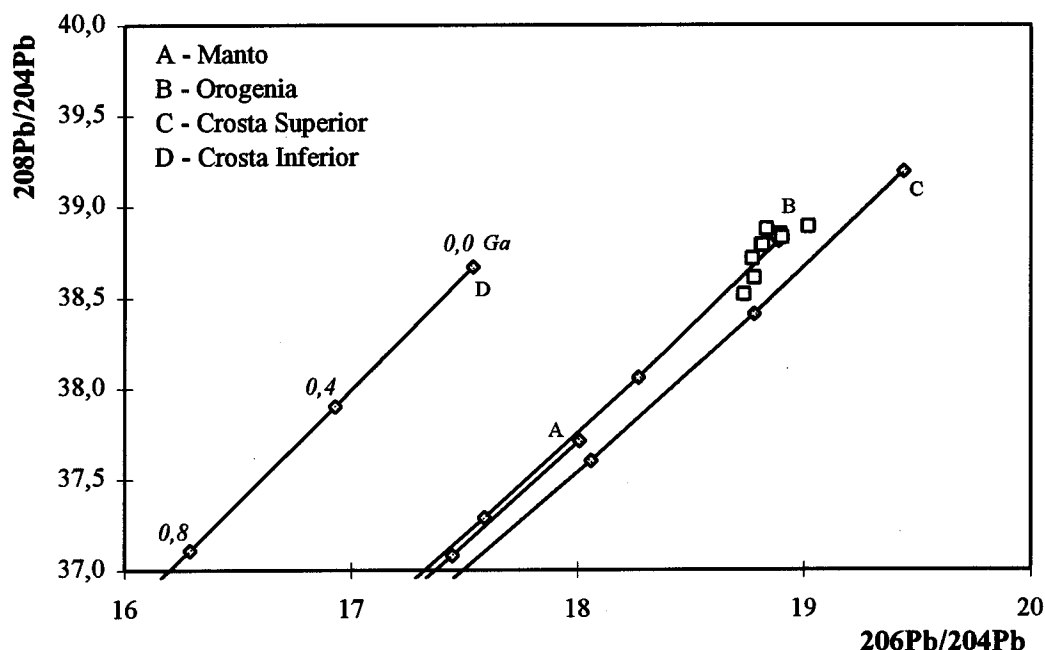


Figura 44 - Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para as amostras dos granitóides da região de Portovelo-Zaruma, com as curvas de evolução do modelo "Plumbotectonics" de ZARTMAN & DOE (1981).

de Portovelo-Zaruma. Incluíram-se os campos dos sedimentos metalíferos do sudeste do Pacífico e nódulos de manganês, SM-PN (REYNOLDS & DASCH, 1971; DASCH, 1981), MORB da placa Nazca (UNRUH & TATSUMOTO, 1976), e sedimentos supracrustais e rochas metamórficas do norte da crosta peruana, SP-CP (MACFARLANE & PETERSEN, 1990). Os campos composicionais representados na Figura 45 para rochas ígneas incluem a segmento Lima do batólito Costeiro do Peru do Mesozóico-Cenozóico (SL) (MUKASA, 1986) e as rochas vulcânicas do Cenozóico Superior da zona vulcânica sul (ZVS) do sul de Chile; a zona vulcânica central (ZVC) do sul do Peru, SW da Bolívia, e norte de Chile; e a zona vulcânica norte (ZVN) do Equador (HARMON et al., 1984; TILTON & BARREIRO, 1980).

Nesses diagramas, os granitóides de Portovelo-Zaruma posicionam-se dentro do campo da zona vulcânica central (ZVC) e quase inteiramente no campo do segmento Lima (SL), sugerindo que as composições isotópicas do Pb dessas rochas são similares aos dos granitóides estudados. Observa-se também que a maioria dos granitóides localiza-se dentro do campo dos sedimentos supracrustais (SP-CP).

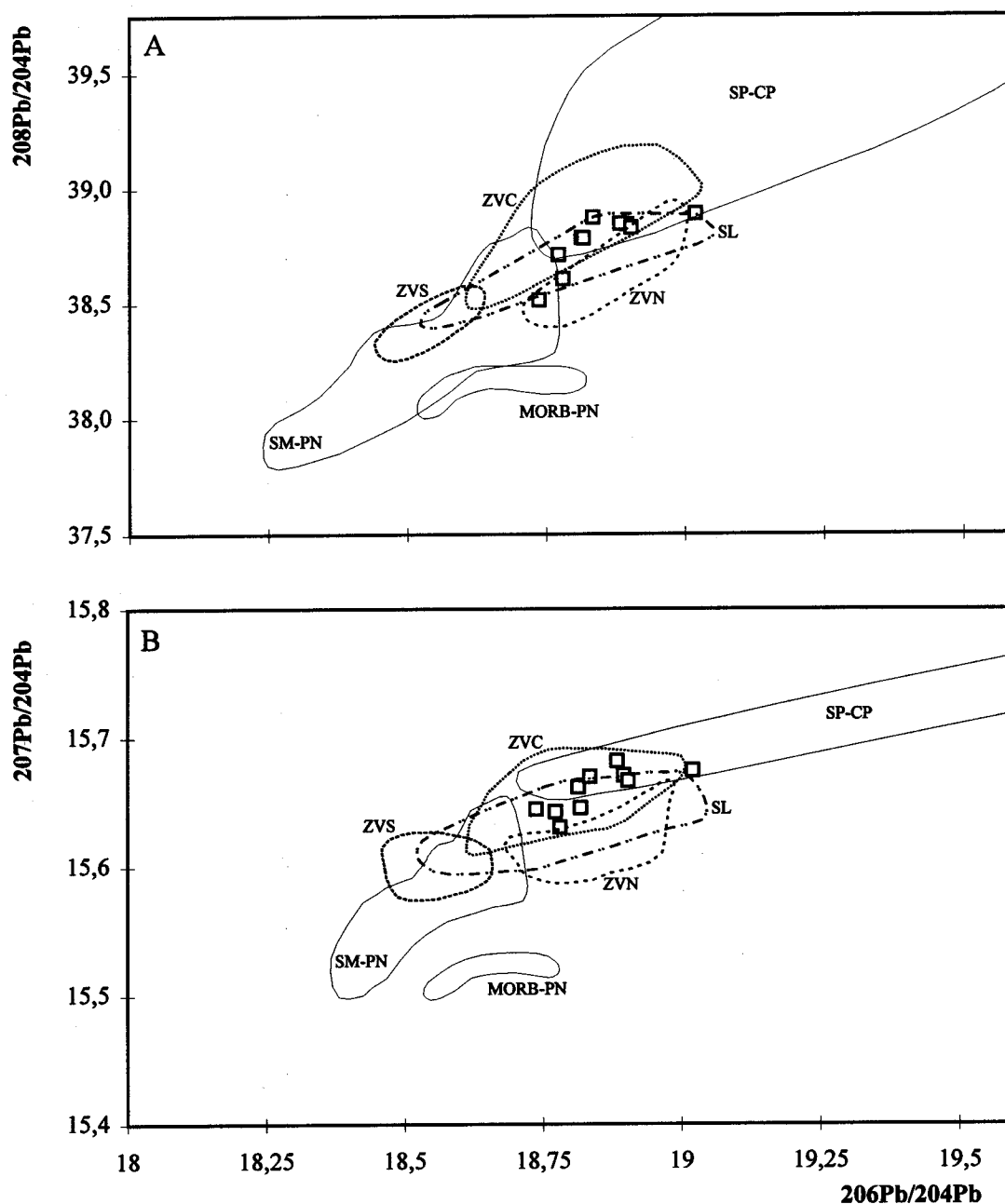


Figura 45 - Composições isotópicas de Pb de reservatórios envolvidos na geração de magmas andinos (Modificado de Mukasa & Tilton apud MACFARLANE et al., 1990). $\square$ = granitóides da região de Portovelo-Zaruma (El Oro-Ecuador), SP-CP = sedimentos supracrustais da parte norte da crosta peruana (MACFARLANE & PETERSEN, 1990), SM-PN = sedimentos metalíferos da placa Nazca (REYNOLDS & DASCH, 1971; DASCH, 1981), e MORB-PN = MORB da placa Nazca (UNRUH & TATSUMOTO, 1976). Apresentam-se também os campos de composições isotópicas de Pb de rochas ígneas mesozóicas-cenozóicas da zona vulcânica norte (ZVN), zona vulcânica sul (ZVS), zona vulcânica central (ZVC) dos Andes (HARMON et al., 1984; TILTON & BARREIRO, 1980) e dados selecionados do batólito Costeiro do Peru (segmento Lima, SL) (MUKASA, 1986).

6.2 - ROCHAS VULCÂNICAS INTERMEDIÁRIAS DA FORMAÇÃO CELICA

A sistemática Pb-Pb foi empregada também nas amostras das rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica (Figura 15) a fim de caracterizar isotopicamente essas amostras e verificar se é possível individualizar os grupos de rochas como feito com os isótopos de Sr. Na Tabela 11 encontram-se os resultados analíticos obtidos pela metodologia Pb-Pb em rocha total. Os valores das razões isotópicas de chumbo situam-se entre 18,9980 e 19,0590 para a razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e entre 15,6634 e 15,6947 para a razão $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Para a razão $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, os valores variam entre 38,0330 e 38,9710. As variações das razões isotópicas dessas amostras são muito pequenas, impossibilitando a elaboração de uma reta isocrônica a partir desse grupo de amostras.

Os pontos experimentais foram lançados em diagramas Pb-Pb e comparados com as curvas de evolução global do chumbo do modelo "Plumbotectonics" de ZARTMAN & DOE (1981). Analisando o diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 46), observa-se que todos os pontos experimentais agrupam-se praticamente sobre a curva de evolução da Crosta Superior, em torno do valor de 250 Ma. Somente a amostra MM-7 afasta-se um pouco da curva da Crosta Superior. No diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 47), todos os pontos agrupam-se pouco acima do início da curva da Orogenia, evidenciando que essas amostras são bastante radiogênicas.

Tabela 11 - Razões isotópicas de Pb das amostras de rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica da região de Portovelo-Zaruma.

