



NÚMERO: 310/2003
UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

José Adilson Dias Cavalcanti

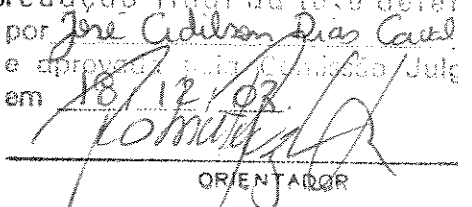
**ORIGEM DOS TURMALINITOS AURÍFEROS DA REGIÃO SUDESTE
DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO-MG:
EVIDÊNCIAS DE CAMPO, PETROGRAFIA, QUÍMICA MINERAL E
DADOS ISOTÓPICOS DE Nd E Sr**

Tese apresentada ao Instituto de Geociências como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciências.

Orientador: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

CAMPINAS - SÃO PAULO

Este exemplar corresponde
Novembro de 2003 redação final da tese defer
por José Adilson Dias Cavalcanti
e aprovada pela Comissão Julg
em 18/12/02.


ORIENTADOR

200403123

UNIDADE	BC
Nº CHAMADA/TINICAMP	C314o
V. EX	
TOMADO POR	S7J42
PROG.	16-P-113/04
C <input type="checkbox"/>	D <input checked="" type="checkbox"/>
PREÇO	R\$ 11,00
DATA	02/03/04
Nº CPD	

CM00194775-1

BWid 311508

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA DO IG - UNICAMP

C314o Cavalcanti, José Adilson Dias
Origem dos turmalinitos auríferos da região sudeste do Quadrilátero Ferrífero – MG: evidências de campo, petrografia, química mineral e dados isotópicos de Nd e Sr / José Adilson Dias Cavalcanti.- Campinas,SP.: [s.n.], 2003.

Orientador: Roberto Perez Xavier
Tese (doutorado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. *Turmalina. 2. Quadrilátero Ferrífero (MG). 3. Ouro.
4. Química Mineral. 5. Isótopos. I. Xavier, Roberto Perez. II. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências III. Título.

*CRS



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

AUTOR: José Adilson Dias Cavalcanti

ORIENTADOR: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

Aprovada em: 18/12/03

EXAMINADORES:

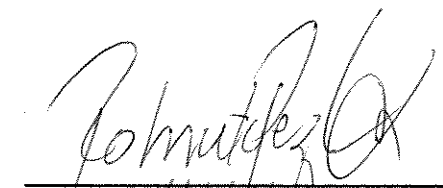

Prof. Dr. Roberto Perez Xavier


Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

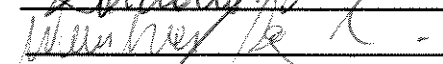
Prof. Dr. Sílvio Roberto Farias Vlach


Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos

Prof. Dr. Wanilson Luis Silva


_____- Presidente


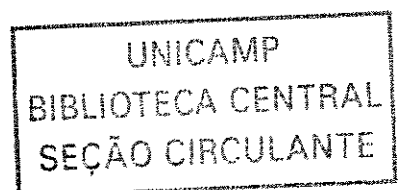






Campinas, 18 de dezembro de 2003.

*“Aos meus pais, a minha esposa e ao meu
filho que está por nascer, que são o meu
incentivo para uma vida de lutas.”*



AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos a todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para o desenvolvimento dessa pesquisa:

Ao Instituto de Geociências da Unicamp pela oportunidade de desenvolver esta pesquisa.

Aos amigos do IG/Unicamp, pelas discussões, sugestões e pela força de suas presenças. Em especial ao Monge e Bienvenido pelas contribuições diretas a este trabalho.

Aos demais colegas de pós-graduação que passam pelo mesmo que tenho passado.

Aos funcionários do IG/Unicamp, pelos serviços prestados, em especial à Secretária Valdirene Pinotti, pelo carinho, amizade e pelos bons conselhos; ao Juarez, pela forte presença de espírito; e ao Sr. Aníbal, grande companheiro, que possui as chaves que abrem todas as portas.

Ao Prof. Dr. Roberto Perez Xavier por ter me orientado neste período tão difícil.

Aos professores Sílvio R.F. Vlach, Ticiano J.S. dos Santos e Wanilson L. Silva, pelas contribuições diretas a essa tese realizadas, durante o exame de qualificação.

À CAPES, órgão financiador dessa pesquisa.

À OPM Empreendimentos Ltda., na pessoa do Sr. Marcelo Augusto de Souza, por ter permitido o desenvolvimento do meu trabalho, com muita liberdade, na Mina da Passagem.

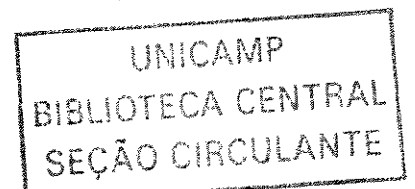
Ao Sr. Carlos Scliar (in memoriam) que sempre permitiu que nós membros da SEE (Sociedade Excursionista Espeleológica), tivéssemos acesso à sua propriedade, onde se encontra a Mina Scliar. É com muito carinho que atribuímos o seu nome à mina.

À Dona Mariazinha (Maria Bárbara de Lima), proprietária do terreno onde se encontra a Mina Chico Rei, pela receptividade, atenção e carinho, além dos almoços especiais em sua companhia.

À Marilda Santana da Silva, minha companheira de sempre, pelo amor, carinho, atenção e companheirismo, que me incentivou o tempo todo durante a realização deste trabalho.

Aos meus pais e irmãos que sempre me incentivaram.

...Demorou muito até que os homens viessem a compreender que qualquer verdadeira teoria sobre a Terra deve sustentar-se sobre provas fornecidas pela própria Terra (Geikie 1905, 66).



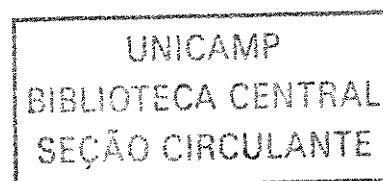
SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 - Apresentação do Problema e Objetivos.....	01
1.2 – Histórico da Pesquisa.....	03
1.3 – Localização e Acesso a Área de Estudo	04
1.4 – Materiais e Métodos	13
1.4.1 – Trabalhos de Campo	13
1.4.2 – Análises Petrográficas.....	14
1.4.3 – Micro Espectroscopia <i>Raman</i>	14
1.4.4 – Microsonda Eletrônica.....	15
1.4.5 – Concentração de Minerais.....	16
1.4.6 – Análises Isotópicas de Nd e Sr	17
1.5 – Turmalinitos, Turmalinização e Turmalina.....	18
1.5.1 – Conceitos Fundamentais	18
1.5.2 – Turmalinito e Turmalina em Depósitos Auríferos.....	21

CAPÍTULO 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 - Quadrilátero Ferrífero.....	23
2.2 – Litoestratigrafia do Anticlinal de Mariana.....	27
2.2.1 – Supergrupo Rio das Velhas	27
2.2.2 – Supergrupo Minas.....	28
2.2.3 – Litoestratigrafia e Mineralização	29
2.3 – Principais Estruturas Presentes no Anticlinal de Mariana	30
2.4 – Evolução Tectônica, Metamorfismo e Mineralização	34



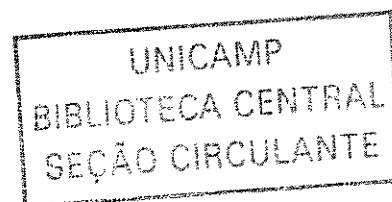
CAPÍTULO 3 – MINERALIZAÇÃO AURÍFERA NO SUDESTE DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO-MG

3.1 – Apresentação	37
3.2 – Serra de Ouro Preto	39
3.2.1 - Mina Scliar	39
3.2.2 - Mina Chico Rei	40
3.2.3 - Mina Duas Bocas.....	42
3.3 – Região de Passagem de Mariana	47
3.3.1 - Mina Mata Cavalo	48
3.3.2 - Mina da Passagem	49
3.4 – Serra de Antônio Pereira	57
3.5 – Síntese	57

CAPÍTULO 4 – RELAÇÕES DE CAMPO E PETROGRAFIA DAS ROCHAS RICAS EM TURMALINA

4.1 – Relações de Campo	59
4.1.1 - Turmalinitos estratiformes (T1)	59
4.1.2 -Halos de turmalinização (T2).....	60
4.1.3 - Turmalina nos veios (T3).....	62
4.2 – Petrografia	77
4.2.1 - Turmalina nos turmalinitos (T1)	77
4.2.2 - Turmalina nos halos de alteração hidrotermal (T2)	79
4.2.3 - Turmalina nos veios (T3).....	80
4.3 - Matéria Carbonácea.....	95
4.3.1 – Caracterização petrográfica	95
4.3.2 – Micro espectroscopia <i>Raman</i>	99
4.4 – Discussão	101

CAPÍTULO 5 – QUÍMICA MINERAL DA TURMALINA	
5.1 – Classificação dos Minerais do Grupo da Turmalina.....	105
5.2 – Química da Turmalina	109
5.3 – Discussão	131
CAPÍTULO 6 – GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Nd E Sr EM TURMALINA	
6.1 – Apresentação.....	137
6.2 – Geoquímica Isotópica do Nd	138
6.3 – Geoquímica Isotópica do Sr.....	140
6.3 – Resultados.....	141
6.4 – Discussão	149
CAPÍTULO 7 - CONCLUSÕES	155
ANEXO 01 – Resultados das Análises em Microsonda.....	165
ANEXO 02 – Espectros <i>Raman</i> da Matéria Carbonácea	171
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	177



LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 01

Figura 1.1 – Mapa com a localização das principais áreas de mineração no flanco sul do Anticlinal de Mariana, região sudeste do Quadrilátero Ferrífero (compilado e modificado de Cavalcanti 1999).

Figura 1.2 - Mapa das vias de acesso e localização das principais cidades situadas na área de estudo (extraído de Oliveira 1998).

Figura 1.3 – Mapa de localização das minas Chico Rei, Scliar e Duas Bocas na região central de Ouro Preto (compilado de Cavalcanti 1999).

CAPÍTULO 02

Figura 2.1 - Coluna lito-estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero (mod. Pflug 1968, Ebert 1968, Dorr 1969, Schorsch 1978, Schöll & Fogaça 1979, Karfunkel & Noce 1983, Freitas 1991, Rodrigues *et al.* 1993) compilada e adaptada de Endo (1997).

Figura 2.2 - Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero com as unidades litoestratigráficas, apresentando o contexto geológico do estudo, a área da mineralização e os pontos estudados (modificado de Ladeira 1991).

Figura 2.3 - Mapa geológico da região do Anticlinal de Mariana com localização dos pontos estudados. (modificado de Barbosa 1969).

CAPÍTULO 03

Figura 3.1 - Mapa simplificado do sudeste do Quadrilátero Ferrífero com a localização das principais minas de ouro (compilado e modificado de Barbosa 1969 e Ladeira 1991).

Figura 3.2 – (A) Seção esquemática mostrando as relações entre o nível de turmalinito, os veios e as encaixantes. (B) Seção transversal no salão principal da Mina Scliar. Padrão fitado do turmalinito estratiforme devido à colocação de veios de quartzo.

Figura 3.3 – (A) Perfil esquemático mostrando as relações entre veios mineralizados e encaixantes, na Mina Chico Rei. (B) Seção transversal ao veio de quartzo-turmalina-pirita encaixado no itabirito da Formação Cauê. (C) Seção transversal ao veio de quartzo-turmalina-arsenopirita encaixado na zona de contato entre o quartzito sericitico e os xistos e filitos carbonáceos.

Figura 3.4 – (A) Seção esquemática mostrando as relações entre encaixantes, veios e turmalinização na Mina Duas Bocas. (B) Camada de turmalinito hospedado no nível de filito

carbonáceo; (C) Turmalinização no quartzito sericítico, próximo ao contato com o veio de quartzo. (D) Aglomerado maciço de turmalina de dimensão métrica no veio de quartzo encaixado no quartzito sericítico.

Figura 3.5 - (A) Perfil esquemático mostrando o posicionamento lito-estratigráfico da mineralização aurífera na Mina Mata Cavallo. A base da mineralização é o sericita-quartzito e o topo a formação ferrífera bandada. A mineralização é constituída por turmalinito e veio de quartzo-sulfeto, sendo que o sulfeto mais comumente encontrado é arsenopirita, mas quando os veios estão encaixados na formação ferrífera (itabirito) o sulfeto é pirita. (B) Seção mostrando as relações entre encaixantes, veios e alteração hidrotermal. A turmalinização está sempre relacionada as encaixantes ricas em silicatos aluminosos.

Figura 3.6 - Perfil esquemático envolvendo a seqüência litológica, mineralização e turmalinito estratiforme, na Mina da Passagem, nível 265.

Figura 3.7 - Nível de turmalinito no topo da rocha carbonática. O turmalinito encontra-se com *boudinage* e rompido por veios, Mina da Passagem, nível 175.

CAPÍTULO 04

Figura 4.1 - Croqui esquemático dos modos de ocorrência dos halos de turmalinização de acordo com o posicionamento dos veios. (A) veios concordantes com a foliação principal; (B) veios discordantes da foliação principal.

Figura 4.2 - Gráfico exibindo o *trend* de grafitização (Silva 1998), comparando a matéria carbonácea associada à mineralização aurífera do sudeste do QF com a do Filito Batatal (dados obtidos informalmente de Pires (2003).

CAPÍTULO 05

Figura 5.1 - Esquemas da classificação dos minerais do grupo da turmalina (Hawthorne & Henry, 1999).

Figura 5.2 - Classificação dos minerais do grupo da turmalina, proposta por Hawthorne & Henry (1999), com base nos elementos que ocupam o sítio X. Os cálculos das proporções moleculares foram realizados no *software* CLASTOUR (Yavuz *et al.* 2002).

Figura 5.3 - Classificação do grupo das turmalinas alcalinas, com base na proposta de Hawthorne & Henry (1999). Os cálculos das proporções foram realizados no *software* CLASTOUR (Yavuz *et al.* 2002).

Figura 5.4 - Diagrama ternário Al-Fe(tot)-Mg (Henry & Guidotti 1985), para os três modos de ocorrências das turmalinas na área mineralizada. Os campos representam: 1) granitóides pegmatíticos ricos em Li; 2) granitóides e seus pegmatitos e aplitos associados pobres em Li; 3) metapelitos e metapsamitos que não coexistem com fases saturadas em Al; 4) metapelitos e

metapsamitos coexistindo com fases saturadas em Al; 5) metaultramáficas com Cr e baixo Ca, metassedimentos ricos em V.

Figura 5.5 - Diagrama ternário Ca-Fe(tot)-Mg (Henry & Guidotti 1985), para os três modos de ocorrências da turmalina na área mineralizada. 1) Granitóides pegmatíticos e aplíticos ricos em Li; 2) granitóides e seus pegmatitos e aplitos associados pobres em Li; 3) metapelitos, metapsamitos e rochas cálcio silicáticas ricas em Ca; 4) metapelitos, metapsamitos e rochas de quartzo-turmalinas pobres em Ca; 5) metacarbonatos; 6) meta-ultramáficas.

Figura 5.6 - Gráfico relacionando os conteúdos de $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ e $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$, de acordo com os modos de ocorrência da turmalina na área mineralizada.

Figura 5.7 - Gráfico relacionando os conteúdos de $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ e $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$ nos turmalinitos das minas da Passagem, Mata Cavallo, Duas Bocas e Scliar.

Figura 5.8 - Gráfico relacionando os conteúdos de $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ e $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$ das turmalinas dos halos de alteração hidrotermal em função das rochas encaixantes.

Figura 5.9 - Mudança na composição química da turmalina do turmalinito da amostra PM-05, marcada pelo zoneamento de cor, o que pode representar diferentes fases de crescimento do mineral.

Figura 5.10 - Gráfico relacionando os conteúdos de Al_2O_3 e TiO_2 das turmalinas em turmalinitos, halos de alteração e veios mineralizados.

Figura 5.11 - Gráfico relacionando os conteúdos de Al_2O_3 e Cr_2O_3 das turmalinas em turmalinitos, halos de alteração e veios mineralizados.

Figura 5.12 - Gráfico mostrando as principais variações na composição química das turmalinas dos turmalinitos, dos halos de alteração e dos veios, separadas por amostras.

CAPÍTULO 06

Figura 6.1 - Isótopos de Nd e Sr na crosta e no manto (compilado de White 2000).

Figura 6.2 - Gráfico mostrando a variação isotópica do Sr em relação ao tempo a partir do manto (compilado de Palmer, 2000).

Figura 6.3 - Diagrama Sm(ppm) vs. Nd(ppm) para os três grupos de turmalinas.

Figura 6.4 - Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ para os três grupos de turmalinas.

Figura 6.5 - Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ para os três grupos de turmalinas.

Figura 6.6 - Diagrama ^{87}Rb (ppm) vs. ^{86}Sr (ppm), para os três grupos de turmalinas.

Figura 6.7 - Diagrama $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, para os três grupos de turmalinas.

Figura 6.8 - Diagrama $1/\text{Sr}$ (ppm) vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, para os três grupos de turmalinas.

Figura 6.9 - Diagrama relacionando as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ atuais.

Figura 6.10 - Gráfico ϵ_{Nd} vs. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, considerando que o turmalinito estratiforme é de origem singenética (idade mínima 2,54Ga) e as turmalinas dos halos de alteração e dos veios mineralizados formaram-se durante o Evento Tranzamazônico em 2,075Ga.

Figura 6.11 - Gráfico ϵ_{Nd} vs. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, considerando que a turmalina do turmalinito estratiforme e as turmalinas dos halos de alteração e dos veios mineralizados formaram-se durante o Evento Tranzamazônico em 2,075Ga devido ao metamorfismo e as alterações hidrotermais.

CAPÍTULO 07

Figura 7.1 - Proposta de modelo genético para a formação do turmalinito, halos de turmalinização e veios mineralizados: 1) início da circulação de fluidos na pilha de sedimentos; 2) convecção e subida de fluidos, dando origem a focos exalativos; 3) deposição de turmalinito e sedimentos carbonáceos; 4) continuação da deposição de sedimentos carbonáceos; 5) sedimentação de formação ferrífera bandada; 6) diagênese; 7) primeira fase de deformação compressiva, dando origem a foliação principal paralela ao acamamento; 8) início da segunda fase de deformação extensional, gerando fraturas, falhas, *boudinage* e dobras; 9) migração de fluidos das rochas encaixantes e introdução do sistema mineralizante; 10) início do processo de mineralização do turmalinito e das encaixantes, 11) formação dos halos de turmalinização e dos veios mineralizados.

LISTA DE FOTOGRAFIAS

CAPÍTULO 03

Foto 3.1 - Vqts encaixado na zona de contato entre o filito carbonáceo e o quartzito sericítico, Mina Chico Rei, Ouro Preto .

Foto 3.2 - Vqts subvertical, encaixado na formação ferrífera bandada, Mina Chico Rei, Ouro Preto .

Foto 3.3 - Zona de contato entre o quartzito sericítico da Formação Moeda e o Vqts. No topo do quartzito sericítico, próximo ao contato com o veio, os níveis sericíticos encontram-se altamente turmalinizados, Mina Duas Bocas, Ouro Preto.

Foto 3.4 - Foto do croqui anterior. Turmalinito no topo da rocha carbonática (base) em contato com o biotita xisto carbonáceo (topo), Mina da Passagem, nível 175.

Foto 3.5 - Vqts acima do turmalinito estratiforme contendo brechas da rocha carbonática, Mina da Passagem, nível 265.

Foto 3.6 - Brechas de itabirito imersas na massa de Vqts, no Sindicato, Mina da Passagem, nível 265.

CAPÍTULO 04

Foto 4.1 - Turmalinito estratiforme mineralizado sobre sericita-quartzo xisto, apresentando padrão fitado devido à colocação de Vqts paralelamente à foliação principal. Nível 265, Mina da Passagem.

Foto 4.2 - Amostra de mão de turmalinito mineralizado composto quase que exclusivamente por turmalina e arsenopirita, Mina da Passagem.

Foto 4.3 - Brechas de turmalinito associadas ao veio mineralizado (Vqts), posicionadas na base da unidade carbonática. Nível 265, Mina da Passagem.

Foto 4.4 - Nível de turmalinito foliado e dobrado, posicionado sobre o quartzo-sericita xisto, na Mina Duas Bocas.

Foto 4.5 - Halo de turmalinização no quartzito sericítico, na zona de contato com o Vqts, no Sindicato, Mina da Passagem.

Foto 4.6 - Turmalinização em rocha carbonática na zona próxima ao contato com o Vqts, na Mina da Passagem.

Foto 4.7 - Turmalinização no quartzito sericítico próximo ao Vqts, Mina Duas Bocas.

Foto 4.8 - Halo de turmalinização no quartzo-sericita xisto na borda do Vqts, concordante com a foliação principal da encaixante, na Mina Mata Cavallo.

Foto 4.9 - Vqts com brecha de turmalinito, na Mina da Passagem.

Foto 4.10 - Vqts com brecha de turmalinito, na Mina Mata Cavallo. Esta porção do veio está na zona de contato entre o itabirito (Capa) e o serita-quartzo xisto (lapa).

Foto 4.11 - Vqts pobre em arsenopirita, em contato com o quartzito sericítico exibindo aglomerados de turmalina e halo de turmalinização na encaixante, na Mina Duas Bocas.

Foto 4.12 - Vqts com aspecto bandado, encaixado no quartzito sericítico, posicionado próximo ao contato com o quartzo sericita xisto, na Mina Duas Bocas.

Foto 4.13 - Turmalinito estratiforme composto por turmalina e matéria carbonácea. A turmalina é subidiomórfica e a matéria carbonácea ocorre na forma de inclusões e também nos contatos entre os grãos de turmalina. Luz plano-paralela. Mina da Passagem.

Foto 4.14 - Turmalinito deformado exibindo dobras fechadas e clivagem de crenulação definida pelo alinhamento de ripas de matéria carbonácea. Plano de corte perpendicular ao da foliação principal (XZ). Luz plano-paralela. Mina Scliar.

Foto 4.15 - Brecha de turmalinito. O turmalinito é formado por finas camadas de turmalina com matéria carbonácea. Plano de corte perpendicular ao da foliação principal (XZ). Luz plano-paralela. Mina da Passagem.

Figura 16a - Detalhe da Foto 15, em luz transmitida plano paralela, mostrando zona de contato do veio com o fragmento de turmalinito e a presença de quartzo na matriz.

Figura 16b - Detalhe da Foto 15, em luz refletida, onde se pode notar pequenos cristais de arsenopirita na matriz de turmalinito e o cristal de arsenopirita do veio penetrando na matriz do turmalinito.

Foto 4.17a - Turmalinito estratiforme sem deformação, exibindo cristais de turmalina com arranjo aleatório. Plano de corte perpendicular ao da foliação principal (XZ). Luz plano-polarizada. Mina Scliar.

Foto 4.17b - Detalhe da imagem anterior, vista ao microscópio em luz plano-polarizada, mostrando detalhe dos cristais de turmalina, arranjados aleatoriamente e envolvidos por porções ricas em matéria carbonácea. Mina Scliar.

Foto 4.17c - Detalhe da imagem anterior, vista ao microscópio em luz plano-polarizada, mostrando em detalhe um cristal de turmalina com núcleo repleto de matéria carbonácea. Mina Scliar.

Foto 4.18 - Vista da lâmina delgada-polida do turmalinito estratiforme exibindo acamamento definido pela alternância de camadas de turmalina com diferentes granulações. Mina Mata Cavalo.

Foto 4.19 - Fragmento de turmalinito dobrado (brecha) imerso em Vqts. Polarizador cruzado. Mina Mata Cavalo.

Foto 4.20a - Vista da lâmina delgada polida exibindo halo de turmalinização no sericita-quartzo xisto da base da mineralização. O halo é bandado a turmalina e quartzo, sendo a banda de quartzo rica em arsenopirita. Plano de corte perpendicular ao da foliação principal (XZ). Mina da Passagem.

Foto 4.20b - Detalhe, ao microscópio da banda rica em turmalina do halo de turmalinização supracitado, exibindo uma dobra. Mina da Passagem.

Foto 4.21 - Vista da lâmina delgada polida da turmalinização do sericita-quartzo xisto da base da mineralização. Este halo exibe uma porção biotítica na base e outra turmalínica rica em arsenopirita, no topo. Mina Mata Cavalo.

Foto 4.22 - Aglomerado de turmalina associado ao veio de quartzo-turmalina-arsenopirita. A turmalina é de granulação grossa e exibe zoneamento de cor. Na porção inferior direita da foto, aparece um fragmento de turmalinito dobrado. Luz plano polarizada. Mina Mata Cavalo.

Foto 4.23 - Turmalina associada do veio de quartzo-turmalina-arsenopirita encaixado no sericita-quartzo xisto da base da mineralização. Os cristais de turmalina exibem extinção ondulante além de zoneamento de cor e inclusões de turmalina. Luz plano polarizada. Mina da Passagem.

Foto 4.24 - Principais associações da matéria carbonácea com as rochas ricas em turmalina. **a)** Níveis de matéria carbonácea no turmalinito estratiforme, na Mina da Passagem. **b)** Níveis de matéria carbonácea associada aos níveis de turmalina e carbonato no turmalinito encaixado na unidade carbonática, na Mina da Passagem. **c)** Matéria carbonácea disseminada entre os cristais de turmalina do turmalinito estratiforme, na Mina da Passagem. **d)** Aglomerado de matéria carbonácea no fragmento de turmalinito associado ao veio de quartzo-turmalina-arsenopirita, na Mina da Passagem. **e)** Matéria carbonácea disseminada entre os cristais de turmalina, quartzo e arsenopirita, em halo de turmalinização, na Mina da Passagem. **f)** Inclusões na forma de poeira, nos cristais de turmalina do turmalinito estratiforme, na Mina da Passagem.

ABREVIATURAS (Kretz 1983; Koch 1999; *Mineralogical Association of Canada* 2003)

a) Nomes de Minerais

Albita	Ab
Arsenopirita	Apy
Biotita	Bt
Calcita	Cal
Calcopirita	Ccp
Clorita	Chl
Dravita	Drv
Matéria carbonácea	Mcarb
Minerais carbonáticos	Carb
Moscovita	Ms
Pirita	Py
Quartzo	Qtz
Rutilo	Rt
Sericita	Ser
Turmalina	Tur
Titanita	Ttn
Zircão	Zrn

b) Nomes de Rochas

Turmalinito	Turm
Quartzito sericítico	Qtzito
Sericita-quartzo xisto	Sqxisto
Biotita xisto	Bxisto
Quartzo-sericita xisto	Qsxisto
Filito	Fil
Formação Ferrífera Bandada	FBB
Rochas Carbonáticas	Rcarb
Metacherte	Mchert

c) **Outros**

Halo de alteração hidrotermal	Halo
Brecha	Brecha
Veio de quartzo-turmalina-sulfeto	Vqts
Veio de quartzo-carbonato-turmalina-sulfeto	Vcqts
ETR	Elementos Terras Raras
Quadrilátero Ferrífero	QF
Serra de Ouro Preto	SOP
Serra de Antônio Pereira	SAP
Anticlinal de Mariana	AM
Mina da Passagem	MP
Mina Mata Cavalo	MC
Mina Seliar	MS
Mina Chico Rei	MCR
Mina Duas Bocas	MDB
SGVR	Supergrupo Rio das Velhas
SGM	Supergrupo Minas

NOMENCLATURA (Best 1982)

Granulação Fina	< 1 mm
Granulação Média	1 – 5 mm
Granulação Grossa	> 5 mm

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 01

Tabela 1.1 - Principais ocorrências de turmalinito no Brasil.

CAPÍTULO 03

Tabela 3.1 - Síntese sobre a mineralização na área estudada.

CAPÍTULO 04

Tabela 4.1 - Parâmetros obtidos a partir dos espectros *Raman*.

Tabela 4.2 – Relações de campo das rochas ricas em turmalina.

CAPÍTULO 05

Tabela 5.1 - Membros finais naturais e hipotéticos do grupo da turmalina (Hawthorne & Henry, 1999).

CAPÍTULO 06

Tabela 6.1 - Dados isotópicos de Rb-Sr e Sm-Nd de turmalina da região sudeste do Quadrilátero Ferrífero-MG.

Tabela 6.2 - Principais possibilidades para a formação de turmalina na região do Anticlinal de Mariana.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE**

**ORIGEM DOS TURMALINITOS AURÍFEROS DA REGIÃO SUDESTE DO
QUADRILÁTERO FERRÍFERO-MG: EVIDÊNCIAS DE CAMPO, PETROGRAFIA,
QUÍMICA MINERAL E DADOS ISOTÓPICOS DE Nd E Sr**

RESUMO

TESE DE DOUTORADO

José Adilson Dias Cavalcanti

Os turmalinitos auríferos que ocorrem na região do Anticlinal de Mariana, sudeste do Quadrilátero Ferrífero, têm suscitado debates quanto à sua origem, podendo ser singenética e relacionada a focos exalativos ou epigenética atribuída a processos metamórficos ou ao magmatismo granítico.

O estudo realizado nos depósitos auríferos de Passagem, Mata Cavalo, Chico Rei, Scliar e Duas Bocas mostrou que existem três modos de ocorrência da turmalina associada aos depósitos auríferos da região: (T1) turmalina em corpos de turmalinitos estratiformes; (T2) turmalina nos halos de alteração hidrotermal das encaixantes da mineralização; e (T3) turmalina em veios mineralizados. Apesar das diferenças composicionais, a turmalina foi classificada como dravita, pertence ao grupo das turmalinas alcalinas.

A correlação entre os dados de campo, petrografia, química mineral e isótopos de Nd e Sr, indicou que: i) a circulação profunda de fluidos gerou focos exalativos ricos em boro, que resultaram na precipitação do turmalinito estratiforme; ii) a formação da turmalina dos halos de turmalinização e dos veios mineralizados, está relacionada com a mistura de fluidos mobilizados das rochas encaixantes e daqueles provenientes do sistema mineralizante.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

**ORIGIN OF THE AURIFEROUS TOURMALINITES IN THE MARIANA
ANTICLINE REGION, SOUTHEASTERN QUADRILÁTERO FERRÍFERO (MG):
EVIDENCE FROM FIELD, PETROGRAPHY, MINERAL CHEMISTRY AND
ISOTOPE DATA**

ABSTRACT

DOCTORATE THESIS

José Adilson Dias Cavalcanti

Auriferous tourmalinites of the Anticlinal de Mariana region, southeastern Quadrilátero Ferrífero, have long raised debates regarding their origin. Genetic models have considered the tourmalinites as syngenetic, invoking the importance of exhalative focus, as well as epigenetic formed as a result of hydrothermal alteration and/or granitic magmatism.

This study was centred on the Passagem, Mata Cavalo, Chico Rei, Scliar and Duas Bocas gold deposits, where three distinct modes of tourmaline occurrences were identified: (T1) tourmaline as the essential component of stratiform tourmalinites; (T2) tourmalines concentrated as hydrothermal alteration envelopes around gold –bearing quartz-carbonate-sulphide veins; (T3) aggregates of tourmalines as part of gold –bearing quartz-carbonate-sulphide veins. In spite of their compositional differences, all belong to the group of alkaline tourmalines and are classified as dravite.

Combining field relationships, together with petrography, mineral chemistry and Nd and Sr isotope data, the following conclusions regarding the origin of the gold-related tourmalinites may be pointed out: i) boron-rich submarine exhalative fluids caused the syngenetic precipitation of the stratiform bodies of tourmalinites; ii) remobilization of boron, possibly by metamorphic fluids *sensuo stricto* derived from the metamorphic devolatilization of the enclosing rocks and deep-seated synmetamorphic fluids, may have caused the precipitation of vein-related tourmaline, as part of an epigenetic gold-bearing hydrothermal system.

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 - Apresentação do Problema e Objetivos

A associação de turmalinito e turmalina com depósitos minerais, particularmente com depósitos auríferos, tem sido descrita em diversas províncias metalogenéticas pré-cambrianas, tais como a Província *Superior* (Canadá), *Goldfield* e *Golden Dyke Dome* (Austrália), Cráton *Kaapvaal* e *Kéniéba* (África do Sul). No Brasil foi reconhecido um pequeno número de ocorrências de turmalinito na região centro-sul do país (Goiás, Minas Gerais, São Paulo, Santa Catarina e Rio Grande do Sul) que foram estudadas por Silva (1991, 1996) em terrenos arqueanos e proterozóicos (Tabela 1.1). Na região sudeste do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais), particularmente no domínio do Anticlinal de Mariana, há presença significativa de rochas ricas em turmalina (turmalinito estratiforme, halos de alteração hidrotermal e veios ricos em turmalina) associados aos depósitos auríferos. Os corpos de turmalinito estratiforme dessa região ocorrem freqüentemente encaixados na base das formações ferríferas bandadas, em seqüências de rochas metassedimentares do Paleoproterozóico, pertencentes ao Supergrupo Minas. Alguns desses corpos de turmalinito encontram-se mineralizados a ouro, sendo normalmente utilizados como um dos guias de prospecção do ouro na região. Marcante também é a associação espacial desses corpos de turmalinito com os veios mineralizados (veios de quartzo-carbonato-turmalina-arsenopirita e veios de quartzo-turmalina-arsenopirita). Há, também, turmalinito e turmalina em veios de quartzo que não possuem relação com a mineralização que se encontram encaixados nas rochas do Supergrupo Rio das Velhas (SGRV).

Nos diversos estudos realizados na região do Anticlinal de Mariana sobre as mineralizações auríferas, a ocorrência de turmalina associada a estes depósitos foram interpretadas como resultante de processos singenéticos (Fleischer & Routhier 1973) ou resultante da alteração hidrotermal associada aos processos mineralizantes (Vial 1988). É evidente a relação espacial existente entre as rochas ricas em turmalina e os depósitos auríferos na região do Anticlinal de Mariana (Eschwege 1833, Derby 1911, Emmons 1937, Dorr 1959, Guimarães 1965, Fleischer & Routhier 1973, Barbosa *et al.* 1974, Heineck *et al.* 1986, Vial 1988, Duarte 1991, Fleischer & Vial 1991, Ladeira 1991, Chauvet *et al.* 1994a, Chauvet *et al.* 1994b, Oliveira 1998, Cavalcanti 1999, Cavalcanti & Schrank 1999, Chauvet *et*

al. 2001). Entretanto, nenhum estudo com maior profundidade foi realizado sobre a origem do turmalinito e da turmalina, o que contribuiu para as controvérsias existentes sobre a gênese dos depósitos auríferos da região. Devido à estreita associação espacial, o estudo dos turmalinitos e das turmalinas podem fornecer informações adicionais para futuros estudos sobre a gênese ou ambiente de formação destes depósitos.

Com o intuito de preencher esta lacuna, o principal objetivo desta pesquisa é discutir a origem dos turmalinitos que ocorrem na região sudeste do Quadrilátero Ferrífero, pois tem se mostrado uma das questões mais polêmicas, particularmente na região do Anticlinal de Mariana, onde encontra-se associados a mineralizações auríferas importantes. Para alcançar tal propósito, esse trabalho concentrou-se na caracterização dos tipos de turmalina associadas a vários depósitos auríferos e em turmalinitos do Anticlinal de Mariana, com base em relações de campo, petrografia, química mineral e da geoquímica isotópica de Sr e Nd.

Tabela 1.1 – Principais ocorrências de turmalinito no Brasil (compilado de Silva 1991).

1	LOCALIDADE	UNIDADE ESTRATIGRÁFICA	2	ESPESSURA	ROCHAS ENCAIXANTES
1.	PASSAGEM DE MARIANA(MG)	SUPERGRUPO MINAS		0,1 a 3m	Pelitos, carbonatos, BIF's, vulcânicas máficas
2.	RIO OLIVEIRA /ITAPEMA(SC)	COMPLEXO BRUSQUE		0,1 a 10m	Cálcio-silicáticas, tufos máficos, pelitos
3.	SERRA DO ITABERABA(SP)	GRUPO SERRA DO ITUBERABA		-	Metabasaltos máficos, tufos, pelitos, cálcio-silicáticas, BIF's
4.	PILAR DO SUL (SP)	GRUPO SETUVA		-	Xistos máficos, quartzitos, gonditos, pelitos grafitosos
5.	PITANGUI / MATEUS LEME(MG)	GREENSTONE BELT PITANGUI		-	BIF's, cherts grafiticos, xistos máficos e ultramáficos
6.	IVAPORUNDUVA (SP)	GRUPO SETUVA		0,1 a 4m	Pelitos (localmente grafiticos), tufos fêlsicos
7.	ANÁPOLIS (GO)	SEQUÊNCIA SILVÂNIA		0,1	Pelitos (localmente grafiticos)
8.	CHAPADÃO (RS)	COMPLEXO PORONGOS		0,1 a 0,3m	pelitos
9.	GUARINOS (GO)	GREENSTONE BELT GUARINOS		0,1 a 4m	Pelitos e xistos máficos
10.	SÃO CAETANO (SP)	COMPLEXO EMBÚ		0,1 a 0,3m	Pelitos e xistos máficos

1.2 - Histórico da Pesquisa

Em agosto de 1995, teve início o projeto de iniciação científica “Estudo das influências das antigas minas subterrâneas de Ouro Preto na instabilidade das encostas e seu aproveitamento hídrico e turístico”. Este projeto foi realizado pela Sociedade Excursionista Espeleológica – SEE em associação com o Departamento de Mineração da Escola de Minas de Ouro Preto, sob coordenação do Prof. Hernani Motta Lima. Naquela época descobriu-se que existiam centenas de galerias ao longo da Serra de Ouro Preto e que muitas foram escavadas em busca do ouro, enquanto outras apenas para a captação de água. Foram identificados nove sítios de mineração ao longo da serra, entre escavações superficiais e subterrâneas, partindo do Veloso até a Mina da Passagem. Estas áreas são conhecidas como: Lavra do Coronel Veloso, Lavras de Lages-Antônio Dias, Lavra do Morro da Queimada, Lavra Saragoça, Lavra de São João, Lavra Tassara e do Moreira, Lavra do Sumaré, Lavra do Taquaral, Lavra do Morro Redondo e da Passagem (Figura 1.1).

Foi a partir desse projeto que surgiu a idéia de se estudar a mineralização aurífera da região. Em fevereiro de 1997, houve o prosseguimento da pesquisa em nível de mestrado, no Departamento de Metalogênese do Instituto de Geociências da Unicamp, sob orientação do Prof. Alfonso Schrank, abordando os controles lito-estruturais da mineralização aurífera. Dentre os nove sítios foi escolhido um, Lages-Antônio Dias, considerado o que melhor representa a distribuição lito-estratigráfica da mineralização na região de Ouro Preto. Além da dissertação de mestrado, esse projeto teve como resultado duas publicações: Cavalcanti *et al.* 1998, Cavalcanti & Schrank 1999.

A partir das discussões que se sucederam durante a apresentação da comunicação intitulada “Controles lito-estruturais dos corpos de turmalinitos auríferos da Serra de Ouro Preto-MG”, no 39º Congresso Brasileiro de Geologia, em 1998, é que ocorreu a idéia de se estudar os turmalinitos da região sudeste do Quadrilátero Ferrífero. Com a finalização do curso de mestrado, em fevereiro de 1999, teve início em meados do corrente ano a produção de um novo projeto, em nível de doutorado, visando estudar a origem dos turmalinitos e suas possíveis relações com a gênese da mineralização aurífera da região sudeste do Quadrilátero Ferrífero. E, finalmente, é apresentada a tese de doutoramento, cumprindo mais uma etapa desta pesquisa.

1.3 - Localização e Acesso a Área de Estudo

A área de estudo localiza-se no sudeste do Quadrilátero Ferrífero, região central de Minas Gerais, denominada Anticlinal de Mariana, muito conhecida devido à sua produção de ouro histórica, que remonta ao século XVIII, e que causou, naquele século, o deslocamento do eixo econômico do Brasil para o sudeste, simbolizado pela mudança da capital do Brasil de Salvador, na Bahia, para o Rio de Janeiro (Oliveira 1977). Na região sudeste do Quadrilátero Ferrífero, onde se localizam as cidades de Ouro Preto e Mariana, foi onde ocorreu o ciclo do ouro no século XVIII, mas atualmente toda atividade de extração de ouro está paralisada. A região tornou-se importante produtora de minério de ferro abrigoando grandes empresas, tais como a Companhia Vale do Rio Doce, Samarco e Samitri. Já as minas de ouro permanecem paralisadas sendo atualmente objetos de estudos realizados por empresas e universidades. Algumas minas também são utilizadas como atrativos turísticos (por exemplo as minas da Passagem e Chico Rei).

Fisiograficamente, o Anticlinal de Mariana constitui a terminação do Arqueamento Rio das Velhas (Gair 1962) e sua conformação geométrica é materializada pela Serra de Ouro Preto (aba sul) e pela Serra de Antônio Pereira (aba nordeste). O estudo foi realizado na porção sul do Anticlinal de Mariana, onde se situam as principais ocorrências e depósitos auríferos da região, com início no Veloso, em Ouro Preto e término na zona apical do anticlinal, em Mariana. Ao longo desse lineamento, ocorrem vários núcleos de mineração, que atualmente encontram-se praticamente sem atividade mineradora, a não ser por alguns garimpeiros que atuam nos rios e em algumas galerias na encosta da serra (Figura 1.1).

O acesso principal à região é feito através da Rodovia BR-040, a partir de Belo Horizonte, em direção ao Rio de Janeiro (30 km). Tomando a Rodovia dos Inconfidentes (70 km), chega-se a Itabirito; depois passa-se por Cachoeira do Campo e em seguida Ouro Preto; finalmente, por Passagem de Mariana e Mariana (Figura 1.2).

O acesso à Mina Mata Cavallo é feito a partir da cidade Mariana. Atravessando-se o Bairro Santo Antônio (Prainha), chega-se a um paredão de Itabirito com diversas entradas. A Mina da Passagem localiza-se em Passagem de Mariana e, por ser uma mina utilizada para turismo, o acesso é sinalizado tanto a partir de Ouro Preto quanto de Mariana.

As minas que se localizam em Ouro Preto possuem acessos através das ruas e becos da cidade (Figura 1.3). A Mina Chico Rei localiza-se no Palácio Velho (Antônio Dias) e o acesso

se dá a partir da Praça Tiradentes em direção ao Bairro Antônio Dias. A Mina Scliar localiza-se entre os bairros Antônio Dias e Lages com acesso a partir da casa do Sr. Carlos Scliar, próxima ao posto de gasolina das Lages. A Mina Duas Bocas também localiza-se no Bairro Lages e o acesso é a partir da drenagem de onde se vê, ao leste e ao alto, uma pequena entrada.

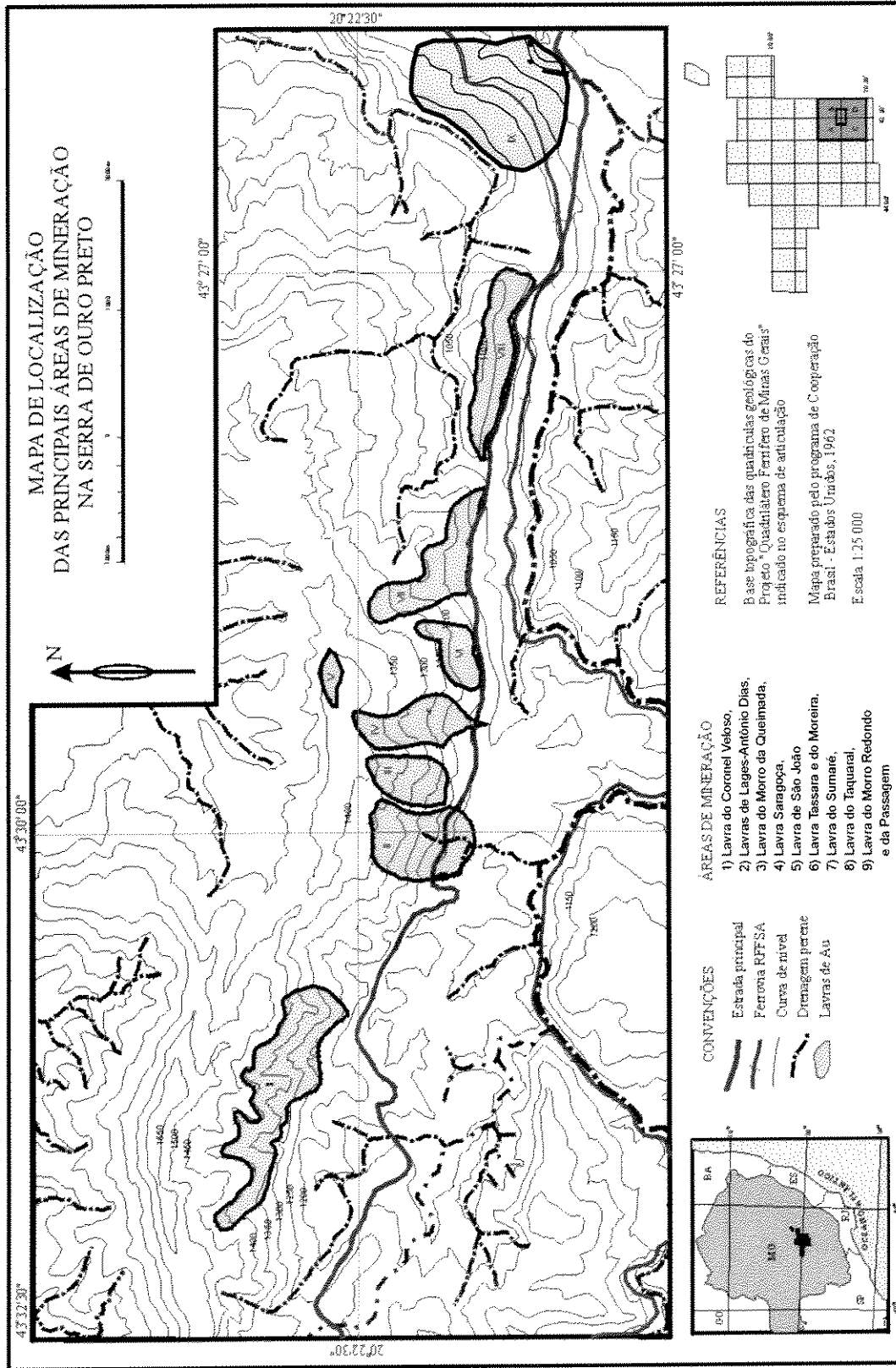


Figura 1.1 – Mapa com a localização das principais áreas de mineração no flanco sul do Anticlinal de Mariana, região sudeste do Quadrilátero Ferrífero (Compilado e modificado de Cavalcanti 1999).

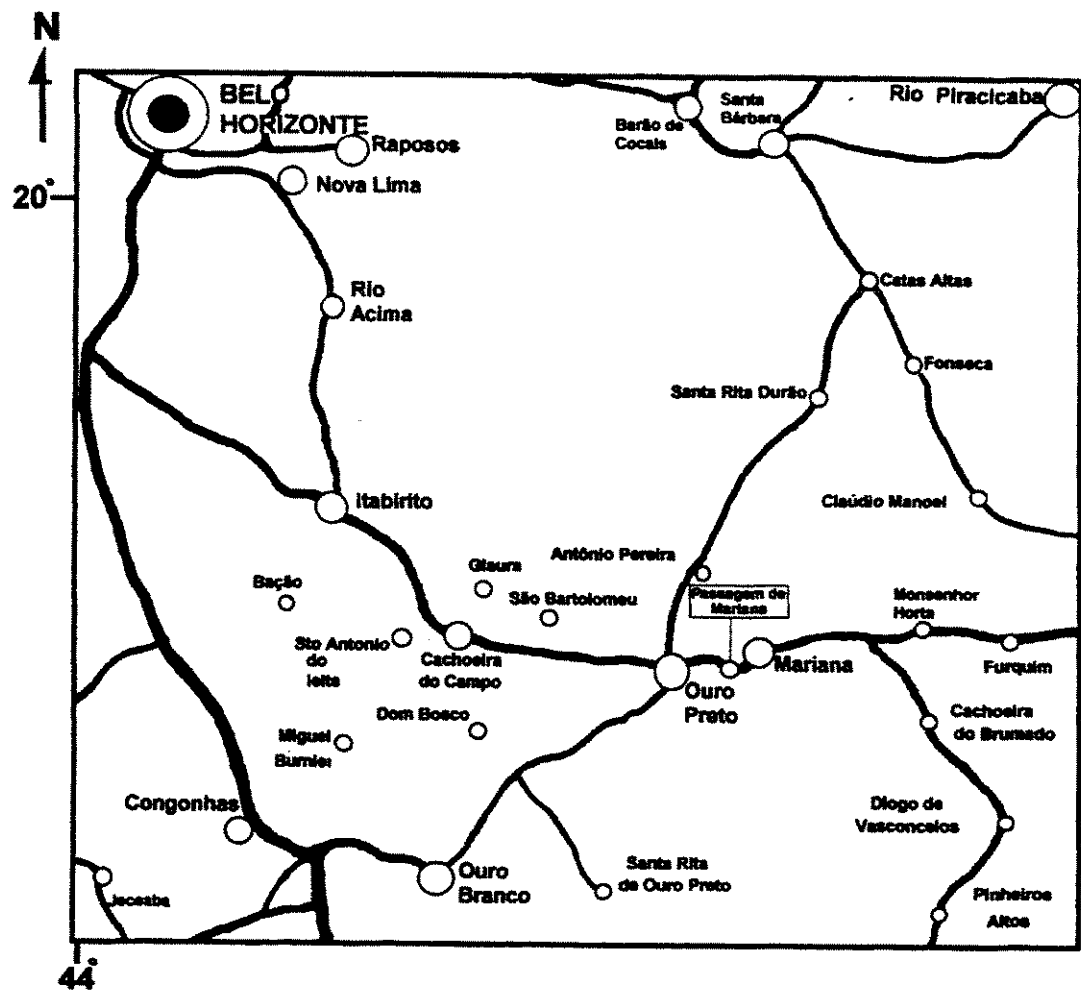


Figura 1.2 - Mapa das vias de acesso e localização das principais cidades situadas na área de estudo (extraído de Oliveira 1998).

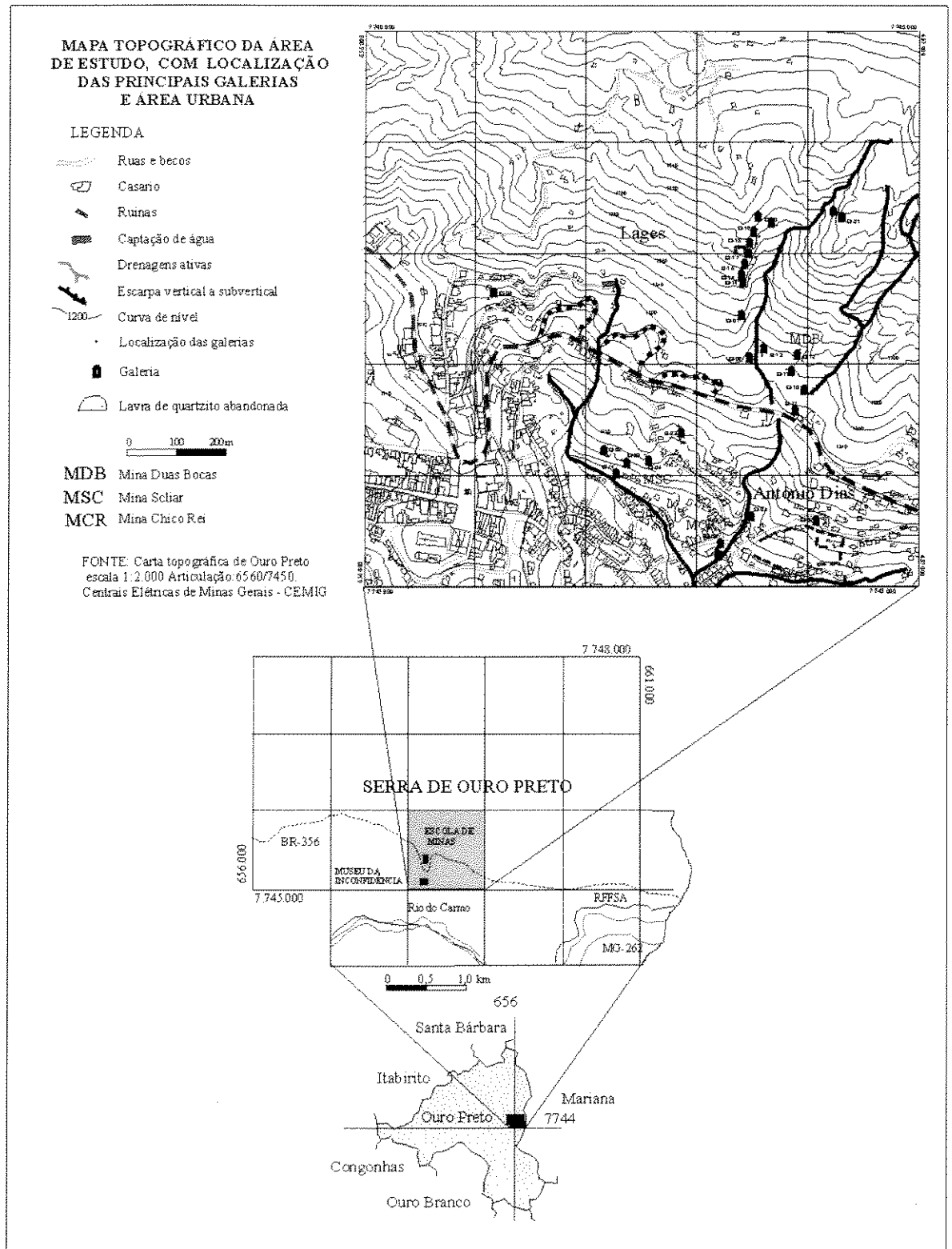


Figura 1.3 – Mapa de localização das minas Chico Rei, Seliar e Duas Bocas na região central de Ouro Preto (compilado de Cavalcanti 1999).

1.4 – Materiais e Métodos

1.4.1 – Trabalhos de Campo

A primeira fase da pesquisa foi direcionada para estudos da Geologia das rochas ricas em turmalina com o objetivo de localizar e estabelecer parâmetros descritivos tais como a geometria, as estruturas e o contexto lito-estratigráfico, além de definir (ou classificar) os principais modos de ocorrência da turmalina e do turmalinito nos diversos pontos estudados. Foram realizadas duas campanhas de campo que totalizaram 27 dias, em que foram estudadas áreas com turmalinito associado à mineralização aurífera (os dados de campo das pesquisas anteriores foram incorporados a este trabalho).

Os estudos de campo tiveram como objetivos principais:

- Localizar e descrever as principais ocorrências de turmalinitos da região, bem como estabelecer o contexto geológico e suas relações com as encaixantes e corpos de minérios.
- Realizar amostragem para estudos petrográficos, micro espectroscopia *Raman*, química da turmalina e isótopos de Nd e Sr.

Inicialmente, os trabalhos de campo foram direcionados para a localização das principais ocorrências dos corpos de turmalinito na região. Para tal, foi realizada uma pesquisa bibliográfica objetivando encontrar descrições das ocorrências dos turmalinitos na região e também uma pesquisa oral, direcionada aos professores do Curso de Geologia, da Escola de Minas de Ouro Preto, que desenvolvem pesquisa na região. Com isso, e munido de mapas, iniciou-se a busca pelos turmalinitos. Foram percorridos vários pontos no entorno do Complexo Bação e nos flancos sul e noroeste do Anticlinal de Mariana. Neste percurso, foram documentados vários pontos, levantaram-se perfis e coletaram-se diversas amostras.

Em seguida, foram selecionados os pontos para os estudos de detalhe, entre os quais se destacaram as minas da região de Lages-Antônio Dias (Chico Rei, Scliar e Duas Bocas), as minas da região de Passagem de Mariana (Passagem e Mata Cavalo). A região de Antônio Pereira e a Mina Santana, no flanco noroeste do Anticlinal de Mariana, foram excluídas, pois praticamente não foram encontrados afloramentos de turmalinitos, somente veios de quartzo-carbonato-turmalina-sulfeto, como aqueles que ocorrem na Mina da Passagem.

Nos trabalhos de campo foram levantados perfis geológicos nas minas da Passagem, Mata Cavalo, Chico Rei, Scliar e Duas Bocas, dando-se ênfase ao posicionamento dos corpos

de turmalinitos em relação à lito-estratigrafia, além de descrever, quando possível, a sua geometria e composição. Juntamente com os perfis, foi realizada a coleta de amostras de turmalinitos, encaixantes e veios.

Na Mina da Passagem foram levantados três perfis e diversas seções nos níveis 125, 175 e 265, e coletadas 80 amostras. Na Mina Mata Cavalo foram levantadas diversas seções transversais às galerias e coletadas 13 amostras. Na região central da Serra de Ouro Preto, onde se encontram as minas Chico Rei, Scliar e Duas Bocas, foram levantados vários perfis e coletadas 56 amostras. Juntas, as amostras totalizaram o número de 149.

1.4.2 – Análises Petrográficas

As amostras usadas nos estudos petrográficos foram selecionadas a partir da descrição macroscópica de um conjunto maior. A petrografia foi realizada em microscópio ótico utilizando luz transmitida e refletida em 120 lâminas delgadas-polidas de rochas encaixantes, turmalinito, halos de alteração hidrotermal e veios mineralizados. Estes estudos propiciaram a caracterização dos modos de ocorrência das turmalinas, definindo a sua composição mineralógica, texturas e estruturas. Possibilitou além disso, estabelecer as principais características da associação turmalina e turmalinito com a matéria carbonácea e a mineralização aurífera.

Foi utilizado o microscópio Axiophoto, instalado no Laboratório de Inclusões Fluidas do Instituto de Geociências da Unicamp, preparado para utilizar tanto a luz transmitida quanto a luz refletida equipado com um sistema estereoscópico com ocular de 10x e objetivas de 2,5x, 10x, 20x e 40x.

1.4.3 – Micro Espectroscopia *Raman*

A micro espectroscopia *Raman* é um método não destrutivo que pode ser usado para a caracterização do grau de cristalinidade da matéria carbonácea. Neste método, a amostra (lâmina delgada-polida) é submetida a um feixe de *laser* monocromático que passa por uma lente de grande abertura em um microscópio óptico. A radiação de fótons emitida pela amostra é coletada por esta mesma lente e enviada a um espectrômetro e monitorada por um detector

de fótons. O espectro obtido é função da intensidade (número de fótons) e do comprimento de onda do espectro, em Δcm^{-1} (Pateris & Wopenka, 1991).

Inicialmente, foi realizada uma caracterização petrográfica, utilizando o microscópio ótico, da matéria carbonácea associada aos turmalinitos, halos de turmalinização e aos veios mineralizados. Com a petrografia foi possível descrever a associação e o modo de ocorrência da matéria carbonácea. A partir dessa caracterização, a micro espectroscopia *Raman* foi utilizada para analisar o grau de cristalinidade da matéria carbonácea e fazer uma analogia com o metamorfismo que atuou na área estudada. Foram utilizadas: quatro amostras de turmalinito, a partir das quais realizaram-se seis análises; uma amostra de halo de turmalinização, da qual foram feitas cinco análises; e uma amostra de veio mineralizado, onde realizaram-se seis análises.

As análises foram realizadas no Laboratório de Micro Espectroscopia *Raman* do Instituto de Geociências da Unicamp, utilizando a microsonda T64000 Jobin Yvon, equipada com um detector CCD resfriado com nitrogênio (N_2), laser de 5145 Å (verde) e potência de 8 mW na superfície das amostras e o tempo de integração de 30 segundos (três vezes). O raio laser foi focado em um microscópio ótico com a objetiva de 100x. Também foi utilizado o *software Spectramax* versão 1.1 para determinar a intensidade e a espessura da meia-altura dos picos.

1.4.4 – Microsonda Eletrônica

A partir dos trabalhos de campo e das análises petrográficas, foram definidos os modos de ocorrência das turmalinas, suas associações e relações com as encaixantes, hospedeiras e mineralização aurífera. Com base nesses critérios, foram selecionadas 10 seções delgadas-polidas de turmalinitos, halos de turmalinização e veios com turmalina para as análises utilizando a microsonda eletrônica. Nessas seções foram realizadas 129 análises pontuais nas turmalinas; em alguns casos foram analisadas as mudanças composicionais que poderiam ocorrer no zoneamento de cor observado através do microscópio ótico.

Esse método teve como objetivo principal determinar a composição química das turmalinas. O conhecimento da composição química da turmalina propiciou uma avaliação das possíveis fontes de seus principais elementos, além de analisar as principais variações

composicionais em relação aos modos de ocorrência e suas associações com as encaixantes e/ou hospedeiras.

Nas análises foi utilizada a Microsonda CAMECA SX50 do Laboratório de Microsonda Eletrônica do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica do Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. As condições de operação foram: 15 KeV de voltagem, 10 nA de corrente, 1µm o diâmetro do feixe eletrônico e 30 segundos de contagem. As análises foram feitas por WDS utilizando como padrões analíticos minerais e compostos sintéticos: ¹F(caf2) - fluorita; ²Mg(MnHo) – Mn-olivina; ³Al(anor) - anortita; 4Ti(TiO) - rutilo; ²Fe(MnHO) – Mn-olivina; ²Ni(NiO) – óxido de níquel; ¹Cl(Clap) – cloroapatita; ¹K(asbe) - microclínio; ²Ca(anor) – anortita sintética; ³Cr(Cr₂O₃) – óxido de cromo; ²Mn(MnHO); ¹Na(Jade) - jadeíta; Si(anor) – anortita sintética; e efeito de correção PAP (Bastin *et al.* 1984, Potts *et al.* 1995). Para o tratamento dos dados, foram utilizados os seguintes *softwares*: TOURMAL (Yavuz 1997) para o cálculo das proporções moleculares entre Al-Fe-Mg e Ca-Fe-Mg; CLASSTOUR (Yavuz *et al.* 2002) para a classificação dos minerais do grupo da turmalina; e ORIGIN 6.1 para a elaboração final dos gráficos.

1.4.5 – Concentração de Minerais

Os concentrados de turmalina foram obtidos no Laboratório de Concentração de Minerais Pesados, do Instituto de Geociências da Unicamp. A concentração de turmalina foi direcionada para a obtenção de amostras com um máximo de pureza possível (98%). Para tal, foi seguido o fluxograma de atividades descrito abaixo.

Na primeira etapa foi realizada a britagem, seguida de moagem e peneiramento, de onde se obteve uma fração fina (passante em 20 *mesh*) e outra grossa do concentrado de turmalina (retido em 20 *mesh*). As amostras da fração mais grossa foram guardadas. As amostras da fração fina foram levadas em seguida para a mesa vibratória a fim de retirar os minerais mais leves (filossilcatos). Como resultado, obtivemos concentrados constituídos principalmente de turmalina, quartzo e arsenopirita. Estes concentrados, em seguida, passaram por colunas de Bromofórmio, de onde extraiu-se uma grande quantidade de quartzo. Como algumas amostras continham muita arsenopirita, estas passaram por colunas de Iodeto de

Metileno, de onde extraiu-se grande quantidade de arsenopirita. Em seguida, utilizaram-se peneiras descartáveis, com o objetivo de separar as turmalinas pela granulometria, de onde obtivemos um concentrado mais fino (passante em 100 *mesh*) e outro mais grosso (retido em 100 *mesh*). Estes concentrados foram levados a lupa bi-ocular estereoscópica para a separação final de onde foram obtidas amostras de aproximadamente cinco gramas.

1.4.6 – Análises Isotópicas de Sm-Nd e Rb-Sr

Estas sistemáticas foram escolhidas com o objetivo de aprofundar as discussões sobre as possíveis fontes de fluidos ricos em boro que contribuíram para a formação das turmalinas do turmalinito, dos halos de alteração hidrotermal e dos veios mineralizados. Foram selecionadas nove amostras para as análises de Sm-Nd e Rb-Sr, obtidas a partir dos concentrados de turmalina (item anterior) dos turmalinitos, das encaixantes e dos veios mineralizados.

Análises de Sm-Nd

O método utilizado foi o descrito por Gioia & Pimentel (2000). Cerca de 50 mg de turmalina foram misturados a uma solução *spike* e dissolvidas em cápsulas *Savillex* em bombas *Teflon*. A extração de Sm e Nd foi feita em colunas contendo resina *LN-Spec*. As amostras para Sm-Nd foram analisadas no espectrômetro de massa Finnigan MAT 262, do Laboratório de Geocronologia, do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

As incertezas para as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ estão em torno de $\pm 0,2\%$ (2σ) e $\pm 0,005\%$ (2σ), respectivamente, baseadas em análises repetidas de padrões internacionais BHVO-1 e BCR-1. As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219 e a constante de decaimento (σ) usada foi de $6,54 \times 10^{-12}$.

Análises Rb-Sr

As análises foram realizadas por diluição isotópica utilizando *spikes* de ^{85}Rb e ^{84}Sr . As amostras foram dissolvidas com HF + HNO₃ a 60°C em uma coluna de troca iônica convencional com resina AG50WX8 (200-400#). As análises isotópicas foram realizadas no

espectrômetro de massa VG ISOMASS 354, como descrito por Kawashita (1972), com algumas modificações, no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da USP e o padrão utilizado foi o NBS 987 = 0,710247. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram corrigidas do fracionamento de massa normalizado para o valor de 0,1194 de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Os erros relacionados para a razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{Isr})$ ocorreram no nível 2s. Durante os trabalhos, foram realizadas análises usando o padrão NBS-987 com médias $0,71026 \pm 0,00002$ (Is).

1.5 – Turmalinitos, Turmalinização e Turmalina

1.5.1 – Conceitos fundamentais

Os “turmalinitos” são unidades litológicas estratiformes, concordantes com as rochas hospedeiras, contendo mais de 20% em volume de turmalina (Slack *et al.* 1984). Essas rochas mantêm perfeita concordância com terrenos polídeformados e podem ser traçadas continuamente como uma unidade litoestratigráfica. Outro termo muito utilizado na literatura intitula-se “rochas ricas em turmalina” (*tourmaline-rich rocks*), sendo geralmente atribuído às rochas que não são estratiformes e que se encontram associadas a pegmatitos, veios metamórficos e halos de turmalinização. Há controvérsias quanto ao uso do termo turmalinito, que no Brasil chegou a ser chamado de “carvoeira” (Eschwege 1833, Ladeira 1991). Em algumas publicações, os termos “turmalinitos” e “rochas ricas em turmalina” têm sido usados como sinônimos, sem relacioná-los com a geometria nem com a gênese.

Estudos recentes têm demonstrado que os turmalinitos estão presentes em muitos terrenos metassedimentares e metavulcânicos de idades que se estendem desde o Aqueano até o Permiano, além de associarem-se a importantes depósitos minerais de Pb, Zn, Ag, Sn, Au e outros, em diversas províncias minerais espalhadas pelo globo (Fleischer & Routhier 1973, Ethier & Campbell 1977, Taylor & Slack 1984, Plimer 1986, Robert & Brown 1986(a,b), Bone 1988, Vial 1988, Clarke *et al.* 1989, Byerly & Palmer 1991, Dommanget *et al.* 1993, Slack *et al.* 1993, Jiang *et al.* 1995, Jingwen 1995, London & Manning 1995, Stevem & Moore 1995, Cleland *et al.* 1996, Garba 1996, Griffin & Slack 1996, Slack 1996, Pesquera &

Velasco 1997, Bone 1998, Cavalcanti & Schrank 1999, Jiang *et al.* 1999, Lerouge *et al.* 1999, Harraz & Sharkawy 2001, Jiang *et al.* 2002, Torres-Ruiz *et al.* 2003).

Os turmalinitos são compostos, principalmente, por turmalina e quartzo, mas podem conter quantidades apreciáveis de feldspatos, muscovita, biotita, clorita, flogopita, stilpnomelana, granada, apatita, rutilo, sulfetos, Fe-dolomita, grafita, e material carbonáceo (Slack *et al.* 1984, Plimer 1986, Garba 1996, Pesquera & Velasco 1997, Harraz & Sharkawy 2001). O metamorfismo pode provocar o desenvolvimento de granulação mais grossa na turmalina, gerando zoneamento composicional e até mesmo remobilizá-la, o que é relativamente comum em terrenos altamente deformados (Plimer 1986). Estudos recentes têm mostrado que a turmalina pode ser substituída durante eventos hidrotermais e metamórficos, como no depósito de Sullivan, onde localmente a turmalina foi substituída por clorita, muscovita e/ou albita durante atividade hidrotermal (Slack 1996).

Existem muitas controvérsias quanto à origem dos turmalinitos, mas a maioria dos estudos têm atribuído sua origem a processos pré-metamórficos, normalmente relacionados a processos hidrotermais submarinos ou evaporíticos (Pesquera & Velasco 1997). Entretanto, diferentes modelos têm sido discutidos, tais como: substituição pré-metamórfica, exalativo singenético, soluções coloidais, evaporítico, metassomatismo de contato e regional.

A origem pré-metamórfica é atribuída a substituição dos sedimentos ou rochas vulcânicas aluminosas a partir de sua reação com fluidos ricos em boro. Slack *et al.* (1993), por sua vez, propuseram uma reação geral para a formação de turmalina metassomática a partir de sedimentos aluminosos em Broken Hill:



Esta reação utiliza argila detrítica, mica, clorita e feldspato dos sedimentos, mas não o quartzo que é um importante produto da reação. Outras reações podem ser escritas utilizando diferentes assembléias minerais de outros tipos de rochas. Como exemplo podemos citar, riolitos e dacitos que foram protólito de turmalinitos de outras áreas ricas em rochas vulcânicas félsicas (Croway 1986, Trägårdh 1990, Nie 1993, Bandyopadhyay *et al.* 1993: in Slack 1996).

Dados de campo e geoquímicos têm demonstrado que os turmalinitos podem ter sua origem relacionada a processos exalativos singenéticos e a maior evidência desse processo é a ocorrência de turmalinitos em contato direto com depósitos de sulfetos estratiformes e formações ferríferas (Ethier & Campbell 1977, Slack 1982, Slack *et al.* 1984, Plimer 1986, Spry 1990). Neste modelo, o boro é concentrado no assoalho oceânico a partir de focos exalativos salinos quentes que reagem com sedimentos aluminosos para formar turmalina ou um mineral precursor. A formação destes turmalinitos pode ocorrer por meio da lixiviação hidrotermal submarina profunda de boro (Slack 1982, Plimer 1986, Palmer & Slack 1989). O boro é lixiviado de sedimentos marinhos, rochas vulcânicas félsicas ou evaporitos e transportado em fluidos hidrotermais na forma de moléculas de $B(OH)_3$, precipitando-se como turmalina, ou um mineral precursor, próximo ou na interface sedimento-água (Slack 1996).

Em ambientes evaporíticos, a turmalina provavelmente forma-se através de fases precursoras. Modelos envolvendo diagênese de boratos *in situ* podem ser descartados, pois estes são altamente solúveis, inibindo assim a produção de turmalinas. Precursores de turmalinas neste ambiente são misturas de silicatos ferro-magnesianos, clorita e borossilicatos de Na+Ca (redmergerita e siarlesita), abundantes em depósitos evaporíticos lacustrinos (Milton *et al.* 1960). A formação de turmalina a partir de um mineral precursor ocorre na diagênese. Reações em sub-superfície de fluidos ricos em boro com illita/smectita + clorita podem resultar na precipitação de grandes quantidades de turmalina (Slack *et al.* 1984).

O metassomatismo de contato, próximo às intrusões de granitóides, pode gerar turmalinitos (Black 1971, Shearer *et al.* 1984, London *et al.* 1996). Neste tipo de ambiente, os turmalinitos formam-se, principalmente, por metassomatismo de rochas pelíticas aluminosas. Em alguns casos, somente o boro é introduzido (Kretz *et al.* 1989); em outros, o metassomatismo introduz Si, Fe, Mg, Al, Ca, enquanto o P, Na, K, Ba, Sr e o Rb são comumente removidos (Black 1971, Shearer *et al.* 1984, Fortey & Cooper 1986, Kretz *et al.* 1989).

Concentrações de turmalina em terrenos metamórficos de alto grau são raras, isto porque o boro geralmente fica retido em sedimentos clásticos e outras litologias durante o metamorfismo da fácies anfíbolito a granulito (Henry & Dutrow 1998, Leeman *et al.* 1992). No distrito de Broken Hill, por exemplo, turmalinitos discordantes formaram-se por

remobilização de turmalinitos estratiformes pré-metamórficos durante deformação e metamorfismo (Slack *et al.* 1993).

No presente estudo, o termo “rochas ricas em turmalina” é utilizado para descrever as diversas associações da turmalina, sejam os turmalinitos, os halos de turmalinização ou os veios ricos em turmalina. O termo “Turmalinito” é aplicado para descrever as rochas compostas principalmente por turmalina (>60%), que ocorrem como corpos estratiformes e também na forma de níveis centimétricos contínuos nas unidades litológicas. O termo “Turmalinização” é usado para descrever os halos de alteração hidrotermal nas encaixantes em torno dos veios. Já para os veios que contêm turmalina, será utilizado o termo “veios ricos em turmalina”.

1.5.2 –Turmalinito e Turmalina em Depósitos Auríferos

A turmalina é um mineral de ganga encontrado em muitos tipos de depósitos minerais que contêm ouro, prata, tungstênio, cobre, estanho, chumbo, zinco, cobalto e/ou urânio (Fleischer & Routhier 1973, Ethier & Campbell, 1977, Slack *et al.* 1984, Taylor & Slack 1984, Plimer 1986, Bone 1988, Cavarretta & Puxeddu 1990, Dommanget *et al.* 1993, Slack *et al.* 1993, Jiang *et al.* 1995, Jingwen 1995, Steven & Moore 1995, Cleland *et al.* 1996, Garba 1996, Griffin *et al.* 1996, Jiang *et al.* 2002). As concentrações de turmalina associadas a depósitos estratiformes (*stratabound*), na maioria dos casos, representam o produto integral de sistemas hidrotermais locais (Slack 1996). Em depósitos filonianos hospedados em terrenos metamórficos, a turmalina representa o produto da alteração hidrotermal das rochas encaixantes ou é o resultado da precipitação direta de fluidos hidrotermais. Exemplos incluem depósitos auríferos mesotermiais do tipo *lode*, depósitos filonianos de metais básicos (Cu-Au e Pb-Zn-Ag) e, mais raramente, veios com Hg e Co (Slack *op. cit.*).

Exemplos da associação de turmalinitos com depósitos auríferos ocorrem em: Golden Dyke Dome, Austrália (Plimer 1986); Província de Goldfields Oriental, nos terrenos de Norseman da Austrália Ocidental (Groves *et al.* 1989); Sigma Mine, na Província Superior do Canadá (Jebrak *et al.* 1990); Kolar Goldfields da Índia (Siva Siddaiah & Rajamani 1992); Cráton Kaapvaal da África do Sul (Foster & Piper 1993); Loulo gold, oeste da África (Dommanget *et al.* 1993); Bin Yauri, na Nigéria (Garba 1996); Dorlin, na Guiana Francesa (Lerouge *et al.* 1999); Big Bell e Mount Gibson, em Yilgarn, na Austrália (Jiang *et al.* 2002).

Os turmalinitos auríferos que ocorrem em Golden Dyke Dome e Bin Yauri são considerados similares aos descritos em Passagem de Mariana (Plimer 1996, Garba 1996).

Os turmalinitos ocorrem em cinco níveis estratigráficos distintos nos terrenos metassedimentares e metavulcânicos do Paleoproterozóico em Golden Dyke Dome (Austrália), estando hospedados em rochas metassedimentares pelíticas carbonáceas e associados a outros exalitos (Plimer 1986). O ambiente geológico, as associações com exalitos, as estruturas sedimentares e a química dos turmalinitos excluem sua origem por meio de fluidos derivados da cristalização de granitos. Plimer (1986) concluiu que esses turmalinitos precipitaram-se a partir de fluidos exalativos submarinos e ainda propôs similaridades entre o depósito aurífero de Golden Dyke Dome e o depósito de Passagem de Mariana, com base nas interpretações de Fleischer & Routhier (1973).

Em Bin Yauri (Nigeria), a mineralização aurífera também possui estreita relação com turmalinitos e turmalinas, que ocorrem em três tipos distintos: i) turmalinito *stratabound* confinado a sedimentos pelíticos, ii) turmalina em assembléia de alteração hidrotermal nas encaixantes, e iii) turmalina em veios auríferos de quartzo e quartzo-carbonatos (Garba 1994). Este autor concluiu que existem pelo menos dois estágios de formação de turmalina: um primeiro envolvendo a formação de turmalinito singenético-diagenético, e o segundo, de natureza epigenética, possivelmente derivado da desidratação e da devolatilização de seqüências metassedimentares que contêm turmalinito.

No depósito aurífero de Loulo (oeste da África), a mineralização encontra-se restrita a zonas turmalinizadas e mostra várias feições que são comuns em outros depósitos minerais de origem submarino-exalativa, como demonstrou Slack (1982). Este depósito apresenta concentrações de turmalina em *pipes* e camadas estratiformes (Dommanget *et al.* 1993).

Já, na área de estudo, os turmalinitos associam-se a vários depósitos auríferos localizados no flanco sul do Anticlinal de Mariana e também nas supracrustais do Supergrupo Rio das Velhas. Na região do Anticlinal de Mariana, os turmalinitos estratiformes possuem grande extensão lateral e constituem um dos minérios. As turmalinas, além de constituírem turmalinitos estratiformes, encontram-se também associadas aos halos de alteração hidrotermal hospedados nas rochas encaixantes da mineralização, e na forma de agregados maciços nos veios mineralizados. Um outro modo de ocorrência dos turmalinitos é sob a forma de brechas que se encontram associadas aos veios mineralizados.

CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 – Quadrilátero Ferrífero

O Quadrilátero Ferrífero (QF) é uma das principais províncias metalogenéticas do Brasil. Os depósitos auríferos mais conhecidos da região são: Morro Velho, Cuiabá, Raposos, São Bento e Passagem de Mariana. A região do Anticlinal de Mariana, no sudeste do Quadrilátero Ferrífero, é de grande interesse científico e também bastante conhecido por sua produção aurífera histórica de, aproximadamente, 350 toneladas de ouro (Lanari 1977), a qual remonta ao período colonial. A denominação “Quadrilátero Ferrífero”, de acordo com Dorr (1959), foi proposta por Gonzaga Campos em alusão aos depósitos de minério de ferro situados em quatro cidades: Mariana, Congonhas, Itabira e Itaúna, que se posicionam nos vértices de um quadrilátero.

O Quadrilátero Ferrífero localiza-se no extremo sul do Cráton São Francisco e corresponde a uma porção da crosta estabilizada desde o Neoproterozóico, sendo que no Arqueano fazia parte de um bloco mais extenso denominado Cráton Paramirim (Almeida 1977, 1981). A região é balizada por dois grandes eventos tectono-metamórficos, o Transamazônico e o Brasileiro. No entanto, a partir das análises do acervo de dados geocronológicos disponíveis, Endo e Machado (2002) caracterizaram os seguintes ciclos geodinâmicos no QF e adjacências: i) Ciclo Rio das Velhas (2555 Ma a 2920 Ma); ii) Ciclo Transamazônico (1900 Ma a 2250 Ma); iii) Ciclo Espinhaço (1770 Ma a ?); e iv) Ciclo Brasileiro (450 Ma a 600 Ma). As unidades lito-estratigráficas que compõem a região são representadas pelos complexos metamórficos, o Supergrupo Rio das Velhas, o Supergrupo Minas e o Grupo Itacolomi (Figuras 2.1 e 2.2).

Já o arcabouço geomorfológico do QF possui morfologia em domos e quilhas (Marshak *et al.* 1997). Os domos correspondem às regiões de morros arredondados e altitudes em torno de 800 metros, formadas por rochas granitóides dos complexos metamórficos. As quilhas são sinclinais com bordas erodidas, representadas por grandes alinhamentos de serras em um nível altimétrico de 1000 metros. Nessas serras, as cristas são formadas por quartzitos e itabiritos do Supergrupo Minas, enquanto os xistos e filitos do Supergrupo Rio das Velhas preenchem as calhas dos sinclinais em um nível intermediário.

Idade	Supergrupo	Grupo	Formação	Litologia	Esp. Max. (m)		
PALEOPROTEROZOÍCO	Mínas	Itacolomi	Indiviso	ortoquartzitos, quartzitos (matriz ferruginosa), filitos quartzosos, filitos e conglomerados com seixos de itabiritos	>1000		
		Sabará	Indiviso	Discordância clorita-xistos, grauvacas, metatufos, conglomerados e quartzitos	>3000		
		Piracicaba	Barreiro	filitos e filitos grafitosos	150		
			Taboões	ortoquartzitos	125		
			Fecho do Fumil	filitos, filitos dolomíticos e dolomito silicoso	410		
			Cercadinho	quartzitos ferruginosos, quartzitos, filitos ferruginosos e dolomitos	600		
		Itabira	Gandarela	dolomitos, filitos dolomíticos e calcários	600		
			Cauê	itabiritos, itabiritos dolomíticos e hematíticos	350		
		Caraça	Batatal	filitos e filitos grafitosos	500		
			Moeda	quartzitos sericiticos, conglomerados e filitos	1000		
		ARQUEANO	Rio das Velhas	Maquiné	Indiviso	quartzitos, conglomerados, sericita-quartzo-xistos e filitos	>1800
				Nova Lima	Indiviso	filitos cloríticos, filitos grafitosos, metagrauvacas, formações ferríferas, quartzitos, <i>metacherts</i> , dolomitos, rochas máficas e ultramáficas	>4000
				Quebra Ossos	Indiviso	komatiitos, formações ferríferas e <i>metacherts</i>	>600
Complexos Metamórficos	Indiviso		Indiviso	Discordância erosiva e angular			
				gnaisses bandados, gnaisses migmatíticos, <i>augen</i> -gnaisses e granitos			

Figura 2.1 - Coluna lito-estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero (mod. Pflug 1968, Ebert 1968, Dorr 1969, Schorscher 1978, Schöll & Fogaca 1979, Karfunkel & Noce 1983, Freitas 1991, Rodrigues *et al.* 1993) compilada e adaptada de Endo (1997).

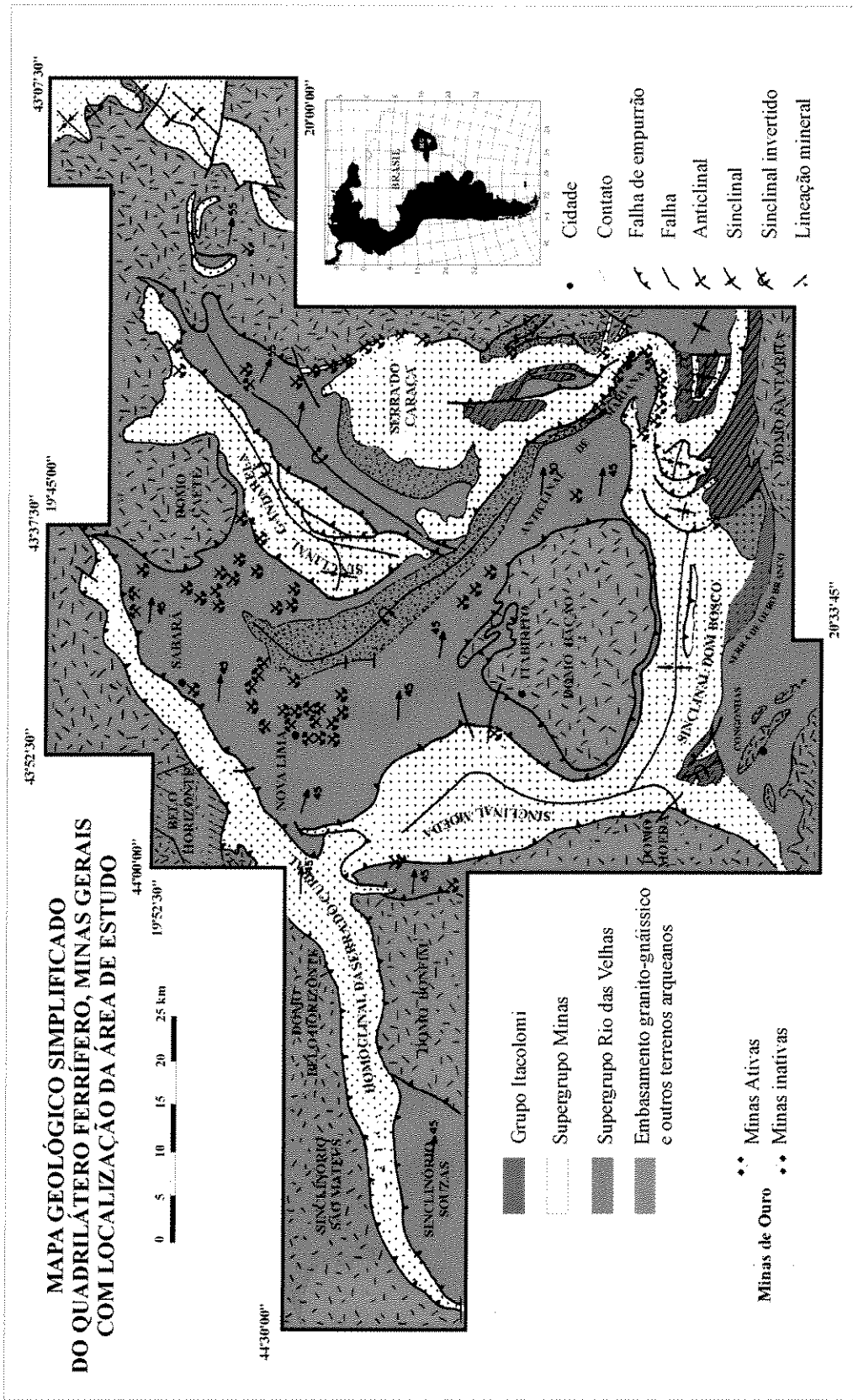


Figura 2.2: Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero com as unidades litoestratigráficas (modificado de Ladeira 1991).

2.2 – Litoestratigrafia do Anticlinal de Mariana

No domínio do Anticlinal de Mariana considera-se como envoltória da estrutura as duas grandes unidades lito-estratigráficas que afloram na região: o Supergrupo Rio das Velhas (SGRV) de idade arqueana, representado pelo Grupo Nova Lima, e o Supergrupo Minas (SGM), uma cobertura metassedimentar de idade paleoproterozóica, representado pelos grupos Caraça e Itabira, que ocorrem distribuídos ao longo de toda a estrutura antiformal (Figura 2.3).

2.2.1. Supergrupo Rio das Velhas

Constitui-se de uma seqüência vulcano-sedimentar, ou *greenstone belt* arqueano (Ladeira *et al.* 1981, Schorscher *et al.* 1982) na qual as unidades litológicas derivam de basaltos, komatiitos, lavas riolíticas e rochas sedimentares intercaladas (Alkmim & Marshak 1998). As datações U-Pb em zircões de lavas félsicas atingiram idade de 2,776 Ga, enquanto as datações em zircões detriticos e monazitas das unidades sedimentares do topo do supergrupo atingiram idade máxima de 2,857 Ga (Schrank e Machado 1996).