Amostras	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ
MM-7	18,9980	0,0120	15,6634	0,0144	38,8750	0,0470
MM-6	19,0290	0,0120	15,6863	0,0145	38,9600	0,0470
MM-1A	19,0510	0,0110	15,6813	0,0139	38,9470	0,0470
MM-2	19,0560	0,0150	15,6899	0,0175	38,0330	0,0540
MM-4	19,0560	0,0120	15,6947	0,0145	38,9680	0,0470
A2	19,0590	0,0110	15,6820	0,0139	38,9710	0,0460

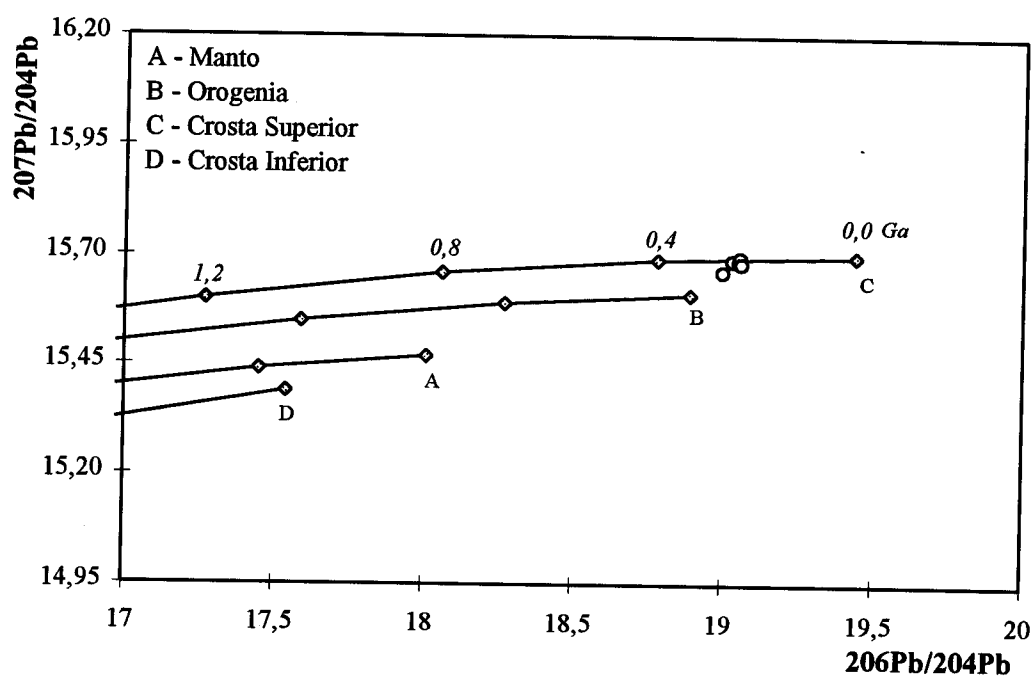


Figura 46 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para as amostras das rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica da região de Portovelo-Zaruma. Curvas de evolução do chumbo do modelo "Plumbotectonics" de ZARTMAN & DOE (1981).

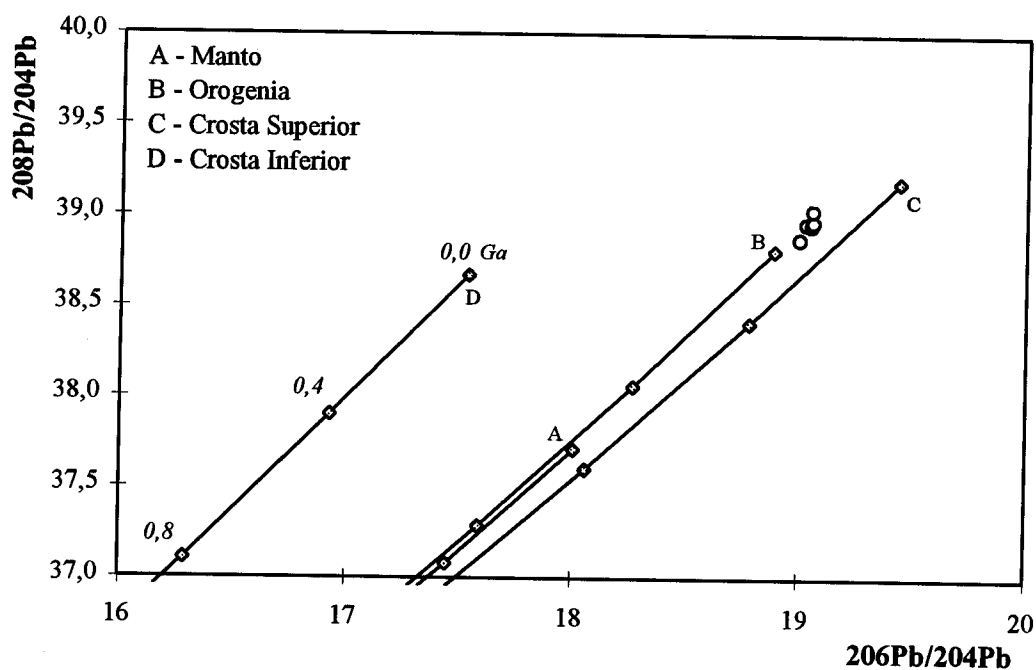


Figura 47 - Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para as amostras das rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica da região de Portovelo-Zaruma, com as curvas de evolução do chumbo do modelo "Plumbotectonics" de ZARTMAN & DOE (1981).

Na Figura 48, comparam-se as razões isotópicas do Pb das rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica com as composições isotópicas do Pb de reservatórios de rochas ígneas andinas (SILLOTOE & HART, 1984; Mukasa & Tilton apud MACFARLANE et al., 1990). Inclui-se os campos de rochas de margem de placa tipo andino e os campos composicionais de rochas ígneas (descritos na Figura 45). Nesses diagramas, as amostras das rochas vulcânicas da Formação Celica apresentam-se mais ricas em Pb radiogênico quando comparadas com os campos das zonas vulcânicas (HARMON et al., 1984) e os granitóides estudados neste trabalho. Observa-se ainda que os campos das rochas vulcânicas do Cenozóico Superior da ZVN do Equador e da ZVC (BARREIRO, 1984) localizam-se em intervalos próximos e notavelmente restritos. As amostras das rochas vulcânicas da Formação Celica, são restritas e são mais radiogênicas. Essas se localizam, por outro lado, no campo dos sedimentos supracrustais da parte norte da crosta peruana, o que é interpretado como indicativo de assimilação do Pb supracrustal durante a evolução do magma andesítico.

6.3 - GALENAS

Segundo DOE & ZARTMAN (1979), a composição isotópica de chumbo de galenas provenientes de jazidas metálicas foi inicialmente usada para estimar idades com base nas curvas de evolução do Pb. Atualmente, os isótopos de Pb podem ser utilizados para avaliar a origem do Pb e possivelmente de outros metais das mineralizações, bem como identificar perturbações pós-mineralizações. Utilizou-se o modelo "Plumbotectonics" (ZARTMAN & DOE, 1981) para as galenas da região de Portovelo-Zaruma e, como esses diagramas não são específicos para o cálculo de idades, a posição dos pontos analíticos no diagrama indica uma idade para a mineralização, por vezes sem sentido.

Na Tabela 12 encontram-se listadas as composições isotópicas do chumbo de galenas dos veios auríferos da região de Portovelo-Zaruma analisadas neste trabalho. Os pontos de coleta constam no mapa de amostragem (Figura 15).

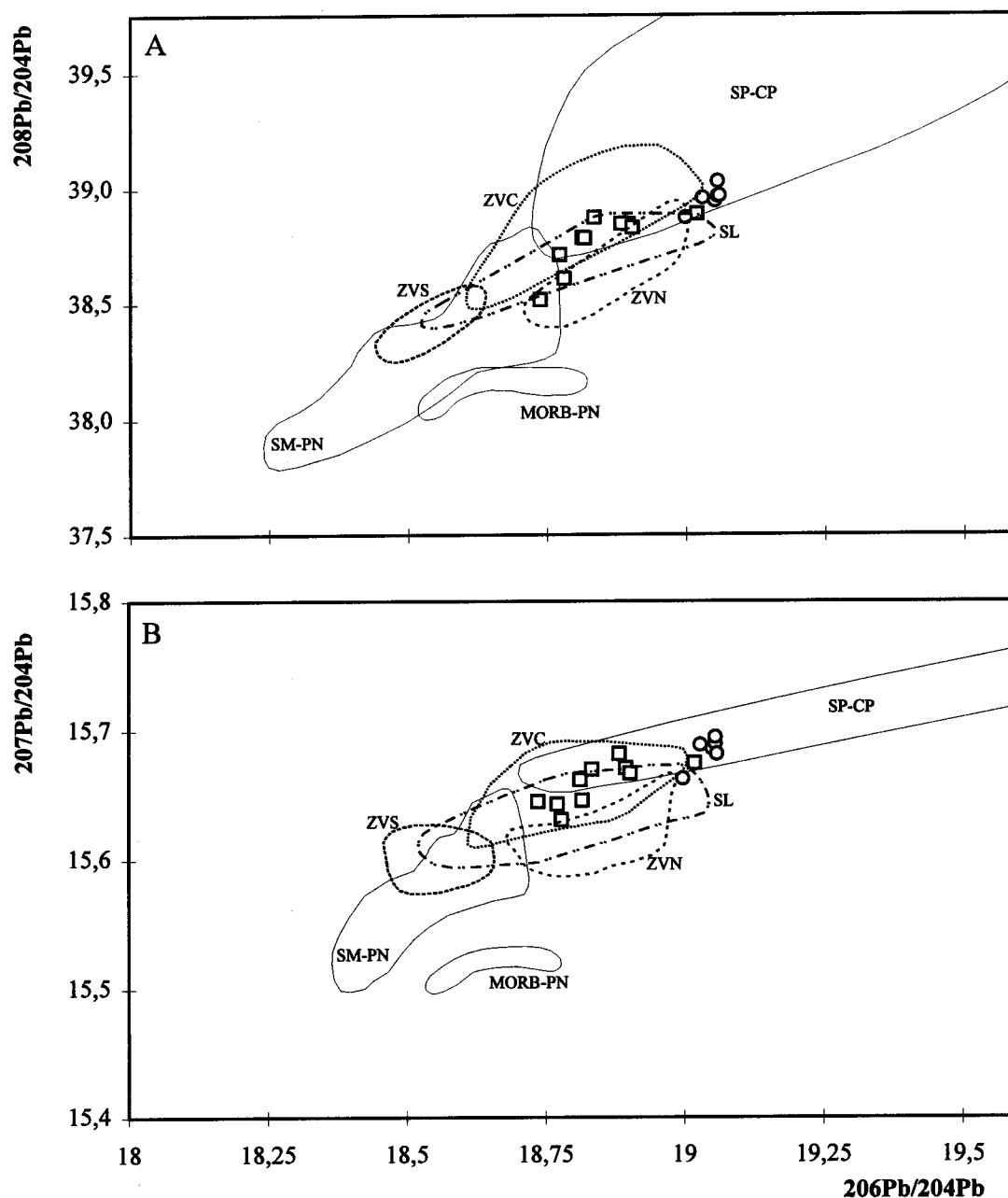


Figura 48 - Composições isotópicas de Pb de reservatórios envolvidos na geração de magmas andinos (Modificado de Mukasa & Tilton apud MACFARLANE et al., 1990). ○ = rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica, □ = granitóides incluídos para comparação da região de Portovelo-Zaruma (El Oro-Ecuador). Campos descritos como na Figura 45.

Tabela 12 - Razões isotópicas de Pb das amostras de galenas provenientes de veios auríferos da região de Portovelo-Zaruma.

Amostras	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	σ
MMR	18,9390	0,0110	15,6509	0,0139	38,7900	0,0460
MJB-1	18,9680	0,0110	15,6805	0,0139	38,9100	0,0470
MJB-2	18,9590	0,0120	15,6580	0,0144	38,8270	0,0480
MCL-1	18,9430	0,0110	15,6536	0,0139	38,8150	0,0460
MCL-2	18,9550	0,0110	15,6646	0,0139	38,8500	0,0460
MC	18,9390	0,0110	15,6624	0,0139	38,8500	0,0460

Essas amostras evidenciam uma grande homogeneidade nas composições isotópicas. Os valores das razões isotópicas de chumbo situam-se entre 18,9390 e 18,9680 para a razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e entre 15,6509 e 15,6805 para a razão $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. A razão $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varia de 38,790 a 38,910. Usando o modelo de ZARTMAN & DOE (1981) (Figura 49), pode-se observar que as razões isotópicas do Pb das galenas de Portovelo-Zaruma agrupa-se entre as curvas de crescimento da Crosta Superior e da Orogenia, próximo ao ponto de 300 Ma, com tendência a ter participação de materiais da Crosta Superior. Tal disposição pode indicar o tempo em que esses ambientes específicos tiveram um papel significativo na origem da evolução do chumbo desse depósito. No diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 50) percebe-se que as amostras se localizam acima do início da curva de evolução de chumbo da Orogenia, indicando um alto conteúdo de Pb radiogênico com uma possível participação de material proveniente da Crosta Superior.

Nos diagramas (Figuras 49 e 50), inclui-se também os campos de origem potencial de Pb de margem de placa tipo andino (sedimentos pelágicos e metalíferos subductados da bacia do Oceano Pacífico e os basaltos da placa Nazca (MORB)), representando outros ambientes geológicos, os quais podem ter tido um papel importante na evolução mesozóica-cenozóica dos Andes. Os campos do segmento sul do batólito Costeiro (MUKASA, 1986), os campos de composições isotópicas do chumbo de galenas dos Andes chilenos e argentinos (PUIG, 1988) e peruanos (GUNNESH et al., 1990 e MUKASA et al., 1990), assim como as composições do Pb das rochas vulcânicas da Formação Celica e granitóides estão incluídos para comparação.

Na Figura 49, cinco das seis amostras encontram-se dentro do campo dos sedimentos pelágicos do Oceano Pacífico e, somente uma amostra localiza-se acima desse. Na Figura 50, todas as amostras encontram-se dentro do campo dos sedimentos pelágicos do Oceano Pacífico.

As galenas de Portovelo-Zaruma apresentam um intervalo menor nas razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ quando comparadas com as galenas dos Andes chilenos, argentinos e peruanos, porém apresentam-se mais radiogênicas. Com respeito as composições isotópicas das galenas se encontram muito próximas daquelas das rochas vulcânicas da Formação Celica, sugerindo uma afinidade isotópica (Figuras 49 e 50), porém com uma possível contribuição de outra fonte menos radiogênica.

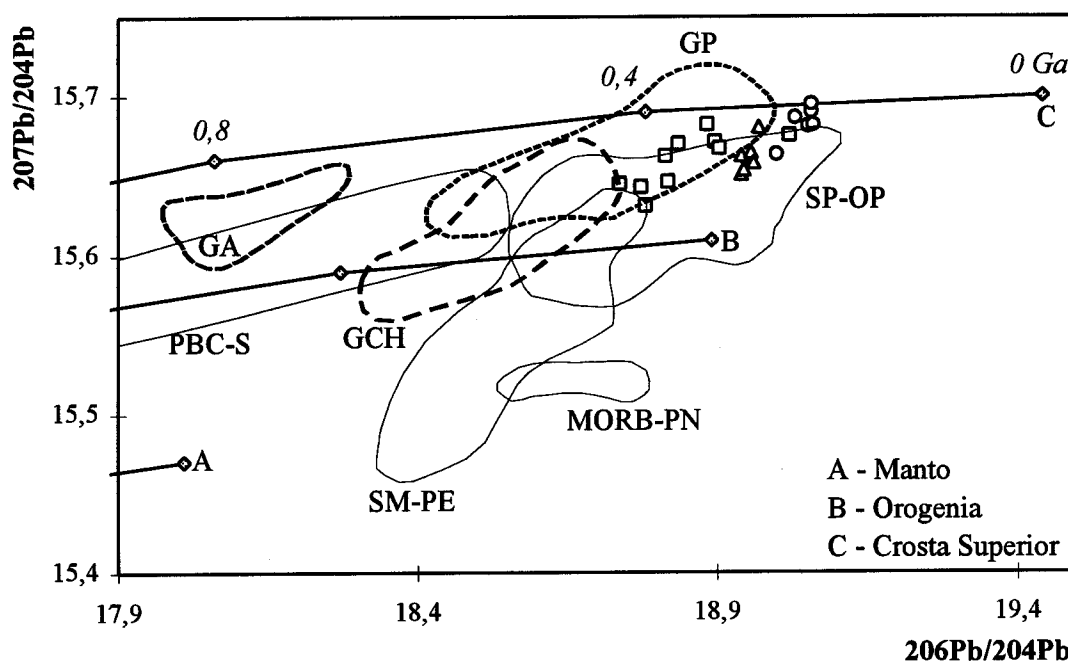


Figura 49 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ elaborado com as amostras de galenas (Δ) da região de Portovelo-Zaruma, rochas vulcânicas da Formação Celica ($\circ$) e granitóides ($\square$). Curvas de evolução global do chumbo do modelo "Plumbotectonics" de ZARTMAN & DOE (1981). Esses dados são comparados com os campos MORB-PN: MORB da placa Nazca (UNRUH & TATSUMOTO, 1976); SM-PE: sedimentos metalíferos do Pacífico leste (UNRUH & TATSUMOTO, 1976) e DASCH (1981); SP-OP: sedimentos pelágicos do Oceano Pacífico (REYNOLDS & DASCH, 1971), (MEIJER, 1976), (UNRUH & TATSUMOTO, 1976), (SUN, 1980) e (VIDAL & CLAUSER, 1981) e PBC-S: *plutons* do segmento sul do batólito Costeiro (MUKASA, 1986). Inclui-se também os campos de composições isotópicas de galenas dos Andes peruanos (GP) (GUNNESCH et al., 1990 e MUKASA et al., 1990), chilenos (GCH) e argentinos (GA) (PUIG, 1988).

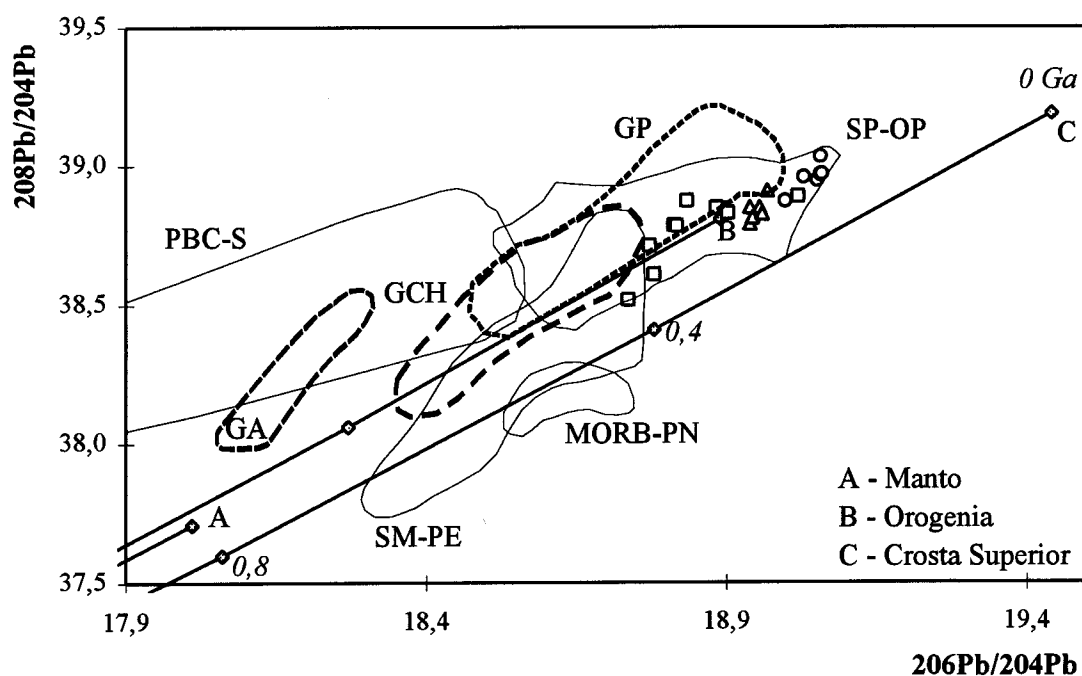


Figura 50 - Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ elaborado com as amostras de galenas (Δ) da região de estudo, com as curvas de evolução do modelo "Plumbotectonics" de ZARTMAN & DOE (1981), rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica ($\circ$) e granitóides ($\square$). Os campos são os mesmos da Figura 49.

7 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Neste capítulo serão discutidas as interpretações dos resultados analíticos obtidos pelos métodos Rb-Sr e Pb-Pb das rochas granitóides, vulcânicas da Formação Celica e mineralizações da região de Portovelo-Zaruma.

7.1 - GRANITÓIDES

A idade obtida pelo método Rb-Sr em rocha total para o Granitóide El Prado 1 da região de Portovelo-Zaruma foi de 211 ± 26 Ma (Figura 32), interpretada como a idade de cristalização desse granitóide. Esse resultado permite posicioná-lo no Triássico Superior e incluí-lo no conjunto de granitóides associados ao Cinturão Metamórfico El Oro (ASPDEN et al., 1992b; LITHERLAND et al., 1995; NOBLE et al., 1997). Anteriormente se propunha uma outra idade, posicionando-o possivelmente no Cretáceo (ECUADOR, 1980).

As análises Rb-Sr das frações minerais PQ, Bt- e da rocha total de uma amostra do Granitóide El Prado indicaram uma idade de 50 ± 1 Ma (Figura 35), interpretada como datando uma rehomogenização isotópica. Essa redistribuição estaria associada a um evento térmico posterior (vulcanismo da Formação Celica) à cristalização do granitóide que teria provocado um reajuste isotópico na escala dos minerais. A idade Rb-Sr de 255 ± 33 Ma, referente ao Granitóide El Prado 2 (Figura 36), é considerada como uma idade similar à idade obtida para o granitóide El Prado 1, levando-se em conta o erro experimental. No entanto, a razão inicial é superior indicando uma maior contribuição crustal nas rochas mais evoluídas, que compõem o Granitóide El Prado 2.