Na região do Anticlinal de Mariana, o Grupo Nova Lima localiza-se no centro da estrutura e está em contato tectônico com diferentes litologias. Pela divisão litoestratigráfica proposta no Projeto Rio das Velhas (Zucchetti *et al.* 1996), configura-se como o Bloco São Bartolomeu uma seqüência de rochas metassedimentares de fonte mista, nas fácies xisto-verde e anfibolito, representada pelas unidades Córrego Paina e Catarina Mendes. O bloco é composto por quartzo-clorita-biotita-sericita xisto, quartzo-sericita xisto, quartzo-clorita xisto, quartzo-carbonato xisto, filitos e xistos com granada e de camadas delgadas de filito carbonoso (Figura 2.3). O contato inferior só é observado na região do Complexo Bação, onde o mesmo se faz com as rochas granito-gnáissicas do complexo. Nas regiões de Passagem de Mariana e Ouro Preto, o contato com o quartzito da Formação Moeda é nitidamente tectônico (Naline 1993).

2.2.2. Supergrupo Minas

O Supergrupo Minas é uma unidade metassedimentar que sobrepõe discordantemente o Supergrupo Rio das Velhas. Foi descrito originalmente por Derby (1906) e Harder & Chambelin (1915) como Série Minas e subdividido por Dorr (1969) em quatro grupos, que seriam, da base para o topo: Tamanduá, Caraça, Itabira e Piracicaba. Ladeira & Viveiros (1984) apresentam uma nova divisão litoestratigráfica para o Supergrupo Minas omitindo o Grupo Tamanduá, ou seja, passa a ser constituído pelos grupos Caraça (unidade clástica basal), Itabira (unidade química intermediária) e Piracicaba (unidade químico-clástica superior). Neste estudo, consideramos como parte da envoltória do anticlinal de Mariana os grupos Caraça e Itabira, que são as principais unidades envolvidas com a mineralização.

Grupo Caraça

O Grupo Caraça é constituído pelas formações Moeda e Batatal. A Formação Moeda é composta por meta-conglomerados basais, quartzitos e filitos, que podem atingir espessuras de até 1000 metros (Wallace 1958), enquanto a Formação Batatal consiste de filitos sericíticos e grafitosos (Maxwell 1958, *apud* Dorr 1969), com espessura de até 500 metros (Alkmim *et al.* 1996). As rochas metassedimentares clásticas do Grupo Caraça apresentam idades máximas Pb-Pb e U-Pb em zircões detríticos de 2,65 Ga (Carneiro *et al.* 1995, Machado *et al.* 1992).

A Formação Moeda, na região do Anticlinal de Mariana, possui excelente exposição e constitui-se predominantemente de quartzitos claros, finos e sericíticos, em que as principais estruturas que se destacam são o acamamento e a foliação principal e, posteriormente, a crenulação e a lineação de crenulação. A Formação Batatal, nesta região, contém filitos e xistos carbonáceos, de cor cinza-escuro e espessura variando de poucos centímetros a 20 metros. O contato superior da Formação Batatal com a Formação Cauê é nitidamente tectônico e tem sido denominado de nível Passagem-Ouro Preto, que ocorre desde Ouro Preto até Antônio Pereira, de forma descontínua, com grandes quantidades de veios de quartzo-turmalina-sulfetos mineralizados a ouro (Ladeira *et al.* 1981).

Grupo Itabira

O Grupo Itabira é constituído pelas formações Cauê e Gandarela, que se encontram em contato gradacional. A Formação Cauê é composta essencialmente por formações ferríferas do tipo Lago Superior, enquanto a Formação Gandarela compõe-se de rochas carbonáticas e filitos. Na região do Anticlinal de Mariana ocorrem bordejando toda a estrutura antiformal (Figura 2.3), composta predominantemente por formações ferríferas bandadas (itabiritos típicos, dolomíticos e anfibolíticos) e filitos sericíticos. A Formação Gandarela é constituída principalmente por dolomitos e mármores dolomíticos, muitas vezes bandados, contendo níveis ferruginosos, com interrupções e adelgaçamento em torno da estrutura antiforme (Naline 1993). Os dados radiométricos indicam que o início da sedimentação das formações ferríferas começou em 2,54 Ga e a idade Pb-Pb para a sedimentação do topo da Formação Gandarela é 2420 Ma \pm 19 Ma (Babinsky *et al.* 1995).

2.2.3 - Litoestratigrafia e Mineralização

Estudos anteriores têm demonstrado a dificuldade de se identificar, em alguns pontos ao longo do anticlinal, as unidades estratigráficas envolvidas com a mineralização, podendo as mesmas pertencer tanto ao SGM, quanto ao SGRV, ou a mineralização estar posicionada na zona de contato entre as duas unidades (Vial 1988, Duarte 1991, Oliveira 1998, Chauvet *et al.* 1994a, Chauvet *et al.* 1994b). Isto ocorre, por exemplo, na Mina da Passagem, onde a mineralização associa-se a um complexo imbricado de litologias alteradas hidrotermalmente durante eventos metamórficos que afetaram a região. No contexto regional, tem-se afirmado que a lapa da mineralização é constituída de quartzo-sericita xistos interpretados como pertencentes ao SGRV ou quartzitos sericíticos pertencentes ao SGM, ao passo que a capa é composta de itabiritos do SGM e que a mineralização também está contida nestas unidades (Vial 1988).

De acordo com Oliveira (1998), a seqüência litológica envolvida na mineralização da Mina da Passagem é a seguinte, da base para o topo: quartzito, filitos e xistos carbonáceos, turmalinito, mármore, *metachert*, rocha quartzo-carbonática, moscovita-biotita xisto e itabirito (topo). Na Mina Mata Cavalo, Heineck *et al.* (1986) apresentaram as encaixantes da mineralização como sendo: biotita xistos e sericita-quartzo xistos do SGRV; quartzo xistos e quartzitos da Formação Moeda, além de itabiritos da Formação Cauê. No Palácio Velho,

Cavalcanti (1999) apresenta as seguintes encaixantes para a mineralização: quartzo-sericita xistos (lapa) pertencente ao SGRV, quartzitos sericíticos da Formação Moeda, filitos e xistos carbonáceos da Formação Batatal e formações ferríferas bandadas da Formação Cauê. Já Chauvet *et al.* (1994a, 1994b), propõem que a mineralização situa-se na zona de contato entre o SGRV (base) e o SGM (topo). De forma geral, pode-se dizer que a mineralização está presente tanto nas rochas do SGRV, quanto nas rochas do SGM.

2.3. Principais Estruturas Presentes no Anticlinal de Mariana

As principais estruturas presentes nas rochas da região do Anticlinal de Mariana são: acamamento, foliação metamórfica principal, clivagem e lineação de crenulação, lineação mineral, dobras, *boudins*, veios e falhas. Estas estruturas são comuns em toda a região do Quadrilátero Ferrífero.

O acamamento (So) encontra-se quase sempre obliterado devido aos esforços tectônicos regionais. Nos xistos do Grupo Nova Lima a sua caracterização é muito difícil, mas foi observado localmente por Ladeira *et al.* (1981) na Serra de Antônio Pereira, definido pela intercalação entre camadas delgadas de quartzito impuro e *metachert*, em escala de afloramento. No Quartzito Moeda, tal estrutura é caracterizada pela ocorrência de níveis conglomeráticos em toda a região. Nas formações ferríferas bandadas da Formação Cauê, o acamamento foi observado em toda a região, demarcado pela intercalação entre as camadas de sílica e hematita. Mendes e Passos (1996) observaram no Mármore Gandarela o bandamento composicional definido pela intercalação de níveis de dolomita, quartzo e magnetita. De forma geral, o acamamento (So) posiciona-se paralelamente à foliação principal (S₁).

A foliação principal (S₁) constitui a envoltória do Anticlinal de Mariana, definida pela orientação planar de minerais tais como sericita, grafita, hematita, carbonatos e anfibólios em todas as escalas. É um plano de fraqueza sobre o qual outras estruturas como foliação milonítica e as lineações minerais e de crenulação se desenvolveram.

A foliação milonítica aparece em estreitas zonas de cisalhamento próximo aos contatos litológicos onde ocorre a passagem gradual da superfície da foliação S₁, onde a magnitude de deformação foi menor, para superfície milonítica Sm, mais deformada. É materializada pela

disposição plano-paralela e localmente anastomosada de minerais micáceos. Possui orientação praticamente paralela à S_1 .

A clivagem de crenulação (S_2) é o resultado do microdobramento da foliação principal S_1 . Em alguns locais pode ser caracterizada como uma clivagem espaçada. A clivagem de crenulação ocorre em zonas estreitas, nas quais a foliação pré-existente foi reorientada, e também pela redistribuição de minerais pelo mecanismo de dissolução por pressão e precipitação (Nalini 1993). Foram observadas duas clivagens de crenulação com tramas praticamente perpendiculares, uma com orientação 13/05 e outra 87/10, nos xistos do SGRV.

A lineação mineral (L_m) foi observada, principalmente, no Quartzito Moeda, definida pelo alinhamento de minerais micáceos, anfibólios, cianita e ripas de quartzo. Na Serra de Ouro Preto, a lineação mineral apresenta dois valores mais freqüentes: 100/10-30 e SE/NW (Cavalcanti 1999) e na Mina da Passagem, 151/21 (Oliveira, 1998). Chauvet *et al.* (1994a, b) descreveram uma lineação de estiramento mineral que ocorre em toda a região do anticlinal, orientada N90-140, materializada nas rochas do Supergrupo Minas pela orientação de agregados micáceos.

A lineação de crenulação (L_{cre}) caracteriza-se pela orientação preferencial das charneiras das microdobras desenvolvidas sobre a foliação S_1 , tipicamente nas porções e litologias filossilicáticas. A L_{cre} está relacionada à clivagem de crenulação. Na Serra de Antônio Pereira, a L_{cre} possui orientação com máximo em 10/16 (Siqueira e Fontes 1996); em Passagem de Mariana, apresenta o valor máximo em 169/20 (Oliveira 1998); e na Serra de Ouro Preto com o valor máximo em 195/15 (Nalini 1993).

Em toda a região estudada foram caracterizadas pelo menos três gerações de dobras. A primeira geração (F_1) é representada pelo Anticlinal de Mariana, com amplitude de dezenas de quilômetros, definida como uma dobra normal aberta com eixo na direção N40 W e caimento para sudeste de 10 a 20 graus (Nalini 1993). O flanco sul é representado pela Serra de Ouro Preto e flanco nordeste pela Serra de Antônio Pereira. A segunda geração são dobras (F_2) isoclinais intrafoliais podem ser recumbentes, com eixo paralelo à S_1 e comprimentos de onda de dezenas a centenas de metros, com adelgaçamento dos flancos e espessamento na charneira (Fleischer & Routhier 1973, Nalini *op cit.*). A terceira geração (F_3) possui eixos com direção NS e aparecem em escala microscópica, mesoscópica e megascópica.

Já os veios associam-se aos planos de cisalhamento, fraturas, *boudinage* e dobras generalizadas (Naline 1993). Na Serra de Antônio Pereira ocorrem: veios concordantes com a foliação S_1 constituídos de quartzo, dolomita, sulfetos, granada e turmalina; veios verticais orientados na direção NE, encaixados nos mármores da Formação Gandarela (Mendes & Passos 1996); veios preenchendo fraturas trativas com direções preferenciais NE, EW e NS, discordantes da foliação S_1 (Siqueira & Fontes 1996). Em Passagem de Mariana foram descritos: veios verticais a subverticais constituídos principalmente por quartzo com orientação 340/65; veios com *boudinage* compostos por quartzo, carbonato, turmalina, sulfeto e ouro, com atitude média 125/35; e veios irregulares, que atingem até 30 metros de extensão e espessuras de até 7 metros, exibindo feições de fraturamento hidráulico, incorporando fragmentos das encaixantes que guardam paralelismo com a posição original. Já na Serra de Ouro Preto, ocorrem veios paralelos à foliação principal (S_1); veios verticais N-S associados a *boudinage* da foliação principal, formados por quartzo, mica, cianita e turmalina; e também veios de quartzo-turmalina-sulfeto, subverticais E-W.

As falhas de empurrão são geralmente de baixo ângulo e foram caracterizadas por Nalini (1993) como rampas frontais com movimento dextral, em relação a Falha do Fundão, que é considerada a falha mestra na região. Vial (1988) considera que a mineralização aurífera da região está associada a estas falhas que colocam em contato diferentes litologias ou unidades.

Já as falhas normais estão relacionadas ao rompimento de camadas, com planos de deslocamento sinuosos na forma de rampas e patamares, associadas a zonas de cisalhamento dúctil e dúctil-rúptil. Na SOP, esse tipo de estrutura forma uma rede anastomosada descrita por Hill (1977) como *mesh structure*, que é materializada por sigmóides de dezenas de metros de extensão semelhantes a *boudinage foliation*, aos quais associa-se grande quantidade de veios de quartzo-turmalina-arsenopirita (Cavalcanti 1999).

O *boudin* é uma estrutura marcante em todas as litologias envolvidas com a mineralização. Possui pelo menos duas direções bem marcadas (NE-SW e ENE-WSW). Aparecem em micro escala e em escala de dezenas de metros. No *neck*, onde ocorre o rompimento dos mesmos, está preenchido é por quartzo, carbonato, turmalina e sulfeto. Em muitos casos a foliação S_1 aparece arqueada constituindo dobras de *boudinage* com dezenas de metros. Parece ser a principal estrutura a qual associa-se a mineralização aurífera.

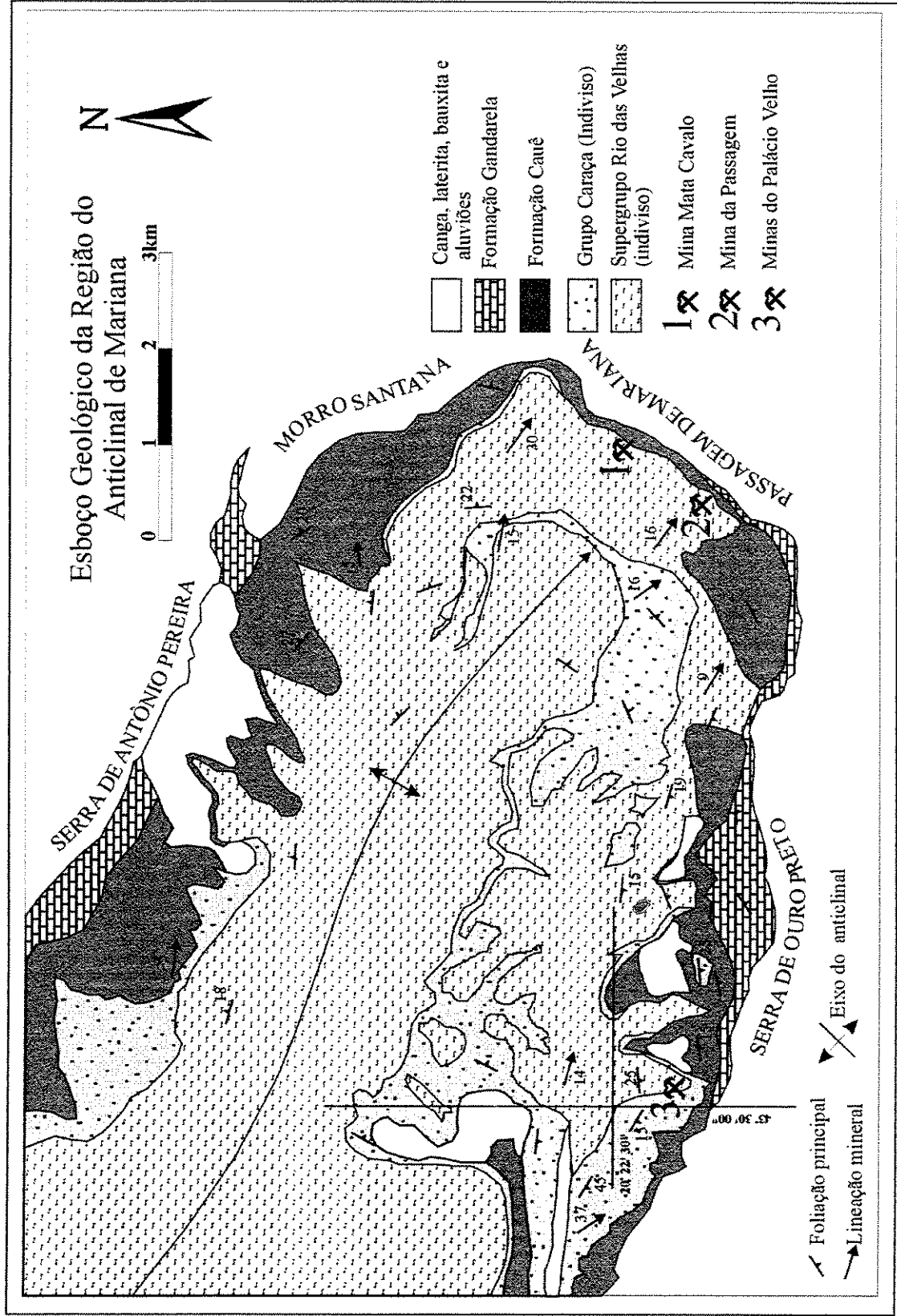


Figura 2.3 - Mapa geológico da região do Anticlinal de Mariana com a localização das áreas estudadas. (modificado de Barbosa 1969).

2.4 – Evolução Tectônica, Metamorfismo e Mineralização

Um grande número de publicações e teses tem apresentado modelos para explicar a evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero (Barbosa 1961, Guimarães 1966, Dorr 1969, Fleischer & Routhier 1973, Pires 1979, Drake & Morgan 1980, Ladeira & Viveiros 1984, Belo de Oliveira *et al.* 1987, Marshak & Alkmim 1989, Marshak *et al.* 1992 1993 1997a 1997b, Chemale *et al.* 1994, Chauvet *et al.* 1994a, Chauvet *et al.* 1994b, Machado *et al.* 1996, Endo 1997, Marshak & Alkmim 1998, Hippert & Davis 2000). Esses estudos mostraram que os depósitos auríferos da região do Anticlinal de Mariana podem ter sua gênese relacionada ao evento Transamazônico ou Brasileiro.

O embasamento da região não foi reconhecido por Dorr (1969), que propôs três eventos de deformação, sendo o primeiro Pós-Rio das Velhas e Pré-Minas, com vetor tectônico de E para NW; o segundo Pós-Minas e Pré-Itacolomi; e o terceiro Pós-Itacolomi, com vetor na direção WNW. Seis eventos deformacionais foram definidos por Ladeira & Viveiros (1984). Marshak & Alkmim (1989) propuseram quatro fases deformacionais para a região: a primeira foi contraccional gerando dobras, falhas de empurrão e zonas de cisalhamento vergentes para NW; a segunda, compressiva, gerando dobras com direção E-W e WNW-ESSE, além de falhas reversas; a terceira extensional, gerou falhas normais e intrusões de diques máficos; e a quarta fase de natureza compressional, gerou grandes estruturas vergentes para W.

As feições tectônicas do QF foram relacionadas por Chemale *et al.* (1994) a dois grandes eventos deformacionais. O primeiro de caráter extensional com idade entre 2,1 Ga e 1,7 Ga (Transamazônico), responsável pelo desenvolvimento dos megassinclinais interconectados e soergimento dos complexos metamórficos do Quadrilátero Ferrífero. Neste evento as condições metamórficas foram xisto-verde, chegando a atingir a fácies anfíbolito nas auréolas dos complexos metamórficos do Bonfim e Bação. O segundo de natureza compressional de idade brasileira (650 Ma a 500 Ma), com vergência para W, constituído por três fases deformacionais progressivas. Na primeira fase, as foliações miloníticas exibem lineação de estiramento mineral com caimento para E, associadas às zonas de cisalhamento, falhas de rasgamento e zonas transcorrentes conjugadas, sob condições metamórficas de fácies xisto-verde a anfíbolito. Na Segunda fase, houve nucleação de dobras normais com clivagem

E-W associadas sob condições metamórficas de fácies xisto-verde. E, a última fase, responsável pelo desenvolvimento de dobras e crenulação N-S, com clivagens e falhas inversas associadas.

Chauvet *et al.* (1994a, b) reconheceram três grandes eventos deformacionais: o primeiro tectono-magmático soergueu o embasamento, ao qual associou-se a formação dos anticlinais e sinclinais em larga escala, durante o evento Transamazônico; o segundo, de idade Brasiliana, definido pelos empurrões vergentes para NW, por uma lineação orientada N90° – 140° e pela orientação de agregados micáceos de biotita e muscovita que definem condições de fácies xisto-verde superior e também de silimanita que pode significar uma temperatura que atinge a fácies anfíbolito baixo; e o terceiro relacionado ao movimento da pilha de *nappe* em resposta ao relaxamento crustal das forças compressivas do evento Brasiliano, ao qual associam-se dobras de arrasto em escala centimétrica a métrica nos flancos, responsável pela formação da mineralização aurífera. Este evento pós-Brasiliano foi datado por Chauvet *et al.* (2001), pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em micas brancas e biotitas, e foram obtidas idades entre 485 Ma e 490Ma.

A gênese da mineralização aurífera foi correlacionada com a orogênese Transamazônica associada a uma tectônica extensional por Schrank & Machado (1996). Tal orogênese teria sido responsável pela colocação dos complexos metamórficos, com idades entre 2,06 e 2,09Ga, obtidas pelo método U-Pb em monazitas dos veios mineralizados. Propuseram ainda que estas monazitas foram recristalizadas em um evento em torno de 1,84 Ga e depois em outro evento em torno de 460 Ma.

Uma complexa história tectônica para o Quadrilátero Ferrífero foi proposta por Endo (1997) em que a arquitetura da região e adjacências, na parte sul do Escudo Mineiro é o resultado da superposição de três ciclos geodinâmicos: o Jequié (2,78 Ga a 2,56 Ga), que consiste de três eventos tectônicos de natureza transpressional; o Transamazônico (2,25 Ga a 1,9 Ga) dividido em dois megaeventos tectono-metamórficos, sendo o segundo de natureza extensional com vetor extensivo para SE, ao qual se relaciona a colocação dos veios mineralizados da Mina da Passagem; e o Ciclo Brasiliano (600 Ma a 450 Ma), marcado por uma tectônica de falhas reversas que ocasionou fatiamentos e soergimentos de blocos do embasamento.

No sudeste do Quadrilátero Ferrífero, mais especificamente na região do Anticlinal de Mariana, o metamorfismo atingiu grau mais alto do que o reconhecido para a região, que é xisto-verde. Na região de Passagem de Mariana, houve formação de granada, estaurolita e cumingtonita, o que levou Fleischer (1973) a considerar que o fator responsável pelo aumento do grau de metamorfismo seja a maior quantidade de *stress* que atuou em áreas restritas promovendo a geração de paragênese mineral características de grau metamórfico mais alto. Com base no coeficiente $MgCO_3$ de cristais de calcita em equilíbrio com dolomita, da Formação Gandarela, Souza & Müller (1988) obtiveram valores de $544^\circ C \pm 35^\circ C$ para as condições térmicas do metamorfismo, concluindo que o metamorfismo se deu sob condições de fácies xisto-verde superior a anfíbolito inferior.

Duarte (1991) concluiu que as rochas envolvidas com a mineralização na Mina da Passagem foram afetadas por metamorfismo progressivo da fácies xisto-verde à anfíbolito baixo, que se desenvolveu desde a primeira até a segunda fase de deformação. Com base na mineralogia e nas relações texturais, Duarte (op. Cit.) argumenta que a primeira fase de deformação ocorreu sob condições metamórficas da zona da clorita e que a entrada na zona da biotita se deu entre a primeira e segunda fase. O início da segunda fase, a paragênese hornblenda + epidoto (+ almandina) indica que esta desenvolveu-se sob condições correspondente às das fácies epidoto-anfíbolito. O final desta fase foi marcada pela formação de estaurolita, cianita e granada, o que indica que neste estágio, as rochas foram submetidas a condições de pressão e temperatura características da fácies anfíbolito inferior, correspondentes às zonas da estaurolita e cianita. Algumas feições de ocorrência muito restritas sugerem o desenvolvimento de reações retro-metamórficas marcadas pela cloritização de biotita e granada e, biotitização de granada, após a segunda fase.

CAPÍTULO 03 - MINERALIZAÇÃO AURÍFERA NO SUDESTE DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO-MG

3.1 - Apresentação

As primeiras descobertas de ouro na região central do Estado de Minas Gerais (Quadrilátero Ferrífero) datam de 1694. Na região de Ouro Preto e Mariana, as seguintes jazidas foram encontradas: Antônio Dias, Padre Farias, Bento Rodrigues, Ribeirão do Carmo, Ribeirão Bueno, Rio das Pedras. Logo depois, foram descobertas novas jazidas em Inficionado, Furquim, São Caetano, Ouro Branco, São Bartolomeu, Itabira do Campo, Antônio Pereira, Camargos, Catas Altas da Noruega, São Sebastião e outras. O segundo grupo de jazidas descobertas foram as minas do Rio das Velhas, anunciadas por volta de 1700, e que compreendiam as lavras de Sabará, Congonhas, Raposos, Rio Acima e outras. No ano seguinte, apareceu o terceiro grupo de jazidas, constituído pelas minas de Caeté, formadas pelas lavras de Cuiabá, Morro Vermelho, Ribeirão Comprido e outras (Lanari 1977).

Os primeiros estudos sobre a mineralização aurífera da região foram publicados no século XIX e início do século XX (Eschwege 1833, Gorciex 1876a, Gorciex 1876b, Ferrand 1892, Derby 1899, Lacourt 1937a, Lacourt 1937b) e somente depois de passados 40 anos é que se voltou a estudar os depósitos auríferos novamente. A grande maioria destes estudos, no Quadrilátero Ferrífero, aborda as mineralizações hospedadas no *Greenstone Belt* Rio das Velhas, onde se instalaram as principais minas de ouro. Entretanto, sobre as mineralizações hospedadas nas rochas do Supergrupo Minas, quase não existem estudos, a não ser sobre o depósito de Passagem de Mariana e os depósitos auríferos nos conglomerados da base da Formação Moeda.

Diversos depósitos e ocorrências auríferas estão presentes ao longo dos flancos do Anticlinal de Mariana (Figura 3.1). Na Serra de Ouro Preto, flanco sul, as principais ocorrências conhecidas são: Veloso, Lages, Palácio Velho, Morro da Queimada, Tassara e Taquaral. No flanco nordeste (SAP), são conhecidas as mineralizações de Rocinha, Santana e Maquiné, no distrito de Antônio Pereira, enquanto na região apical, Passagem, Fundão, Mata Cavalo e Morro Redondo formam os principais depósitos.

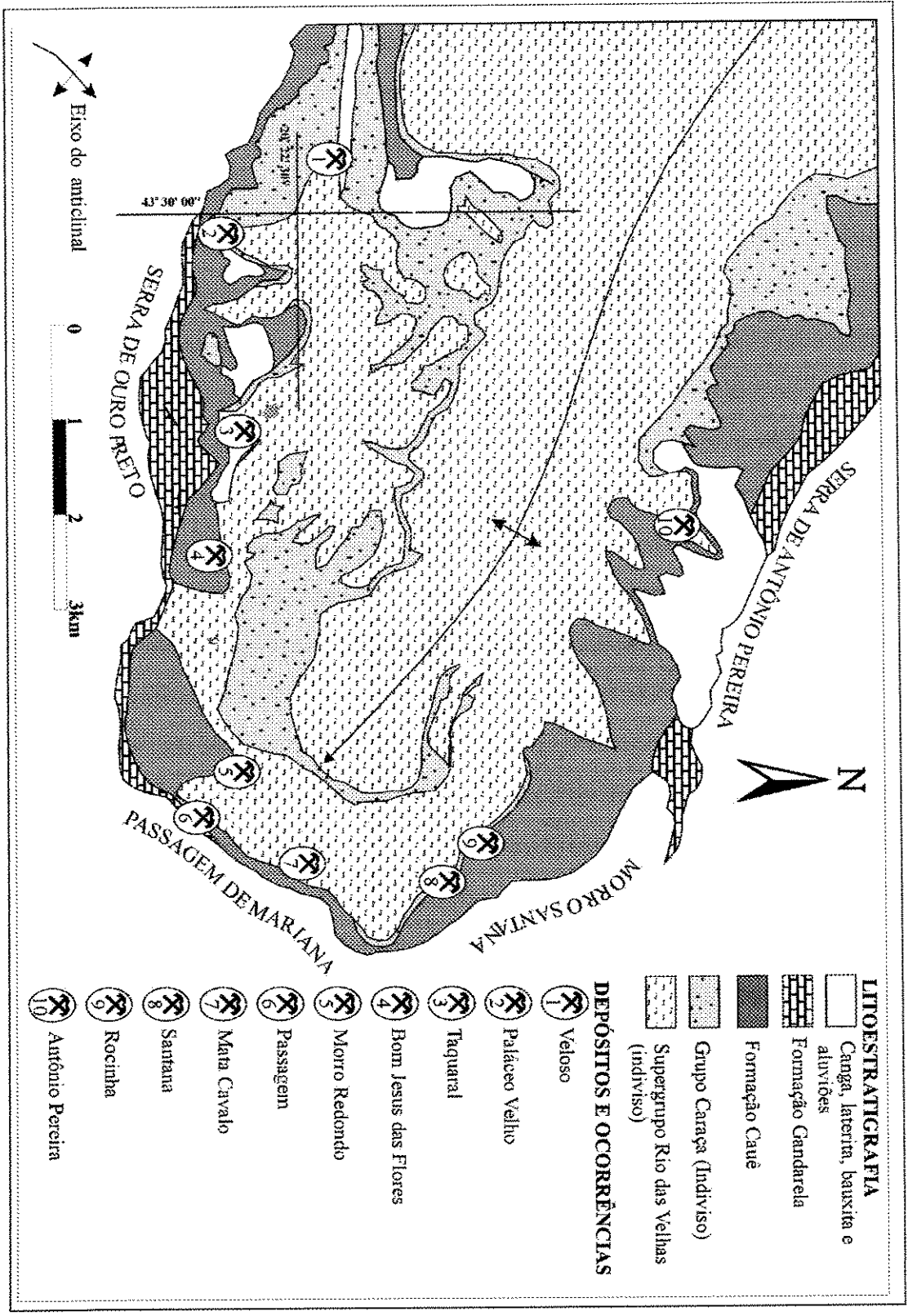


Figura 3.1 - Mapa simplificado do sudeste do Quadrilátero Ferrífero com a localização das principais minas de ouro (compilado de Barbosa 1969 e Ladeira 1991).

Como as mineralizações auríferas da região do Anticlinal de Mariana encontram-se nos municípios de Mariana e de Ouro Preto, e nos distritos de Passagem de Mariana (pertencente à Mariana) e Antônio Pereira (pertencente a Ouro Preto), esta foi convenientemente denominada de “Distrito Aurífero de Ouro Preto-Mariana”. Para melhor entender a distribuição espacial das ocorrências auríferas da região, as descrições serão realizadas separadamente nos domínios da Serra de Ouro Preto, Passagem de Mariana e Serra de Antônio Pereira.

3.2 - Serra de Ouro Preto

Os principais níveis mineralizados descritos na Serra de Ouro Preto ocorrem distribuídos por mais de 7 km de extensão, de forma descontínua, com trabalhos desenvolvidos em mais de 350 galerias, com extensão variando de 50 a 500 metros e também lavras a céu aberto com mais de 80.000 m² (Lacourt 1937a, b). Nesse estudo, uma das áreas selecionadas foi Lages-Antônio Dias, próxima ao centro de Ouro Preto, onde se insere o Palácio Velho. A mineralização hospeda-se na seqüência de rochas dos grupos Caraça e Itabira e é formada por veios de quartzo-turmalina-sulfeto e turmalinito. O Grupo Caraça é representado por quartzitos sericíticos e filitos carbonáceos que são cortados por veios de quartzo-turmalina-arsenopirita. Já o Grupo Itabira é representado por formações ferríferas bandadas de fácies carbonática, sulfeto e óxido que são cortadas por veios de quartzo-turmalina-pirita; também contém na base, muitas vezes, corpos de turmalinitos estratiformes ricos em arsenopirita.

Na área de Palácio Velho encontram-se as minas Scliar e Chico Rei, e no Bairro Lages a Mina Duas Bocas.

3.2.1 – Mina Scliar

A Mina Scliar localiza-se na encosta entre o Bairro Lages e o Palácio Velho, em Ouro Preto. Possui o desenvolvimento horizontal de aproximadamente 500 metros distribuídos em quatro níveis e um salão. A mina tem seu desenvolvimento principal no nível estratigráfico da Formação Cauê. Uma das peculiaridades desta mina é que a formação ferrífera pode ser individualizada em três unidades: carbonática, pirrotítica e itabirítica (Cavalcanti 1999).

A mineralização aurífera está associada a veios de quartzo-turmalina-sulfeto, turmalinito e formação ferrífera bandada pirrotítica (Cavalcanti 1999). A lapa da mineralização é o quartzito sericítico da Formação Moeda e a capa, os itabiritos da Formação Cauê. O corpo de minério principal é um nível de turmalinito estratiforme, de aproximadamente 2,0 metros de espessura (Figura 3.2), situado na base da formação ferrífera. As suas porções mais deformadas estão fortemente foliadas, crenuladas e dobradas. Por se encontrarem muito próximos à superfície, onde o intemperismo atuou severamente, os sulfetos foram praticamente destruídos, restando apenas vazios com a forma losangular, típica da arsenopirita (*stockwork*). Secundariamente, ocorrem veios de quartzo-turmalina-arsenopirita encaixados, principalmente nos xistos e filitos carbonáceos da Formação Batatal, onde também é comum a presença de halos de turmalinização.

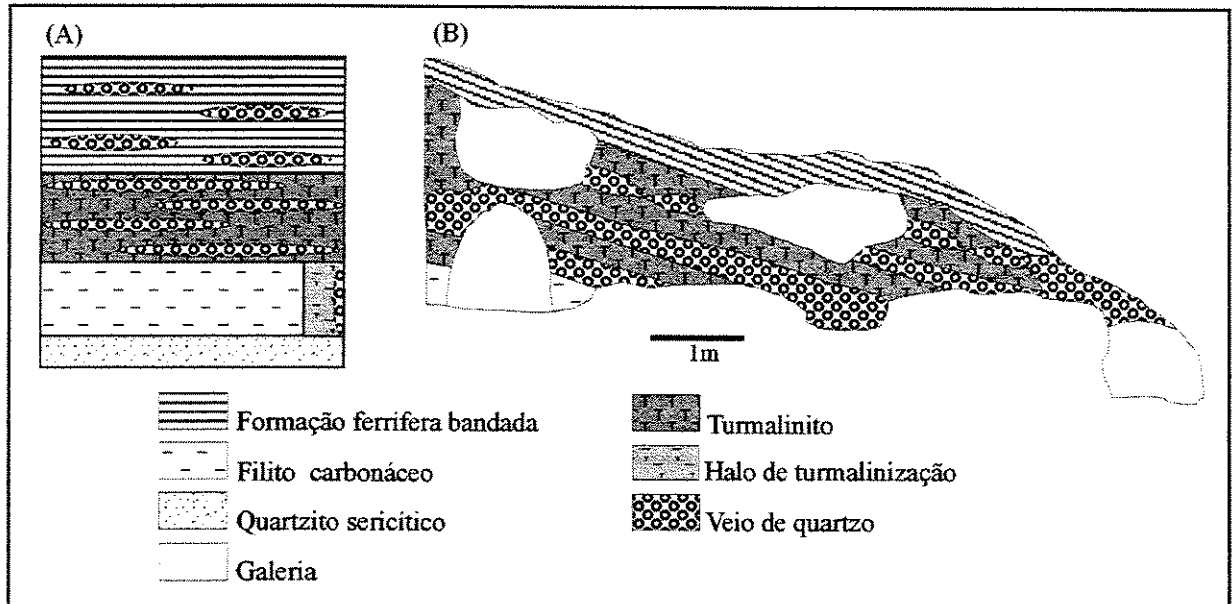


Figura 3.2 – (A) Perfil esquemático mostrando as relações entre o nível de turmalinito, veios e encaixantes. (B) Seção transversal no salão principal da Mina Scliar mostrando o padrão fitado do turmalinito estratiforme devido à colocação de veios de quartzo paralelos à foliação S_1 .

3.2.2 – Mina Chico Rei

A Mina Chico Rei localiza-se em Ouro Preto, na região conhecida como “Palácio Velho”, e atualmente é um atrativo turístico da cidade. A mina possui inúmeras galerias entrecruzadas, formando um imenso labirinto, mas em grande parte dessas galerias o acesso é

impossível devido aos grandes desabamentos e alagamentos. Os setores estudados compreendem quatro galerias com direção 240°.

Os minérios estão hospedados, principalmente, no nível dos itabiritos da Formação Cauê, nos filitos carbonáceos da Formação Batatal, nos quartzitos da Formação Moeda e na zona de contato entre os filitos carbonáceos e os quartzitos sericíticos (Figura 3.3). Os principais minérios são veios de quartzo-turmalina-arsenopirita, encaixados nos quartzitos sericíticos e os veios de quartzo-turmalina-pirita, nos itabiritos (Cavalcanti 1999). A presença de halos de turmalinização nas encaixantes dos veios é restrita às formações ferríferas bandadas carbonáticas e aos xistos e filitos carbonáceos, próximos à zona de contato com o quartzito sericítico

Os veios de quartzo-turmalina-arsenopirita estão encaixados em quartzitos e filitos carbonáceos, possuem orientação 240°/sub-vertical, com dezenas de metros de extensão, são formados principalmente por quartzo e porções maciças de arsenopirita, e ainda turmalina e mica branca como acessórios. Nas porções maciças de arsenopirita, os cristais são euédricos a sub-édricos e o quartzo ocorre preenchendo os vazios entre os grãos (Foto 3.1).

Os veios de quartzo-turmalina-pirita encaixados nas formações ferríferas possuem orientação 240°/sub-vertical, estão intensamente fraturados e atingem mais de 50 metros de extensão (Foto 3.2). A parte central do veio é formada quase que predominantemente por quartzo, contendo pouca turmalina, enquanto a parte mais externa em contato com a encaixante é uma capa maciça de pirita contendo inclusões de calcopirita.

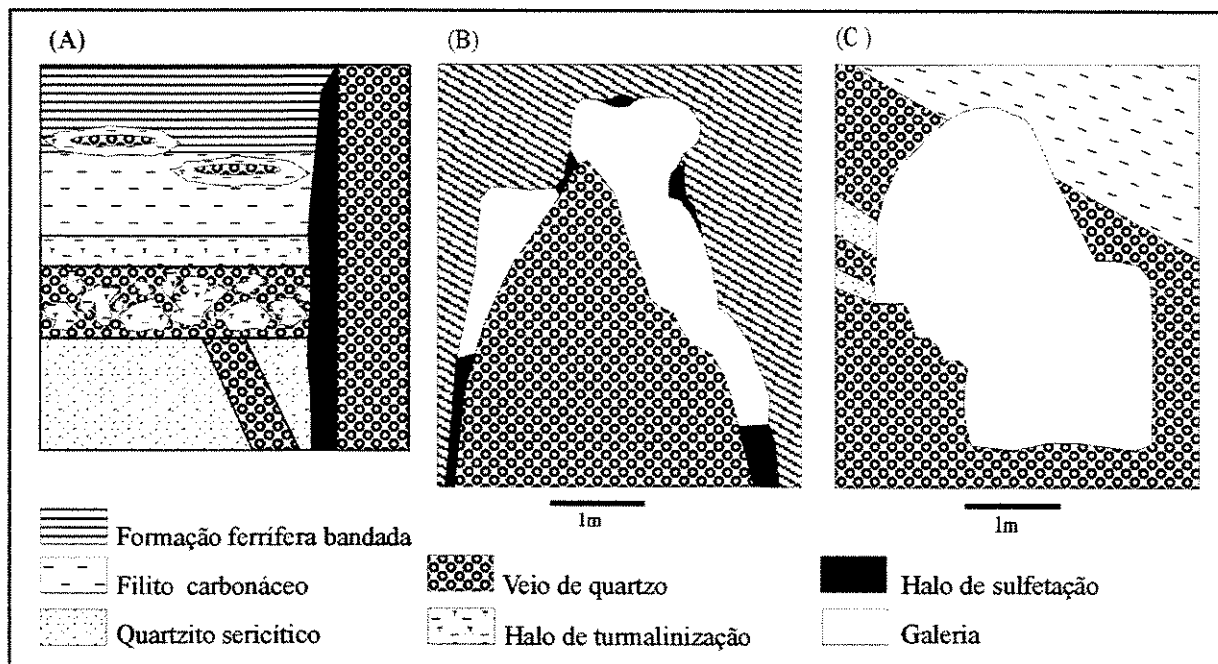


Figura 3.3 – (A) Perfil esquemático mostrando as relações entre veios mineralizados e encaixantes, na Mina Chico Rei. (B) Seção transversal ao veio de quartzo-turmalina-pirita encaixado no itabirito da Formação Cauê. (C) Seção transversal ao veio de quartzo-turmalina-arsenopirita encaixado na zona de contato entre o quartzito sercítico e os xistos e filitos carbonáceos.

2.3 – Mina Duas Bocas

A Mina Duas Bocas localiza-se próximo à drenagem das Lages, no bairro homônimo, ao norte da Mina Scliar, em Ouro Preto. A mina tem seu desenvolvimento distribuído em três níveis e as galerias estão muito preservadas, exibindo raros desabamentos, a não ser nas áreas onde a mesma foi escavada em quartzito-sercítico xisto.

Os dois níveis superiores foram escavados no quartzito sercítico, acompanhando um veio vertical de direção 220° , com caimento de 30° para SW. O nível inferior desenvolve-se na zona de contato entre o quartzito-sercítico xisto do Supergrupo Rio das Velhas (base) e o quartzito sercítico da Formação Moeda (topo). A camada de turmalinito estratiforme está abaixo de um nível de filito carbonáceo presente na base do quartzito sercítico em contato com o sercítico-quartzito xisto do Grupo Nova Lima (Figuras 3.4A e 3.4B).

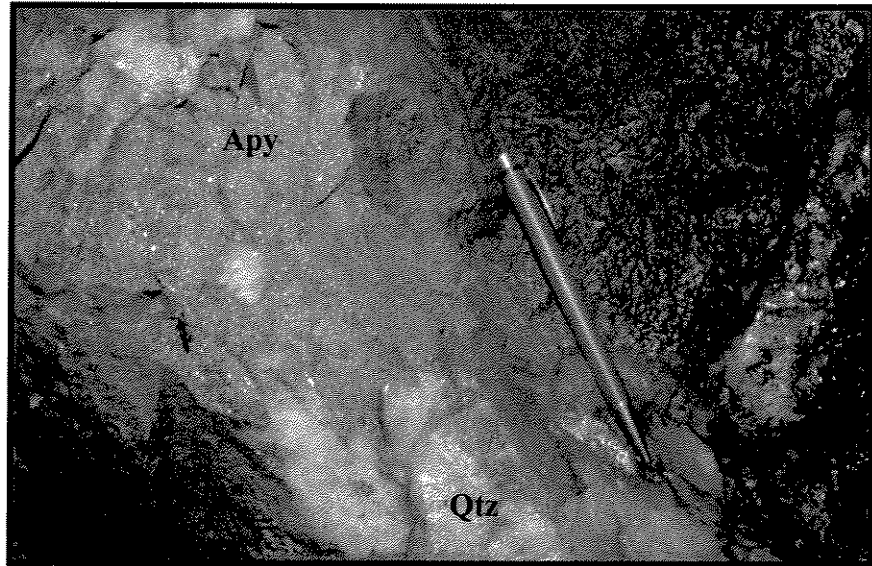


Foto 3.1 - Veio de quartzo-turmalina-arsenopirita encaixado na zona de contato entre os xistos e filitos carbonáceos e o quartzito sericítico, Mina Chico Rei, Ouro Preto.