Com respeito aos granitóides Guayabo-Porotillo, Luís-Ambocas, Amarillo-Pindo e Salati, os pontos experimentais não definem nenhum alinhamento no diagrama isocrônico BID (Figura 38), apresentando um comportamento anômalo. Tal comportamento indica que o sistema Rb-Sr foi perturbado, possivelmente devido às contaminações magmáticas, como sugerido no item 5.1.2, e/ou perturbações posteriores, desestabilizando o geocronômetro Rb-Sr dessas rochas. Contudo, o grande número de similaridades leva a crer que esses granitóides são contemporâneos a El Prado, associados ao mesmo processo de geração.

Os granitóides de Portovelo-Zaruma que forneceram a idade de 211 ± 26 Ma definem uma série magmática cálcico-alcálica, relacionada a um arco magmático normal, pouco maduro (LOYOLA, 1996), enquadrado no campo dos granitóides de arcos vulcânicos. Essas características são coerentes com o ambiente de margens continentais ativas do tipo cordilheirano (PEARCE et al., 1984; BROWN et al., 1984), dos quais os mesmos são oriundos. Esses granitóides possuem características mineralógicas e geoquímicas, segundo LOYOLA (1996), e isotópicas (este estudo) similares às dos batólitos do sudoeste da América do Norte, discutidos por WHITE et al. (1986) e AGUE & BRINHALL (1987).

O granitóide El Prado apresenta similaridades petrográficas com o granitóide Marcabelí, localizado na parte NW da região, fora da área de estudo, e que apresenta idades K-Ar em minerais de 193 ± 13 a 221 ± 6 Ma (Feininger & Silberman apud ASPDEN et al., 1992b), e uma idade U-Pb de 228 ± 1 Ma (NOBLE et al., 1997). Resultados análogos apresenta o Granitóide gnáissico Moromoro, com idades K-Ar em minerais que variam de 207 ± 6 a 220 ± 6 Ma (Feininger & Silberman apud LITHERLAND et al., 1995), e uma idade Sm-Nd (rocha total e granada) de 219 ± 22 Ma (ASPDEN et al., 1992b). Correlacionando as idades dos granitóides Portovelo-Zaruma com as idades dos granitóides Marcabelí e Moromoro conclui-se que são estatisticamente similares, enquadrando-se perfeitamente dentro da faixa de idades encontradas para os granitóides do Cinturão Metamórfico El Oro.

O evento tectono-metamórfico que estruturou o plutonismo do Cinturão Metamórfico El Oro, entre 200-220 Ma (ASPDEN et al., 1992b), provavelmente atuou com intensidades diferentes nos granitóides situados num mesmo contexto geológico e de idade similar, caracterizando um magmatismo contemporâneo a esse evento.

A atividade magmática de zonas de subducção produz rochas ígneas plutônicas e vulcânicas que são formadas, em alguns casos, de magmas derivados do manto, misturados com sedimentos terrígenos reciclados e assimilação de rochas crustais (HAMILTON et al., 1980; ALLÈGRE & BEN OTHMAN, 1980). FAURE & POWELL (1972), mostram que em regiões de subducção a razão inicial do Sr geralmente resulta de uma mistura entre componentes basálticos e siálicos. Essa mistura ocorre durante a ascensão do magma granítico, com o conseqüente

aumento da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a partir do valor original, mantélico ou da crosta inferior (ARMSTRONG, 1968; HAMILTON, 1969).

A razão isotópica inicial I_{Sr} dos granitóides de Portovelo-Zaruma pode ser indicativa de uma possível origem do manto superior com uma contaminação crustal mais importante para as rochas mais evoluídas, concordando com as características dos *plutons* cálcico-alcalinos andinos que permitem pensar, segundo DALMAYRAC et al. (1988), que o magma deve provir: (1) do manto superior com assimilação de material da base da crosta; ou (2) de uma mistura, ao longo de uma zona de subducção, de rochas da crosta oceânica e sedimentos a ela associados. Para a facies mais máfica do Granitóide El Prado, a razão inicial do Sr é relativamente baixa (0,70436), situando-se na média do manto enriquecido (ROLLINSON, 1993).

As razões iniciais mais elevadas dos granitóides tipo I (Cordilheiranos) refletiriam a incidência de contribuição crustal, em graus variáveis, nos materiais derivados do manto e/ou crosta oceânica, com valores de razões isotópicas iniciais aumentando em direção ao continente. Outras interpretações sugerem, contudo, contribuições do manto/crosta oceânica, ou de materiais básico-intermediários *underplated* na crosta continental (BROWN, 1977; PITCHER, 1982; Hurley et al., Wyllie apud VLACH & CORDANI, 1986).

Pitcher apud COBBING (1982) sugeriu que as razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das rochas do batólito Costeiro no Peru estão em torno de 0,7040, o que indica uma origem mantélica para esse magma. Beckinsale et al. e Macfarlane apud MACFARLANE et al. (1990) determinaram razões iniciais para o segmento Lima (batólito Costeiro) no intervalo de 0,7041 a 0,7043, indicando a possibilidade de uma menor assimilação de materiais da crosta na evolução desses magmas. Razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de corpos batolíticos do Peru, compiladas por Snelly & Stewart (apud DALMAYRAC et al., 1988), variam de 0,7040 a 0,7080, sendo interpretadas como indicativas de uma origem do magma a partir do manto com uma contaminação crustal pequena ou nula.

A evolução dos isótopos de Sr na crosta continental é muito complexa e com enormes variações uma vez que os elementos implicados (Rb e Sr) passam a participar ativamente do ciclo das rochas, onde têm comportamentos muito diferenciados, fato que culmina com a existência de inúmeros reservatórios com idades e/ou composições próprias e distintas (MOORBATH &

TAYLOR, 1981; ALLÈGRE et al., 1983).

Em princípio, essa similaridade nas razões isotópicas reflete um espaço de tempo relativamente curto para a evolução dos isótopos de chumbo de rochas quimicamente distintas, favorecendo a hipótese de uma idade Triássica Superior-Jurássica Inferior para esses granitóides. Comparando-se as razões isotópicas dos granitóides de Portovelo-Zaruma com as curvas de evolução global do chumbo do modelo "Plumbotectonics" (ZARTMAN & DOE, 1981) no diagrama de chumbo uranogênico (Figura 43), os pontos experimentais agrupam-se entre as curvas da Crosta Superior e da Orogenia, evidenciando participação de material da Crosta Superior. No diagrama do chumbo torogênico (Figura 44), mostra uma boa afinidade das amostras com a curva de evolução da Orogenia, o que pode ser indicativo de participação de materiais desse ambiente na geração do magma granítico.

No diagrama da Figura 45, os granitóides de Portovelo-Zaruma posicionam-se quase inteiramente nos campos do segmento Lima (SL) e das rochas vulcânicas da zona vulcânica central (ZVC), sugerindo uma afinidade isotópica e, em concordância com MACFARLANE & PETERSEN (1990), indicativo de assimilação de Pb crustal. Ademais, observa-se nos diagramas da Figura 45, que a maior parte das amostras dos granitóides localizam-se no campo dos sedimentos supracrustais da parte norte da crosta peruana. Considera-se que os granitóides estudados também têm participação do Pb dos sedimentos supracrustais indicando uma fonte a mais na evolução dos granitóides de Portovelo-Zaruma. Esses granitóides ricos em sílica (> 64%), têm razões de Pb que são atribuídas à assimilação de materiais supracrustais como produto de fusão parcial.

7.2 - ROCHAS VULCÂNICAS INTERMEDIÁRIAS DA FORMAÇÃO CELICA

Poucas são as informações geocronológicas existentes sobre a Formação Celica no Cinturão Metamórfico El Oro. Na região, dispõe-se apenas da datação K-Ar (RT) de $15,3 \pm 0,5$ Ma (VAN THOURNOUT et al., 1996), obtida em fluxo de lava dacítica coletada perto de Piñas e correspondente à série Faique de Billingsley apud BRISTOW & HOFFSTETTER (1977). Tal idade foi interpretada como a idade do magmatismo. Segundo VAN THOURNOUT et al. (1991),

esse fluxo de lava se desenvolveu em um complexo vulcânico e subvulcânico andesítico e quartzo-andesítico pós-oligocênico (possível estrato-vulcão do Mioceno). Esses depósitos vulcânicos miocênicos são cortados transversalmente pela série vulcânica Portovelo. Mais a sul, fora da área estudada, um setor da Formação Celica, que não apresenta continuidade com o da região de Portovelo-Zaruma, é cortado pelo batólito granítico de Tangula (114 ± 30 e 113 ± 3 Ma, K-Ar em hornblenda; Kennerley, apud BALDOCK, 1982, PALADINES, 1989). Essa idade posiciona a Formação Celica no Cretáceo Inferior. Entretanto, em relação à idade, precisa-se comprovar se realmente aquelas vulcânicas são contemporâneas com as da região de Portovelo-Zaruma.

A idade de 48 ± 12 Ma (1σ) e razão inicial de $0,70556 \pm 0,00012$ (MSWD = 1,64) obtida neste trabalho é diferente daquelas obtidas por Kennerley apud BALDOCK (1982), PALADINES (1989) e VAN THOURNOUT et al. (1996). Diante desse fato, as seguintes hipóteses de interpretação podem ser apresentadas para as idades obtidas para as séries vulcânicas Faique, Muluncay e da região do batólito Tangula:

- As três idades datam eventos de cristalização. Nesse caso, os três setores datados da Formação Celica apresentam idades diferentes e sua correlação e agrupamento em uma mesma formação devem ser questionados;

- As idades de 114 e 113 Ma datariam a cristalização da Formação Celica e as duas menores, eventos mais jovens que afetaram a formação. Essa hipótese não encontra suporte nas amostras analisadas neste estudo (granitóides e vulcânicas), que não apresentam evidências de terem sido afetadas por eventos posteriores a sua cristalização numa intensidade suficiente para afetar o sistema Rb-Sr na escala de rocha total.

- A idade obtida neste trabalho (48 ± 12 Ma) para a série Muluncay não tem significado geológico. Essa hipótese necessita ser testada por outras datações. Contudo, o alinhamento obtido é estatisticamente aceitável (MSWD = 1,64). Ademais, a idade Rb-Sr obtida neste estudo para os minerais do Granitóide El Prado apresenta um valor similar (50 ± 1 Ma). Essa idade dataria, possivelmente o efeito térmico do vulcanismo Celica a afetar o granitóide, sem provocar uma recristalização de seus minerais.

Com base no exposto, a interpretação que parece mais plausível à luz dos dados disponíveis, é que a idade de 48 ± 12 Ma representa o tempo da extrusão da série Muluncay da Formação Celica. Quanto à idade K-Ar ($15,3 \pm 0,5$ Ma) da série Faique, necessita-se de mais estudos para confirmar se as duas séries têm idades distintas ou não.

A composição isotópica do Sr de rochas vulcânicas e plutônicas proporciona informações sobre as origens dos magmas e os processos pelas quais suas composições químicas e isotópicas são modificadas (FAURE, 1986). A razão isotópica inicial de $0,70556 \pm 0,00012$, obtida para as rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica, é indicativa de uma origem a partir da fusão da base da crosta. Esse valor encontram-se dentro da faixa das razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das rochas vulcânicas dos Andes (HAWKESWORTH et al., 1982) relacionada com a subducção da crosta oceânica sob a crosta continental (FAURE, 1986).

Como esperado, observaram-se pequenas variações entre as razões isotópicas de Pb das rochas vulcânicas da Formação Celica. Isto reflete um espaço de tempo muito curto para a evolução dos isótopos de chumbo de rochas quimicamente distintas, favorecendo a hipótese de um evento termal do Terciário Inferior (Eoceno Médio).

Comparando as composições isotópicas das amostras da Formação Celica com as curvas de evolução global da Terra (ZARTMAN & DOE, 1981), observa-se que no diagrama uranogênico (Figura 46), os pontos experimentais situam-se em torno de 250 Ma, implicando que as amostras não evoluíram segundo esse modelo. As amostras posicionam-se na curva da Crosta Superior, indicando que o magma que deu origem a essas rochas vulcânicas foi contaminado com materiais da Crosta Superior. Somente a amostra MM-7 afasta-se um pouco da curva da Crosta Superior. No diagrama de chumbo torogênico (Figura 47), por sua vez, as amostras situam-se acima do início da curva da Orogenia, indicando sua natureza radiogênica. Com respeito aos granitóides e às zonas vulcânicas dos Andes (HARMON et al., 1984) (Figura 48), as amostras analisadas apresentam-se mais radiogênicas e posicionam-se quase inteiramente no campo dos sedimentos, sugerindo assimilação do Pb supracrustal na evolução do magma.

Segundo BARREIRO (1984), a homogeneidade da composição isotópica do Pb sobre grandes áreas das zonas vulcânicas norte e sul dos Andes (Figura 48) e a carência geral de

correlações das composições isotópicas com a química das lavas, indicam uma ampla homogeneidade e provavelmente uma origem de magma da base da crosta. Esse mesmo autor propôs que o manto sub-andino é um reservatório dinâmico, de longa vida e bem misturado, que tem sido enriquecido em Pb radiogênico proveniente de sedimentos clásticos e químicos carreados sobre a placa submergente. A pequena diferença entre as zonas vulcânicas norte e sul e as amostras estudadas pode ser devida à diferença regional na composição inicial do manto, nas diferenças na natureza dos sedimentos supracrustais subductados ou ambas.

Com o exposto acima, conclui-se que o magma que deu origem às rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica foi produto da fusão com materiais da crosta superior, com possível assimilação de material supracrustal.

7.3 - MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS

Neste sub-item serão apresentadas as discussões da geoquímica isotópica das galenas e calcitas encaixadas nos veios auríferos associados às rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica da região de Portovelo-Zaruma.

7.3.1 - Galenas

As galenas de Portovelo-Zaruma apresentam uma grande homogeneidade nas composições isotópicas. As curvas de evolução global da Terra do modelo “Plumbotectonics”, proposto por ZARTMAN & DOE (1981) foram utilizadas para discutir os resultados obtidos para as galenas da região de estudo.

Analisando-se o diagrama uranogênico (Figura 49), os pontos das galenas situam-se em torno da Orogenia de 300 Ma, o que indica que essas amostras não evoluíram segundo esse modelo. A partir da comparação com as curvas de evolução global da Terra de ZARTMAN & DOE (1981), o chumbo dessas galenas deve provavelmente ter participação de chumbo de rochas da Crosta Superior. No diagrama torogênico (Figura 46), as galenas situam-se acima do início da curva da Orogenia, indicando sua natureza radiogênica, quando comparadas com os campos das galenas dos Andes chilenos, argentinos e peruanos, indicando possivelmente que o depósito Portovelo-Zaruma tenha uma fonte diferente com respeito aos outros depósitos localizados no sul da Cordilheira Ocidental dos Andes. Nesses diagramas, as composições

isotópicas do Pb das galenas encontram-se bem próximas das rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica levando a interpretar-se que a mineralização se produziu associada às rochas vulcânicas, sugerindo uma fonte comum para essas rochas e veios auríferos. O ligeiro afastamento pode ser devido à contaminação das encaixantes durante o processo hidrotermal. Entre as encaixantes, os granitóides se apresentam como candidatos, uma vez que a composição isotópica do Pb das galenas se situa entre a das vulcânicas e a dos granitóides (Figura 49 e 50), sem descartar a possibilidade de se ter participação do Pb de materiais supracrustais, como indicam os mesmos diagramas.

O Pb das amostras de galenas do sistema de veios epitermais do depósito de Portovelo-Zaruma (VAN THOURNOUT et al., 1996), apresenta composições isotópicas similares às das galenas do cinturão polimetálico de Cerro de Pasco (MUKASA et al., 1990) e Casapalca e Pasto Bueno (DOE & ZARTMAN, 1979), do cinturão polimetálico do Peru. Essas composições sugerem uma mistura heterogênea que envolve sedimentos supracrustais e um componente do manto enriquecido ou então a derivação do chumbo de uma única fonte sedimentar isotopicamente heterogênea.

7.3.2 - Calcitas

Neste trabalho, se obteve também razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de carbonatos (calcitas), fornecendo uma média de $0,705493 \pm 0,000063$, interpretada como a razão isotópica inicial dos fluidos hidrotermais mineralizante que percolaram as fraturas das rochas da Formação Celica. Esse valor indica que as fontes desses fluidos eram pouco radiogênicas, sugerindo pequena participação de material crustal. As razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dessas calcitas são estatisticamente similares à razão isotópica inicial das rochas vulcânicas ($0,70556 \pm 0,00012$), o que confirma, uma vez mais, que a mineralização hidrotermal teve sua origem nas rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica.

Em conclusão, o Pb das galenas e o Sr das calcitas coletadas dos veios auríferos do depósito Portovelo-Zaruma, que cortam as rochas vulcânicas da Formação Celica, são isotopicamente similares às de suas rochas encaixantes, sugerindo uma fonte comum para as rochas vulcânicas e seus veios mineralizados.

8 - INTEGRAÇÃO DOS DADOS E CONCLUSÕES

O granitóide da região de Portovelo-Zaruma (El Prado 1), intrusivo nas rochas metamórficas da Formação Capiro, forneceu a idade de 211 ± 26 Ma, interpretada como a idade de cristalização dos granitóides de Portovelo-Zaruma. O evento tectono-metamórfico regional mais jovem reconhecido na província El Oro teria entre 200 e 220 Ma (Triássico Superior - Jurássico Inferior) (ASPDEN et al., 1992a), o qual seria provavelmente responsável pela estruturação do Cinturão Metamórfico El Oro (LITHERLAND et al., 1995), no final da orogenia andina. A coincidência de idade, disposição dos corpos e o quimismo cálcico-alcalino, leva a crer que a geração desses granitóides estaria associada com a evolução do cinturão.

O grupo de amostras denominado de Granitóide El Prado 2 apresenta uma idade similar (255 ± 33 Ma) à idade obtida para o Granitóide El Prado 1, embora a razão inicial seja superior, indicando uma maior participação de material crustal nas rochas mais evoluídas do pluton. Quanto aos demais granitóides da região de Portovelo-Zaruma (Guayabo-Porotillo, Luís-Ambocas, Amarillo-Pindo e Salati), suas amostras não indicaram um bom alinhamento no diagrama isocrônico, possivelmente devido às contaminações magmáticas e/ou perturbações posteriores que afetaram o sistema Rb-Sr dessas rochas.

A razão isotópica inicial obtida neste trabalho para o Granitóide El Prado 1 de $0,70436 \pm 0,00018$, é indicativa de uma origem do manto com uma contaminação crustal pequena, não entanto, os demais granitóides apresentam uma acentuada contaminação mais importante em concordância com as características dos plutons cálcico-alcalinos andinos.

As características lito-estratigráficas, petrográficas e geocronológicas existentes entre os granitóides Marcabelí e Moromoro e dos da região de Portovelo-Zaruma incluídos no Cinturão Metamórfico El Oro, mostram que eles tem aspectos similares e são contemporâneos. Outros granitóides, Pacha, El Molino, Rio Raspas entre outros menores (ECUADOR, 1981), aflorantes a norte e noroeste, fora da área estudada, incluídos no Batólito Amarillo (Bosque) e ainda não datados (Kennerley apud HALL & CALLE, 1982), podem também ser contemporâneos.

As razões isotópicas ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18,737 - 19,019; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15,645 - 15,675; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38,517 - 38,890) em rocha total para os granitóides de Portovelo-Zaruma, plotadas no diagrama uranogênico (ZARTMAN & DOE, 1981) indicam que houve uma participação mínima do Pb da Crosta Superior. O diagrama torogênico indica, por sua vez, a participação de materiais da Orogenia na evolução do magma granítico (Figuras 43 e 44).

Os granitóides de Portovelo-Zaruma com maiores teores em sílica geralmente têm razões de Pb ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) mais altos do que a Crosta Superior (Figura 45). Resultados similares apresentam os granitóides do segmento Lima no Peru. Os granitóides Amarillo-Pindo, Luís-Ambocas, Salati, Guayabo-Porotillo e El Prado 2, apresentam níveis mais altos de contaminação crustal. O granitóide El Prado 1 é isotopicamente mais homogêneo e menos afetado por material supracrustal.

Conclui-se que o magma dos granitóides de Portovelo-Zaruma possivelmente tem uma origem a partir do manto superior com contaminação crustal envolvendo assimilação variável de materiais supracrustais, que o é característico de um ambiente de arco vulcânico continental de zona de subducção de margem continental ativa do tipo Andino.

Investigações pelo método U-Pb em zircões e Sm-Nd seriam necessárias para aprofundar os conhecimentos da evolução desse magmatismo no sentido de definir se todos esses corpos são resultados de um único evento ou se as variações de composições encontradas nesses corpos refletem a existência de vários eventos sucessivos, bem como discutir sua origem e evolução petrológica.

As rochas vulcânicas intermediárias da série Muluncay da Formação Celica, por sua vez, forneceram uma idade Rb-Sr de 48 ± 12 Ma ($0,70556 \pm 0,00012$), interpretada como o tempo da extrusão dessas rochas. Como essa idade é muito similar à isócrona mineral obtida em minerais do Granitóide El Prado 1 (50 ± 1 Ma), é plausível que o calor emanado do vulcanismo Celica no Eoceno Médio, afetou os granitóides da região de Portovelo-Zaruma, na escala de minerais. De qualquer forma, a razão inicial obtida é sugestiva de uma origem mantélica para as rochas da Formação Celica.

Segundo os diagramas uranogênico e torogênico (ZARTMAN & DOE, 1981) as amostras foram contaminadas com material da crosta superior e apresentam razões isotópicas de Pb mais radiogênicas (Figuras 46 e 47), quando comparadas com as razões isotópicas do Pb das zonas vulcânicas norte, central e sul dos Andes (ZVN, ZVC e ZVS, respectivamente) (HARMON et al., 1984), sedimentos metalíferos e MORB da placa Nazca (REYNOLDS & DASCH, 1971; UNRUH & TATSUMOTO, 1976; DASCH, 1981) e dos granitóides.