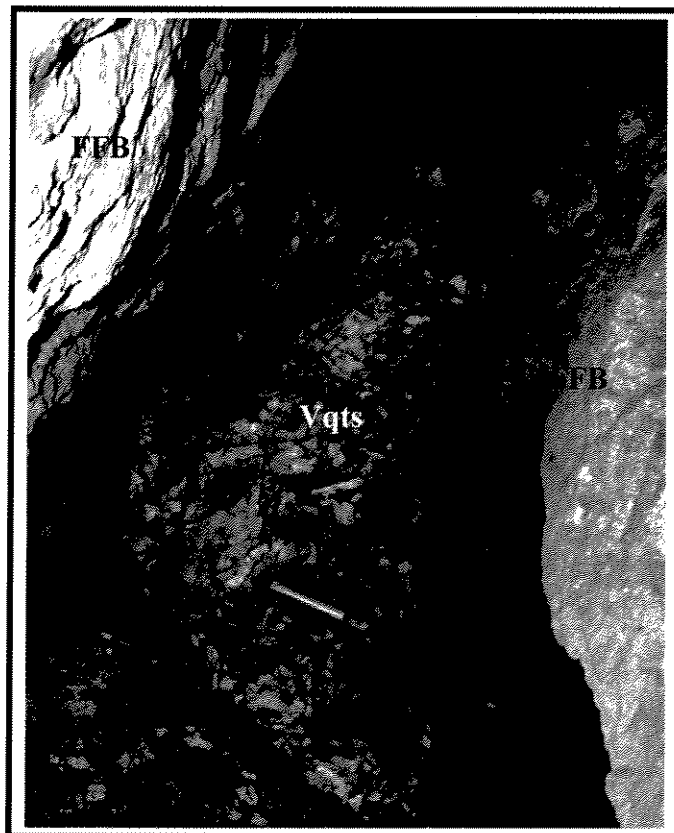


Foto 3.2 - Veio de quartzo-turmalina-pirita subvertical, encaixado na formação ferrífera bandada, Mina Chico Rei, Ouro Preto.

Esta situação em que o turmalinito está em uma posição lito-estratigráfica invertida pode ser explicada pela presença de dobras recumbentes de escalas quilométricas com plano axial paralelo à xistosidade principal (S_1), descritas por Fleischer & Routhier (1973). Os veios de quartzo-turmalina-sulfeto estão presentes na zona de contato das duas grandes unidades, formando uma lente. Uma feição comumente observada é a turmalinização dos níveis sericíticos do quartzito, próxima aos veios (Figura 3.4C e Foto 3.3). As turmalinas também ocorrem na forma de bolsões maciços que atingem metros de diâmetros, constituídos quase que exclusivamente de turmalina (Figuras 3.4A e D).

A mineralização é constituída de veios de quartzo-turmalina-sulfeto e turmalinito. O sulfeto praticamente não aparece, isso devido ao posicionamento muito próximo à superfície, onde as rochas estão muito intemperizadas, podendo o sulfeto ter sido completamente alterado (intemperizado).

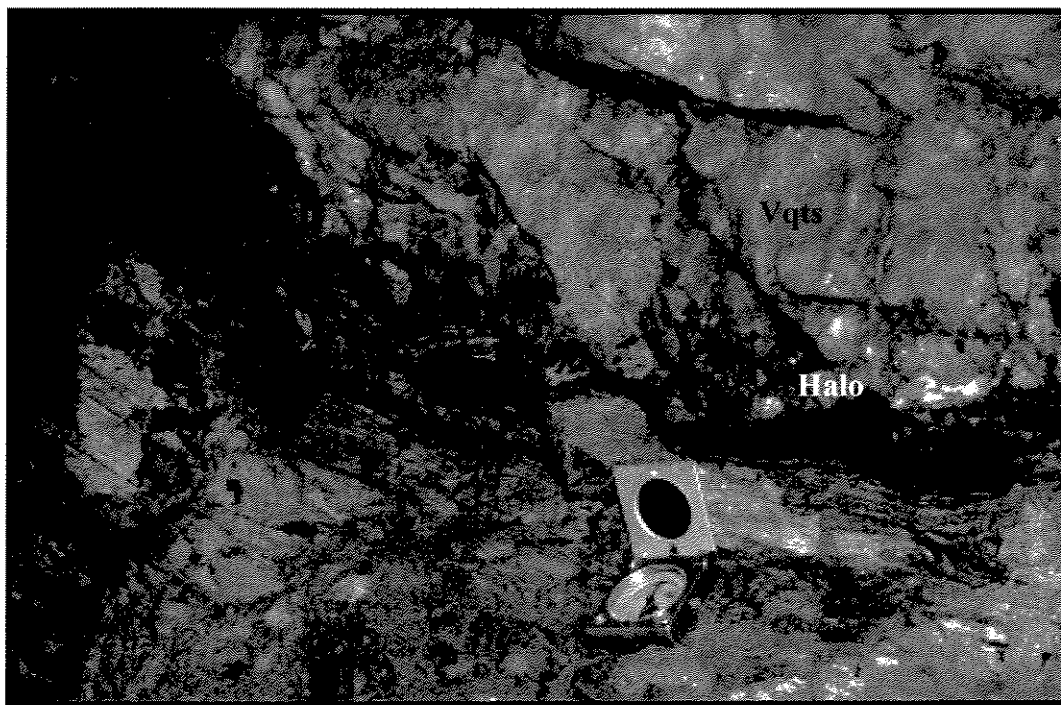


Foto 3.3 - Zona de contato entre o quartzito sericítico da Formação Moeda e o Vqts. No topo do quartzito sericítico, próximo ao contato com o veio, os níveis sericíticos encontram-se turmalinizados. Mina Duas Bocas, Ouro Preto.

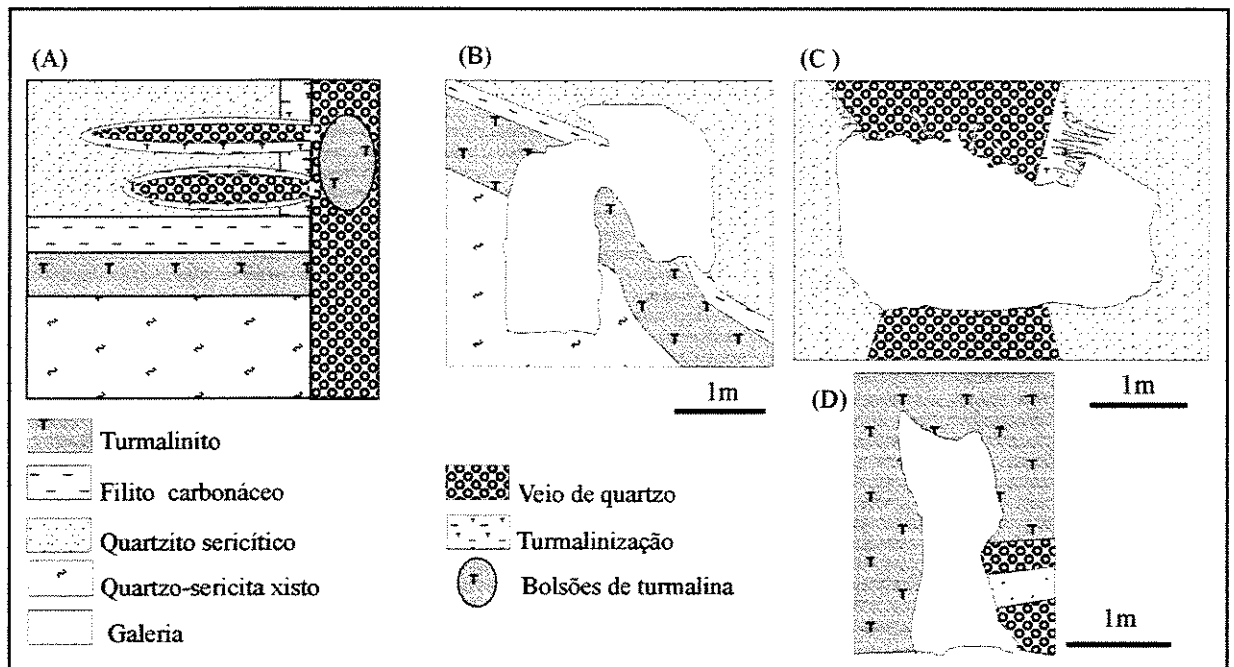


Figura 3.4 – (A) Perfil esquemático mostrando as relações entre encaixantes, veios e turmalinização na Mina Duas Bocas. (B) Seção transversal no nível 01 mostrando o turmalinito estratiforme em posição estratigráfica invertida. (C) Seção transversal no nível 03 mostrando a turmalinização dos níveis sericíticos que ocorre no quartzito sericítico, próximo ao contato com o veio. (D) Seção transversal no nível 02, onde ocorrem os bolsões de turmalina de dimensão métrica associados aos veios encaixados no quartzito sericítico.

3.3 – Região de Passagem de Mariana

Na região de Passagem de Mariana, a lavra a céu aberto, denominada Morro Redondo, foi desenvolvida nos itabiritos e a Mina da Passagem, sobrejacente ao itabirito, foi desenvolvida em uma camada de turmalinito espesso com ouro abundante e até mesmo visível a olho nu (Eschwege 1833). No depósito de Passagem de Mariana, a mineralização está associada a veios de quartzo-turmalina-arsenopirita, veios de quartzo-carbonato-turmalina-arsenopirita, e turmalinito estratiforme com espessura variável (até 5 metros), formando uma camada contínua, situada entre o quartzito e os xisto e filito carbonáceo (Fleischer & Routhier 1973). A Mina Mata Cavallo situa-se em continuidade lateral com a Mina da Passagem e a principal mineralização foi descrita por Heineck *et al.* (1986) como um hidrotermalito situado entre o nível da Formação Moeda e os itabiritos da base da Formação Cauê.

3.3.1 – Mina Mata Cavalo

A Mina Mata Cavalo localiza-se em Mariana, próxima ao Bairro São Sebastião (Prainha), e está em continuidade lateral com a Mina da Passagem (Heineck *et al.* 1986). Os corpos de minérios posicionam-se muito próximos à superfície, o que faz com que grande parte, juntamente com as suas encaixantes, estejam intemperizados. A mina tem seu desenvolvimento principal em um nível formado por galerias perpendiculares entre si, quase todas apresentando feições de desabamento evidentes. Possui várias entradas e saídas, sendo que algumas se encontram em penhascos com mais de 30 metros de altura.

A seqüência estratigráfica presente na mina é semelhante à da Mina da Passagem, com exceção do nível dos xisto e filito carbonáceo, que não está presente. As encaixantes da mineralização incluem sericita-quartzo xisto (em algumas porções com estaurolita) reportado ao Grupo Nova Lima (Heineck *et al.* 1986) e formações ferríferas bandadas das fácies óxido e carbonática da Formação Cauê. No sericita-quartzo xisto é comum a presença de zonas sericitizadas, silicificadas, sulfetadas e turmalinizadas, além de veios associados a estruturas de deformação (*boudinage*) (Figura 3.5). O topo das formações ferríferas é constituído por itabirito. Já próximo à zona de contato ocorre uma porção carbonática (intermediária) e outra sulfetada (*metachert* basal). Em toda a seqüência é comum a presença de veios concordantes com a foliação. Nas encaixantes desses veios é comum a presença de halos de turmalinização.

A principal zona mineralizada situa-se no contato entre a formação ferrífera (a capa) e o sericita-quartzo xisto (a lapa), formando uma camada descontínua, podendo atingir até 1,5 metros de espessura, composta por uma camada de turmalinito, brechas de turmalinito e veios de quartzo-turmalina-sulfeto (arsenopirita). Além desse nível, uma grande quantidade de veios de quartzo mineralizados encontra-se encaixada no itabirito e no sericita-quartzo xisto contendo pirita, arsenopirita, calcopirita e turmalina. Em contato com os veios sulfetados, o sericita-quartzo xisto está alterado hidrotermalmente, contendo níveis de turmalina e arsenopirita. De acordo com Heineck *et al.* (1986), o ouro está associado a arsenopirita, pirrotita, pirita, calcopirita, dolomita, calcita e quartzo.

As principais ocorrências de turmalina associada à mineralização são: i) halos de turmalinização envolvendo os veios de quartzo, com espessuras variáveis, podendo atingir até um metro e guardando a foliação original da rocha hospedeira; ii) veios bandados a quartzo-turmalina contendo arsenopirita, geralmente encaixados na xistosidade principal das

encaixantes; iii) camada de turmalinito situada entre o quartzo-sericita xisto (lapa) e o itabirito (capa), com ampla distribuição areal e mineralogia predominantemente formada por turmalina e sulfetos, podendo atingir até um máximo de 4 metros de espessura; e iv) brechas de turmalinito imersas nos veios de quartzo mineralizados.

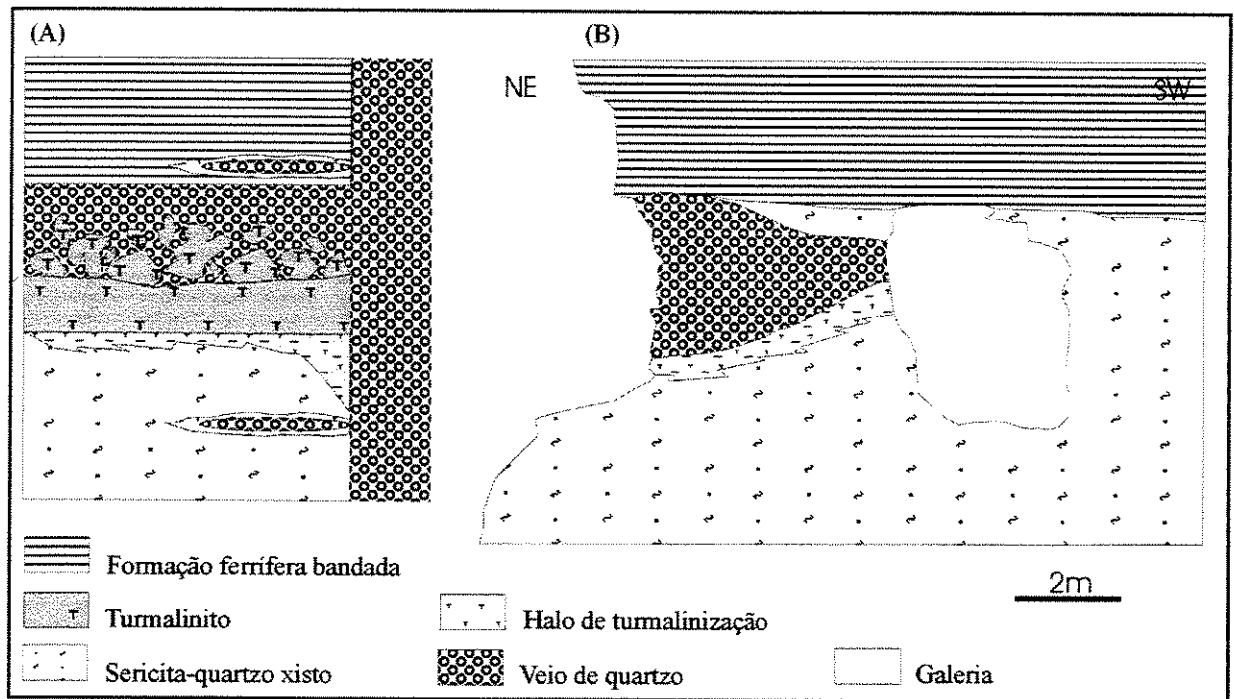


Figura 3.5 - (A) Perfil esquemático mostrando o posicionamento lito-estratigráfico da mineralização aurífera na Mina Mata Cavalo. A base da mineralização é o sericita-quartzo xisto e o topo a formação ferrífera bandada. A mineralização é constituída por turmalinito e veio de quartzo-turmalina-sulfeto, sendo que o sulfeto mais comumente encontrado é arsenopirita, mas quando os veios estão encaixados na formação ferrífera (itabirito), o sulfeto é pirita. **(B)** Seção mostrando as relações entre encaixantes, veios e alteração hidrotermal. A turmalinização está sempre relacionada às encaixantes ricas em silicatos aluminosos.

3.3.2 – Mina da Passagem

A Mina da Passagem é a mais antiga mina de ouro mecanizada de Minas Gerais e também a mais importante do distrito aurífero de Ouro Preto-Mariana, com sua produção estimada em 60 toneladas de ouro (Vial 1988). A mineralização está confinada em uma zona tabular, descrita por Chauvet *et al.* (1994a, b) como contato principal mineralizado. Os minérios são, principalmente, veios de quartzo-turmalina-arsenopirita, quartzo-carbonato-turmalina-arsenopirita e turmalinito estratiforme. O turmalinito estratiforme ocorre com

dimensões que variam de poucos centímetros até 3 metros de espessura, como também na forma de brechas nos veios mineralizados.

Na Mina da Passagem as unidades estratigráficas envolvidas com a mineralização não estão totalmente definidas devido à complexidade estrutural, o metamorfismo e às alterações hidrotermais relacionadas à introdução do sistema mineralizante. Vários autores descreveram a seqüência litoestratigráfica presente na mina; no entanto, ainda não existe um consenso sobre as rochas envolvidas com a mineralização pertencerem ao Supergrupo Minas ou ao Supergrupo Rio das Velhas (Fleischer & Routhier 1973, Vial 1988, Duarte 1991, Ladeira 1991, Oliveira 1996, Schrank & Machado 1996).

Fleischer & Routhier (1973) e Ladeira (1991) consideraram que a mineralização ocorre no nível da Formação Batatal. Este nível é constituído de filito carbonáceo com biotita, dolomito ferruginoso e metacherte. Sugerem que o itabirito da Formação Cauê é a capa da mineralização e o quartzito da Formação Moeda é a lapa, com o turmalinito estratiforme sendo o principal minério, com teores que podem atingir até 200g/ton.

As encaixantes da mineralização podem representar um complexo imbricado de rochas de diferentes formações, sendo o quartzito sericítico considerado pertencente à Formação Moeda ou ao Grupo Maquiné; e o filito cinza-prateado, o filito sericítico grafitoso, a rocha carbonática e o quartzo-carbonato-biotita xisto correlacionados ao Grupo Nova Lima (Vial 1988). Este autor considera que são raras as ocorrências de rochas pertencentes às formações Batatal e Moeda na mina e que os principais minérios são veios de quartzo-turmalina-sulfeto e anfibólio xisto pirrotítico.

Durante os trabalhos de campo, foram realizados perfis nos níveis 125, 175 e 265. Em cada perfil, as sucessões litológicas são bem diferentes, mas a mineralização é formada por veios de quartzo-turmalina-sulfeto, veios de quartzo-carbonato-turmalina-sulfeto e turmalinito estratiforme.

No perfil realizado no nível 125, a formação ferrífera é a capa e o sericita-quartzo xisto, a lapa. Entre estas unidades, ocorre um complexo imbricado de litologias onde se encontra o turmalinito estratiforme. Este complexo imbricado é formado pela seguinte seqüência, descrita do topo para a base: biotita xisto carbonáceo, rocha carbonática contendo níveis de turmalinito e turmalinito estratiforme. A formação ferrífera contém, no topo, um nível de *metachert* sulfetado muito intemperizado. A rocha carbonática apresenta *boudinage*

assimétrica e feições de cisalhamento interestratal. Os principais minérios são veios quartzo-carbonato-turmalina-sulfeto (arsenopirita) e turmalinito sulfetado.

No nível 175, a seqüência litológica, da base para o topo, é a seguinte: sericita-quartzo xisto com estauroлита, turmalinito estratiforme, rocha carbonática com níveis turmaliníticos e biotita xisto carbonáceo. Toda essa seqüência é cortada por veios de quartzo-turmalina-sulfeto e veios quartzo-carbonato-turmalina-sulfeto. Já os veios de quartzo-carbonato-arsenopirita-turmalina ocorrem preferencialmente paralelos à foliação principal das encaixantes e são interceptados pelos veios de quartzo-turmalina-arsenopirita. Nos locais próximo aos corpos de minério, o sericita-quartzo xisto que se encontra na base da mineralização está silicificado, turmalinizado e sulfetado. Brechas de turmalinito e rochas carbonáticas ocorrem nos veios de quartzo-turmalina-sulfeto e estão presentes somente no nível das camadas correspondentes (Fotos 3.5 e 3.6). É comum a presença de níveis centimétricos de turmalinito na rocha carbonática, muitas vezes apresentando *boudinage* e rompimento aos quais se associam os veios de quartzo-carbonato-turmalina-sulfeto. Na zona de contato entre a base do biotita xisto carbonáceo e a rocha carbonática, ocorrem veios de quartzo-carbonato-turmalina-sulfeto com feições de *boudinage*, contendo níveis de turmalinito dobrados, crenulados e fraturados (Figura 3.7 e Foto 3.4).

No nível 265, ocorre a seguinte seqüência litológica, da base para o topo: sericita-quartzo xisto (com biotita, estauroлита, cloritóide e granada), turmalinito, rocha carbonática e biotita xisto com turmalina e cianita (Figura 3.6). O topo do sericita-quartzo xisto encontra-se turmalinizado e a rocha carbonática possui níveis centimétricos de turmalinito. A camada de turmalinito, nesse ponto, possui espessura de aproximadamente 3,0 metros e encontra-se altamente sulfetada. Na rocha carbonática, os veios paralelos à foliação principal são compostos por quartzo, carbonato e filmes de turmalina.

No local denominado “Sindicato”, porção oeste da mina, a seqüência litológica é formada por sericita-quartzo xisto na base e itabirito no topo. Os minérios são veios de quartzo-turmalina-sulfeto que ocorrem encaixados tanto no sericita-quartzo xisto, quanto no itabirito. Nesta zona é comum a presença de brechas de itabirito imersas nos veios mineralizados (Foto 3.6). Os halos de alteração hidrotermal com turmalinização, sulfetação e silicificação apresentam feições de deformação associadas à colocação dos veios no sericita-quartzo xisto.

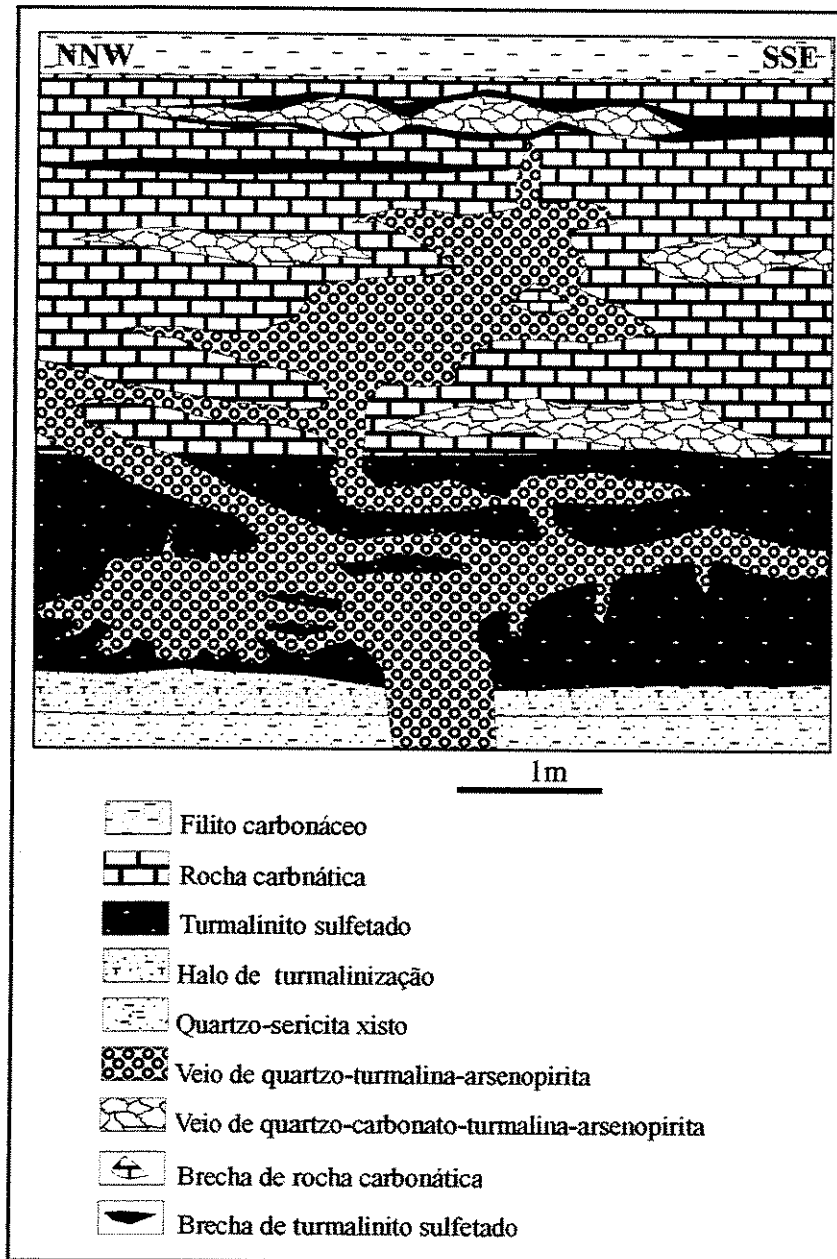


Figura 3.6 - Perfil esquemático envolvendo a seqüência litológica, mineralização e turmalinito estratiforme, na Mina da Passagem, nível 265.

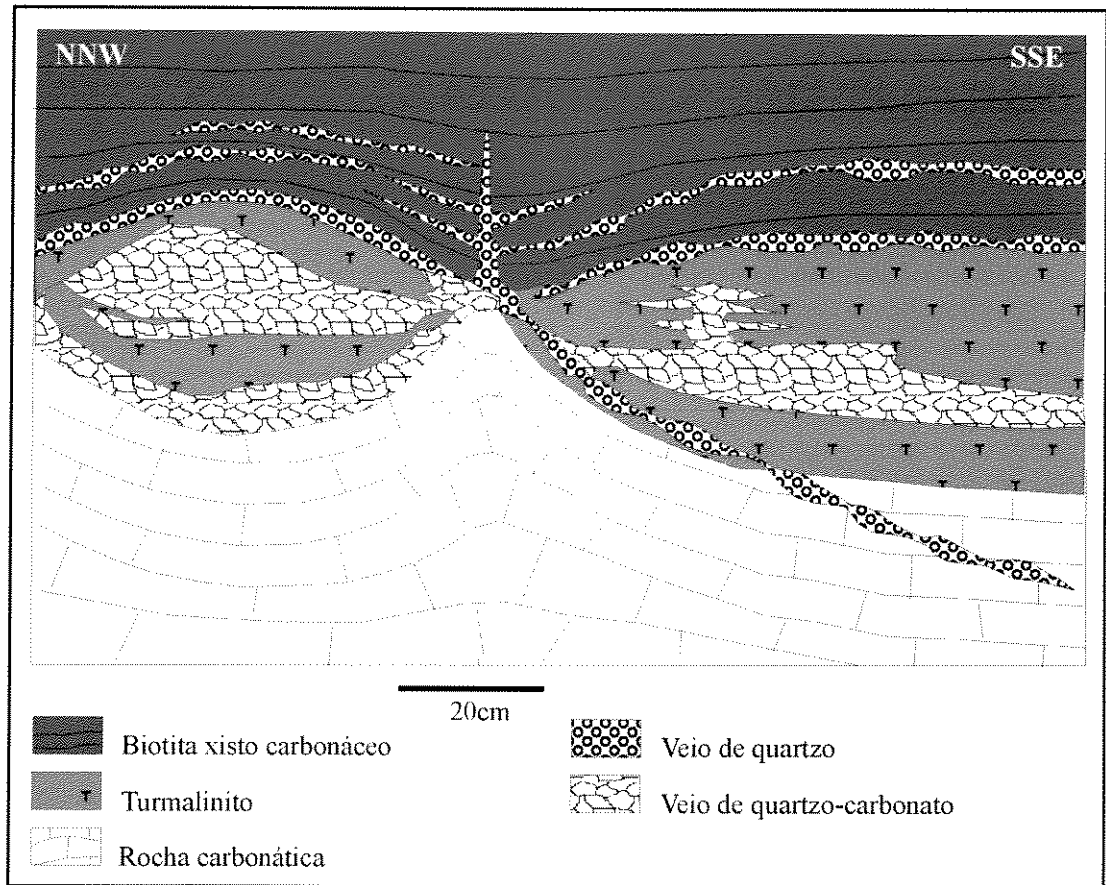


Figura 3.7: Nível de turmalinito no topo da rocha carbonática. O turmalinito encontra-se com *boudinage* e cortado por veios, Mina da Passagem, nível 175.

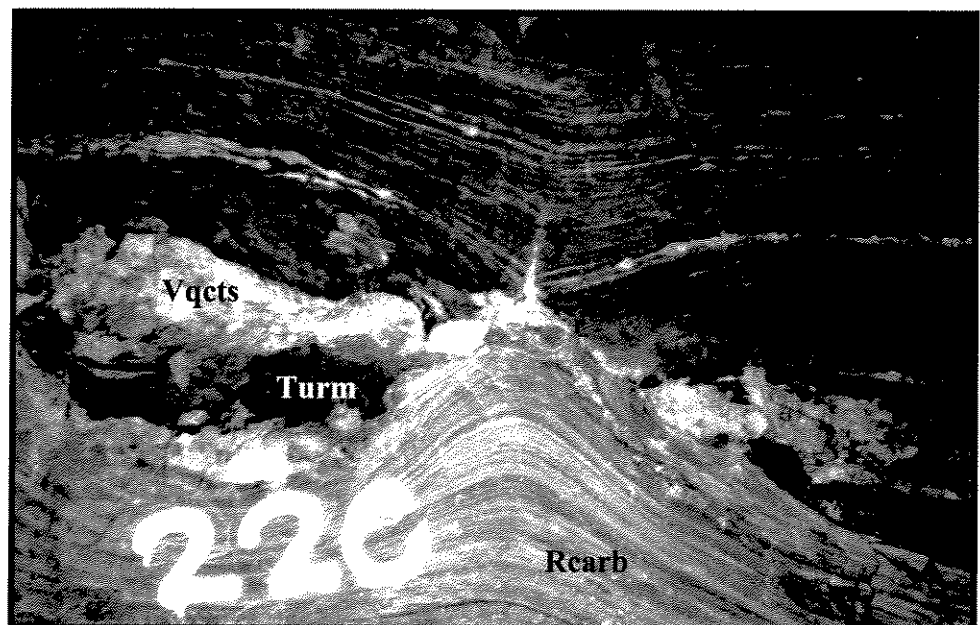


Foto 3.4 - Foto do croqui anterior. Turmalinito no topo da rocha carbonática (base) em contato com o biotita xisto carbonáceo (topo), Mina da Passagem, nível 175.

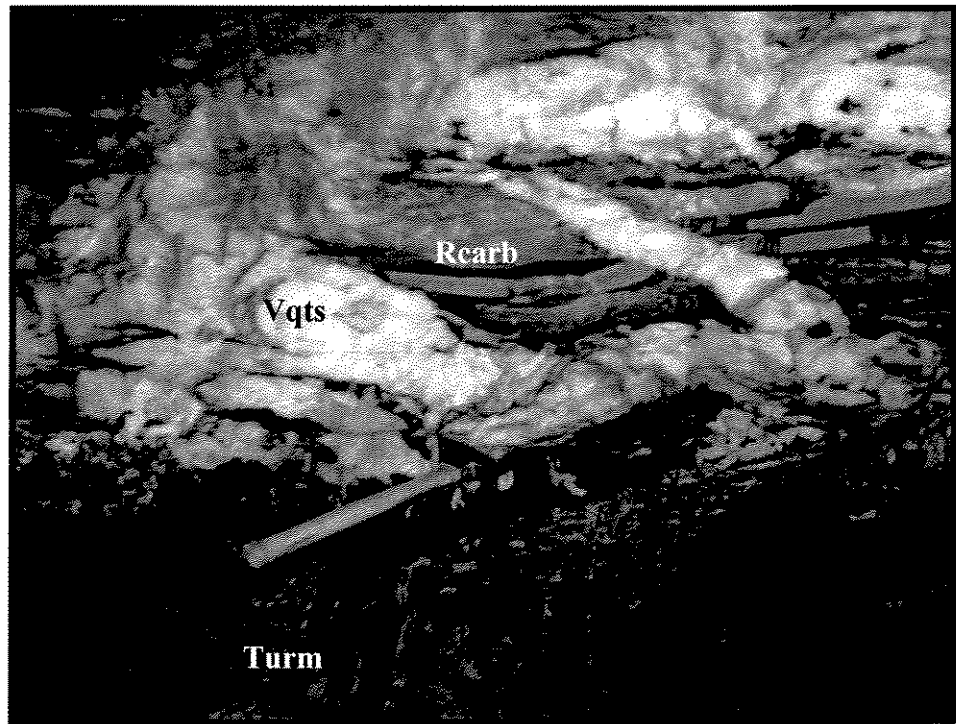


Foto 3.5 - Veio de quartzo-turmalina-arsenopirita acima do turmalinito estratiforme contendo brechas da rocha carbonática, Mina da Passagem, nível 265.

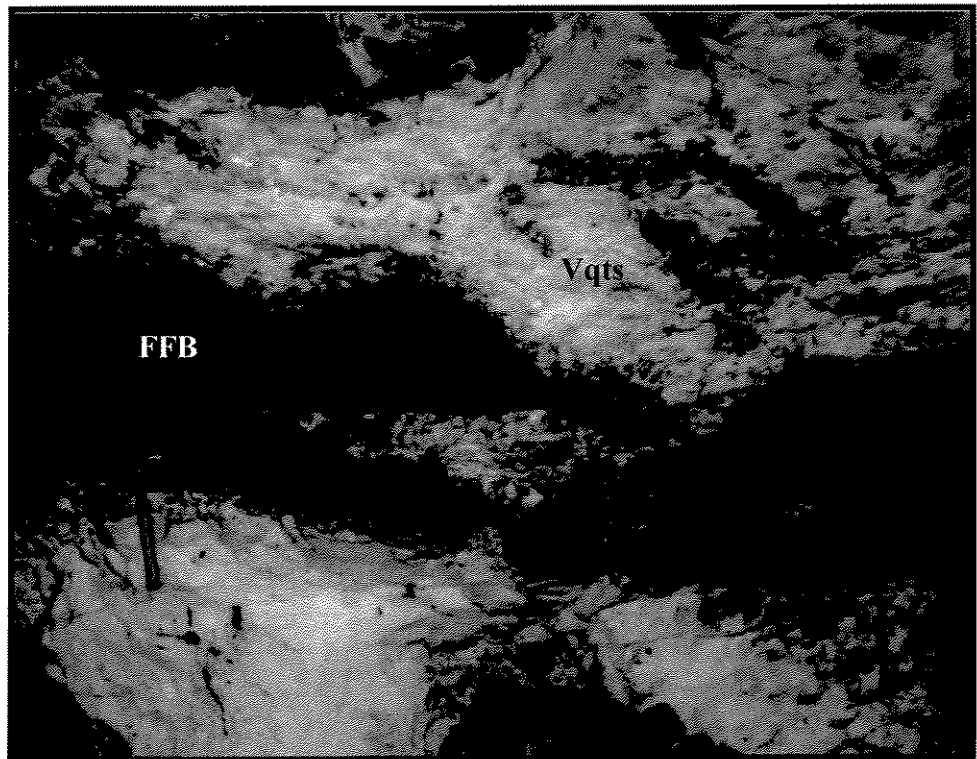


Foto 3.6 - Brechas de itabirito imersas na massa de veio de quartzo-turmalina-arsenopirita, no Sindicato, Mina da Passagem, nível 265.

3.4 - Serra de Antônio Pereira

No flanco nordeste do Anticlinal de Mariana (Figura 2.3), os corpos de minério são basicamente veios de quartzo-turmalina-arsenopirita. Próximo à cidade homônima, situa-se a Mina de Santana, onde a mineralização posiciona-se no horizonte do contato entre o quartzito da Formação Moeda e os itabiritos da Formação Cauê, e é formada por veios de quartzo-turmalina-arsenopirita, fazendo parte do mesmo contexto da Mina da Passagem (Menezes 1996). A Mina de Maquiné situa-se a 2 km ao leste da Mina de Santana, fora do contexto do Anticlinal de Mariana, o minério encontrado é a jacutinga, contendo ouro livre em escamas e pepitas (Lacourt 1937b).

Na região de Antônio Pereira, a mineralização é composta por um minério denominado Bugre e veios auríferos (Ribeiro 1998). O bugre é uma massa friável argilo-arenosa, encaixada em intercalações de dolomito e itabirito, onde o ouro está associado à arsenopirita limonitizada. Os veios são compostos de dolomita, quartzo e arsenopirita, além de clorita, fluorita, pirita, pirrotita, calcita e turmalina.

3.5 – Síntese

A mineralização aurífera no flanco sul do Anticlinal de Mariana, descrita na região de Passagem de Mariana e na Serra de Ouro Preto, está relacionada principalmente a turmalinito sulfetado, veios de quartzo-turmalina-sulfeto e veios de quartzo-carbonato-turmalina-sulfeto (Tabela 3.1). No turmalinito, o principal sulfeto presente é a arsenopirita; já nos veios podem ser tanto arsenopirita quanto pirita, sendo que a pirita só ocorre nos veios associados às formações ferríferas bandadas. A arsenopirita é de longe o principal mineral-minério.

As rochas consideradas como envoltória do Anticlinal de Mariana são as encaixantes da mineralização. A capa da mineralização é o itabirito da Formação Cauê e a lapa, o sericita-quartzo xisto do Grupo Nova Lima. Vários litotipos ocorrem entre a capa e a lapa, entre os quais estão o quartzito sericítico, as rochas carbonáticas, os xistos e filitos carbonáceos, biotita xisto e estreitas camadas de metacherte. Estes litotipos, em certos locais, são difíceis de serem correlacionados à estratigrafia local, principalmente na região da Mina da Passagem que situa-se sobre o eixo do anticlinal, onde o metamorfismo e a alteração hidrotermal foi mais intensa. Já na região de Ouro Preto, no Palácio Velho, a situação é inversa: a estratigrafia é bem

definida e a mineralização está encaixada nos litotipos da Formação Cauê (formações ferríferas bandadas), Formação Batatal (xistos e filitos carbonáceos) e Formação Moeda (quartzito sericítico).

Tabela 3.1 – Síntese sobre a mineralização na área estudada.

Ocorrências	Minérios	Encaixantes	Estratigrafia
Mina da Passagem	Turmalinito Veio Qtz-Tur-Aspy Veio Qtz-Carb-Tur-Aspy Form. Ferrif. Pirrotítica	Itabirito Filitos e xistos carbonáceos Biotita xisto Quartzito sericítico Rochas carbonáticas Metacherte Sericita-quartzo xisto	Formação Cauê Formação Batatal Formação Moeda Grupo Nova Lima (?)
Mina Mata Cavalo	Turmalinito Veio Qtz-Tur-Apy Veio Qtz-Tur-Py	Itabirito Sericita-quartzo xisto	Formação Cauê Grupo Nova Lima
Mina Scliar	Turmalinito Veio Qtz-Tur-Apy Form. Ferrif. Pirrotítica	Itabirito Filitos e xistos carbonáceos	Formação Cauê Formação Batatal
Mina Duas Bocas	Turmalinito Veio Qtz-Tur	Quartzito sericítico	Formação Moeda
Mina Chico Rei	Veio Qtz-Tur-Apy Veio Qtz-Tur-Py	Itabirito Filitos e xistos carbonáceos Quartzito sericítico	Formação Cauê Formação Batatal Formação Moeda

CAPÍTULO 04 - RELAÇÕES DE CAMPO E PETROGRAFIA DAS ROCHAS RICAS EM TURMALINA

4.1 – Relações de Campo

Os turmalinitos, os halos de turmalinização e os veios com turmalina descritos na região sudeste do Quadrilátero Ferrífero associam-se a sericita-quartzo xisto, quartzito sericítico, rochas carbonáticas, filito carbonáceo, biotita xisto e formações ferríferas bandadas. Estes apresentam composição mineralógica e modos de ocorrência distintos, podendo inclusive constituir corpos mineralizados a ouro.

4.1.1 - Turmalinitos estratiformes (T1)

Os corpos de turmalinitos afloram nas minas da Passagem, Mata Cavalo, Scliar e Duas Bocas como camadas negras de dimensão métrica, níveis centimétricos a milimétricos, e também na forma de brechas nos veios adjacentes; na maioria dos casos, ocorrem posicionados na base das formações ferríferas bandadas. São corpos foliados e concordantes com as rochas encaixantes, sendo muitas vezes interrompidos por veios discordantes. Além da foliação principal (S_n), exibem dobras assimétricas, clenulação e *boudinage*.

O principal nível de turmalinito estratiforme mineralizado atinge até 3 metros de espessura, sendo interrompido em vários pontos por veios (Vqts) que cortam toda a seqüência litológica envolvida com a mineralização da Mina da Passagem (Fotos 4.1 e 4.2). A lapa desse nível de turmalinito é o sericita-quartzo xisto e a capa é um *metachert* que repousa sobre uma unidade carbonática que, segundo Duarte (1991), constitui uma formação ferrífera carbonática composta principalmente por ankerita, Fe-dolomita e Mg-siderita. Brechas desse turmalinito são comumente encontradas nos veios adjacentes que, por sua vez, também constituem parte do minério (Foto 4.3). Na unidade carbonática é comum a intercalação de níveis centimétricos de turmalinito, muitas vezes rompidos por veios de quartzo-turmalina-sulfeto, discordantes da foliação principal.

Outra camada importante de turmalinito foi identificada na Mina Mata Cavalo, com aproximadamente 1,5 metros de espessura. Essa está situada entre a base da formação ferrífera bandada (capa) e o topo do sericita-quartzo xisto (lapa). O turmalinito encontra-se totalmente fragmentado (brechado) devido à colocação dos veios de quartzo secantes, contendo apófises paralelas a zona de contato, restando apenas brechas deste nível em meio à massa de quartzo de veio com sulfetos (arsenopirita e pirita).

Na Mina Scliar, uma camada de turmalinito mineralizado, com até 2 metros de espessura, situada na base das formações ferríferas bandadas, é interceptada por veios paralelos à foliação principal da encaixante e também por veios sub-verticais. Como a mina situa-se muito próximo à superfície, as rochas encaixantes e as mineralizadas encontram-se muito intemperizadas e a grande maioria dos sulfetos foi oxidada e/ou lixiviada.

Uma camada de turmalinito posicionada no topo do quartzo-sericita xisto em contato com uma estreita camada de filito carbonáceo, situada na base do quartzito sericítico da Formação Moeda, foi identificada na Mina Duas Bocas. A camada de turmalinito possui 1,0 metro de espessura e apresenta dobras assimétricas fechadas, sendo cortada por veios de quartzo sub-verticais pobres em sulfetos (Foto 4.4).

4.1.2 - Halos de turmalinização (T2)

Os halos de turmalinização são bastante comuns na área estudada, ocorrendo ao longo de toda a seqüência litológica envolvida com a mineralização. Foram descritos em todas as minas estudadas, aparecendo, geralmente, em associação com níveis ricos em sericita, biotita e carbonato das encaixantes, com espessuras muito variáveis e, na maioria das vezes, exibindo feições de deformação como dobras abertas assimétricas. Por vezes, podem ocorrer paralelos aos veios secantes e concordantes (Figura 4.1).

Halos de turmalinização são particularmente desenvolvidos no sericita-quartzo xisto, nas rochas carbonáticas e no filito carbonáceo da Mina da Passagem. No sericita-quartzo xisto, onde os veios são principalmente secantes, estes halos são bandados a quartzo e turmalina, ricos em arsenopirita, apresentam dobras abertas e atingem espessuras de até 30 cm (Foto 4.5). Na unidade carbonática, os halos aparecem associados tanto aos veios discordantes quanto aos concordantes com a foliação principal, podendo inclusive estar, muitas vezes, seccionados por veios carbonáticos posteriores à sua formação, além de apresentarem dobras assimétricas

abertas (Foto 4.6). Os halos que ocorrem no filito carbonáceo não são perceptíveis a olho nú, somente em lâminas delgadas.

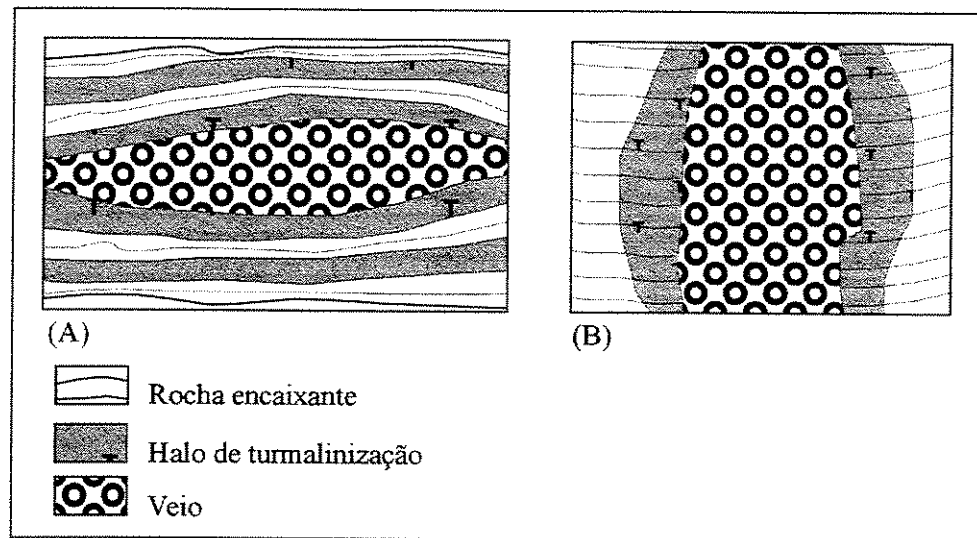


Figura 4.1 – Croqui esquemático mostrando os modos de ocorrência dos halos de turmalinização de acordo com o posicionamento dos veios. (A) veios concordantes com a foliação principal; (B) veios discordantes da foliação principal.

Na Mina Duas Bocas os halos de turmalinização, no quartzito sericítico, associam-se aos níveis sericíticos e ocorrem próximos aos veios de quartzo (Foto 4.7). Os veios de quartzo são sub-verticais e possuem apófises concordantes com a foliação principal da encaixante e também geram níveis de turmalinização concordantes.

No sericita-quartzo xisto na Mina Mata Cavallo, os halos associam-se aos veios concordantes com a foliação principal, possuem dimensão centimétrica e apresentam feições de deformação, tais como, dobras e *boudinage* (Foto 4.8).

Os halos de turmalinização na Mina Scliar ocorrem no filito carbonáceo e nas formações ferríferas bandadas em torno dos veios de quartzo-turmalina-arsenopirita sub-verticais e também nos veios paralelos à foliação principal. Os veios paralelos à foliação geralmente exibem feições de *boudinage*.

Nos veios posicionados na zona de contato entre o quartzito sericítico (base) e o filito carbonáceo (topo), também ocorrem halos de turmalinização somente perceptíveis em lâmina delgada, como no caso da Mina Chico Rei.

Além dos halos de turmalinização que ocorrem nas encaixantes próximas aos veios, é comum, no Anticlinal de Mariana, a presença níveis de turmalinização discretos em quase

todas as litologias. Estes níveis associam-se aos níveis de minerais aluminosos, tais como a sericita, a moscovita e a biotita, na maioria dos casos, ricos em material carbonáceo. Em todas as minas estudadas, estão presentes no sericita-quartzo xisto, nas rochas carbonáticas, no biotita xisto, no filito carbonáceo e nas formações ferríferas bandadas.

4.1.3 - Veios ricos em turmalina (T3)

Os veios ricos em turmalina são do tipo quartzo-turmalina-sulfeto e quartzo-carbonato-turmalina-sulfeto, sendo que, hierarquicamente, os veios de quartzo-carbonato-turmalina-sulfeto são anteriores aos veios de quartzo-turmalina-sulfeto, ou seja, os veios de quartzo-carbonato-turmalina-sulfeto sempre são interceptados pelos veios de quartzo-turmalina-sulfeto, porém o contrário não ocorre. Os veios de quartzo-turmalina-sulfeto são geralmente sub-verticais, discordantes, mas possuem apófises concordantes com a foliação principal das encaixantes e constituem uma complexa estrutura arborescente que intercepta toda a seqüência litológica presente nas minas estudadas. Já os veios de quartzo-carbonato-turmalina-sulfeto associam-se às rochas carbonática e se posicionam concordantemente com a foliação principal das encaixantes.

Nos veios de quartzo-turmalina-sulfeto, que contêm agregados maciços de turmalina, também é comum a presença de brechas de turmalinito e de encaixantes. Já nos veios de quartzo-carbonato-turmalina-sulfeto, os agregados de turmalina aparecem na forma de filmes e a turmalinização em torno destes deu origem aos níveis de alteração concordantes com a foliação principal das encaixantes, sendo esta situação muito comum nas rochas carbonáticas.

Os veios de quartzo-turmalina-sulfeto da Mina da Passagem constituem o principal minério, seguido pelo turmalinito estratiforme que, apesar de atingir teores muito superiores, estão em menor volume. Exibem enormes volumes, inclusive contendo brechas de turmalinito mineralizado e das encaixantes, tais como as rochas carbonáticas e itabirito. Cortam toda a seqüência, desde a base, o sericita-quartzo xisto, passando pelo turmalinito, seguindo pela unidade carbonática, biotita xisto, até atingir as formações ferríferas bandadas, no topo. Os veios são maciços e contêm porções isoladas de arsenopirita, turmalina e brechas (Foto 4.9).

Os veios de quartzo-turmalina-sulfeto, presentes na Mina Mata Cavalão, ocorrem principalmente na zona de contato entre o sericita-quartzo xisto (lapa) e a formação ferrífera bandada (capa), exibem feições de *boudinage* e contêm brechas de turmalinito (Foto 4.10).

Estes veios possuem apófises que cortam os itabiritos e, neste caso, passam a conter pirita em vez de arsenopirita. Apesar dos itabiritos, que são encaixantes destes veios, posicionarem-se em uma zona intemperizada, observam-se piritas preservadas com diâmetros de até 5,0 cm.

Nas minas da região de Ouro Preto, os veios são do tipo quartzo-turmalina-sulfeto, sub-verticais, possuem dezenas de metros de extensão e ocorrem encaixados no quartzito sericítico, no filito carbonáceo e nas formações ferríferas bandadas, isto é, cortam toda a seqüência mineralizada. Já os veios que se posicionam concordantemente com a foliação principal, geralmente apresentam *boudinage*. Na Mina Duas Bocas, os veios são sub-verticais, exibem dezenas de metros de extensão, cortam todo o pacote de quartzito sericítico e contêm aglomerados de turmalina com textura maciça (Foto 4.11). Próximo à zona de contato do quartzito sericítico com o quartzo-sericita xisto, estes veios adquirem um aspecto bandado a quartzo e turmalina (Foto 4.12).

Na Mina Chico Rei, esses veios são muito ricos em sulfeto e exibem porções maciças de arsenopirita contendo quartzo, turmalina e sericita. Nos veios encaixados no quartzito sericítico e no filito carbonáceo, o sulfeto é a arsenopirita, e nos veios associados às formações ferríferas bandadas, o sulfeto predominante é a pirita.

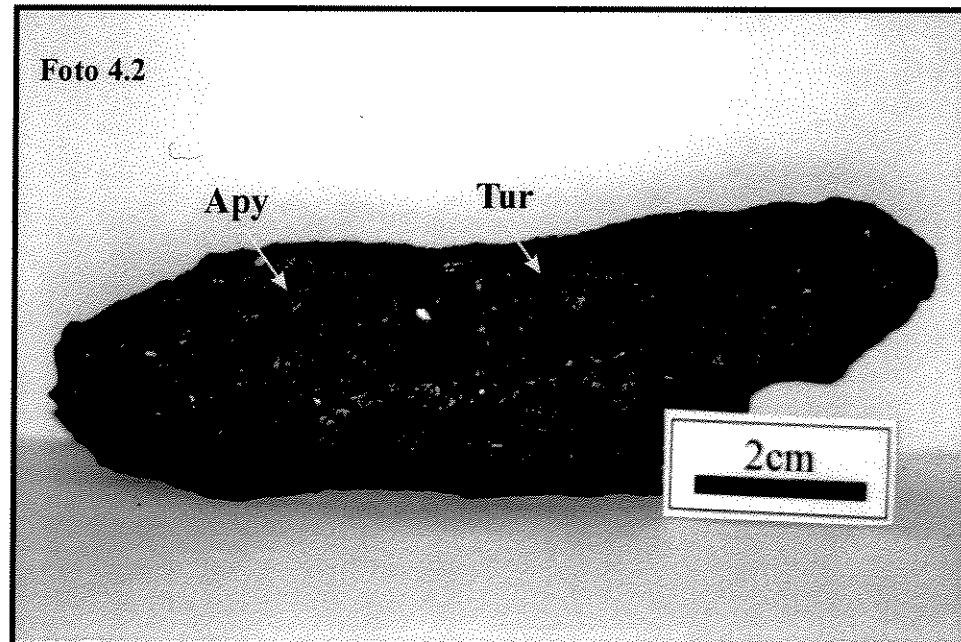
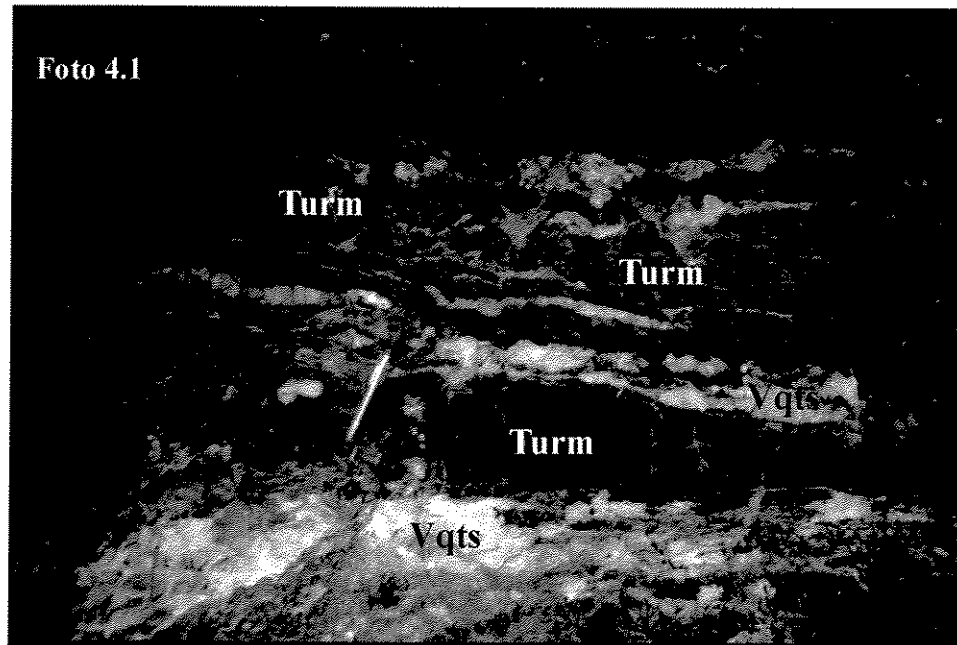


Foto 4.1 – Turmalinito estratiforme mineralizado na base formação ferrífera bandada, apresentando padrão fitado devido à colocação de veios de quartzo paralelamente à foliação principal. Nível 265, Mina da Passagem.

Foto 4.2 – Amostra de mão de turmalinito mineralizado composto quase que exclusivamente por turmalina e arsenopirita, Mina da Passagem.

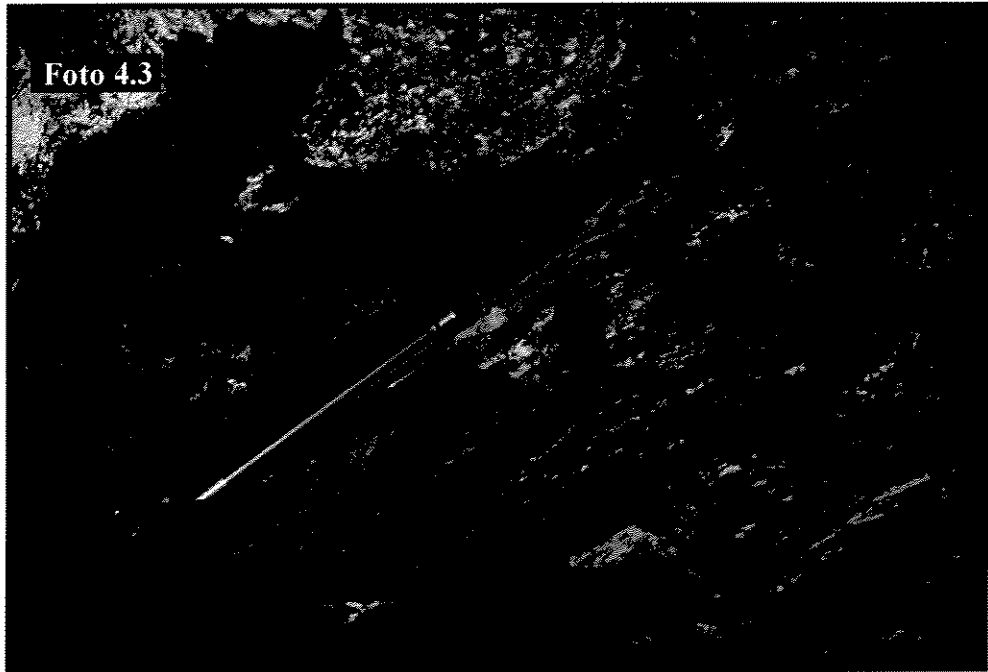
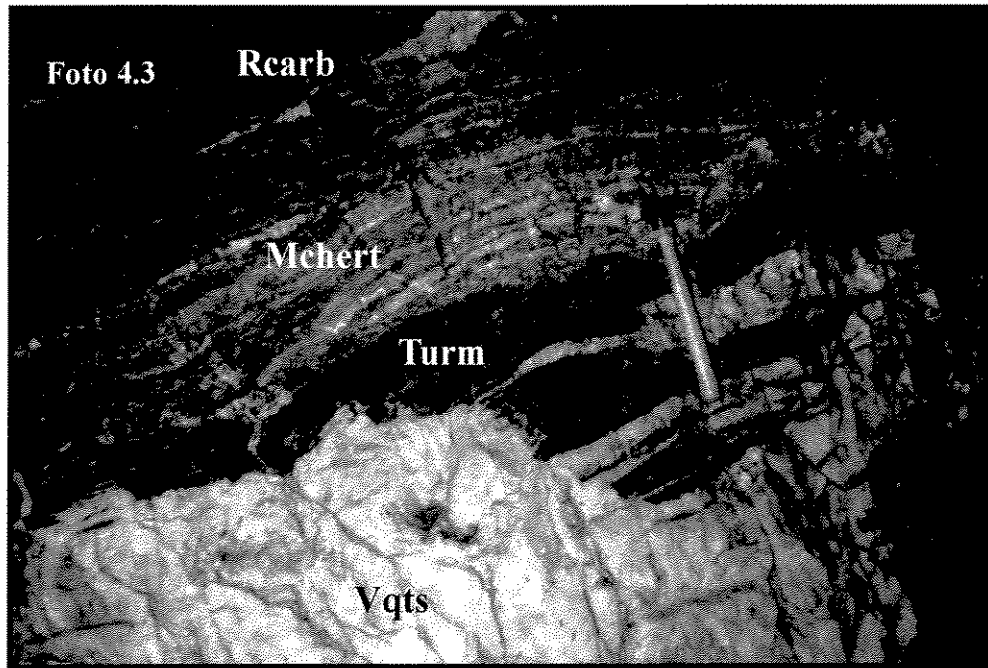


Foto 4.3 – Brechas de turmalinito associadas ao veio mineralizado (Vqts), posicionadas na base da unidade carbonática. Nível 265, Mina da Passagem.

Foto 4.4 – Nível de turmalinito foliado e dobrado, posicionado sobre o quartzo-sericita xisto, na Mina Duas Bocas.

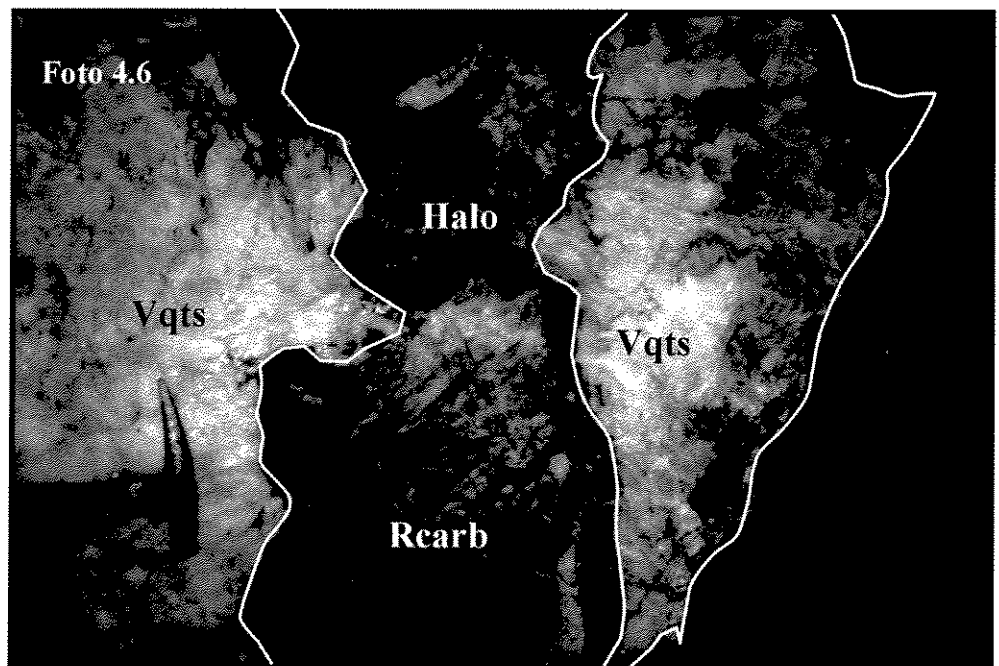
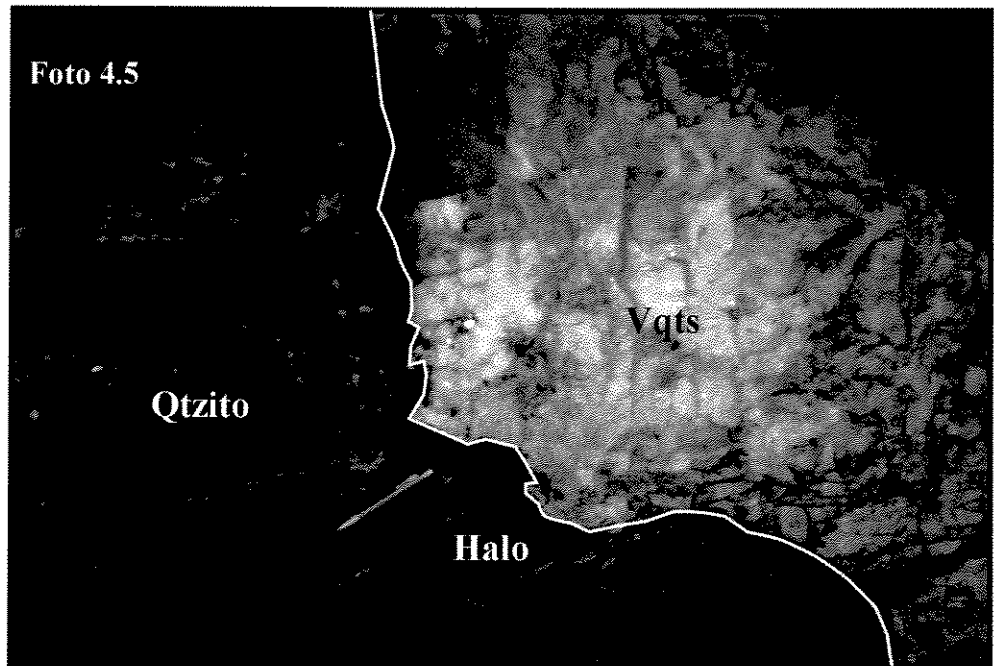


Foto 4.5 – Halo de turmalinização no quartzito sericítico, na zona de contato com o veio de quartzo-turmalina-arsenopirita, no Sindicato, Mina da Passagem.

Foto 4.6 - Turmalinização em rocha carbonática na zona próxima ao contato com o veio de quartzo-turmalina-arsenopirita, na Mina da Passagem.

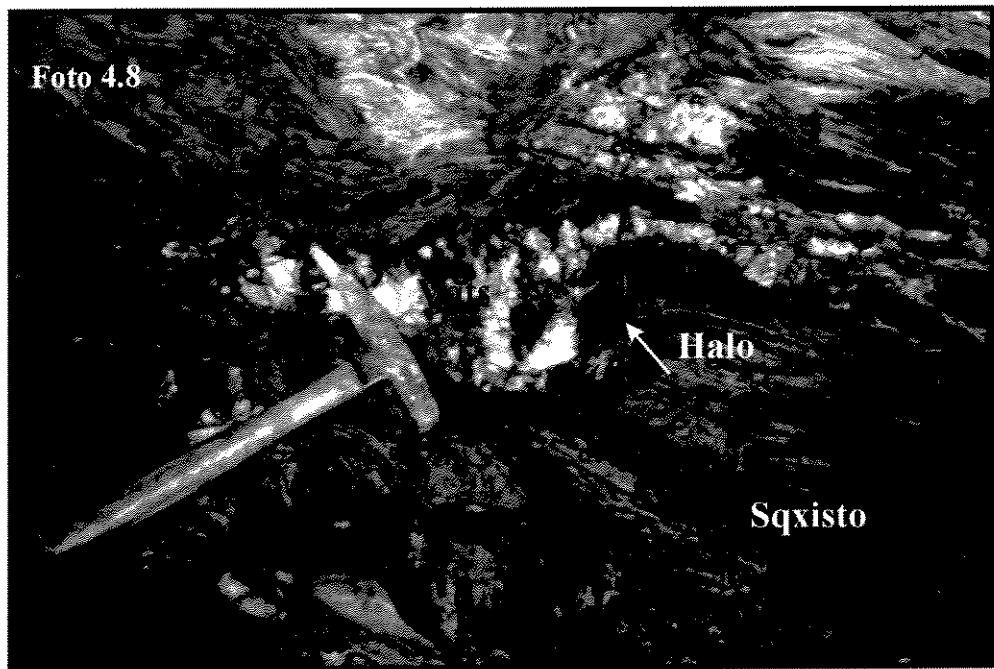
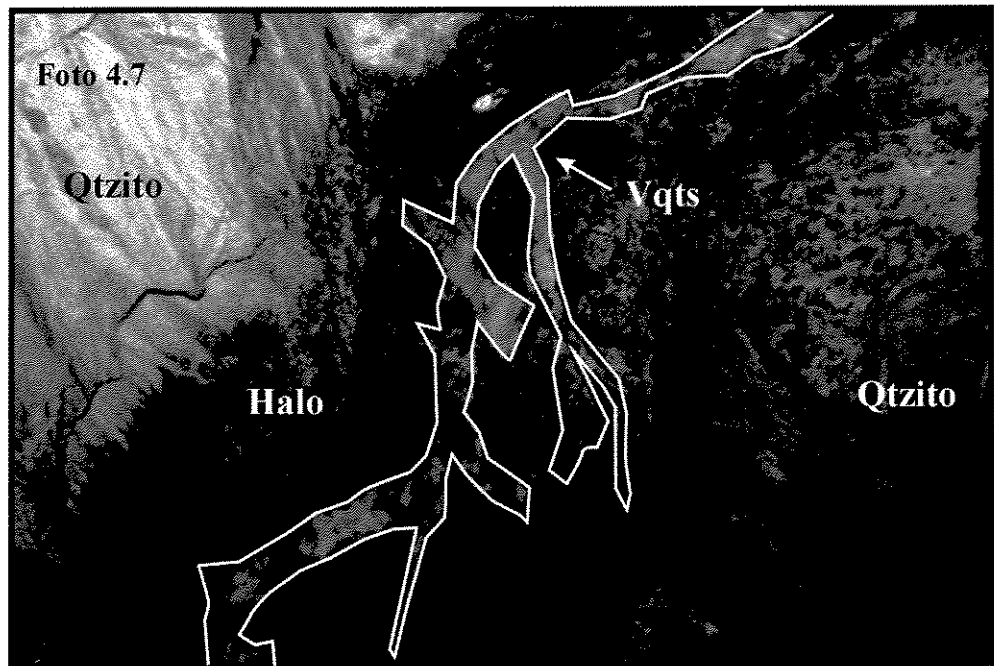


Foto 4.7 - Turmalinização no quartzito sericítico próximo ao Vqts, na Mina Duas Bocas.

Foto 4.8 – Halo de turmalinização no quartzo-sericita xisto na borda do Vqts, concordante com a foliação principal da encaixante, na Mina Mata Cavallo.

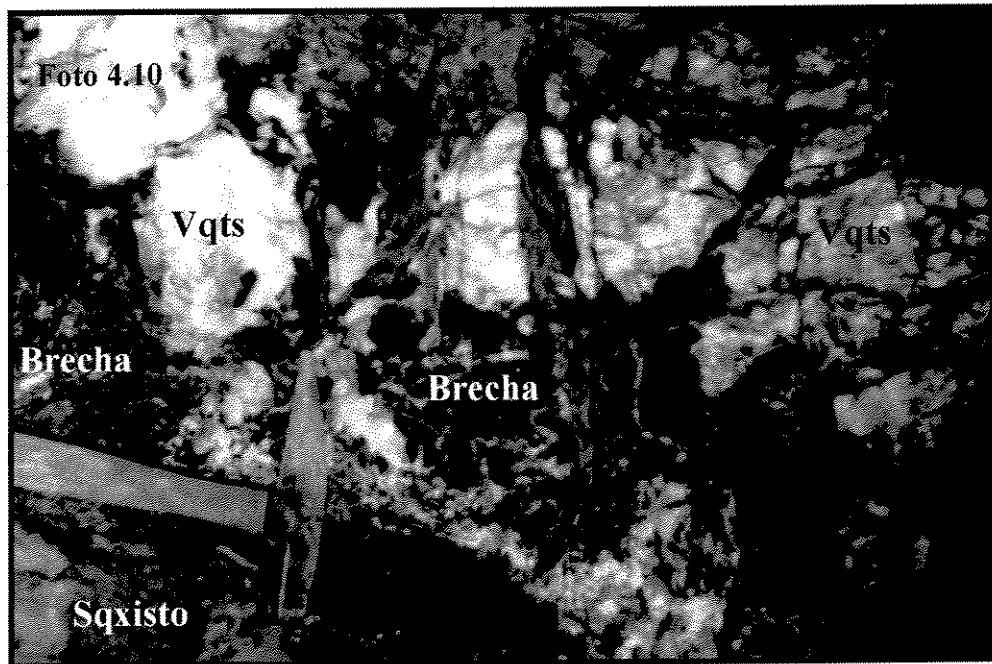
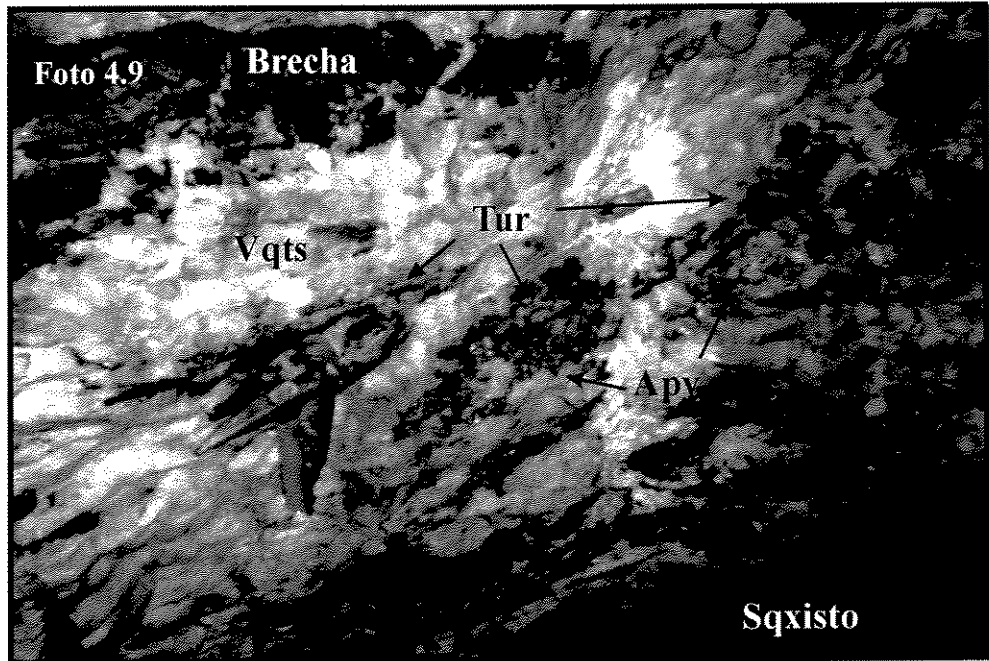


Foto 4.9 - Vqts com brecha de turmalinito, na Mina da Passagem.

Foto 4.10 - Vqts com brecha de turmalinito, na Mina Mata Cavalo. Esta porção do veio está na zona de contato entre o itabirito (capa) e o serita-quartzito xisto (lapa).

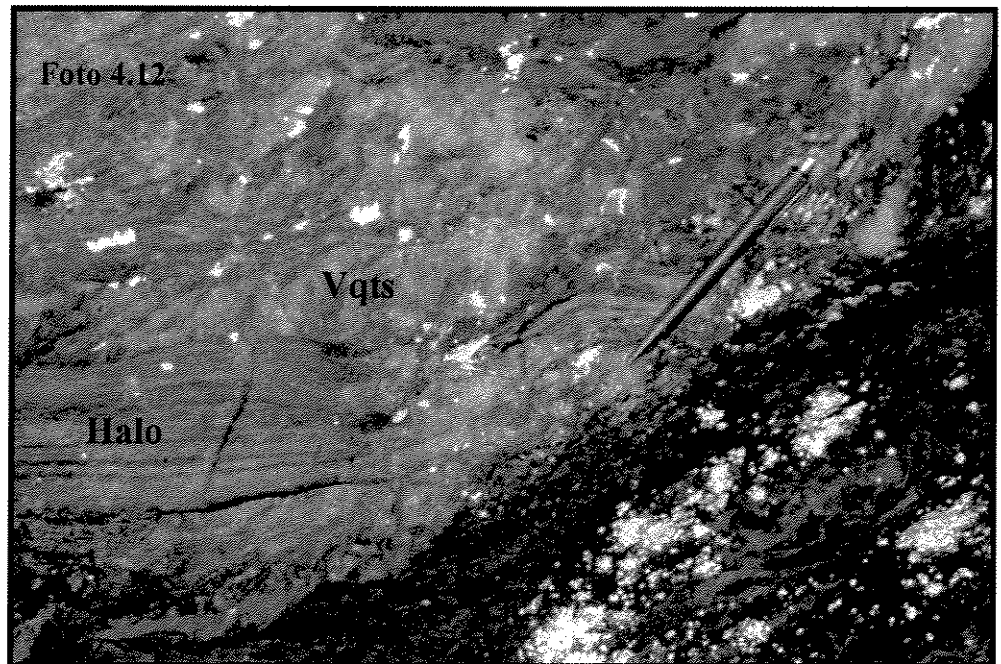
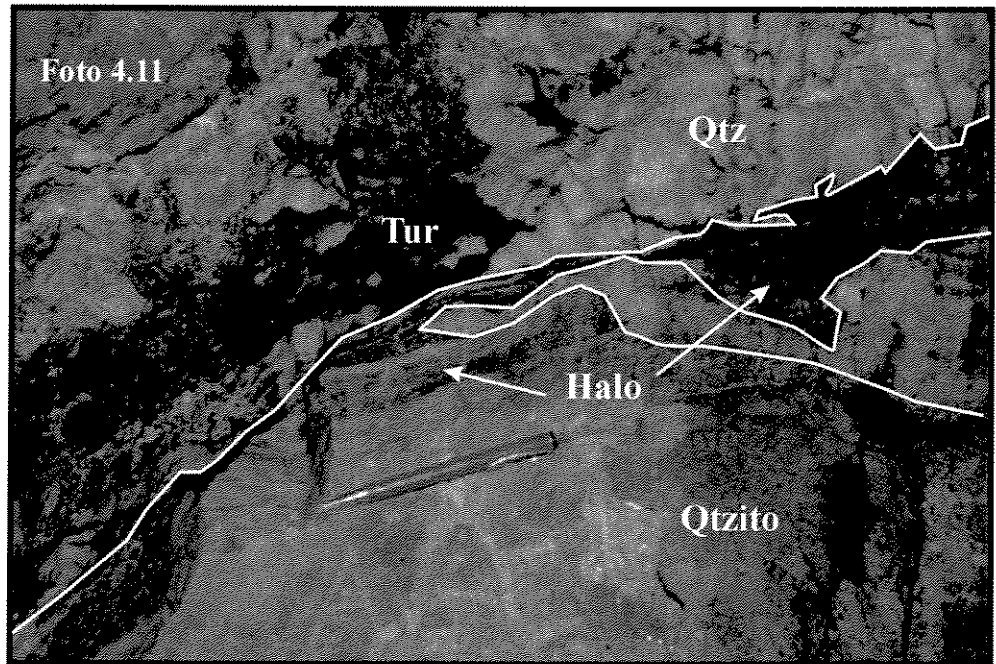


Foto 4.11 - Vqts pobre em arsenopirita, em contato com o quartzito sericítico, exibindo aglomerados de turmalina e halo de turmalinização na encaixante, na Mina Duas Bocas.

Foto 4.12 - Vqts com aspecto bandado, encaixado no quartzito sericítico, posicionado próximo ao contato com o quartzito sericita xisto, na Mina Duas Bocas.

4.2 – Petrografia

Este item trata das características petrográficas das rochas ricas em turmalina associadas com a mineralização aurífera da região do Anticlinal de Mariana. Dessa forma, foi subdividido em três partes: a primeira que aborda as turmalinas dos turmalinitos propriamente ditos; a segunda, as turmalinas dos halos de alteração hidrotermal; e a terceira, as turmalinas presentes nos veios mineralizados, dentre os quais foram descritos os dos tipos Vqts e os Vqcts.

4.2.1 – Turmalinas nos Turmalinitos Estratiformes (T1)

Os turmalinitos estratiformes são compostos principalmente por turmalina (80 – 90 %) e matéria carbonácea (10 – 20 %), e ainda contém como acessórios quartzo, apatita, rutilo, titanita, zircão, pirita, arsenopirita e calcopirita (Foto 4.13). A granulação é predominantemente fina e em raros casos é média. Os cristais de turmalina exibem textura nematoblástica com cristais prismáticos subidiomórficos, de cor verde oliva na direção do raio ordinário e amarelo claro na direção do raio extraordinário, distribuídos ao longo do plano da foliação principal e rotacionados sobre os flancos de microdobramentos (Foto 4.14). A matéria carbonácea, de granulação fina, ocorre principalmente na forma de inclusões e também nos contatos entre os cristais de turmalina formando aglomerados (nuvens) e estreitos níveis paralelos à foliação principal.

Quando mineralizado, a composição dos turmalinitos muda bruscamente, pois o mesmo passa a conter quartzo, carbonato, arsenopirita e moscovita. Pode adquirir até 25% em volume de arsenopirita; o conteúdo de matéria carbonácea reduz a menos de 5% e o quartzo aparece como produto das reações hidrotermais. As brechas de turmalinito possuem matriz de quartzo recristalizado, com textura granoblástica poligonal exibindo extinção ondulante, semelhante ao quartzo de veio. Os espaços entre os fragmentos de turmalinito são preenchidos por material de veio (Vqcts) que passa a fazer parte da matriz do turmalinito (Fotos 4.15, 4.16a e 4.16b).

O nível de turmalinito encaixado na base das formações ferríferas da Mina da Passagem é composto, aproximadamente, por turmalina (80%) e matéria carbonácea (20%) e possui textura semelhante a decussada, onde os cristais estão arranjados aleatoriamente. As

turmalinas são prismáticas alongadas, de granulação fina (20 - 300 μ m), cor verde oliva na direção do raio ordinário e amarelo claro na direção do raio extraordinário e ricas em inclusões de matéria carbonácea (Foto 4.13). É comum a presença de turmalinas neo-formadas, próximas aos veios que cortam o turmalinito, que se destacam das outras por apresentar granulação mais grossa, ausência quase total de inclusões de matéria carbonácea e por apresentar zoneamento interno de cor. Na Mina Scliar, o turmalinito contém principalmente turmalina (>80%) e matéria carbonácea (<20%) e exibe granulação fina. Embora algumas porções estejam intensamente deformadas, com foliação, dobras e crenulação (Foto 4.14), outras totalmente preservadas exibem textura semelhante à decussada formada pela disposição aleatória de ripas de turmalinas contendo concentrações significativas de inclusões de matéria carbonácea (Fotos 4.17a, 4.17b e 4.17c).

O turmalinito que ocorre na Mina Mata Cavalo possui o acamamento preservado, marcado pela intercalação de camadas de turmalina com suaves ondulações e diferentes granulações (Foto 4.18 e 4.19). Devido ao intemperismo, os planos do acamamento encontram-se com matéria oxidada preenchendo os vazios entre os grãos de turmalina. Nas camadas em que a granulação da turmalina é mais fina ocorre maior quantidade de matéria carbonácea, enquanto naquelas em que a granulação é mais grossa, há zoneamento de cor e hábito alongado orientado segundo o plano da foliação.

Na Mina Duas Bocas, há uma camada de turmalinito composta quase que exclusivamente por turmalina (99%), tendo como acessórios mica branca, rutilo e pirita. Esse turmalinito apresenta faixas de granulação diferentes sendo a grossa formada por turmalina prismática alongada (0,2mm-1,0mm), a média e a fina por turmalina granular xenoblástica. Nas bandas de granulação fina é onde se concentra a maior parte do matéria carbonácea. Os grãos de turmalina, de granulação grossa, distribuem-se aleatoriamente e apresentam zoneamento de cor suave com verde-claro no centro e verde oliva nas bordas.

As brechas são formadas por uma porção de turmalinito e outra de veio. A porção de turmalinito é composta principalmente por turmalina e, como acessórios, quartzo, carbonato, apatita, zircão e arsenopirita. No veio é possível encontrar quartzo, carbonato e turmalina e, também raros cristais de feldspato e anfibólio. A porção de turmalinito, exibe foliação plano-paralela determinada pelo alinhamento de cristais de turmalina subidiomórficos (até 400 μ m) que se encontram em meio a uma massa de turmalina xenomórfica (20 - 100 μ m), exibindo

zoneamento interno irregular e repleta de inclusões de matéria carbonácea. A turmalina é verde oliva na direção do raio ordinário e amarelo claro na direção do raio extraordinário. A matéria carbonácea está, principalmente, disposta no interior dos cristais, formando trilhas alinhadas com a foliação principal (Foto 4.15).

4.2.2 –Halos de Turmalinização (T2)

A composição mineralógica principal desses halos depende da composição das encaixantes. Nas rochas ricas em quartzo, os halos são compostos por turmalina, quartzo, matéria carbonácea e arsenopirita; nas rochas carbonáticas ocorrem quartzo, turmalina, carbonatos, matéria carbonácea, arsenopirita, pirita e rutilo; e nas rochas sericíticas são constituídos por sericita, quartzo e turmalina. Esses halos geralmente são foliados e apresentam bandamento composicional e dobras suaves. A turmalina é de granulação fina a média, cor verde oliva na direção do raio ordinário e amarelo claro na direção do raio extraordinário; os cristais geralmente são prismáticos idiomórficos e não exibem extinção ondulante.

Os halos de turmalinização que ocorrem no sericita-quartzo xisto da base da mineralização, na Mina da Passagem, estão associados aos veios de quartzo-turmalina-arsenopirita. Nestes verificam-se a sulfetação e a silicificação, além de estruturas, tais como dobras suaves e bandamento composicional, que podem indicar que esses halos formaram-se durante um evento de deformação, isso porque tais estruturas são contemporâneas à colocação dos veios. O bandamento composicional é definido por bandas ricas em turmalina e bandas ricas em quartzo. As bandas ricas em turmalina (80%) também são constituídas por quartzo (10%), matéria carbonácea (10%) e arsenopirita. Já as bandas silicosas consistem de quartzo (80%), turmalina (10%), arsenopirita (10%) e matéria carbonácea (Fotos 4.20a e 4.20b). Neste caso, é notável que as bandas ricas em quartzo possuem concentração de arsenopirita muito superior ao das bandas turmalínicas.

Nas rochas carbonáticas da Mina da Passagem, os halos de turmalinização ocorrem principalmente paralelos aos veios concordantes com a foliação principal, ao longo da mesma, associados aos níveis carbonáticos e sericíticos que também são ricos em matéria carbonácea. Estes veios, geralmente, são do tipo Vqcts, e a turmalinização, freqüentemente encontra-se restrita aos locais em que é comum a presença de matéria carbonácea. A turmalina é de

granulometria fina, cor verde oliva na direção do raio ordinário e amarelo claro na direção do raio extraordinário, e os cristais são granulares subidiomorfos, dispostos em camadas intercaladas com outras de quartzo-carbonato. Nas camadas de turmalina, a matéria carbonácea ocupa pelo menos 20% do volume. O quartzo e o carbonato exibem textura granoblástica poligonal, sendo que o quartzo mostra extinção ondulante.

Na Mina Mata Cavallo, onde os veios mineralizados ocorrem preferencialmente na zona de contato entre o sericita-quartzo xisto (lapa) e o itabirito (capa), os halos de turmalinização são paralelos à foliação principal que também é sub-paralela à zona de contato e exibem feições de *boudinage*. Estes halos são constituídos por turmalina (60%), quartzo (30%) e arsenopirita (10%). A turmalina de cor verde oliva e granulação grossa (0,5mm) associa-se preferencialmente aos níveis sericíticos (Foto 4.21). A turmalinização que ocorre no pacote de quartzo-sericita xisto está confinada a níveis ricos em sericita contendo veios de quartzo concordantes. Estes halos são formados por turmalina (60%), sericita (35%) e rutilo (5%) e, como acessórios, quartzo, titanita, zircão e matéria carbonácea. Nestes halos a turmalina é de granulação fina a média e apresenta hábitos granular e prismático.

No quartzito sericítico, os halos de turmalinização encontram-se preferencialmente nos níveis ricos em sericita, onde formam níveis estreitos, pouco abrangentes, contendo turmalina de cor verde oliva e granulação fina a média, sericita, e algum sulfeto, preferencialmente a arsenopirita.

No filito carbonáceo, os halos são constituídos por turmalina (30-40%), quartzo (0-30%), matéria carbonácea (30-60%) e sericita (0-15%), contendo em menor proporção arsenopirita e rutilo. A turmalina é verde oliva, podendo apresentar zoneamento de cor e granulação média. Próximo aos veios, os halos são bandados a turmalina e quartzo.

4.2.3 – Turmalina nos Veios (T3)

Nos veios, a turmalina aparece na forma de agregados maciços, brechas de turmalinito imersas na massa de quartzo de veio, e na forma de níveis nos veios bandados a quartzo-turmalina. A turmalina é verde oliva, de granulação grossa, apresentando zoneamento irregular de cor sendo verde oliva nas bordas e verde claro no centro. Exibe textura granoblástica a nematoblástica e extinção ondulante (Foto 4.22). O pleocroísmo é nítido nas seções

longitudinais dos cristais prismáticos, sendo verde oliva na direção do raio ordinário e amarelo claro na direção do raio extraordinário.