As altas razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ implicam em um componente de zona de subducção para o magma fonte, semelhante à ZVN e ZVC (HARMON et al., 1984), apresentando assimilação de sedimentos supracrustais na evolução do magma andesítico, como o indica os diagramas de correlação da Figura 48. Quando comparado com os granitóides, produzindo magmas mais ricos em isótopos radiogênicos como o da Formação Celica.

Em concordância com o exposto acima, as rochas vulcânicas intermediárias da Formação Celica têm uma origem a partir da fusão da base da crosta, incluindo possivelmente sedimentos supracrustais, típica de andesitos cálcico-alcálinos de arco de ilha e de margem continental.

Os veios auríferos com galena e calcita parecem estar geneticamente associados com a Formação Celica (VAN THOURNOUT et al., 1991). No entanto, comparando-se as composições isotópicas do Pb das rochas vulcânicas da Formação Celica ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18,998 - 19,059; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15,663 - 15,682 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38,875 - 38,971) e das galenas ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18,939 - 18,969; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15,651 - 15,681 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38,790 - 38,910) dos veios que as cortam, observa-se que as das galenas se encontram entre as das vulcânicas e dos granitóides (Figuras 49 e 50), possivelmente devido à contaminação durante o processo hidrotermal. Assim, é provável que o Pb (e outros metais) do depósito hidrotermal de Portovelo-Zaruma apresente um componente de suas rochas encaixantes (vulcânicas Celica, como também dos granitóides). Alternativamente, é possível que os veios mineralizados e as rochas encaixantes tenham uma fonte comum. Hipótese similar tem sido proposta para outras regiões apresentando composições isotópicas do Pb das galenas similares às das rochas encaixantes (ver MCNUTT et al., 1979; TILTON et al., 1981; Tilton et al. apud PUIG, 1988). Conseqüentemente, a variação na

composição isotópica do Pb pode estar estreitamente relacionada à evolução magmática na orogenia andina. O Pb é aparentemente derivado por misturas de vários reservatórios. Essa mistura pode ter ocorrido entre a Crosta Superior e a Orogenia.

As altas razões isotópicas do Pb das galenas e a heterogeneidade com respeito à razão $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ encontrada no depósito polimetálico de Portovelo-Zaruma, bem como em outros depósitos polimetálicos localizados na Cordilheira Ocidental dos Andes, confirmam a existência de materiais supracrustais como uma fonte de Pb e possivelmente de outros metais. Depósitos minerais com a mesma associação paragenética não têm necessariamente uma origem comum de Pb. Isto parece que, em adição à mistura de Pb a nível supracrustal, uma grande quantidade do Pb (e, por conseguinte, de outros metais), retira-se do material supracrustal. Assim, sulfetos metálicos ao longo da placa marginal tipo Andes, não têm uma única origem (MUKASA et al. 1990).

Por outro lado, a composição do Pb das galenas ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18,939 - 18,969; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15,651 - 15,681 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38,790 - 38,910) e do Sr da calcitas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0,705280 - 0,705804) coletadas dos veios auríferos que cortam as rochas vulcânicas da Formação Celica são semelhantes em termos isotópicos às de suas rochas encaixantes. Tal semelhança sugere uma fonte comum para as rochas vulcânicas e seus veios mineralizados que as seccionam.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUE, J.J. & BRIMHALL, G.H. 1987. Granites of the batholiths of California: Products of local assimilation and regional-scale crustal contamination. **Geology**, 15(1): 63-66.
- AGUIRRE, L. 1992. Metamorphic pattern of the Cretaceous Celica Formation, SW Ecuador, and its geodynamic implications. **Tectonophysics**, 205(1-3): 223-237.
- AHMAD, M.; SALOMON M.; WALSH J.L. 1987. Mineralogical and Geochemical studies of the Emperor Gold Telluri Deposit, Fiji. **Econ. Geol.**, 82(2): 345-370.
- ALLÈGRE, C.J. & BEN OTHMAN, D. 1980. Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: A chemical approach to orogenesis. **Nature**, 286(5771): 335-342.
- ALLÈGRE, C.J.; HART, S.R.; MINSTER, J.-F. 1983. Chemical structure and evolution of the mantle and continents determined by inversion of Nd and Sr isotopic data. II: Numerical experiments and discussion. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 66(1): 191-213.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. **Earth Sci. Rev.**, 17(1): 1-29.
- AMOV, B.G. 1983a. Evolution of uranogenic and thorogenic lead, 1. A dynamic model of continuous isotopic evolution. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 65(1): 61-74.
- AMOV, B.G. 1983b. Evolution of uranogenic and thorogenic lead, 2. Some differences in the variations of the $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 65(2): 311-321.
- ANDRÉ, L. & DEUTSCH, S. 1986. Magmatic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relicts in hydrothermally altered quartz diorites (Brabant Massif, Belgium) and the role of epidote as a Sr filter. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 92(1): 104-112.
- ANDREW, A.; GODWIN, C.I.; SINCLAIR, A.J. 1984. Mixing Line Isochrons: A New Interpretation of Galena Lead Isotope Data from Southeastern British Columbia. **Econ. Geol.**, 79(5): 919-932.

- ARMSTRONG, R.L. 1968. A model for the Evolution of Strontium and Lead Isotopes in a Dynamic Earth **Rev. Geophys. Space Phys.**, 6(2): 175-199.
- ASPDEN, J.A. & LITHERLAND, M. 1992. The Geology of Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. **Tectonophysics**, 205(1-3):187-204.
- ASPDEN, J.A.; FORTEY, N.; LITHERLAND, M.; VITERI, F.; HARRISON, S.H. 1992a. Regional S-type granites in the Ecuadorian Andes: Possible remnants of the breakup of western Gondwana. **Jour. South Amer. Earth Sci.**, 6(3): 123-132.
- ASPDEN, J.A.; HARRISON, S.H.; RUNDLE, C. 1992b. New Geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro province of the Ecuador. **Jour. South Amer. Earth Sci.**, 6(1-2): 77-96.
- ASPDEN, J.A.; MCCOURT, W.J.; BROOK, M. 1987. Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. **Jour. Geol. Soc. London**, 144: 893-905.
- BALDOCK, J.W. 1982. **Geología del Ecuador**. Boletín de la explicación del Mapa geológico del Ecuador. Escala 1:1.000.000. Instituto de Ciencias Geológicas, Londres. Dirección General de Geología y Minas, Quito, Ecuador. 70p.
- BARREIRO, B.A. 1984. Lead isotopic and Andean magma genesis. In: HARMON, R.S. & BARREIRO, B.A. (eds.). **Andean magmatism, chemical and isotopic constraints**. Cheshire, UK. Shiva, p. 21-30.
- BARREIRO, B.A. & CLARK, A.H. 1984. Lead isotopic evidence for evolutionary changes in magma-crust interaction, Central Andes, southern Peru. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 69(1): 30-42.
- BARREIRO, B.A. & STERN, C.R. 1982. Pb isotopic composition of Recent calc-alkaline volcanic rocks from the southernmost Andes. **EOS**, 63(45): 1148.
- BARTOS, P.J. 1987. Quiruvilca, Peru, Mineral Zoning and Timing of wall-rock Alteration, Relative to Cu-Pb-Zn-Ag Vein-Fill Deposition. **Econ. Geol.**, 82(6): 1431-1452.
- BRIQUEU, L. & LANCELOT, J.R. 1979. Rb-Sr systematic and crustal contamination models for calc-alkaline igneous rocks. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 43(3): 385-396.

- BRISTOW, C.R. & HOFFSTETTER, R. 1977. **Lexique stratigraphique internacional.** Amerique Latine-Ecuador. París, 5(2-5). 411p.
- BROOKS, C.; JAMES, D.E.; HART, S.R. 1976. Ancient lithosphere: its role in young continental volcanism. **Science**, 193(4258): 1086-1089.
- BROWN, G.C. 1977. Mantle origin of cordilleran granites. **Nature**, 265(5589): 21-24.
- BROWN, G.C. 1981. Space and time in granite plutonism. **Phil. Trans. Rev. Soc. London**, 301: 321-336.
- BROWN, G.C. 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity evolution, and relation to volcanics arcs. In: THORPE, R.S. **Andesites**, New York, John Wiley & Sons., p. 437-460.
- BROWN, G.C.; THORPE, R.S.; WEBB, P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in constrasting arcs and comments on magma sources. **Jour. Geol. Soc. London**, 141: 413-426.
- CAMUS, F.; BORIC, R.; SKEWES, M.A.; CASTELLI, J.C.; REICHHARD, E.; MESTRE, A.; 1991. Geologic, Structural, and Fluid Inclusion Studies of El Bronce Epithermal Vein System, Petorca, Central Chile. **Econ. Geol.**, 86(6): 1317-1345.
- CANNON, R.S.; PIERCE, A.P.; ANTWEILER, J.C.; BUCK, K.L. 1961. The data of lead isotope geology related to problems of the genesis. **Econ. Geol.**, 56(1): 1-38.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A. 1974. Two contrasting granites types. **Pacific Geol.**, 8: 173-174.
- COBBING, E.J. 1978. The Andean geosyncline in Peru, and its distinction from alpine geosynclines. **Jour. Geol. Soc. London**, 135: 207-218.
- COBBING, E.J. 1982. The segmented Coastal Batholith of Peru: Its Relationship to Volcanicity and Metallogenesis. **Earth-Sci. Rev.**, 18(3-4): 241-251.
- COBBING, E.J.; PITCHER, W.S.; WILSON, J.J.; BALDOCK, J.W.; TAYLOR, W.P.; MCCOURT, W.J.; SNELLING, N.J. 1981. The Geology of the Western Cordilheira of Northern Peru. **Overseas Mem. Inst. Geol. Sci. London**, 5.
- COIRA, B.; DAVIDSON, J.; MPODOZIS, C.; RAMOS, V. 1982. Tectonic and Magmatic Evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. **Earth-Sci. Rev.**, 18(3-4): 303-332.

- COULON, C. & THORPE, R.S. 1981. Role of continental crust in petrogenesis of orogenic volcanic associations. **Tectonophysics**, 77(1-2): 79-83.
- CUITIÑO, L.; PUIG, A.; SPIRO, B. 1997. Metallogeny of the Guanaco and Cachinal de la Sierra epithermal deposits. Antofagasta, Chile. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, São Paulo, 1997. **Extended Abstracts**. São Paulo, SSAGI. p. 90-93.
- CUMMING, G.L. & RICHARDS, J.L. 1975. Ore lead isotope ratios in a continuously changing **Earth Earth Planet. Sci. Lett.**, 28(2): 155-171.
- DALMAYRAC, B.; LAUBACHER, G.; MAROCCO, R. 1988. **Caracteres Generales de la Evolución Geológica de los Andes Peruanos**. Lima, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. 311p. (Boletín, n. 12).
- DASCH, E.J. 1981. Lead isotopic composition of metalliferous sediments from the Nazca plate. **Geol. Soc. America Mem.**, 154: 199-210.
- DOE, B.R. & STACEY, J.S. 1974. The Application of Lead Isotopes to the Problems of Ore Genesis and Ore Prospect Evaluation: A Review. **Econ. Geol.**, 69(6): 757-776.
- DOE, B.R. & ZARTMAN, R.E. 1979. Plumbotectonics, the Phanerozoic. In: BARNES H.L. **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**. 2.ed. New York, Wiley-Interscience. p. 22-70.
- DOSTAL, J.; DUPUY, C.; LEFEVRE, C. 1977. Rare earth distribution in Plio-Quaternary volcanic rocks from southern Peru. **Lithos**, 10(3): 173-183.
- ECUADOR. Dirección General de Geología y Minas. 1980. **Mapa Geológico del Ecuador - Hoja Zaruma**. Quito. Escala 1:100.000.
- ECUADOR. Dirección General de Geología y Minas. 1981. **Mapa Geológico del Ecuador - Hoja Santa Rosa**. Quito. Escala 1:100.000.
- ECUADOR. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos. 1982. **Mapa Geológico del Ecuador**. Quito. Escala 1:1.000.000.
- EWART, A. & STIPP, J.J. 1968. Petrogenesis of the volcanic rocks of the central North Island, New Zealand as indicated by a study of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and Sr, Rb, K, U, and Th abundances. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 32(7): 699-736

- FAURE, G. 1977. **Principles of Isotope Geology**. New York, John Wiley & Sons, Inc. 464 p.
- FAURE, G. 1986. **Principles of Isotope Geology**. 2.ed. New York, John Wiley & Sons, Inc. 589 p.
- FAURE, G. & POWELL, J.L. 1972. **Strontium isotope geology**. New York, Springer-Verlag, 188 p.
- FEININGER, T. 1975. Origen of Petroleum in the Oriente of Ecuador. **Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.**, 59(7): 1166-1175.
- FEININGER, T. 1978. **Mapa geológico de la parte occidental de la Provincia de El Oro**. Quito, Instituto Geográfico Militar. Escala 1:50.000.
- FEININGER, T. 1980. Eclogite and Related High-Pressure Regional Metamorphic Rock from the Andes of Ecuador. **Jour. Petrol.**, 21(1): 107-140.
- FEININGER, T. 1982. The metamorphic "basement" of Ecuador. **Bull. Geol. Soc. Amer.**, 93(1): 87-92.
- FEININGER, T. 1987. Allochthonous terranes in the Andes of Ecuador and northwestern Peru. **Can. J. Earth Sci.**, 24(2): 266-278.
- FEININGER, T. & BRISTOW, C.R. 1980. Cretaceous and Paleogene Geologic History of Coastal Ecuador. **Geol. Rundsch.**, 69(3): 849-874.
- FONTBOTÉ, L.L. & GORZAWSKI, H. 1990. Genesis of the Mississippi Valley-type Zn-Pb Deposit of San Vicente, Central Peru: Geologic and Isotopic (Sr, O, C, S, Pb) Evidence. **Econ. Geol.**, 85(7): 1402-1437.
- FRANCIS, P.W.; MOORBATH, S.; THORPE, R.S. 1977. Strontium isotope data for recent andesites in Ecuador and north Chile. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 37(2): 197-202.
- FRANCIS, P.W.; THORPE, R.S.; MOORBATH, S.; KRETZSCHMAR, G.A.; HAMMILL, M. 1980. Strontium isotope evidence for crustal contamination of calc-alkaline volcanic rocks from Cerro Galan, Northwest Argentina. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 48(2): 257-267.
- GONZÁLEZ, H.; NUÑEZ, A.; PIRIS, G. 1988. **Mapa geológico de Colombia**. Bogota. INGEOMINAS. p. 71.
- GULSON, B.L. 1986. **Lead Isotopic in Mineral Exploration**. Amsterdam, Elsevier. 246p.

- GUNNESH, K.A.; BAUMANN, A.; GUNNESH, M. 1990. Lead Isotope Variation across the Central Peruvian Andes. **Econ. Geol.**, 85(7): 1384-1401.
- HALL, M. & CALLE, J. 1982. Geochronological control for the main tectonic-magmatic events of Ecuador. **Earth Sci. Rev.**, 18(3-4): 215-239.
- HALLER, M.J. & LAPIDO, O.R. 1982. The Jurassic-Cretaceous volcanism in the septentrional Patagonian Andes. **Earth-Sci. Rev.**, 18(3-4): 395-410.
- HALSOR, S.P.; BORNHORST, T.J.; BEEBE, M.; RICHARDSON, K.; STROWD, W. 1988. Geology of the Delawar Silver Mine. Idaho-A volcanic Dome Complex and Genetically Associated Hidrothermal System. **Econ. Geol.**, 83(6):1159-1169.
- HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K.; PANKHURST, R.J. 1980. Isotopic evidence for the provenance of some Caledonian granites. **Nature**, 287(5780): 279-284.
- HAMILTON, W. 1969. Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle. **Bull. Geol. Soc. Amer.**, 80(12): 2409-2430.
- HARMON, R.S.; BARREIRO, B.A.; MOORBATH, S.; HOEFS, J.; FRANCIS, P.W.; THORPE, R.S.; DÉRUELLE, B.; MCHUGH, J.; VIGLINO, J.A. 1984. Regional O-, Sr-, and Pb-isotope relationship in the Cenozoic calco-alkaline lavas of the Andean Cordillera. **Jour. Geol. Soc. London**, 141: 803-822.
- HAWKESWORTH, C.J.; HAMMILL, M.; GLEDHILL, A.R.; VAN CALSTEREN, P.; ROGERS, G. 1982. Isotope and trace element evidence for late-stage intra-crustal melting in the High Andes. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 58(2): 240-254.
- HAWKESWORTH, C.J.; NORRY, M.J.; RODDICK, J.C.; BAKER, P.E.; FRANCIS, P.W.; THORPE, R.S. 1979. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and incompatible element variations in calc-alkaline andesites and plateau lavas from south America. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 41(1): 45-57.
- HAYBA, D.O.; BETHKE P.M.; HEALD, P.; FOLEY N.K. 1985. Geological, Mineralogical and Geochemical Characteristics of Volcanic-Hosted Epithermal Precious-Metal Deposits. In: Berger B.R. & Bethke P.M. eds. 1985. Geology and Geochemistry of epithermal systems. **Rev. in Econ. Geol.**, 2(1): 129-168.

- HEALD, P.; FONLEY N.K.; HAYBA D.O. 1987. Comparative Anatomy of Volcanic-Hosted Epithermal Deposits: Acid-sulfate and Adularia-Sericita Types. **Econ. Geol.**, 82(1): 1-26.
- HENDERSON, P. 1984. **Rare Earth Element Geochemistry**. New York, Elsevier, 510 p.
- I.G.M. (Instituto Geográfico Militar) 1979. **Hoja Topográfica: Zaruma, Piñas**. Quito. Escala 1:25.000.
- I.G.M. (Instituto Geográfico Militar) 1988. **Hoja Topográfica: Zaruma**. Quito. Escala 1:50.000.
- INEMIN-AGCD. 1989. **Proyecto de Desarrollo del Sector Minero en el Ecuador**. (Informe de Evaluación Técnica preliminar del área minera Portovelo). Quito, 102 p.
- IYER, S.S.; HOEFS, J.; KROUSE, H.R. 1992. Sulfur and lead isotope geochemistry of galenas from the Bambuí Group, Minas Gerais, Brazil - Implications for Ore Genesis. **Econ. Geol.**, 87(2): 437-443.
- JAILLARD, E.; SOLER, P.; CARLIER, G.; MOURIER, T. 1990. Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. **Jour. Geol. Soc. London**, 147: 1009-1022.
- JAMES, D.E. 1982. A combined O, Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element study of crustal contamination in central Andean lavas, I. Local geochemical variations. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 57(1): 47-62.
- JAMES, D.E. & MURCIA, A. 1984. Crustal contamination in Northern Andean volcanics. **Jour. Geol. Soc. London**, 141: 823-831.
- JAMES, D.E.; BROOKS, C.; CUYUBAMBA, A. 1976. Andean Cenozoic volcanism: Magma genesis in the light of strontium isotopic composition and trace-element geochemistry. **Bull. Geol. Soc. Amer.**, 87(4): 592-600.
- KENNERLEY, J.B. 1973. Geology of the Loja Province, Southern Ecuador. **Rep. Inst. Geol. Sci. Overseas Div. (UK)**, 23(1):23-34.
- KERR, P.F. 1965. **Mineralogia Optica**. 3.ed. New York, McGraw-Hill. 433 p.
- KROGH, T.E. 1973. A low contamination method of hydrothermal decomposition of zircon and extration of U and Pb for isotopic age determinations. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 37(3): 485-494.

- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. 1982. Plutonic rocks types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. **Jour. Volcanol. Geotherm. Res.**, 14(1-2): 169-186.
- LEBRAS, M.; MÉGARD, F.; DUPUY, C.; DOSTAL, J. 1987. Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. **Bull. Geol. Soc. Amer.**, 99(4): 569-578.
- LEBRAS, M.; MÉGARD, F.; JUTEAU, T.; CALLE, J. 1985. Pre-orogenic volcanic assemblage and structure in the Western Cordillera of Ecuador between 1°40'S and 2°20'S. **Geol. Rundsch.**, 74(1): 343-351.
- LITHERLAND, M. 1987. **First annual report (for 1986-1987) of the Cordillera Real Geological Research Project, Ecuador**. Open-file Report of the British Geological Survey, Keyworth (in English) and of INEMIN, Quito (in Spanish). 245 p.
- LITHERLAND, M. & ASPDEN, J.A. 1992. Terrane-boundary reactivation: A control on the evolution of the Northern Andes. **Jour. of South Am. Earth Sci.**, 5(1): 71-76.
- LITHERLAND, M.; ASPDEN, J.A.; BERMÚDEZ, R.; VITERI, F.; POZO, M. 1990. La Geología y Potencial mineral de la Cordillera Real. (Un resumen de los resultados del Proyecto Geológico Cordillera Real, 1986-1990. Inemin-Misión Británica). Quito, ODA/British Geological Survey, 116 p.
- LITHERLAND, M.; ASPDEN, J.A.; JEMIELITA, R.A. 1995. The metamorphic belts of Ecuador. **ODA/British Geological Survey**, Overseas memoir 11, 112 p.
- LONSDALE, P. 1978. Ecuadorian Subduction System. **Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.**, 62(12): 2454-2477.
- LOYOLA, P.J.E. 1996. **Geologia, Petrografia e Geoquímica dos Granitóides Cálcico-Alcalinos da região de Portovelo-Zaruma, El Oro - Equador**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 160p. Tese (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA/CG, 1996.