Nos veios de quartzo-turmalina, os bolsões são formados por turmalina (95 – 99%), quartzo (< 5%) e, como acessórios, por pirita, arsenopirita, sericita, rutilo e zircão. A turmalina é de granulação grossa (>5mm) e os cristais prismáticos, usualmente, apresentam zoneamento de cor com as bordas verde oliva e o centro verde-claro e extinção ondulante. Nos veios bandados da Mina Duas Bocas, a turmalina exibe textura nematoblástica, granulação grossa e ocorrem preferencialmente preenchendo as fraturas dos grãos de quartzo. Na Mina Mata Cavallo, a turmalina exibe textura granoblástica, granulação grossa e forma camadas que se intercalam com camadas de quartzo. Os fragmentos de turmalinito, presentes nos veios, exibem foliação e dobras e a turmalina é de granulação fina, contendo até mesmo inclusões de matéria carbonácea.

Nos veios de quartzo-turmalina-arsenopirita, a turmalina é verde oliva, apresenta zoneamento interno e, por vezes, aparece deformada, contendo inclusive cristais dobrados exibindo extinção ondulante (Foto 4.23). Além da turmalina, quartzo e arsenopirita, esses veios também contêm carbonatos, sericita, feldspato, anfibólio, titanita e matéria carbonácea.

Nos veios de quartzo-carbonato-turmalina-arsenopirita predominam quartzo e carbonato, seguidos por turmalina e arsenopirita, havendo ainda biotita, sericita, matéria carbonácea, monazita, apatita e rutilo como acessórios. Esses veios freqüentemente exibem *boudinage*; podem conter fragmentos da encaixante carbonática e são interceptados pelos veios de quartzo-turmalina-arsenopirita. A turmalina é de granulação grossa (até 1,0mm) e quase sempre exibe zoneamento de cor, apresentando o núcleo verde-claro e as bordas verde oliva. Estas turmalinas formam pequenos aglomerados no veio, contendo inclusive matéria carbonácea associada. No contato entre o veio e a encaixante é comum a presença de filmes de turmalina de granulação fina e textura granoblástica.

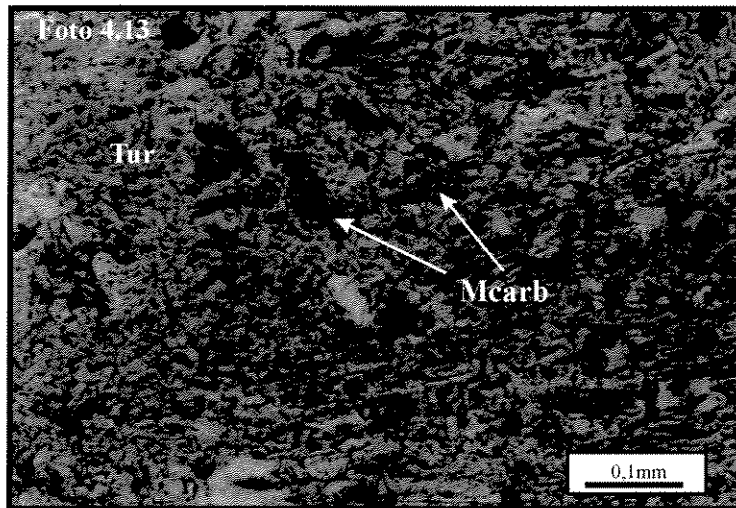


Foto 4.13 – Turmalinito estratiforme composto por turmalina e matéria carbonácea. A turmalina é subidiomórfica e a matéria carbonácea ocorre na forma de inclusões e também nos contatos entre os grãos de turmalina. Plano de corte perpendicular ao da foliação principal (XZ). Luz plano-paralela. Mina da Passagem.

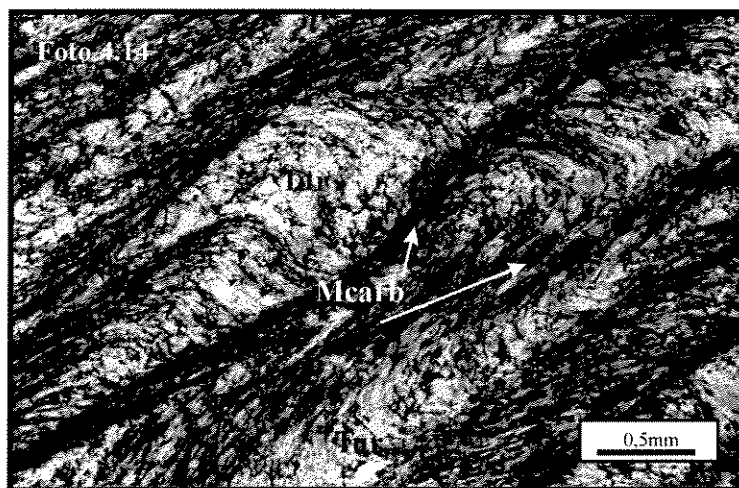


Foto 4.14 – turmalinito deformado exibindo dobras fechadas e clivagem de crenulação definida pelo alinhamento de ripas de matéria carbonácea. Plano de corte perpendicular ao da foliação principal (XZ). Luz plano-paralela. Mina Seliar.

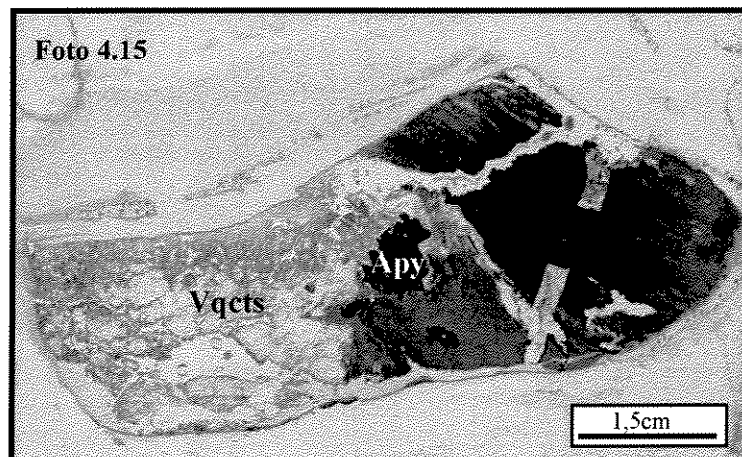


Foto 4.15 – Brecha de turmalinito. O turmalinito é formado por finas camadas de turmalina com matéria carbonácea. Plano de corte perpendicular ao da foliação principal (XZ). Luz plano-paralela. Mina da Passagem.

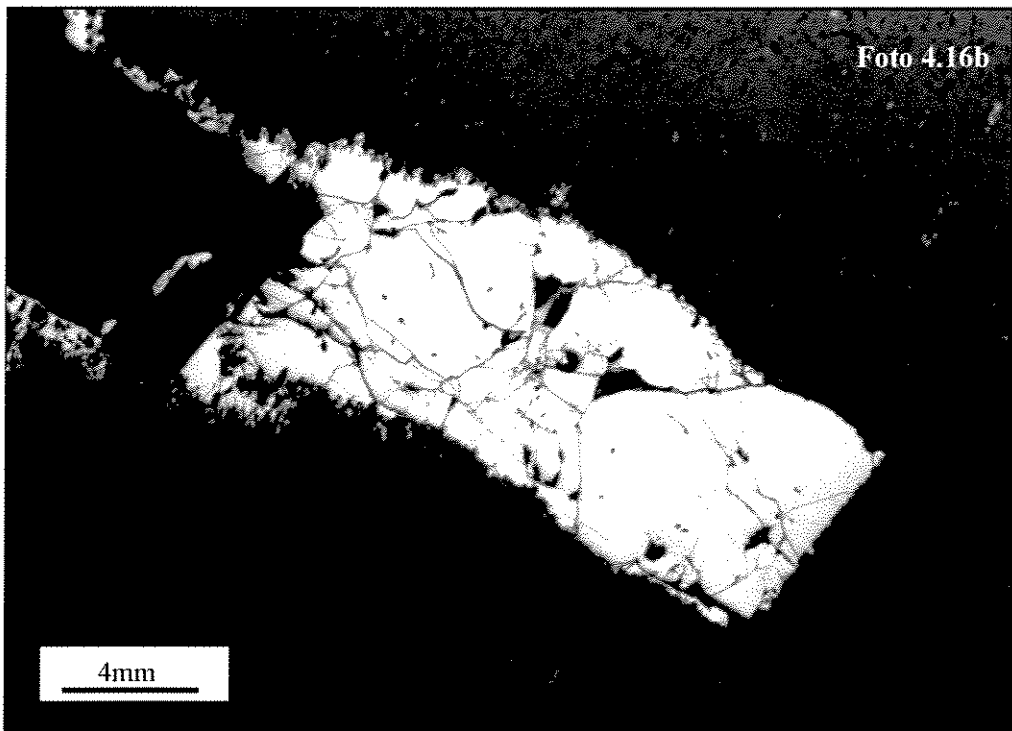
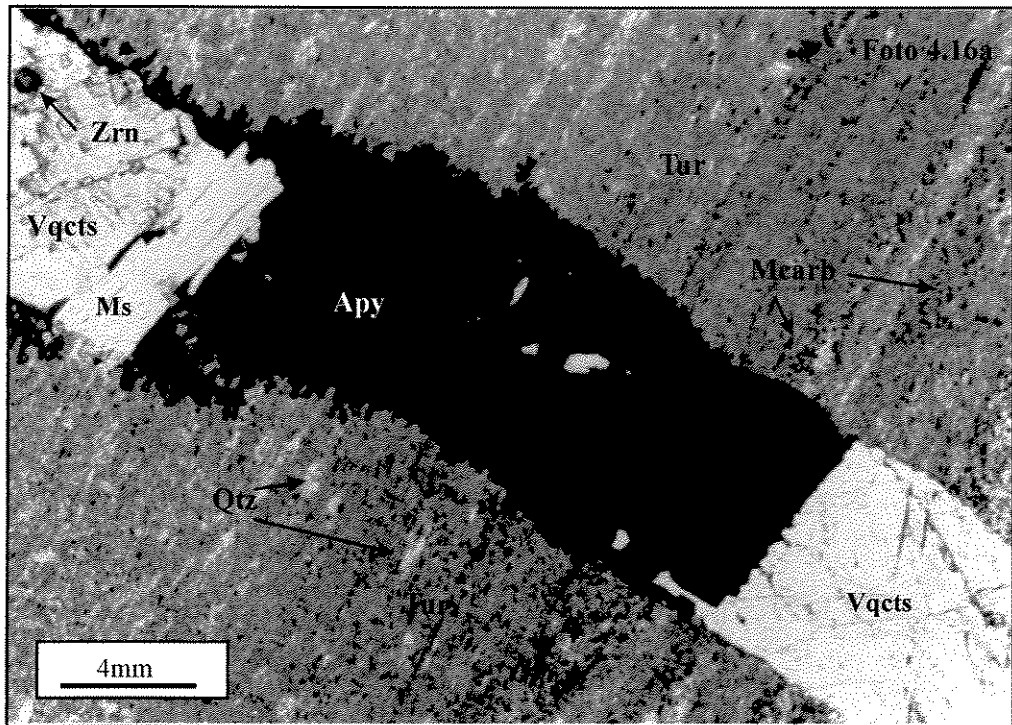


Figura 16a – Detalhe da Foto 15, em luz transmitida plano paralela, mostrando zona de contato do veio (Vqcts) com o fragmento de turmalinito e a presença de quartzo na matriz.

Figura 16b - Detalhe da Foto 15, em luz refletida, onde se pode notar o cristal de arsenopirita do veio penetrando na matriz do turmalinito.

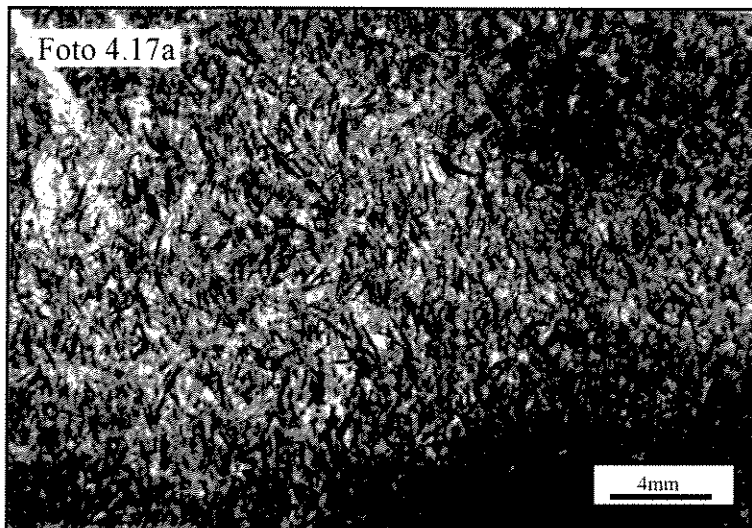


Foto 4.17a – Turmalinito estratiforme sem deformação, exibindo cristais de turmalina com arranjo aleatório. Plano de corte perpendicular ao da foliação principal (XZ). Luz plano-polarizada. Mina Seliar.

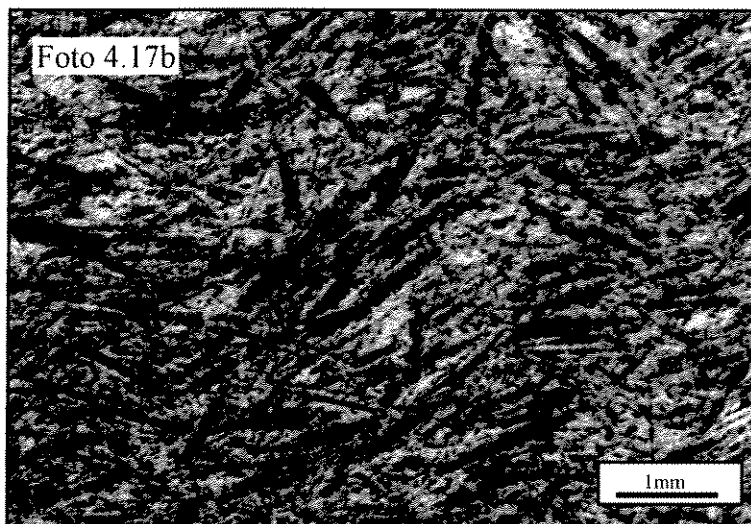


Foto 4.17b - Detalhe da imagem anterior, vista ao microscópio em luz plano-polarizada, mostrando detalhe dos cristais de turmalina, arranjados aleatoriamente e envolvidos por porções ricas em matéria carbonácea. Mina Seliar.

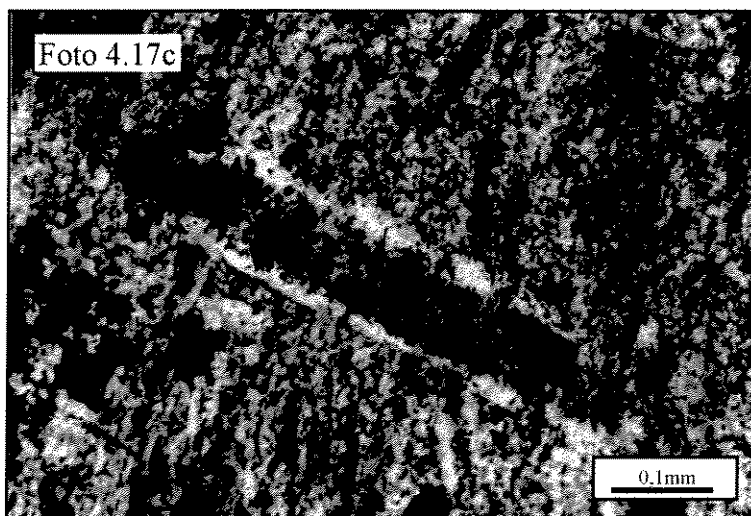


Foto 4.17c - Detalhe da imagem anterior, vista ao microscópio em luz plano-polarizada, mostrando em detalhe um cristal de turmalina com núcleo repleto de matéria carbonácea. Mina Seliar

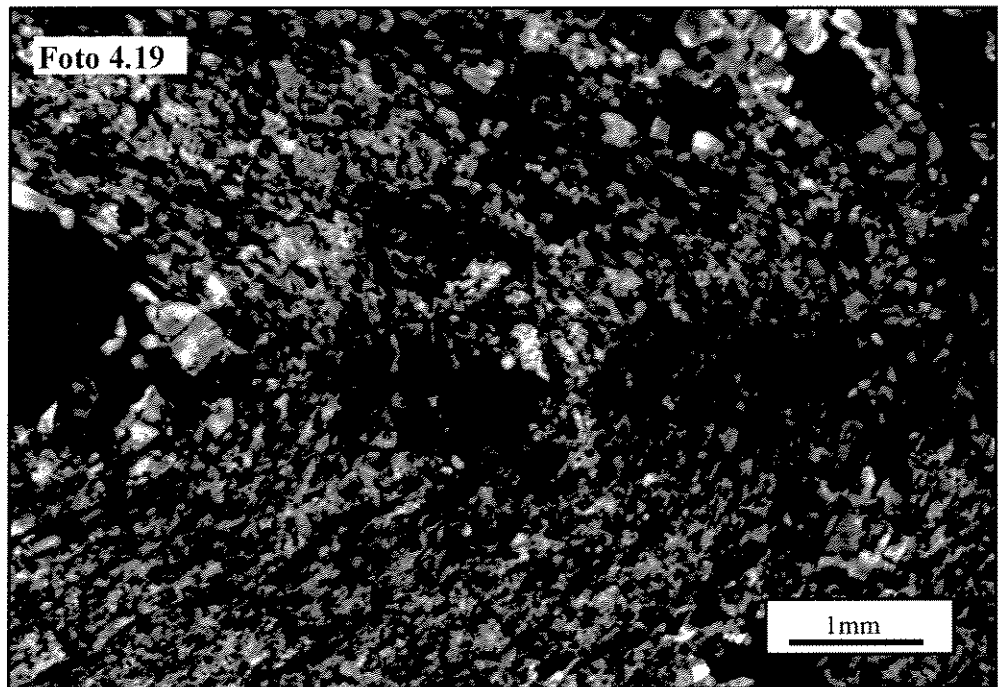
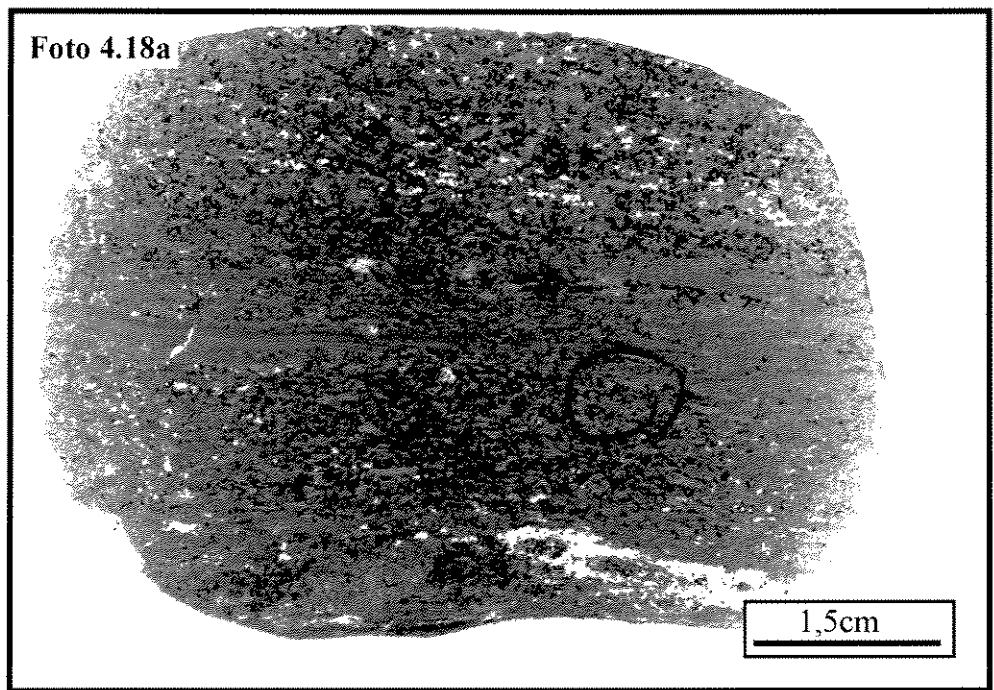


Foto 4.18 – Vista da lâmina delgada-polida do turmalinito estratiforme, exibindo acamamento definido pela alternância de camadas de turmalina com diferentes granulações. Plano de corte perpendicular ao da foliação principal (XZ). Mina Mata Cavallo.

Foto 4.19 – Fragmento de turmalinito dobrado (brecha) imerso em veio do tipo Vqts. Polarizador cruzado. Mina Mata Cavallo.

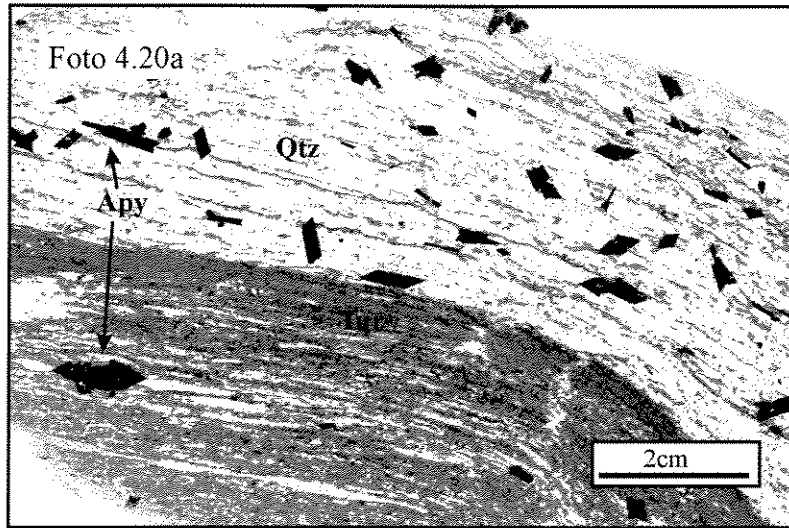


Foto 4.20a - Vista da lâmina delgada polida, exibindo halo de turmalinização no sericita-quartzo xisto da base da mineralização. O halo é bandado a turmalina e quartzo, sendo a banda de quartzo rica em arsenopirita. Plano de corte perpendicular ao da foliação principal (XZ). Mina da Passagem.

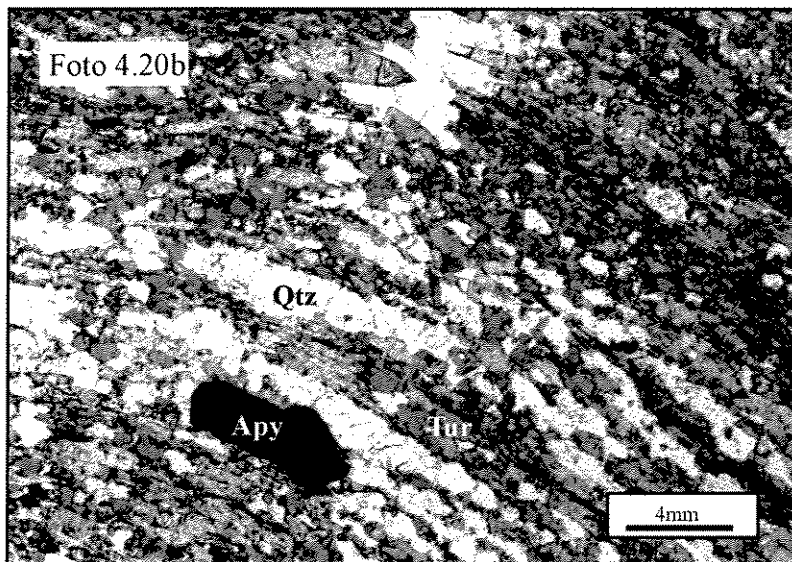


Foto 4.20b – Detalhe da foto anterior, ao microscópio, da banda rica em turmalina do halo de turmalinização, exibindo uma dobra. Mina da Passagem.

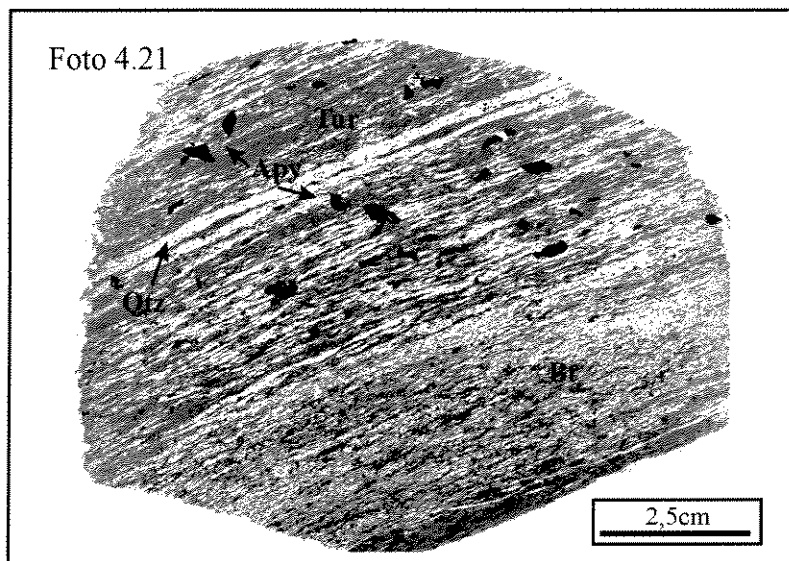


Foto 4.21 - Vista da lâmina delgada polida da turmalinização do sericita-quartzo xisto da base da mineralização. Este halo exibe uma porção biotítica na base e outra turmalinítica, rica em arsenopirita, no topo. Plano de corte perpendicular ao da foliação principal (XZ). Mina Mata Cavallo.

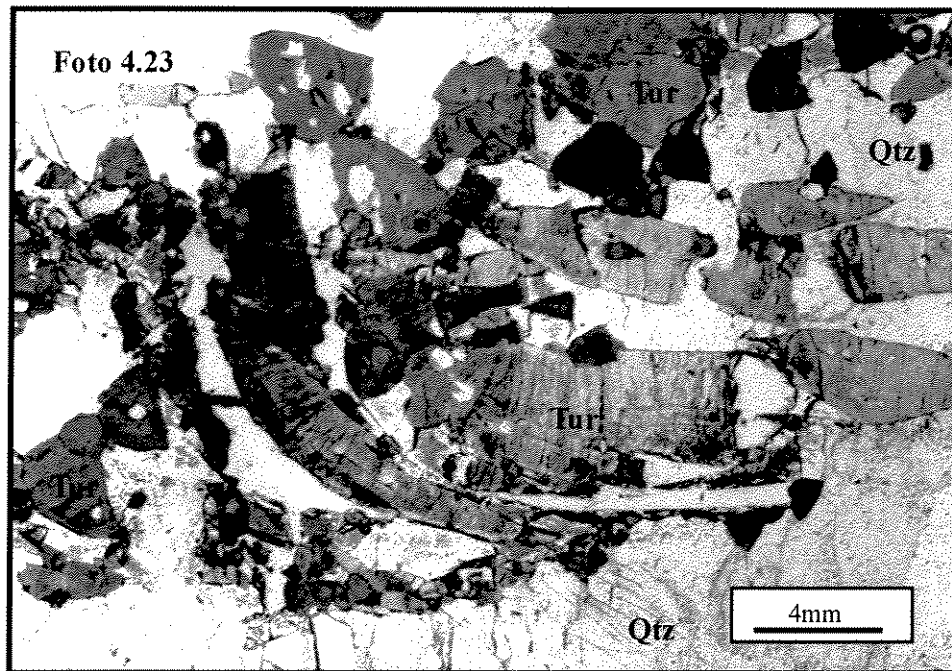
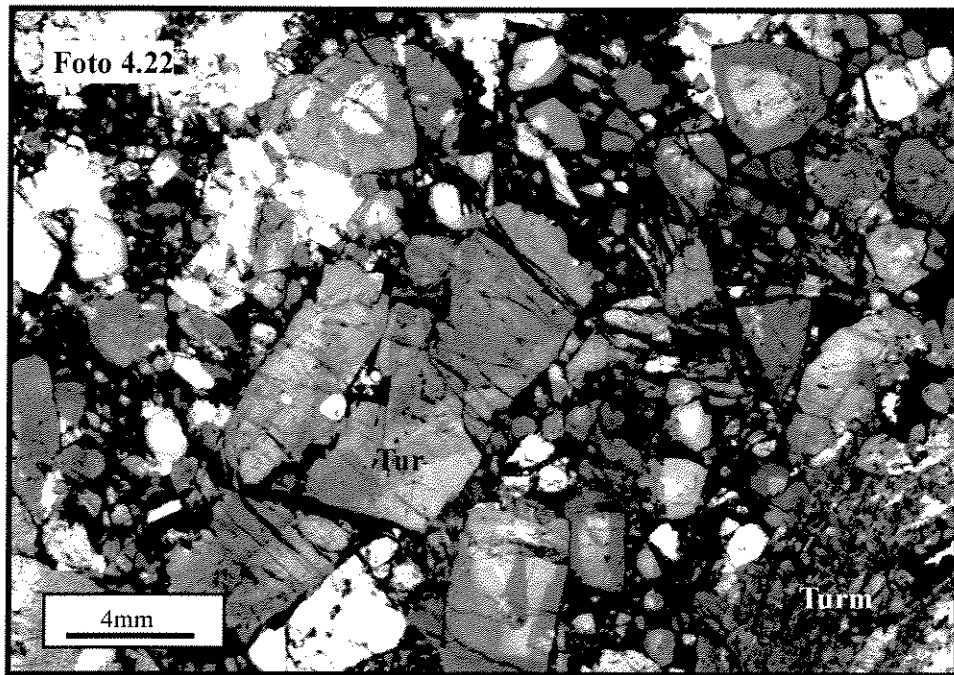


Foto 4.22 - Aglomerado de turmalina associado ao veio de quartzo-turmalina-arsenopirita. A turmalina é de granulação grossa e exhibe zoneamento de cor. Na porção inferior direita da foto, aparece um fragmento de turmalinito dobrado. Luz plano polarizada. Mina Mata Cavalo.

Foto 4.23 – Turmalina em veio de quartzo-turmalina-arsenopirita encaixado no serita-quartzo xisto da base da mineralização. Os cristais de turmalina exibem extinção ondulante além de zoneamento de cor e inclusões de turmalina. Luz pano polarizada. Mina da Passagem.

4.3 - Matéria Carbonácea

O termo matéria carbonácea é empregado para descrever substâncias, tais como carvão, betume, querogênio e grafita, que apresentam o carbono como seu principal constituinte (Silva 1998). A matéria carbonácea pode estar direta ou indiretamente relacionada à gênese de depósitos minerais (Mossman 1999). Os materiais carbonáceos autóctones (querogênio e betume) são formas dominantes em mineralizações de origem singenética, enquanto as alóctones (substâncias húmicas, betume, espécies dissolvidas em água e hidrocarbonos gasosos) são mais comuns em depósitos epigenéticos (Giordano 1996).

4.3.1 – Caracterização Petrográfica

É marcante a associação espacial entre a matéria carbonácea e a turmalina, tanto no turmalinito estratiforme, quanto nos halos de turmalinização e veios. Na área estudada, a matéria carbonácea é encontrada em maior volume no filito e no turmalinito estratiforme. Comumente, se encontra na forma de lentes e camadas, associada aos níveis de turmalina no turmalinito, nos halos de turmalinização e nos veios. Ocorre na forma de inclusões e disseminada entre os cristais de turmalina, carbonato, quartzo e arsenopirita. A matéria carbonácea é de granulação muito fina ($<0,1\text{mm}$) nos turmalinitos, mas em direção aos veios, passando pelos halos de alteração hidrotermal, a granulação tende a aumentar (até $0,5\text{mm}$).

No turmalinito a matéria carbonácea ocorre disseminada entre os grãos de turmalina e também na forma de lentes ou camadas intercaladas com níveis carbonáticos e turmaliníticos (Fotos 4.24a e 4.24b). Pode ocorrer também na forma de inclusões muito finas no interior dos grãos de turmalina formando uma poeira no interior dos cristais, principalmente nas zonas em que o turmalinito aparece sem deformação (Foto 4.24c). Alguns aglomerados de matéria carbonácea chegam a formar nuvens com extensão de até $1,5\text{mm}$ (Foto 4.24d).

Nos halos de turmalinização, a matéria carbonácea aparece dispersa entre os grãos de turmalina, quartzo e arsenopirita (Foto 4.24e). Aparece também na forma de inclusões na turmalina, no carbonato e na arsenopirita.

A granulação da matéria carbonácea nos veios chega a $0,5\text{mm}$; ocorre dispersa no contato entre os grãos dos minerais componentes dos veios, e também na forma de inclusões,

como poeira, por exemplo (Foto 4.24f). É comum a sua presença no contato entre os cristais de quartzo e carbonato e nas bordas de arsenopirita.

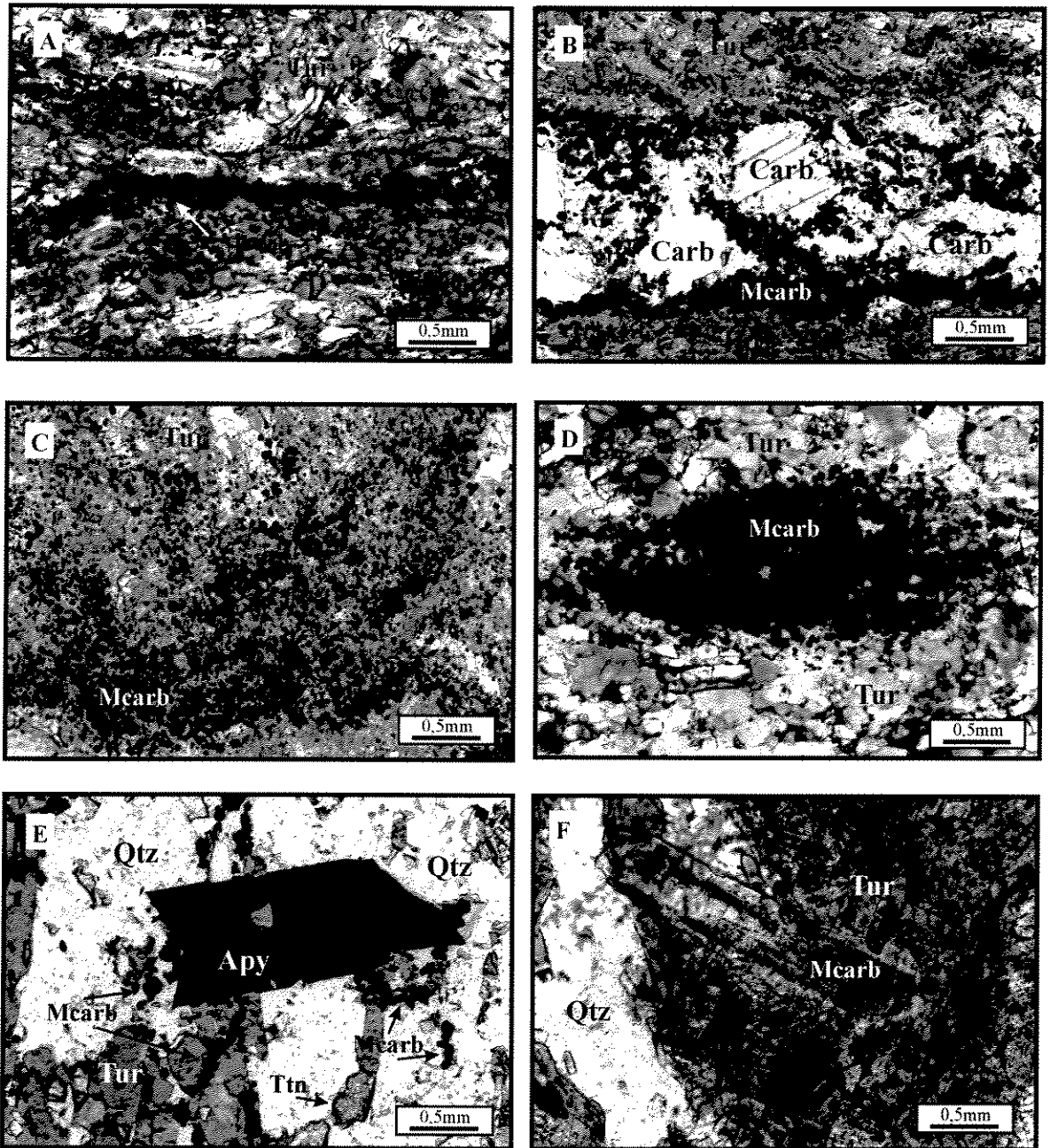


Foto 4.24 – Principais associações da matéria carbonácea. **a)** Níveis de matéria carbonácea no turmalinito estratiforme. Mina da Passagem. **b)** Níveis de matéria carbonácea associada aos níveis de turmalina e carbonato no turmalinito encaixado na unidade carbonática. Mina da Passagem. **c)** Matéria carbonácea disseminada entre os cristais de turmalina do turmalinito estratiforme. Mina da Passagem. **d)** Aglomerado de matéria carbonácea no fragmento de turmalinito associado ao veio de quartzo-turmalina-arsenopirita. Mina da Passagem. **e)** Matéria carbonácea disseminada entre os cristais de turmalina, quartzo e arsenopirita, em halo de turmalinização. Mina da Passagem. **f)** Inclusões na forma de poeira, nos cristais de turmalina do turmalinito estratiforme. Mina da Passagem.

4.3.2 – Micro Espectroscopia *Raman*

A espectroscopia *Raman* é uma técnica não destrutiva que fornece informações moleculares e estruturais da matéria carbonácea (Roberts & Beattie 1995). O uso da espectroscopia *Raman* em materiais geológicos carbonáceos é baseado na sensibilidade da sua estrutura, permitindo reconhecer diferentes tipos desse material com base na sua organização estrutural e no grau de cristalinidade (Wopenka & Pasteris 1993, Cuesta *et al.* 1994, Yui *et al.* 1996). O espectro *Raman* pode ser dividido em dois componentes: o de primeira ordem e o de segunda ordem. Quando a matéria carbonácea é bem cristalizada (grafita), o espectro *Raman* de primeira ordem mostra apenas um pico a cerca de 1582 cm^{-1} (o “ordenado” ou pico-O). Para a matéria carbonácea menos cristalizada, o espectro *Raman* de primeira ordem apresenta dois picos: i) o primeiro a cerca de 1620 cm^{-1} , que desenvolve um “*shoulder*” ao lado do pico-O que resulta de um pequeno alargamento ou deslocamento do pico-O; ii) e o segundo que aparece a cerca de 1355 cm^{-1} (o “desordenado” ou pico-D). Mudanças sistemáticas no espectro *Raman* com o grau de cristalinidade da matéria carbonácea têm sido documentadas em materiais sintéticos e em amostras naturais (Pasteris & Wopenka 1991, Wopenka & Pasteris 1993).

Yui *et al.* (1996) demonstraram que existe uma relação evidente entre o espectro *Raman* da matéria carbonácea extraída das rochas metamórficas com o grau de metamorfismo. Assim, o espectro *Raman* da matéria carbonácea pode ser considerado um indicador de grau de metamorfismo. A transformação química e física de matéria carbonácea desordenada em ordenada (grafita) é descrita como grafitização. O processo de grafitização envolve mudanças na composição e na estrutura. O grau de cristalinidade da grafita é avaliado em termos do tamanho do plano cristalino (L_a), altura do empilhamento (L_c) e distância entre os planos (d). A organização estrutural durante a grafitização se manifesta através da redução da distância “ d ” e aumento de “ L_a ” e “ L_c ”. O processo de grafitização não é influenciado apenas pela temperatura, mas também pela pressão, tipo de cisalhamento, espécies catalizadoras, tipos de precursores de hidrocarbonetos e também pelo tempo.

Os espectros *Raman*, obtidos a partir das análises realizadas na matéria carbonácea associada aos turmalinitos, halos de alteração hidrotermal e dos veios mineralizados, mostraram que não se trata de grafita (Anexo 02). Mudanças sensíveis no grau de cristalinidade da matéria carbonosa têm sido observadas utilizando-se a razão das alturas dos

picos O e D ($O_{(y)}/D_{(y)}$) em função da largura da meia altura do pico O ($W_{(O)}$) (Pasteris & Wopenka 1991, Wopenka & Pasteris 1993, Yui *et al.* 1996).

Uma rápida correlação desses espectros com outros obtidos da matéria carbonácea do filito carbonáceo da Formação Batatal da região central do Quadrilátero Ferrífero, numa área em que o metamorfismo é considerado da fácies xisto-verde, mostrou que: a) a matéria carbonácea que ocorre associada à mineralização na Mina da Passagem, onde o metamorfismo atingiu a fácies anfíbolito, possui um maior grau de cristalinidade do que a do Filito Batatal; b) e que no turmalinito da Mina Scliar, que não foi deformado (que guarda estruturas reliquias), a matéria carbonácea possui uma cristalinidade ainda mais baixa do que a do Filito Batatal (Figura 4.2).

4.4 – Discussão

Na área estudada, é nítida a relação espacial entre as rochas ricas em turmalina e a mineralização aurífera, de tal forma que o turmalinito foi considerado por Fleischer & Routhier (1973) como o principal minério da Mina da Passagem. Vial (1988) discordou, assumindo que os veios de quartzo-turmalina-sulfeto representam o principal minério.

A mineralização ocorre tanto nas encaixantes, como nos veios. Estes veios, como foi visto anteriormente, são compostos por quartzo-turmalina-sulfeto e quartzo-carbonato-turmalina-sulfeto, ou seja, normalmente possuem turmalina na sua composição. Por sua vez, as rochas encaixantes foram alteradas, parcialmente, com a introdução do sistema mineralizante, gerando halos de alteração hidrotermal com sulfetação, silicificação e turmalinização. Estes halos são, na maioria das vezes, restritos, atingindo no máximo 30 cm de espessura (Tabela 4.2).

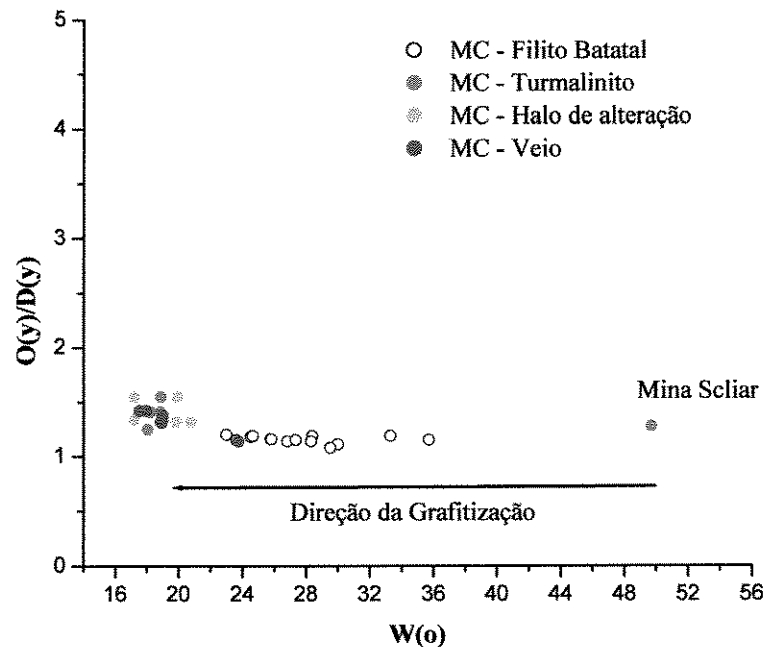


Figura 4.2 – Gráfico exibindo a direção (*trend*) de grafitação (Silva 1998), comparando a matéria carbonácea associada à mineralização aurífera do sudeste do QF com a do Filito Batatal (dados obtidos informalmente de Pires(2003)).