- MACFARLANE, A.W. & PETERSEN, U. 1990. Pb Isotopes of the Hualgayoc Area, Northern Peru: Implications for Metal Provenance and Genesis of a Cordilleran Polymetallic Mining District. **Econ. Geol.**, 85(7): 1303-1327.
- MACFARLANE, A.W.; MARCET, P.; LEHURAY, A.P.; PETERSEN, U. 1990. Lead Isotope Provinces of the Central Andes Inferred from Ores and Crustal Rocks. **Econ. Geol.**, 85(8): 1857-1880.
- MANHÈS, G. 1982. **Développement de l'ensemble chronométrique U-Th-Pb. Contribution à la Chronologie Initiale du Système Solaire.** Paris, Université de Paris VII. 249p. (Thèse du Doctoral d'état), 1982.
- MCCOURT, W.J.; ASPDEN, J.A.; BROOK, M. 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. **Jour. Geol. Soc. London**, 184: 831-845.
- MCNUTT, R.H.; CLARK, A.H.; ZENTILLI, M. 1979. Lead isotopic compositions of Andean igneous rocks, latitudes 26° to 29°S: Petrologic and metallogenic implications. **Econ. Geol.**, 74(4):827-837.
- MCNUTT, R.H.; CROCKET, J.H.; CLARK, A.H.; CAELLES, J.C.; FARRAR, E.; HAYNES, S.J.; ZENTILLI, M. 1975. Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of plutonic and volcanic rocks of the central Andes between latitudes 26° and 29° south. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 27(2): 305-313.
- MÉGARD, F. 1984. The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. **Jour. Geol. Soc. London**, 141: 893-900.
- MEIJER, A. 1976. Pb and Sr isotopic data bearing on the origin of volcanic rocks from the Mariana Island arc system. **Bull. Geol. Soc. Amer.**, 87(9): 1358-1369.
- MEYER, C. & HEMLEY, J.J. 1967. Wall rock alteration. In: BARNES, H.L. (ed.). **Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits.** New York-London, Holt, Rinehart and Wiston. p. 166-235.
- MOORBATH, S. & TAYLOR, P.N. 1981. Isotopic evidence for continental growth in the Precambrian. In: KRÖNER, A. (ed.). **Precambrian plate tectonics.** Amsterdam, Elsevier, p. 291-525.

- MUKASA, S.B. 1986. Common Pb isotopic composition of the Lima, Arequipa and Toquepala segments in the Coastal batholith, Peru: Implications for magma genesis. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 50(5): 771-782.
- MUKASA, S.B.; VIDAL, C.C.; INJOQUE-ESPINOZA, J. 1990. Pb Isotope Bearing on the Metallogenesis of sulfide Ore Deposits in Central and Southern Peru. **Econ. Geol.**, 85(7): 1438-1446.
- NAVARRETE, A.C. 1989. **Contaminación por mercurio en las zonas auríferas de Zaruma y Portovelo**. Quito, Universidad Central del Ecuador. 102p. Tesis (Doctora en Bioquímica y Farmacia) - UCE, 1989.
- NOBLE, S.R., ASPDEN, J.A., JEMIELITA, R.A. 1997. Northern Andean crustal evolution: New U-Pb geochronological constraints from Ecuador. **Bull. Geol. Soc. Amer.**, 109(7): 789-798.
- OVERSBY, V.M. 1976. Isotopic ages and geochemistry of Archean acid igneous rocks from the Pilbara, Western Australia. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 40(7): 817-829.
- PALADINES, A. 1989. **Zonificación Geotectónica y Metalogénica del Ecuador**. Quito, Mañana Editores. 192 p.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. **Jour. Petrol.**, 25(4): 956-983.
- PITCHER, W.S. 1982. Granite Type and Tectonic Environment. In: HSÜ, K.J. (ed.). **Mountain Building Processes**. London, England, UK. Academic press. p. 19-40.
- PITCHER, W.S. 1987. Granites and yet more granites forty year on. **Geol. Rundsch.**, 76(1): 51-79.
- PRODISMAT. Desarrollo Cultural del Ecuador. 1974. **Mapa Político de la Provincia de El Oro**. Quito. Escala 1:500.000.
- PROVOST, A. 1990. An Improved Diagram for Isochron Data. **Chem. Geology (Isot. Geocs. Sec.)**, 80(2): 85-90.
- PUIG, A. 1988. Geologic and Metallogenic Significance of the Isotopic composition of Lead in Galenas of the Chilean Andes. **Econ. Geol.**, 83(4): 843-858.

- PUSHKAR, P.; STEUBER, A.M.; TOMBLIN, J.F.; JULIAN, G.M. 1973. Strontium Isotopic Ratios in Volcanic Rocks from St. Vincent and St. Lucia, Lesser Antilles. **Jour. Geophys. Res.**, 78(8): 1279-1287.
- REYNOLDS, P.H. & DASCH, E.J. 1971. Lead isotopic in marine manganese nodules and the ore-lead growth curve. **Jour. Geophys. Research**, 76(21): 5124-5129.
- RODRIGUES, S.E. 1992. **Implantação da Metodologia Pb-Pb em Rocha Total: Exemplos de Aplicação na Província Mineral de Carajás (PA)**. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 128 p. Tese (Mestrado em Geoquímica) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA/CG, 1992.
- ROLLINSON, H.R. 1993. **Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation**. New York, John Wiley & Son. 352 p.
- ROSE, A.W. & BURT, D.M. 1979. Hydrothermal Alteration. In: BARNES H.L. 2.ed. **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**. New York, Wiley-Interscience. p. 173-235.
- SAUER, W. 1965. **Geología del Ecuador**. Quito, Editorial del Ministerio de Educación. 385 p.
- SCHREIBER, D.W.; FONTBOTÉ, L.; LOCHMANN, D. 1990. Geologic Setting Paragenesis, and Physicochemistry of Gold Quartz Veins Hosted by Plutonic Rocks in the Pataz Region. **Econ. Geol.**, 85(7): 1328-1347.
- SILBERMAN, M.L. & NOBLE, D.C. 1977. Age of igneous activity and mineralization, Cerro de Pasco, Peru. **Econ. Geol.**, 72(6): 925-930.
- SILLITOE, R.H. & HART, S.R. 1984. Lead-isotopic signatures of porphyry copper deposits in oceanic and continental settings, Colombian Andes. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 48(10): 2135-2142.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. 1975. Aproximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two-stage model. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 26(2): 207-221.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, G. 1977. Subcomission on Geochronology: Conversion on the Use of decay Constant in Geo- and Cosmochronology. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 36(3): 359-362.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. **Earth Sci. Review**, 12(1): 1-33.

- SUN, S.-S. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean island and island arcs. **Royal Soc. London Philos. Trans.**, A297: 409-445.
- THORPE, R.S. & FRANCIS, P.W. 1979. Variations in Andean andesite compositions and their petrogenetic significance. **Tectonophysics**, 57(1-2): 53-70
- THORPE, R.S.; FRANCIS, P.W.; MOORBATH, S. 1979. Rare earth and strontium isotope evidence concerning the petrogenesis of North Chilean ignimbrites. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 42(3): 359-367.
- TILTON, G.R. & BARREIRO, B.A. 1980. Origin of lead in Andean calc-alkaline, southern Peru. **Science**, 210(4475): 1245-1247.
- TILTON, G.R.; POLLAK, R.J.; CLARK, A.H.; ROBERTSON, R.G. 1981. Isotopic composition of Pb in Central Andean ore deposits. **Geol. Soc. Amer. Mem.**, 154: 791-816.
- TOUSSAINT, J.F. & RESTREPO, J.J. 1982. Magmatic Evolution of the Northwestern Andes of Colombia. **Earth-Sci. Rev.**, 18(3-4): 205-213.
- TSCHOPP, H. J. 1953. Oil Explorations in the Oriente of Ecuador, 1938-1950. **Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.**, 37(10): 2303-2347.
- UNRUH, D.M. & TATSUMOTO, M. 1976. Lead isotopic composition and uranium, thorium, and lead concentrations in sediments and basalts from the Nazca plate. **Deep Sea Drilling Proj.**, Initial Repts. 34: 341-347
- VAN THOURNOUT, F. 1986. **Depósitos minerales en el Ecuador relacionados con terrenos geológicos y eventos tectónicos-magmáticos**. Comunicación presentada en el Coloquio Ecuador 86.
- VAN THOURNOUT, F.; HERTOGEN, J.; QUEVEDO, L. 1992. Allochthonous terranes in northwestern Ecuador. **Tectonophysics**, 205(1-3): 205-221.
- VAN THOURNOUT, F.; QUEVEDO, L.; PASTEELS, P.; BOVEN, A. 1990. Radiometric Ages of Igneous Rocks from Northwestern Ecuador. **Bull. Soc. Belge Geol.**, 99(1): 71-77.
- VAN THOURNOUT, F.; VALENZUELA, G.; MERLYN, M.; SALEMINK, J. 1991. Portovelo: Mineralización Epitermal en relación con una caldera riolítica. **Bol. Geol. Ecuat.**, 2(1): 13-26.

- VAN THOURNOUT, F.; SALEMINK, J.; VALENZUELA, G.; MERLYN, M.; BOVEN, A.; MUCHEZ, P. 1996. Portovelo: a volcanic-hosted epithermal vein-system in Ecuador, South America. **Mineral. Deposita**, 31(4): 269-276.
- VATIN-PÉRIGNON, N.; OLIVER, R.A.; GOEMANS, P.; KELLER, F. BRIQUEU, L.; SALAS, A.G. 1992. Geodynamic interpretations of plate subduction in the northernmost part of the Central Volcanic Zone from the geochemical evolution and quantification of the crustal contamination of the Nevado Solimana volcano, southern Peru. **Tectonophysics**, 205(1-3): 329-355.
- VIDAL, P. & CLAUER, N. 1981. Pb and Sr isotopic systematics of the some basalts and sulfides from the East Pacific Rise at 21°N (Project RITA). **Earth Planet. Sci. Lett.**, 55(2): 237-246.
- VLACH, S.R.F. & CORDANI, U.G. 1986. A sistemática Rb/Sr em rochas granitóides: considerações interpretativas, limitações e exemplos brasileiros. **Rev. Bras. Geoc.**, 16(1): 38-53.
- WHITE, A.J.R.; CLEMENS, J.D.; HALOWAY, J.R.; SILVER, L.T.; CHAPPELL, B.W.; WALL, V.J. 1986. S-type granites and their probable absence in southwestern North America. **Geology**, 14(2): 115-118.
- WILLIAMSON, J.H. 1968. Least-squares fitting of a straight line. **Can. J. Phys.**, 46: 1945-1947.
- YORK, D. 1967. Least-squares fitting of a straight line. **Can. J. Phys.**, 44: 1079-1086.
- YORK, D. 1969. Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 5: 320-324.
- ZARTMAN, R.E. & DOE, B.R. 1981. Plumbotectonics - The Model. **Tectonophysics**, 75(1-2): 135-162.
- ZARTMAN, R.E. & HAINES, S.M. 1988. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs - A case for bi-directional transport. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 52(6): 1327-1339.