Tabela 4.1 - Parâmetros obtidos a partir dos espectros *Raman*.

Amostra	Tipologia	Modo de ocorrência	Pico D	Pico O	W(O)	O(y)/D(y)
MS-03 – 1a	Turmalinito	Aglomerado	1357,14	1584,04	49,73	1,28
PM-13 – 1a	Turmalinito	Inclusão em Tur	1354,05	1582,20	18,87	1,55
PM-22 – 1a	Turmalinito	Inclusão em Apy	1355,45	1582,59	18,24	1,41
PM-22 – 1b	Turmalinito	Aglomerado	1357,27	1584,02	19,01	1,34
PM-22 – 1c	Turmalinito	Inclusão em Cal	1355,30	1583,90	18,04	1,25
PM-22 – 1d	Turmalinito	Inclusão em Tur	1355,54	1583,33	18,85	1,41
PM-33 – 1a	Halo	Aglomerado	1357,42	1584,23	17,21	1,34
PM-33 – 1b	Halo	Aglomerado	1352,42	1582,19	19,94	1,55
PM-33 – 1c	Halo	Inclusão em Tur	1354,67	1583,63	19,87	1,32
PM-33 – 1d	Halo	Aglomerado	1354,67	1583,46	17,21	1,55
PM-05 – 1a	Halo	Inclusão em Tur	1354,15	1583,28	20,77	1,32
PM_20 – 1a	Vqcts	Aglomerado	1353,81	1582,89	18,93	1,31
PM_20 – 1b	Vqcts	Aglomerado	1353,52	1582,93	23,74	1,14
PM_20 – 1c	Vqcts	Inclusão em Apy	1355,05	1582,56	17,94	1,42
PM_20 – 1d	Vqcts	Inclusão em Tur	1354,71	1583,17	18,88	1,32
PM_20 – 1e	Vqcts	Aglomerado	1355,68	1582,79	18,99	1,38
PM_20 – 1f	Vqcts	Inclusão em Tur	1355,20	1582,33	17,53	1,42

As estruturas presentes nas rochas encaixantes da mineralização, tais como a foliação principal, a crenulação, a lineação de crenulação, as dobras, veios e falhas, são interceptadas pelo sistema de veios mineralizados. Estas estruturas estão presentes no turmalinito estratiforme, o que demonstra que o turmalinito já existia antes da mineralização.

Na Mina da Passagem, o turmalinito está muito deformado, apresentando estruturas como dobras, crenulação e fraturas preenchidas por veios mineralizados que atingem dimensões métricas envolvendo grandes blocos de turmalinito, que por sua vez possuem a matriz de quartzo totalmente recristalizada, e turmalinas alinhadas guardando a posição da foliação original. As relações texturais mostram que a mineralização é tardia em relação aos eventos de deformação que geraram a foliação, as dobras e as crenulações no turmalinito. Porém são contemporâneas a estruturas, como *boudinage* e falhamentos normais.

Em raros locais, o turmalinito foi poupado da deformação e nestes casos, apresenta estruturas que podem ser correlacionadas ao seu ambiente deposicional. Nesse grupo de estruturas incluem-se: i) o acamamento, marcado pela intercalação de camadas com granulações distintas; ii) bandamento composicional definido pela intercalação de camadas de diferentes mineralogias, nos turmalinitos hospedados na unidade carbonática, marcada pela intercalação de camadas de turmalina e carbonato; e iii) a textura *random* (aleatória), semelhante à textura decussada, que pode estar relacionada aos focos exalativos.

Os halos de turmalinização apresentam estruturas de deformação, tais como as dobras suaves, que são o resultado da tectônica à qual associa-se o sistema mineralizante. Estes halos são ricos em arsenopirita e se formaram principalmente nas rochas quartzo-sericiticas. A textura da arsenopirita indica que a mesma é tardia em relação à cristalização da turmalina.

Nos veios é comum a presença de agregados de turmalina e brechas de turmalinito. A turmalina dos agregados é de granulação grossa, possui inclusões de matéria carbonácea e podem inclusive aparecer deformadas (dobradas). No caso específico de algumas das brechas de turmalinito, o espaço entre as camadas foi totalmente preenchido por quartzo de veio, mas os cristais de turmalina guardam o arranjo em planos de foliação, herdados de um evento de deformação anterior ao da mineralização aurífera. Essas brechas de turmalinito, muitas vezes, estão intensamente fraturadas e apresentam este mesmo padrão em micro-escala.

Com base nos aspectos citados acima, pode-se concluir que a turmalina dos turmalinitos, dos halos de alteração hidrotermal, e dos veios formou-se em diferentes estágios.

A turmalina do turmalinito pode ter sido originada com a diagênese ou durante o primeiro evento metamórfico que atuou na área, ou seja, na primeira fase do Evento Transamazônico. Uma evidência que pode ser relacionada a origem diagenética da turmalina é a sua estreita relação entre a matéria carbonácea, como foi observado no turmalinito da Mina Scliar. Já os veios e os halos de alteração podem ter se formado em um mesmo momento, relacionados à fase extensional do Evento Transamazônico.

O próximo passo nesta pesquisa será discutir a possível fonte de fluido que contribuiu com o boro para a formação da turmalina nos três modos distintos de ocorrência na área estudada. Essa discussão será realizada com base na química da turmalina e na assinatura isotópica de Sr e Nd.

Tabela 4.2 – Relações de campo das rochas ricas em turmalina.

TIPO	Associação Litológica	Morfologia	Estrutura
Tipo 1	turmalinito	Camada, brecha 1,5 a 3,0 metros	foliação, crenulação, <i>Boudinage</i> e dobra
Tipo 2	quartzito sericítico filito carbonáceo sericita-quartzo xisto rochas carbonáticas	halos centimétricos (até 30 cm)	foliação e dobras
Tipo 3	Vqts Vqcts	agregados	maciça

CAPÍTULO 05 - QUÍMICA MINERAL DA TURMALINA

5.1 – Classificação dos Minerais do Grupo da Turmalina

Os minerais do grupo da turmalina são borossilicatos de estrutura muito complexa, com vários elementos, sendo, por vezes, substituídos entre si em três sítios principais, proporcionando grandes variações composicionais aos membros finais das soluções-sólidas (Tabela 5.1). A fórmula geral usada para representar os minerais do grupo da turmalina é geralmente escrita da seguinte forma: $XY_3Z_6T_6O_{18}(BO_3)_3V_4W$ (Hawthorne & Henry 1999), onde $X = Na^+, Ca^{2+}, K^+, \square$ (vacância); $Y = Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+}, Li^+, Mn^{2+}, Ti^{4+}, Cr^{3+}, V^{3+}$; $Z = Mg^{2+}, Al^{3+}, Fe^{3+}, V^{3+}, Cr^{3+}$; $T = Si^{4+}, Al^{3+}, (B)$; $B = B^{3+}, Si^{4+}, (\square)$; $V = OH^-, O^{2-} \equiv [O_{(3)}]$; $W = OH^-, F^-, O^{2-} \equiv [O_{(1)}]$.

O esquema clássico de classificação dos minerais do grupo da turmalina utiliza o diagrama ternário cujos vértices são shorlita-dravita-elbaíta. Como a série dravita-elbaíta não é completamente miscível, as séries shorlita-dravita e shorlita-elbaíta, que são completamente miscíveis, eram comumente usadas para classificar as turmalinas. A composição química da turmalina depende principalmente das substituições que ocorrem nos sítios Z e Y (Yavuz 1998). Estas substituições dão lugar às soluções sólidas como, por exemplo, a substituição de Fe por Mg no sítio Y, que dá origem à série shorlita-dravita. Os membros finais das soluções-sólidas, devido ao seu grande potencial de substituição, fornecem os nomes aos minerais do grupo da turmalina.

A classificação desenvolvida recentemente por Hawthorne & Henry (1999) considera a cristaloquímica e os contrastes cristalográficos dos sítios ocupados pelos diversos elementos. Sendo assim, os grupos principais podem refletir diferenças composicionais representadas em diagramas ternários que são definidos de acordo com os elementos presentes no sítio X (Figura 5.1) em: i) turmalina alcalina (Na + K predominante); ii) turmalina cálcica (Ca predominante); iii) turmalina vacante (vacância predominante). Os grupos principais podem ser classificados de acordo com os principais constituintes do sítio W, utilizando-se o diagrama ternário (F⁻ - O²⁻ - OH⁻). Assim teremos: i) Fluor-, o F⁻ ocorre exclusivamente no sítio W; ii) Ox-, o O²⁻ geralmente é encontrado no sítio W na maioria das turmalinas e o sítio Y não está preenchido por cátions trivalentes; iii) Hidrox-, quando o sítio W está ocupado pelo ânion OH⁻. Os ânions OH⁻ e O²⁻ podem ser estimados no sítio V, pois a maioria das turmalinas possuem o ânion OH⁻

no sítio V, com exceção da buergerita, da olerita e de seus equivalentes hipotéticos fluor- e hidrox-. Os principais constituintes do sítio Y são Li, Mg, Fe²⁺, Al e Fe³⁺. Determinando a configuração do sítio Y, são possíveis 27 membros finais para os grupos da turmalina alcalina, cálcica e vacante, que são classificados em diferentes diagramas composicionais ternários (Tabela 5.1).

Vários problemas podem ocorrer na classificação dos minerais do grupo da turmalina, pois existem vários níveis de conhecimento da composição química e da localização de cátions e ânions na sua estrutura. Elementos tais como Li, B, H e os estados de oxidação do Fe e Mn não são detectados nas análises realizadas pela microsonda eletrônica. No entanto, é possível estabelecer a composição química destes minerais utilizando esquemas de normalização e assumindo quantidades estequiométricas de B₂O₃ (B=3 *apfu*); H₂O como OH⁻ (OH+F = 4*apfu*); e Li₂O = [3 - (total de ânions em Y)], sendo que o lítio é desprezível na série schorlita-dravita (Henry & Guidotti 1985). Os principais esquemas de normalização utilizados no cálculo da célula unitária dos minerais do grupo da turmalina são os seguintes: 31 oxigênios (Rosemberg *et al.* 1986); 24,5 oxigênios (Manning 1982); 15 cátions, excluindo os do sítio X e o boro (Hawthorne *et al.* 1993); e 6 sílicas (Gallanger 1988).

Existem 31 ânions na fórmula dos minerais do grupo da turmalina, mas sua estrutura pode acomodar um amplo espectro de elementos maiores, menores, bem como elementos traços. Como neste estudo os resultados das análises não são completos, adotou-se o parâmetro 24,5 oxigênios para o cálculo dos elementos, não levando em conta o boro (B₂O₃), o OH [(O(1) + O(3)), o F e o Cl.

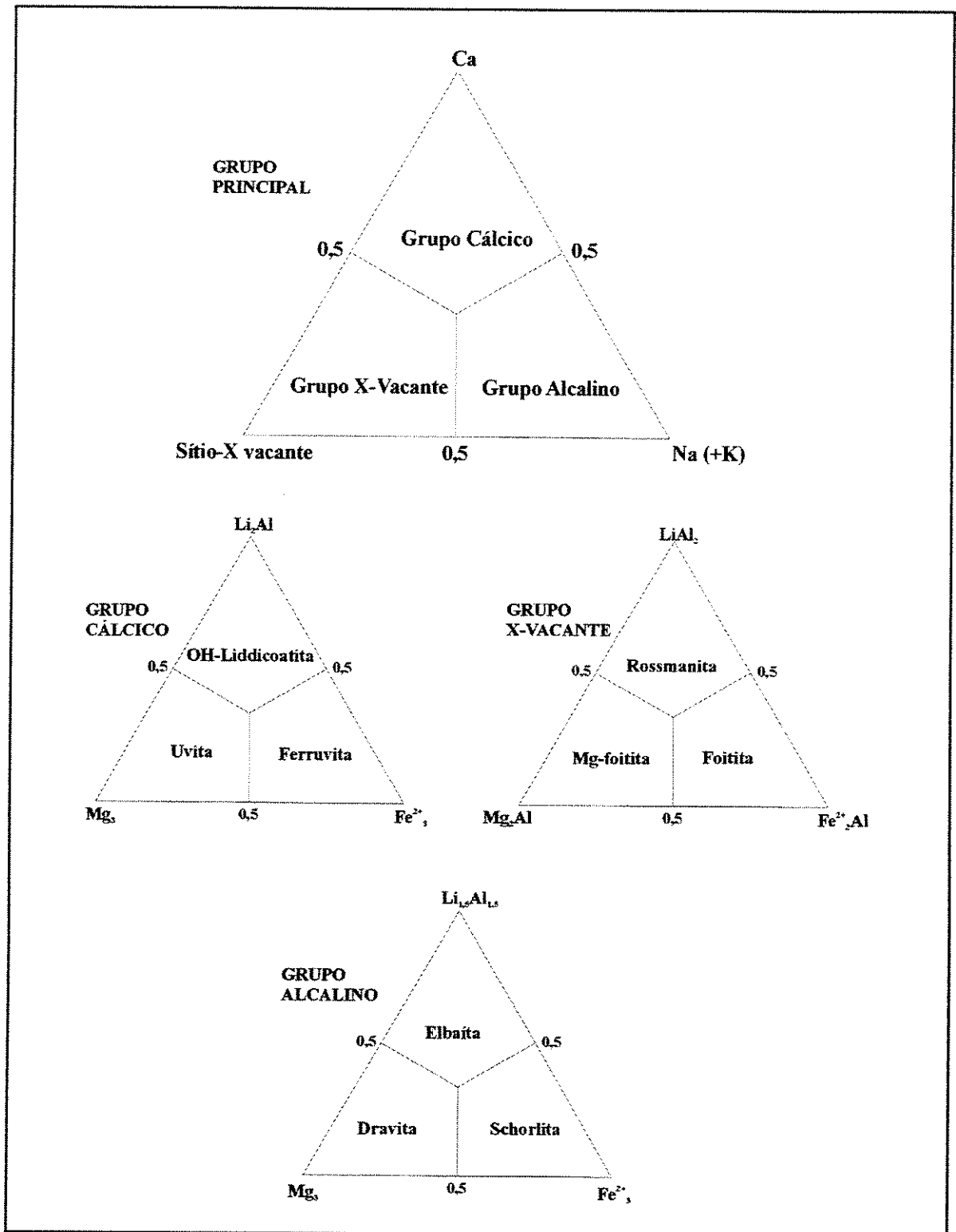


Figura 5.1 – Esquemas da classificação dos minerais do grupo da turmalina (Hawthorne & Henry, 1999).

Tabela 5.1 – Membros finais naturais e hipotéticos do grupo da turmalina (Hawthorne & Henry, 1999).

Espécies	(X)	(Y ₃)	(Z ₆)	T ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	[O(3)] ₃	O(1)
Grupo das Turmalinas Alcalinas							
Elbaita	Na	Li _{1,5} Al _{1,5}	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Dravita	Na	Mg ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Cromodravita	Na	Mg ₃	Cr ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Schorlita	Na	Fe ²⁺ ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Olenita	Na	Al ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	O ₃	(OH)
Hidrox-buergerita	Na	Fe ³⁺ ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	O ₃	(OH)
Fluor-elbaita	Na	Li _{1,5} Al _{1,5}	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
Fluor-dravita	Na	Mg ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
Fluor-Cromodravita	Na	Mg ₃	Cr ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
Fluor-schorlita	Na	Fe ²⁺ ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
Fluor-olenita	Na	Al ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	O ₃	F
Buergerita	Na	Fe ³⁺ ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	O ₃	F
Ox-elbaita	Na	LiAl ₂	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
Ox-dravita	Na	MgAl ₂	MgAl ₅	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
Povondraitita	Na	Fe ³⁺ ₃	Mg ₂ Fe ³⁺ ₄	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
Ox-schorlita	Na	Fe ²⁺ Al ₂	Fe ²⁺ Al ₅	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
Ox-Cromodravita	Na	Mg ₃ Cr ₂	MgCr ₅	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
Grupo das Turmalinas Cálcicas							
Hidrox-Liddicoatita	Ca	Li ₂ Al	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Hidrox-uvita	Ca	Mg ₃	MgAl ₅	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Hidrox-feruvita	Ca	Fe ²⁺ ₃	MgAl ₅	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Liddicoatita	Ca	Li ₂ Al	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
Uvita	Ca	Mg ₃	MgAl ₅	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
Feruvita	Ca	Fe ²⁺ ₃	[MgAl ₅]	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
Ox-Liddicoatita	Ca	Li _{1,5} Al _{1,5}	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
Ox-uvita	Ca	MgAl ₂	Mg ₂ Al ₄	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
Ferri-uvita	Ca	MgFe ³⁺ ₂	Mg ₂ Fe ³⁺ ₄	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
Ox-feruvita	Ca	Fe ²⁺ Al ₂	Mg ₂ Al ₄	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
Ferri-feruvita	Ca	Fe ²⁺ Fe ³⁺ ₂	Mg ₂ Fe ³⁺ ₄	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
Grupo das Turmalinas Vacâtes							
Rossmanita	□	LiAl ₂	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Mg-foitita	□	Mg ₂ Al	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Foitita	□	Fe ²⁺ ₂ Al	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Fluor-rossmanita	□	LiAl ₂	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
Fluor-Mg-foitita	□	Mg ₂ Al	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
Fluor-foitita	□	Fe ²⁺ ₂ Al	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
Ox-rossmanita	□	Li _{0,5} Al _{2,5}	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
Ox-Mg-foitita	□	MgAl ₂	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
Ox-Mg-ferri-foitita	□	MgFe ³⁺ ₂	Fe ³⁺ ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
Ox-foitita	□	Fe ²⁺ Al ₂	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
Ox-ferri-foitita	□	Fe ²⁺ Fe ³⁺ ₂	Fe ³⁺ ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O

5.2 – Química da Turmalina

As análises foram direcionadas para turmalinas do turmalinito estratiforme (T1), dos halos de turmalinização (T2) e para as turmalinas dos veios mineralizados (T3). De acordo com o esquema de classificação proposto por Hawthorne & Henry (1999), considerando-se o principal componente no sítio X, todas as turmalinas da área estudada pertencem ao grupo das turmalinas alcalinas (Figura 5.2), com exceção de 4 análises de turmalinas de veios que plotaram no campo das turmalinas cálcicas. Nesse gráfico, as turmalinas T1 formam um grupo isolado, enquanto as turmalinas T2 e T3 se sobrepõem. Utilizando como critério as variações composicionais do grupo das turmalinas alcalinas, estas foram classificadas como dravitas (Figura 5.3).

Apesar de existirem variações nos conteúdos dos elementos maiores nas turmalinas em seus diferentes modos de ocorrência, as composições são muito semelhantes (Anexo 01). As variações mais representativas ocorrem nos conteúdos (% em peso) de MgO (6,03 - 9,75), FeO (3,45 - 7,80), Al₂O₃ (30,83 - 34,30), SiO₂ (35,31 - 37,36), TiO₂ (0,09 - 0,95), CaO (0,07 - 1,56), Na₂O (1,26 - 2,11) e Cr₂O₃ (0,01 - 0,66). No turmalinito estratiforme (T1), o conteúdo de MgO varia entre (6,59 - 9,75) e o de FeO entre (3,45 - 6,87); nos halos de turmalinização (T2) o MgO está entre (6,03 - 8,64) e o de FeO entre (4,76 - 7,80); e nos veios (T3) o MgO assume valores entre (6,89 - 8,10) e o FeO entre (4,46 - 7,01). Já a sílica e a alumina possuem variações muito mais modestas. A SiO₂ em T1 varia entre (36,17 - 37,37), em T2 entre (35,33 - 36,33) e em T3 entre (36,11 - 37,32). A alumina em T1 está entre (31,62 - 33,74), em T2 entre (33,20 - 34,30) e em T3 (32,32 - 33,80).

Na Figura 5.3, observa-se que há sobreposição das turmalinas dos diferentes modos de ocorrência, sejam elas pertencentes ao turmalinito, aos halos de turmalinização ou aos veios. As turmalinas dos halos de alteração e dos veios exibem um campo mais restrito envolvido pelo campo das turmalinas do turmalinito. Esta sobreposição pode ser explicada pela semelhança composicional que existe entre as mesmas e também pela geração das novas turmalinas (T2 e T3) a partir da introdução do sistema mineralizante.

Apesar do grande número de substituições que ocorrem nos minerais do grupo da turmalina, diversos autores têm utilizado diagramas ternários para classificar a turmalina, considerando que as substituições mais importantes dos elementos são Al, Fe, Mg e Ca. No gráfico Al-Fe_(tot)-Mg (Figura 5.4), as turmalinas foram plotadas de acordo com os modos de

ocorrência. Nesse diagrama, as turmalinas do turmalinito estratiforme plotaram no campo dos metapelitos e metapsamitos, que não coexistem com fases saturadas em Al. Porém parte dessas análises plotaram no campo de metapelitos e metapsamitos com mineralogia saturada em Al, o que pode estar relacionado às alterações hidrotermais que ocorreram no turmalinito devido ao metamorfismo e ao processo mineralizante que atuou na região. Já a maioria das análises nas turmalinas dos halos de alteração hidrotermal e nas dos veios mineralizados, plotaram no campo de metapelitos e metapsamitos com mineralogia saturada em Al, que corresponde às turmalinas que se formaram tardiamente devido ao metamorfismo e ao processo mineralizante.

No diagrama Ca-Fe_(tot)-Mg, todas as turmalinas plotaram no campo dos metapelitos, metapsamitos e rochas de quartzo-turmalina pobres em Ca (Figura 5.5). As composições das turmalinas pertencentes aos halos de alteração e aos veios praticamente se sobrepõem mais uma vez. A variação do conteúdo de Mg e Fe é mais amplo nas turmalinas T1, enquanto em T2 e T3 esse conteúdo é mais restrito, o que pode estar relacionado com a origem primeira da turmalina T1.

A composição das turmalinas também foi analisada segundo seus modos de ocorrência, com relação as razões de FeO/(FeO+MgO) e Na₂O/(Na₂O+CaO). De forma geral, como verificamos no diagrama (Figura 5.6), os três modos de ocorrência das turmalinas (T1, T2 e T3) mostram as mesmas relações apresentadas nos gráficos anteriores. Dessa forma, passamos a analisar as turmalinas da seguinte maneira: i) turmalina T1, de acordo com localização geográfica; ii) turmalina T2, relacionado-a com as encaixantes. Assim, as turmalinas do turmalinito foi analisada segundo as ocorrências nas minas estudadas e as turmalinas dos halos de turmalinização de acordo com as encaixantes. As turmalinas dos veios foram comparadas com os outros modos de ocorrência (Figura 5.6).

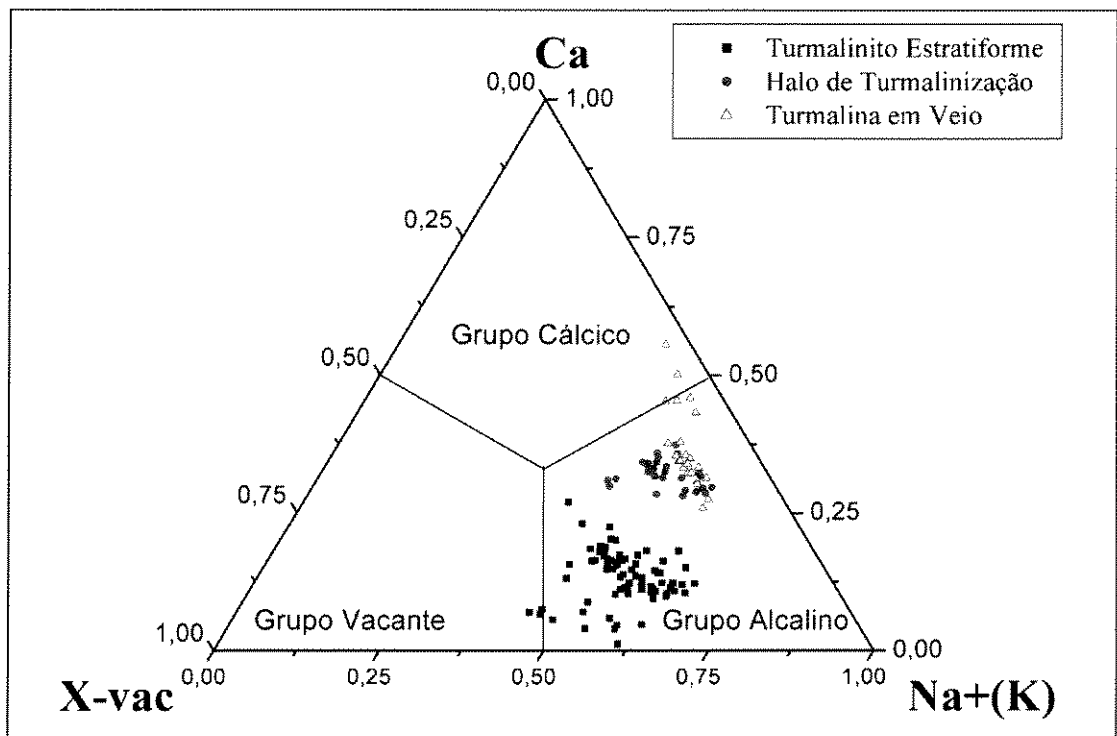
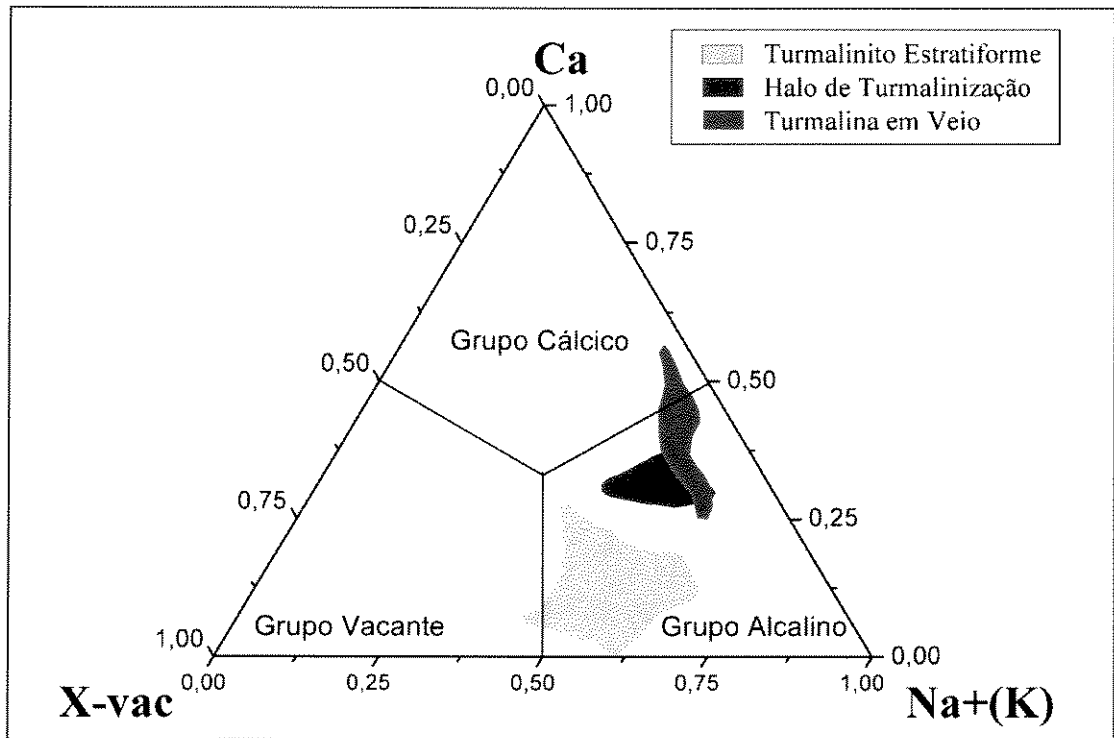


Figura 5.2 - Classificação dos minerais do grupo da turmalina, proposta por Hawthorne & Henry (1999), com base nos elementos que ocupam o sítio X. Os cálculos das proporções moleculares foram realizados no *software* CLASTOUR (Yavuz *et al.* 2002).

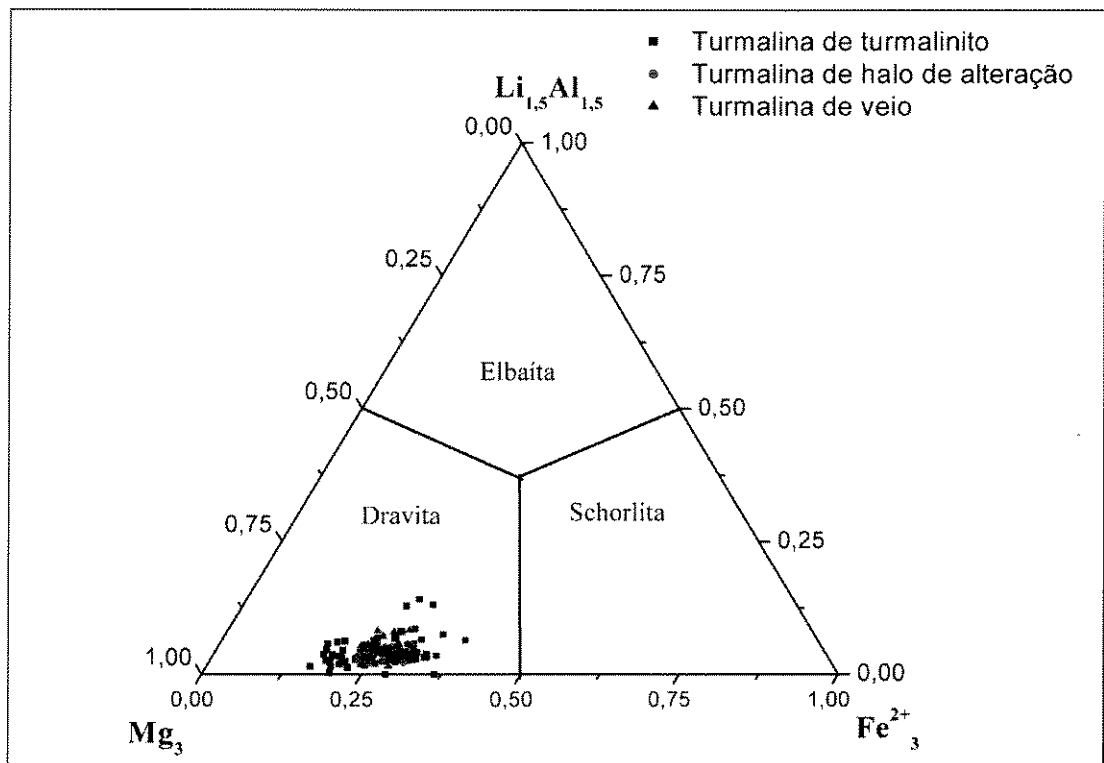
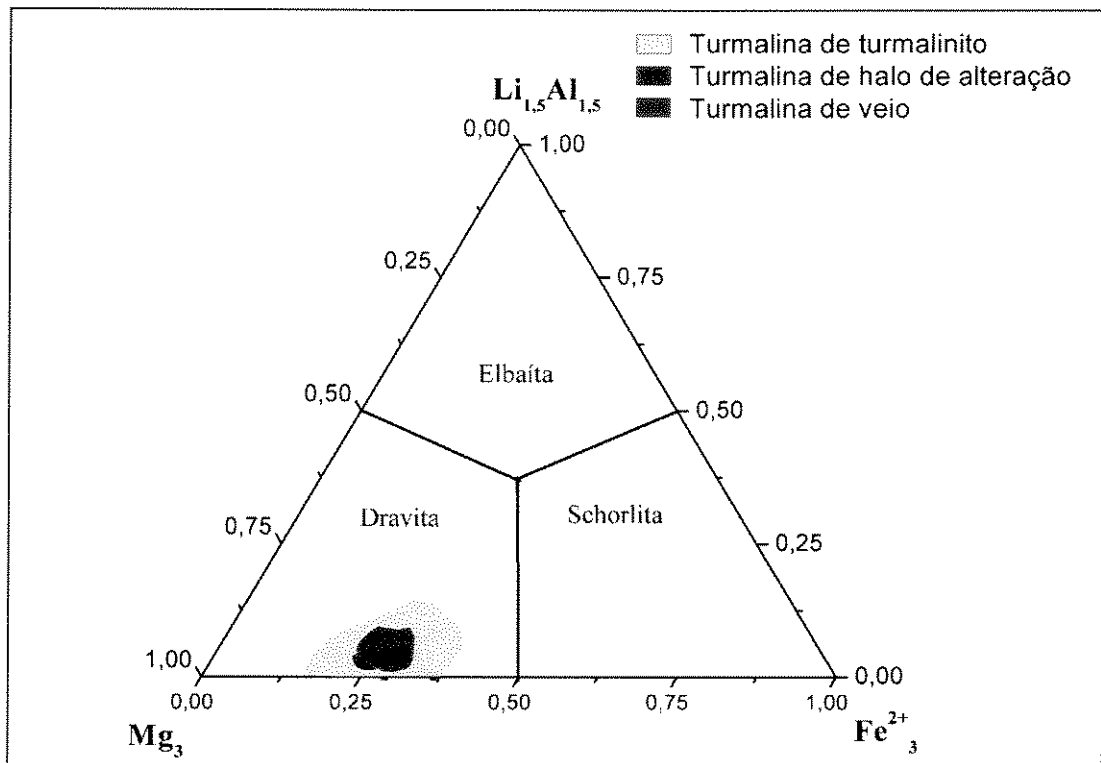


Figura 5.3 - Classificação do grupo das turmalinas alcalinas, com base na proposta de Hawthorne & Henry (1999). Os cálculos das proporções foram realizados no *software* CLASTOUR (Yavuz *et al.* 2002).

As razões $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ e $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$ na turmalina no turmalinito variam entre (0,26-0,51) e (0,45-0,96), entre (0,35-0,57) e (0,51-0,84) nos halos de alteração e entre (0,36-0,50) e (0,43-0,84) nos veios, respectivamente (Figura 5.5).

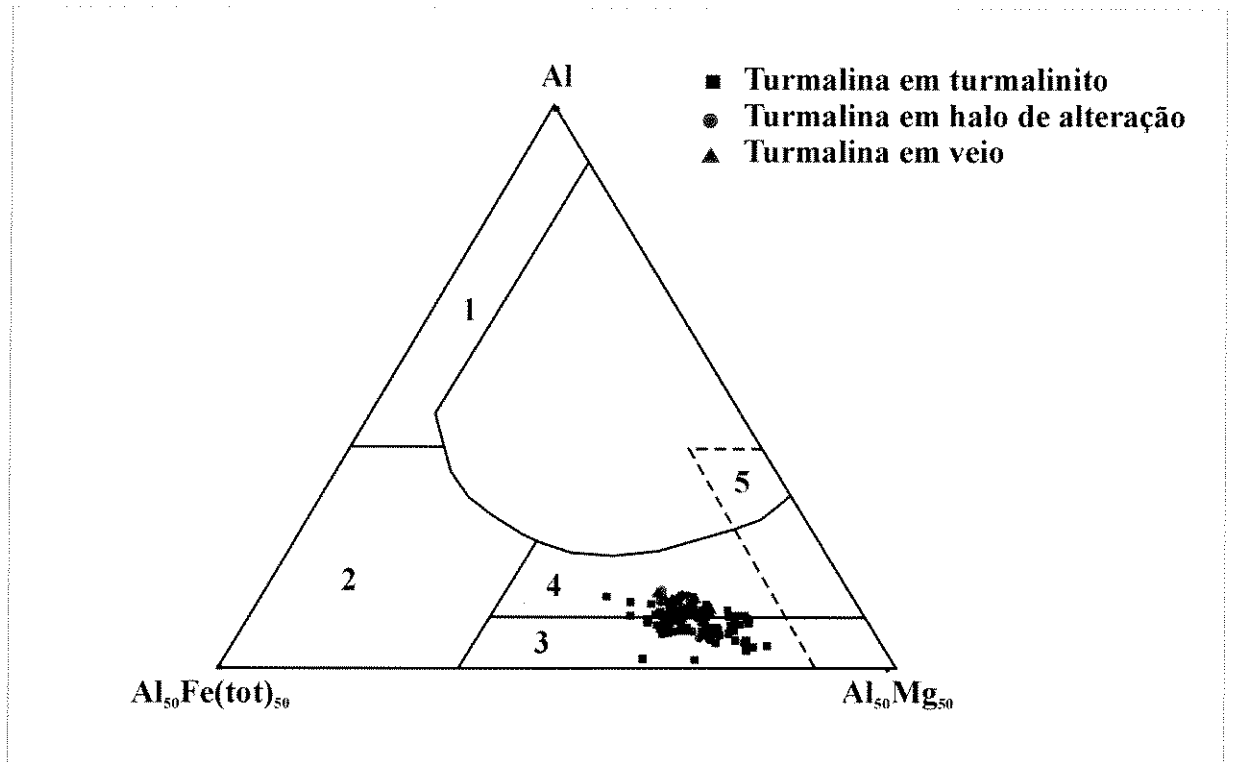


Figura 5.4 – Diagrama ternário Al-Fe(tot)-Mg (Henry & Guidotti 1985), para os três modos de ocorrências da turmalina na área mineralizada. Os campos representam: 1) granitóides pegmatíticos ricos em Li; 2) granitóides e seus pegmatitos e aplitos associados pobres em Li; 3) metapelitos e metapsamitos que não coexistem com fases saturadas em Al; 4) metapelitos e metapsamitos coexistindo com fases saturadas em Al; 5) metaultramáficas com Cr e baixo Ca e metassedimentos ricos em V.

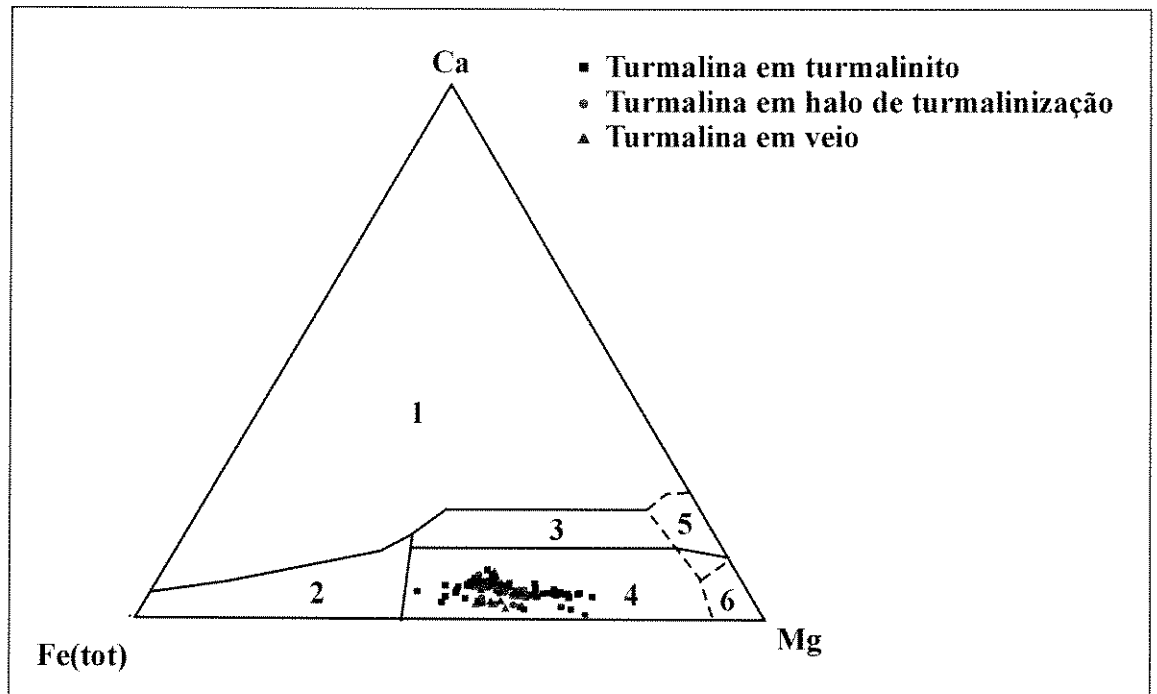


Figura 5.5 - Diagrama ternário Ca-Fe(tot)-Mg (Henry & Guidotti 1985), para os três modos de ocorrência das turmalinas na área mineralizada. 1) granitóides pegmatíticos e aplíticos ricos em Li; 2) granitóides e seus pegmatitos e aplitos associados pobres em Li; 3) metapelitos, metapsamitos e rochas cálcio silicáticas ricas em Ca; 4) metapelitos, metapsamitos e rochas de quartzo-turmalinas pobres em Ca; 5) Metacarbonatos; 6) metaultramáficas.

Com relação às variações na composição do turmalinito estratiforme, de acordo com o posicionamento geográfico, é marcante a distinção entre os campos composicionais em relação à razão $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ nas minas Mata Cavalo, Duas Bocas e Scliar, onde estas variam entre (0,42-0,51), (0,35-0,41) e (0,26-0,32), respectivamente (Figura 5.7). Já na Mina da Passagem as variações são amplas e envolvem praticamente todos os outros campos, tanto em relação à razão $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$, quanto na razão $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$. Na Mina da Passagem, o turmalinito apresenta a razão $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ entre (0,28-0,47) e $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$ entre (0,59-0,71). No contexto geral, não são nítidas as diferenças, mas quando classificamos o turmalinito pela ocorrência nas minas, as diferenças começam a aparecer, principalmente no conteúdo de $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$.

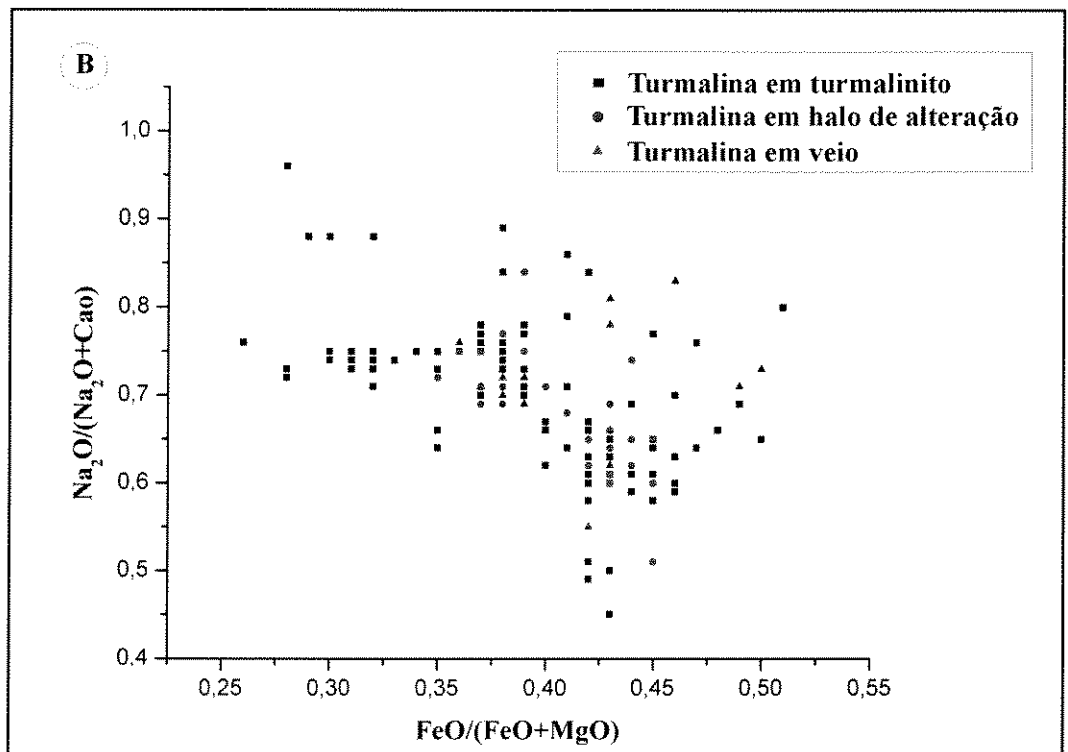
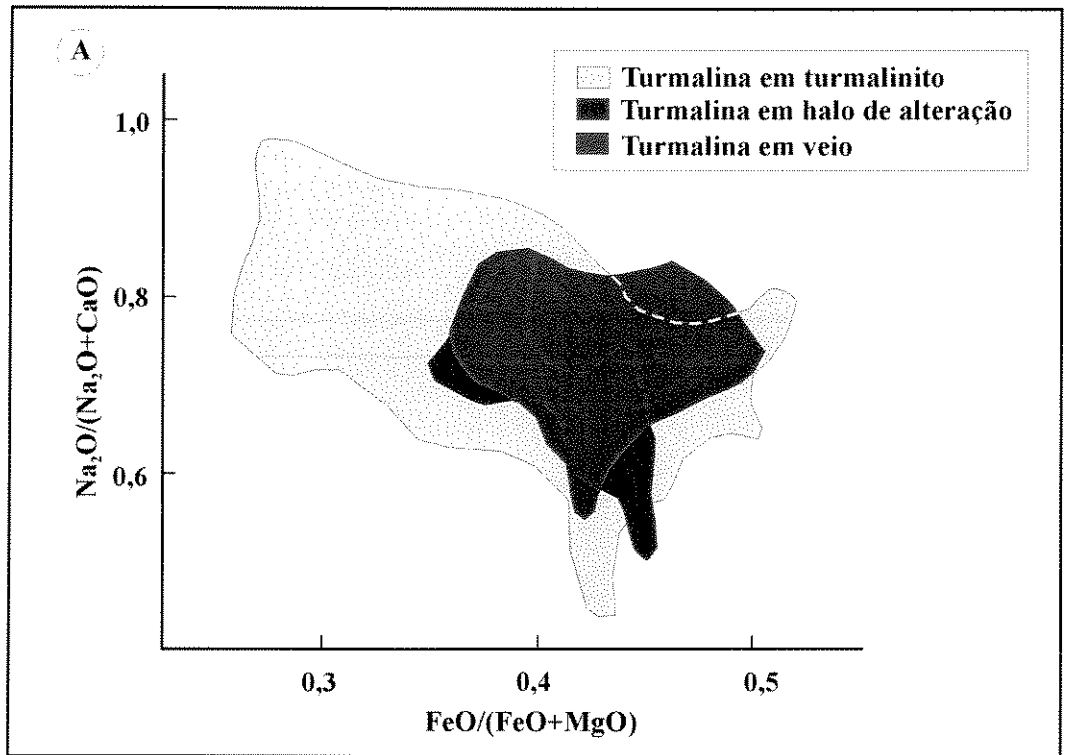


Figura 5.6 - Gráfico relacionando os conteúdos de $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ e $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$, de acordo com os modos de ocorrência da turmalina na área mineralizada.

Nos halos de alteração hidrotermal, a distribuição do conteúdo de $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ e $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$ foi analisado em função das encaixantes. A turmalina dos halos de alteração nas rochas quartzo sericíticas possui a razão $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ entre (0,41-0,57) e razão $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$ entre (0,51-0,79); a dos halos nas rochas carbonáceas tem a razão $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ está entre (0,35-0,41) e a razão $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$ entre (0,68-0,77) (Figura 5.8). Nas rochas carbonáceas, o conteúdo de MgO é maior e, também, onde a alteração hidrotermal ocorreu com mais intensidade, enquanto nas rochas quartzo-sericíticas, os halos de alteração são restritos aos níveis sericíticos, que são pouco espessos.

Em uma mesma seção, é possível encontrar turmalinas de cor homogênea e outras apresentando zoneamento, além das diferenças de granulação. Estas diferenças marcam mudanças na composição química das mesmas. No turmalinito estratiforme, por exemplo, é notável a formação de novos cristais com granulação muito mais grossa e também a presença de cristais apresentando zoneamento de cor, sendo geralmente apenas duas as zonas, a interna verde-claro e a externa verde oliva. O mesmo ocorre nos halos de turmalinização. As mudanças químicas marcantes no zoneamento são: aumento do $\text{Al}(\text{tot})$ e do $\text{Fe}(\text{tot})$ e diminuição do Mg (Figura 5.9). Estas mudanças sugerem que pode ter havido sobrecrecimento em turmalinas pré-existentes, bem como a nucleação e o crescimento de novas turmalinas durante o metamorfismo e/ou introdução do sistema mineralizante.

Com relação ao conteúdo de $\text{Al}(\text{tot})$, o turmalinito possui menor conteúdo de $\text{Al}(\text{tot})$: entre (6,00-6,54). Nos halos, o conteúdo varia entre (6,17-6,46) e, nos veios, entre (6,14-6,59). O maior conteúdo de alumínio pode ser resultante das reações do fluido com as rochas encaixantes ricas em alumínio. Os conteúdos de Ti , Cr e Na possuem distribuição semelhante à dos outros elementos, quando os analisamos em relação aos modos de ocorrência das turmalinas (Figura 5.10 e 5.11). No turmalinito, o conteúdo de Ti está entre (BDL – 0,12), o Cr entre (BDL – 0,04) e o Na entre (0,40 – 0,66). Nos halos de alteração, o Ti está entre (0,01 – 0,11), o Cr entre (BDL – 0,30) e o Na entre (0,45 – 0,60). Nas turmalinas de veio o Ti varia entre (BDL – 0,10), o Cr entre (BDL – 0,04) e o Na entre (0,44 – 0,58).

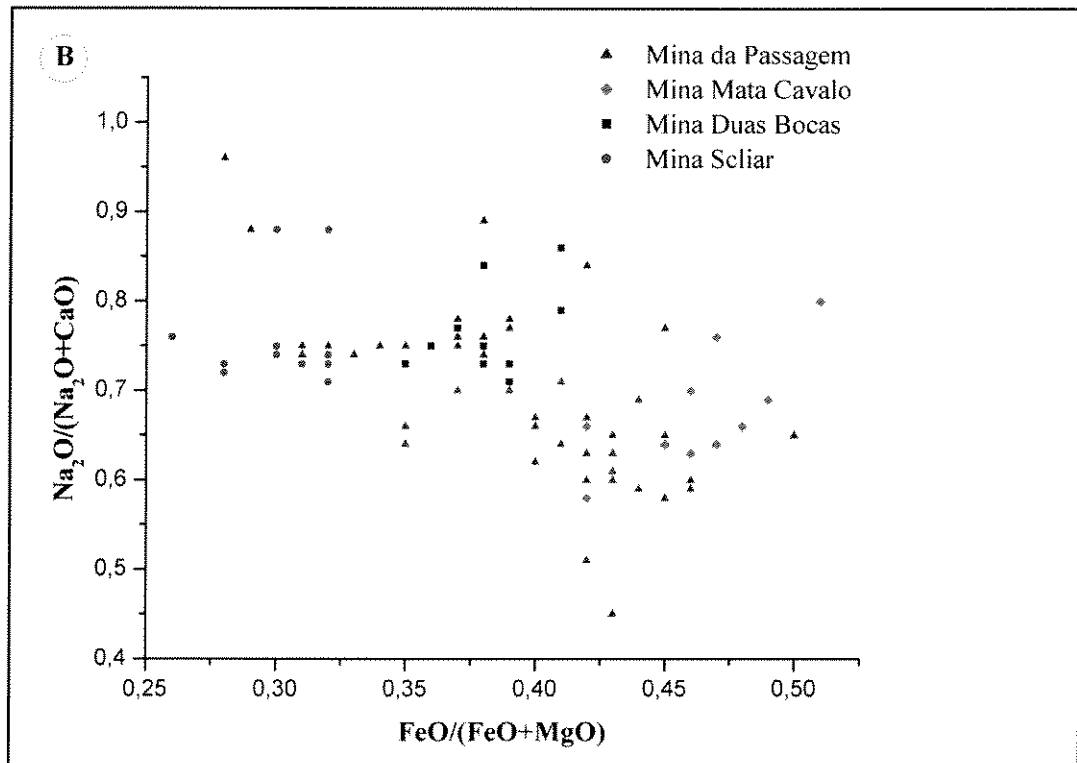
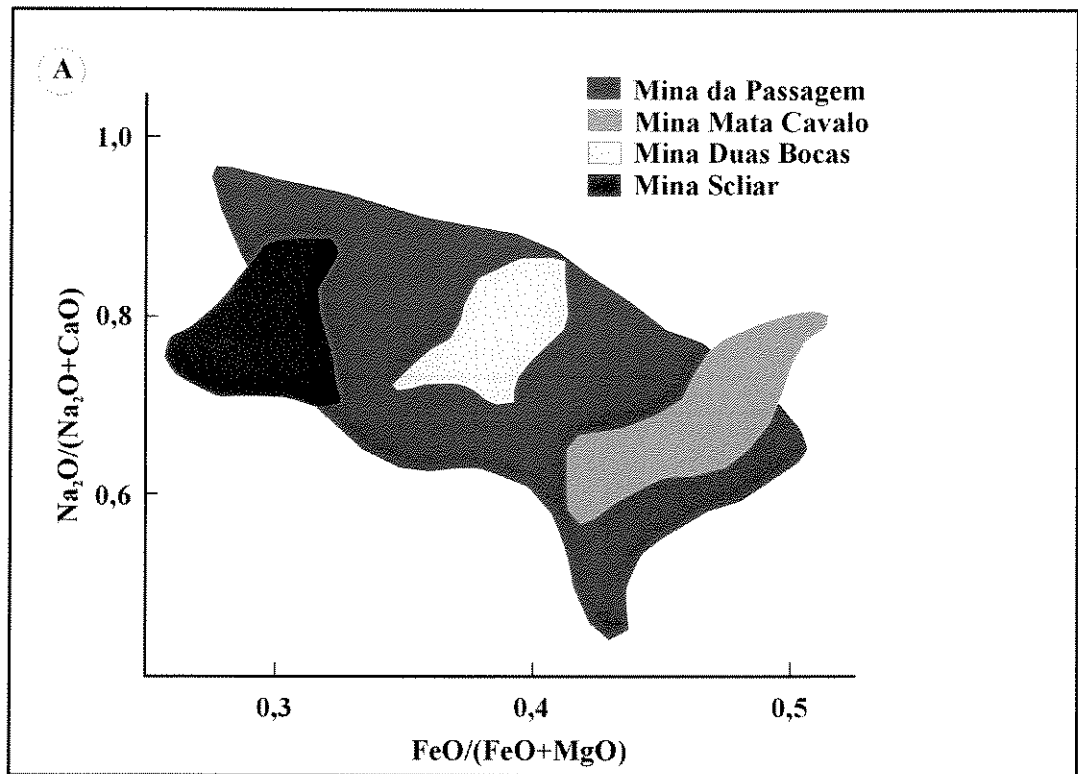


Figura 5.7 – Gráfico relacionando os conteúdos de $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ e $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$ no turmalinito das minas da Passagem, Mata Cavalo, Duas Bocas e Scliar.

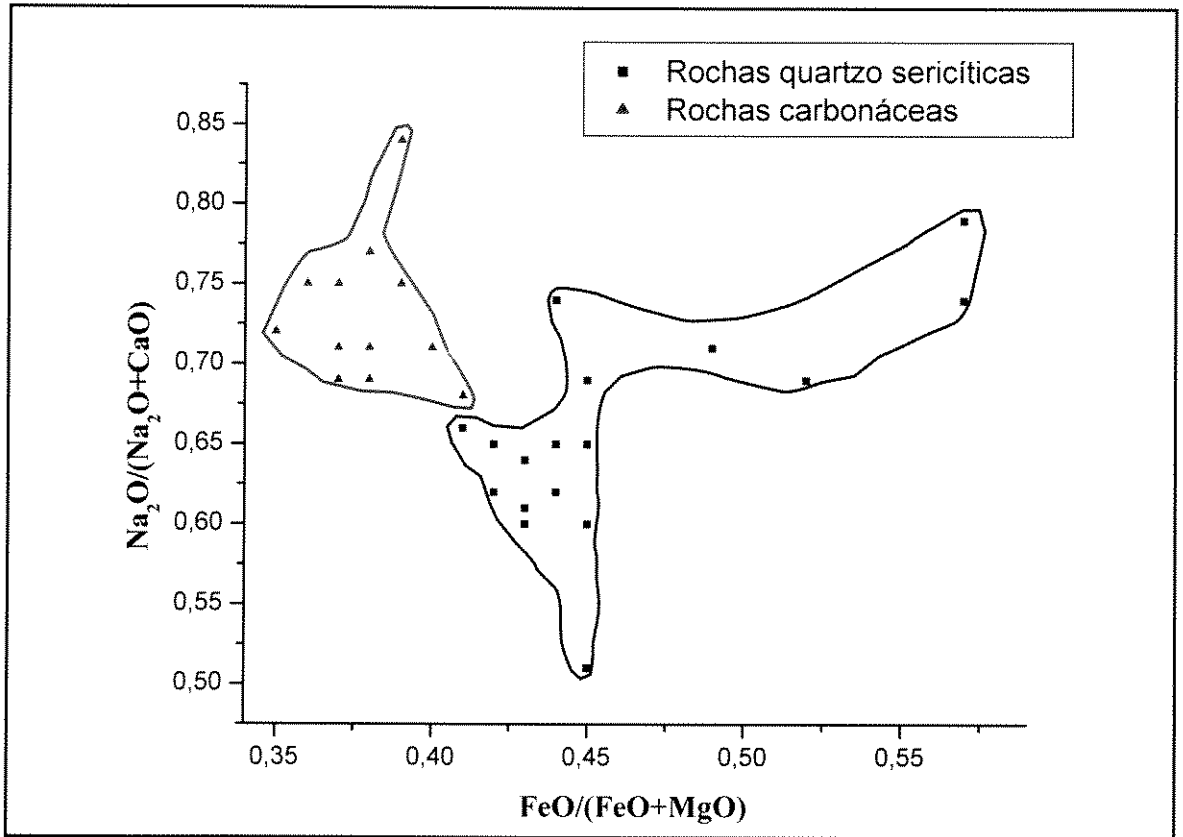


Figura 5.8 - Gráfico relacionando os conteúdos de FeO/(FeO+MgO) e Na₂O/(Na₂O+CaO) das turmalinas dos halos de alteração hidrotermal em função das rochas encaixantes.

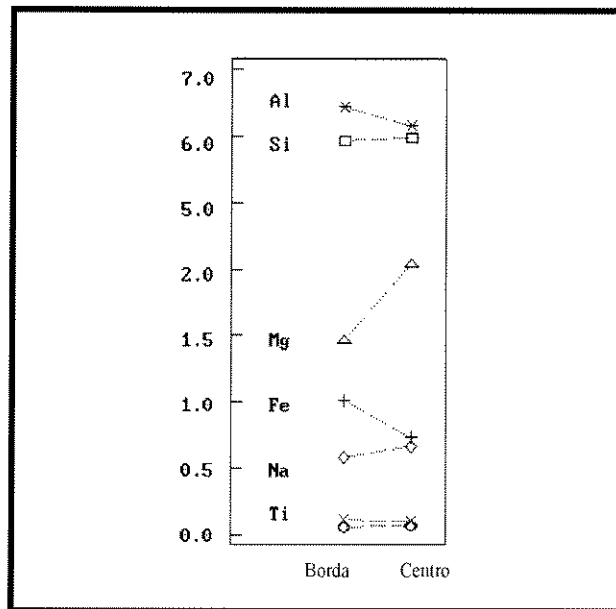


Figura 5.9 - Mudança na composição química da turmalina do turmalinito da amostra PM-05, identificada inicialmente através do exame ótico e definida pelo zoneamento de cor. O que pode representar diferentes fases de crescimento do mineral.

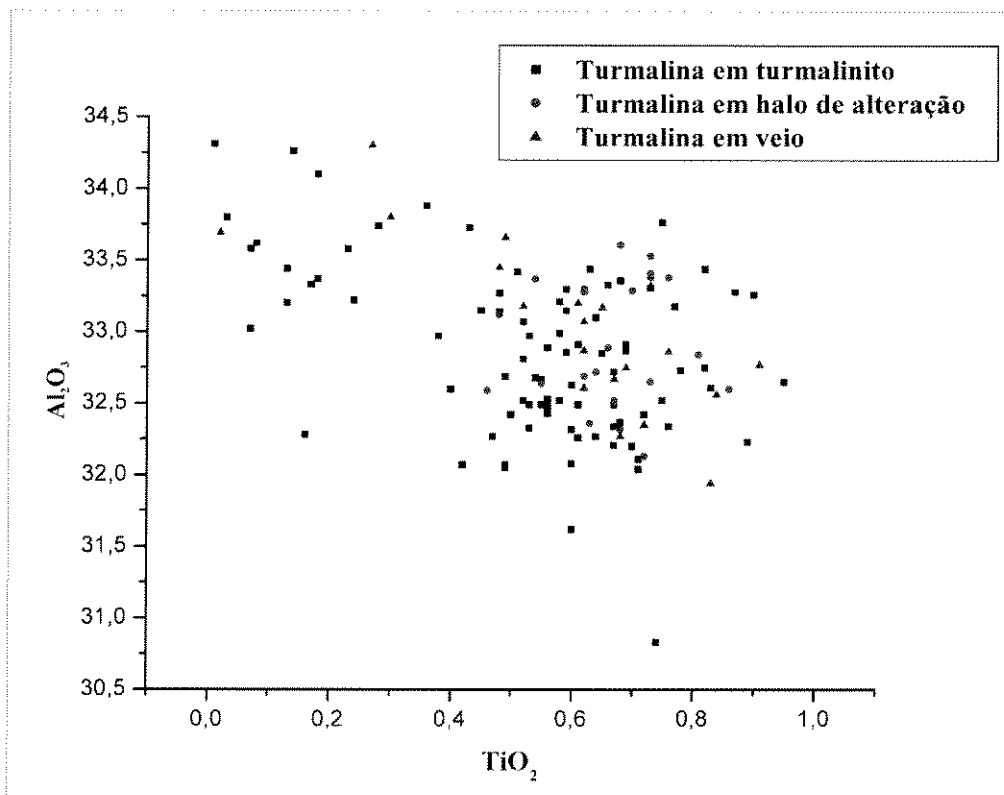
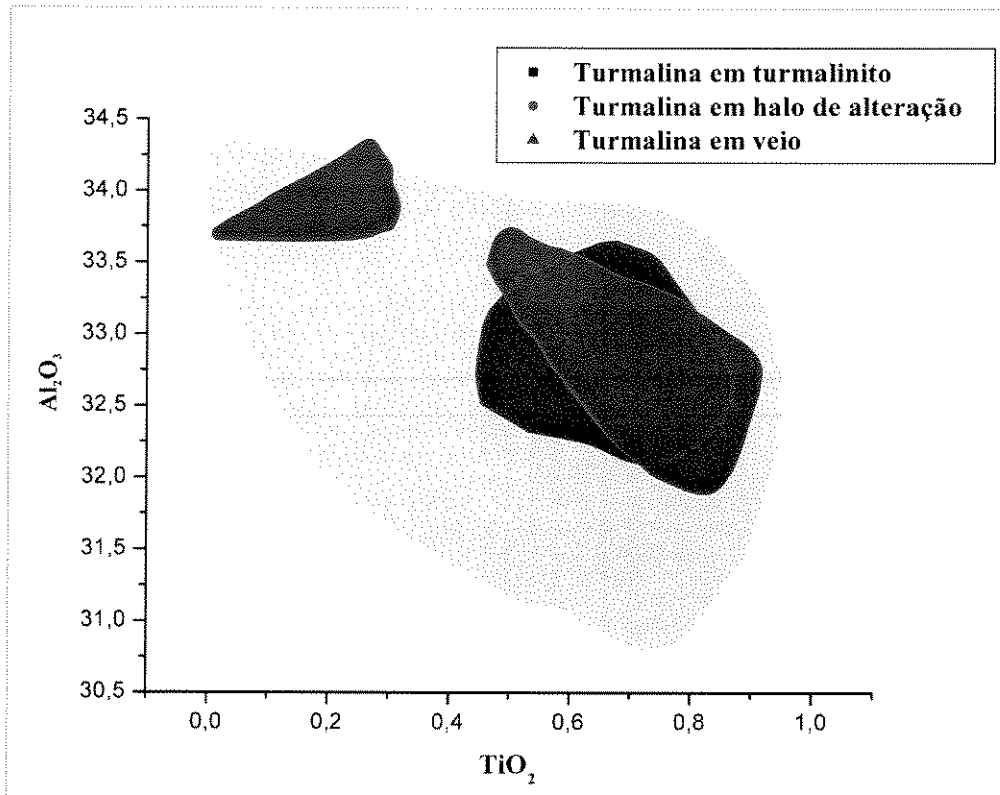


Figura 5.10 - Gráfico relacionando os conteúdos de Al_2O_3 e TiO_2 da turmalina em turmalinito, halos de alteração e veios mineralizados.

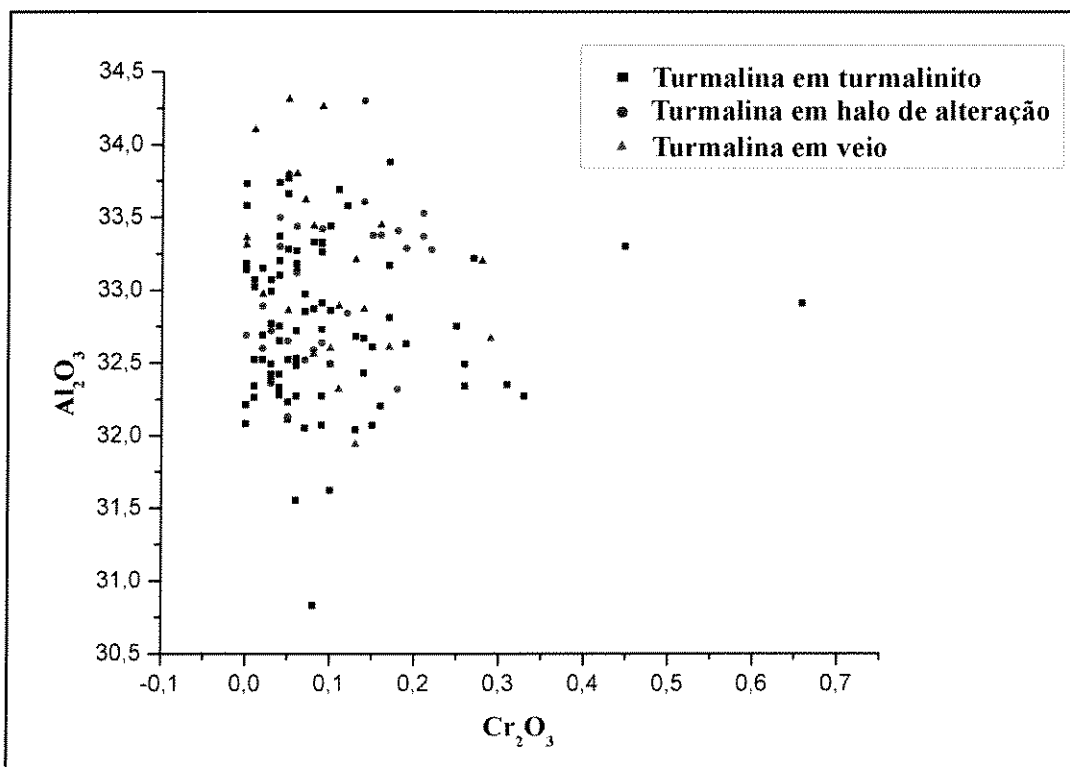
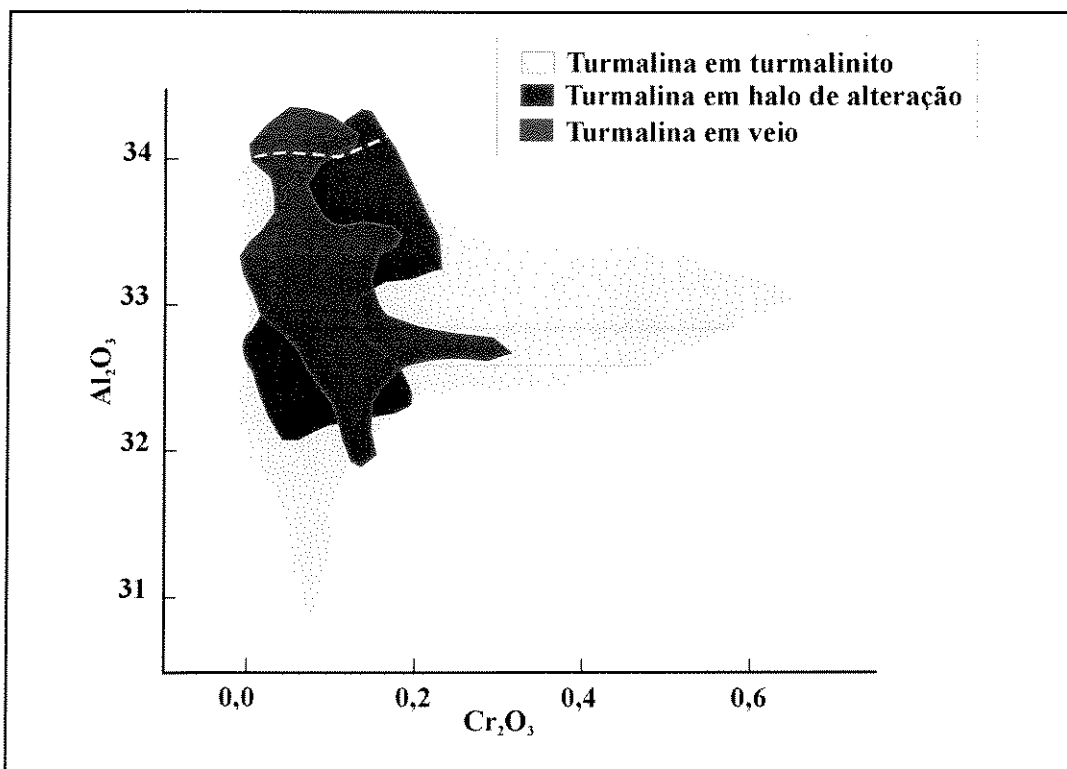


Figura 5.11 - Gráfico relacionando os conteúdos de Al_2O_3 e Cr_2O_3 da turmalina em turmalinito, halos de alteração e veios mineralizados.

5.3 – Discussões

A composição química das turmalinas que ocorrem no turmalinito estratiforme, nos halos de alteração e nos veios mineralizados são muito semelhantes, apesar das nítidas variações descritas ao longo deste capítulo. Utilizando-se como referência a Figura 5.12, podemos afirmar que:

i) O turmalinito estratiforme da Mina Scliar (amostra MS-03), que possui o afloramento preservado da deformação e das alterações hidrotermais, é o que representa a composição química mais próxima do seu ambiente gerador, menos corrompida devido às interações químicas e físicas que ocorreram na região. Esta turmalina possui maior conteúdo de Mg (2,07 - 2,35) e menor conteúdo de Fe(tot) (0,47 – 0,56); mais baixos conteúdos de Na (0,54 – 0,61) e Ca (0,10 – 0,12); e conteúdos de Ti entre (0,02 – 0,08), Si entre (5,94 – 6,00) e Al entre (6,10 - 6,40).

ii) O turmalinito estratiforme da Mina da Passagem, que se encontra altamente mineralizado (representado pelas amostras PM-16 e PM-22), contém até 25% do volume em arsenopirita, possui o maior conteúdo de Fe e menor de Mg, além de Ca mais alto do que o turmalinito da Mina Scliar. O que pode ter sido causado pelas alterações hidrotermais impostas pelo processo de mineralização, que é tardio em relação à formação do turmalinito.

O turmalinito da Mina Duas Bocas não é mineralizado, mas apresenta estruturas de deformação tais como dobras de arrasto. Este diferencia-se do turmalinito da Mina Scliar, basicamente pelo seu conteúdo de Mg que é um pouco mais baixo, e Fe, que é pouco mais alto.

iii) As turmalinas dos halos de alteração e dos veios mineralizados possuem a composição química muito semelhante à do turmalinito mineralizado da Mina da Passagem, ou seja, possuem o teor de Fe(tot) mais alto e o de Mg mais baixo do que o turmalinito da Mina Scliar. O conteúdo de Ca é mais alto nos halos de alteração e veios encaixados no quartzito sericítico (PM-37) e no turmalinito mineralizado (PM-16 e PM-22) do que nos halos de alteração no filito carbonáceo (CR-04), que não se encontram mineralizados.

iv) A amostra de turmalinito PM-05 é a mais deformada, guardando o mais variado acervo de estruturas descritas no turmalinito: foliação principal, crenulação, *boudinage* e foliação SC, além de ser cortada por veios de diferentes gerações (Foto 3.4). A composição

química da turmalina nesta amostra é a mais perturbada, apresentando grandes oscilações no conteúdo de Mg, Fe(tot), Na, Ca e Al(tot).

Com base nos dados, fica nítido que a turmalina do turmalinito estratiforme apresenta variações nos conteúdos de Mg e Fe mais amplas e tendem a se restringir nos halos de alteração e nos veios, ou seja, é como se houvesse um *trend* genético indicando o sentido T1 → (T2 e T3). Considerando que T2 e T3 formaram-se a partir de T1, a composição inicial do fluido reflete um conteúdo mais variável em T1 e mais restrito em T2 e T3. É como se a composição do fluido fosse se tornando cada vez mais refinada. No caso da Al(tot) ocorre o contrário (T2 e T3) → T1, ou seja, a turmalina dos halos de alteração e dos veios são mais ricas em alumina e este conteúdo decresce em direção a T1.

A distribuição das turmalinas nas encaixantes é função da atividade de Al₂O₃ durante a alteração hidrotermal. Gráficos envolvendo Al₂O₃, MgO e FeO foram usados para contrastar fontes e processos de turmalinização. A partição de Al₂O₃, MgO e FeO no fluido mineralizante e rochas encaixantes pode indicar um *trend* genético que resultou na formação da turmalina e até mesmo variações composicionais do fluido. A composição das turmalinas de origem hidrotermal é sensível em variáveis, tais como, química do fluido, condições físico-químicas e natureza da interação fluido-rocha. A comparação entre a composição de turmalinas de veios e de alteração das encaixantes pode fornecer bons indicadores das condições da mineralização (Garba 1996).

Tumalinitos que têm sua origem relacionada com ambientes graníticos comumente apresentam composição da série elbaíta-schorlita, com altas taxas de Fe/(Fe+Mg) e Na/(Na+Ca), enquanto naquelas resultantes de processos de metamorfismo ou metassomatismo em rochas pelíticas, a composição tipicamente se encontra na série dravita-schorlita (Henry e Guidotti 1985, Slack *et al.* 1993).

O estudo da composição química das turmalinas vem corroborar a hipótese de que as fontes dos fluidos ricos em boro que propiciaram a formação do turmalinito é de origem exalativo-sedimentar, pois a turmalina pertence ao grupo das alcalinas, classificada como dravita, rica em Mg, ou seja, baixa razão FeO/(FeO+MgO), principalmente no caso da Mina Scliar, em que estes valores situam-se entre (0,26-0,32), além de estarem associados à base de formações ferríferas bandadas. A razão FeO/(FeO+MgO) tende a aumentar em direção as turmalinas dos veios e halos de alteração, ou seja, elas tendem a se enriquecer em ferro. Com

relação ao conteúdo de Al(tot), a tendência é de enriquecimento a partir do turmalinito, passando pelos veios, e seguindo em direção aos halos de alteração que é onde realmente há a maior disponibilidade e, conseqüentemente, maior enriquecimento de Al(tot), devido à composição das rochas encaixantes.

Na região estudada (o Anticlinal de Mariana), o turmalinito estratiforme precedem o metamorfismo ou formou-se durante o mesmo, apresentando a razão $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ variando entre 0,26 e 0,55, ou seja, possuem alta concentração de Mg. Outros locais comparáveis, em que o turmalinito estratiforme pré-data o metamorfismo e possui composição semelhante, são: os depósitos auríferos em Bin Yauri, Nigéria (Garba 1996); Golden Dyke Dome, na Austrália (Plimer 1986); o depósito de Pb-Zn Yindongzi-Tongmugou, na China (Jiang *et al.* 1995); o maciço Paleozóico de Cinco Villas, na Espanha (Pesquera & Velasco 1997); o depósito de Sn-polimetálico, na província de Guangxi, na China (Jiang *et al.* 1999). Como contraste, as turmalinas associadas a ambientes graníticos possuem alta razão $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$, como por exemplo as turmalinas em pegmatitos no cinturão de Tin, na região central da Namíbia com razões entre 0,65 e 0,99 (Keller *et al.* 1999).

O enriquecimento em Mg pode ser interpretado como o produto de sistemas hidrotermais exalativos tipo Sedex, mas também pode ter origem relacionada à reação de fluidos hidrotermais magmáticos com rochas ricas em Mg, como por exemplo, as rochas metaultramáficas (Jiang *et al.* 1999), mas o contexto geológico da mineralização aurífera e do turmalinito exclui essa opção. O posicionamento estratigráfico do turmalinito está bem definido, associa-se à base das formações ferríferas bandadas, como vimos no capítulo anterior. Todo o contexto geológico, as características petrográficas e a composição química indicam que a origem do turmalinito estratiforme pode estar relacionada a focos exalativos ricos em boro. O turmalinito pode ter se formado durante a diagênese e/ou metamorfismo e, posteriormente, com a introdução do sistema mineralizante e a atuação de eventos tectono-metamórficos, houve a formação de novas turmalinas nos veios e nas encaixantes da mineralização. As turmalinas que se formaram durante e/ou após a mineralização são mais ricas em Al(tot) e Fe(tot), e podem ser o resultado do desencadeamento de reações com a introdução do fluido hidrotermal que deu origem aos veios mineralizados e também aos halos de alteração hidrotermal nas rochas encaixantes (sericita-quartzo xisto, quartzo-sericita xisto, quartzito sericítico, filito carbonáceo e biotita xisto). Assim, a evolução genética das turmalinas

na região pode ter ocorrido no seguinte sentido: Turmalinito Estratiforme → Halos de Turmalinização → Turmalina nos Veios.

O próximo passo será discutir as possíveis fontes do fluido rico em boro que propiciou a formação do turmalinito e das turmalinas nos halos de alteração hidrotermal e nos veios. Para tal, serão utilizados os dados isotópicos de Nd e Sr.

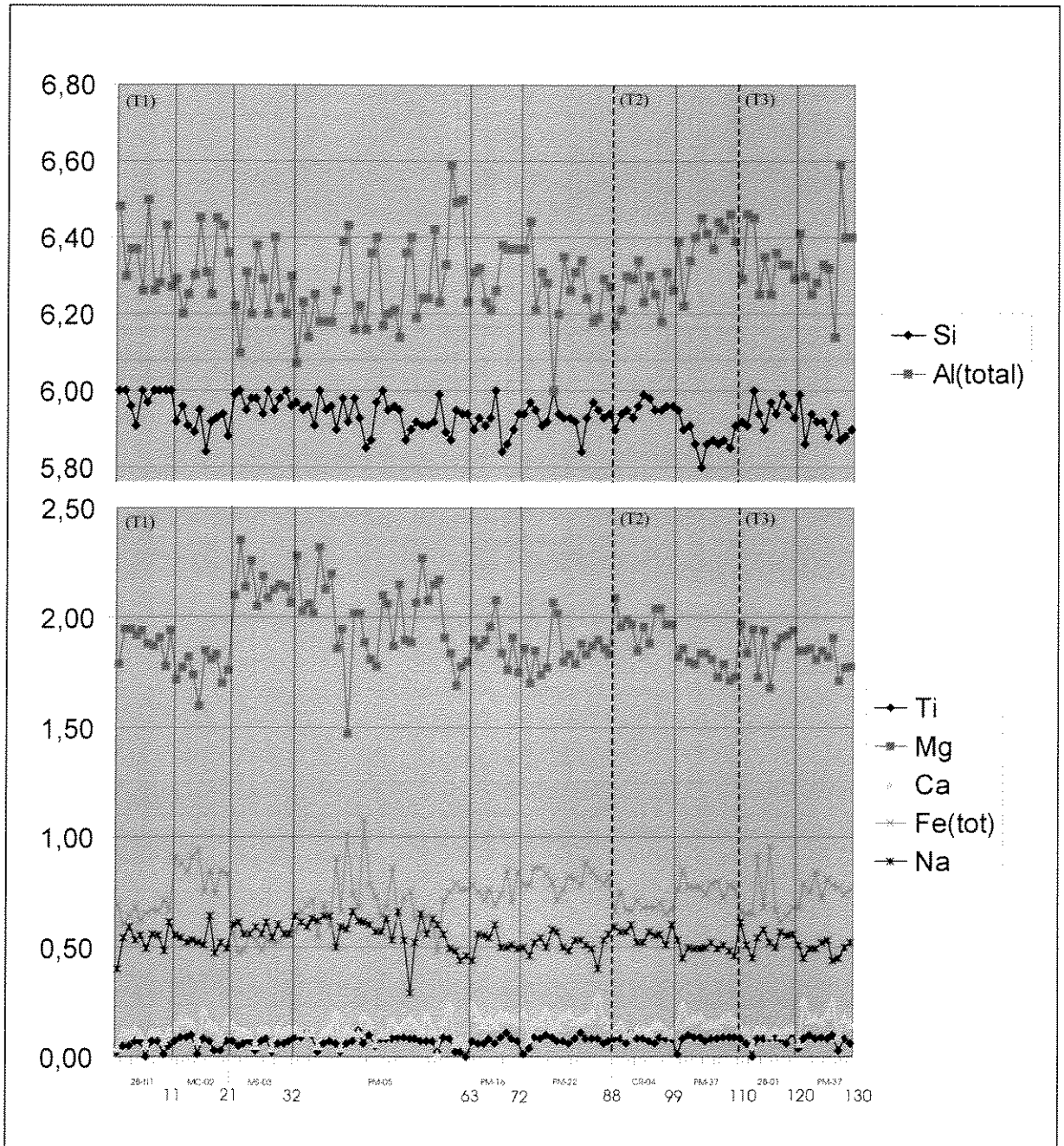


Figura 5.12 – Gráfico mostrando as principais variações na composição química da turmalina do turmalinito, dos halos de alteração e dos veios, separadas por amostras.

CAPÍTULO 06 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Nd E Sr EM TURMALINA

6.1 - Apresentação

Os isótopos radiogênicos na geologia foram utilizados inicialmente com exclusividade para geocronologia e somente mais tarde é que se tornou aparente a sua aplicação em geoquímica (White 2000). Gast (1960) descreveu os princípios da geoquímica isotópica do estrôncio (Sr) baseado em quatro parâmetros: i) a abundância isotópica em um determinado tempo; ii) a razão Rb/Sr do sistema; iii) a constante de decaimento; iv) e o tempo transcorrido desde o tempo inicial. A composição isotópica do Sr e do Nd podem ser correlacionadas, e esta correlação tem sido utilizada para estudar a evolução crustal e do manto (Faure 1986, White 2000) (Figura 6.1).

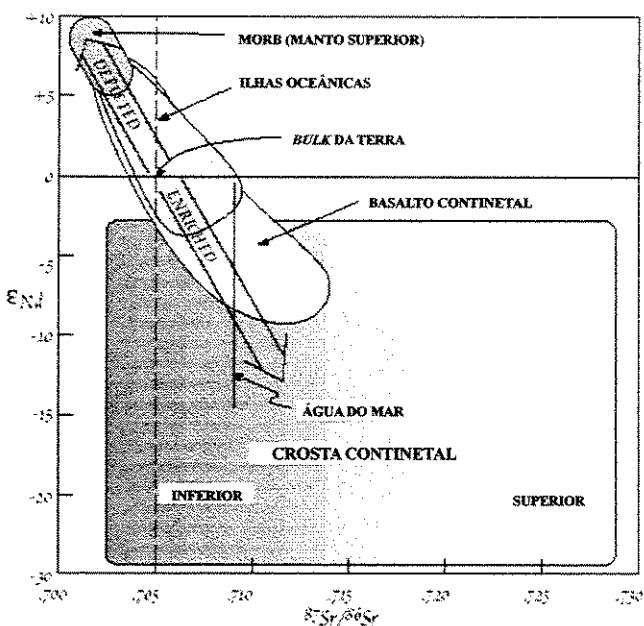


Figura 6.1 – Isótopos de Nd e Sr na crosta e no manto (compilado de White 2000).

Os isótopos de Nd e Sr foram selecionados para aprofundar as discussões genéticas sobre turmalina, abordando as possíveis fontes de boro e processos formadores das turmalinas. A turmalina é um mineral ideal para estudos dos depósitos auríferos da região sudeste do Quadrilátero Ferrífero, pois está diretamente associada aos corpos de minério (veios de quartzo e turmalinito). As composições isotópicas do Sr e do Nd têm sido utilizadas para investigar diversos aspectos da evolução crustal, tais como formação e

crescimento da crosta continental, proveniência de sedimentos e origem de depósitos minerais (Faure 1986, King e Kerrich 1989, Müller *et al.* 1991, Anglin *et al.* 1996, Jiang *et al.* 1999, Ji *et al.* 2000, Jiang *et al.* 2003, Pimentel e Silva 2003).

As amostras representam três grupos de turmalina cogenéticas: o primeiro grupo, T1, turmalina em turmalinito estratiforme; o segundo grupo, T2, turmalina em halos de alteração hidrotermal; e o terceiro grupo, T3, turmalina em veios mineralizados. As turmalinas formaram-se em diferentes episódios na região sudeste do Quadrilátero Ferrífero, podendo ter sua origem relacionada a processos singenéticos, tectono-metamórficos ou magmáticos.

6.2 – Geoquímica Isotópica do Nd

O ^{143}Nd é produzido a partir do α -decaimento de ^{147}Sm . O elementos Sm e Nd pertencem ao Grupo III B da tabela periódica, são Elementos Terras Raras (ETR) leves, com raios atômicos muito próximos (1,04 e 1,08Å^o, respectivamente) e mesma valência, ou seja, são isoquímicos. Este fato resulta em razões Sm/Nd pouco diferenciadas, variando entre 0,10 e 0,37. Estes elementos possuem forte densidade de carga (3+) e número atômico elevado (60 e 62, respectivamente), portanto não sofrem difusão muito facilmente, o que resulta em pequena mobilidade no nível de rocha total. Mas, por outro lado, nos minerais estes podem se redistribuir entre as fases neo-formadas (Sato *et al.*, 1995). A geoquímica isotópica do Nd foi descrita de forma detalhada por Faure (1986) e DePaolo (1988). Já a metodologia utilizada no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, onde foram realizadas as análises apresentadas no item Materiais e Métodos, encontra-se descrita em Gioia & Pimentel (2000).

O sistema Sm-Nd, em certas situações, é oposto ao sistema Rb-Sr. A razão $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ no manto é mais alta do que na crosta; conseqüentemente, a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ também é mais alta no manto do que na crosta. A razão $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ na crosta e em rochas ígneas silicosas são relativamente uniformes, tornando esse sistema inadequado para a datação de tais rochas, mas é variável em rochas máficas e ultramáficas (o oposto é verdadeiro para o sistema Rb-Sr). O ^{147}Sm e o ^{143}Nd não são, particularmente, móveis;

assim, as idades e as razões iniciais em rocha total são relativamente insensíveis ao intemperismo e ao metamorfismo (Faure, 1986).

O ^{147}Sm e o ^{143}Nd são elementos incompatíveis com os demais Elementos Terras Raras e entram principalmente nas fases mais tardias durante a cristalização de um magma, aumentando durante o processo. Assim, as rochas geradas a partir da fusão do manto, possuem razões Sm/Nd mais altas do que as geradas a partir da fusão da crosta. As baixas razões Sm/Nd indicam padrões de enriquecimento em ETR leves, enquanto as altas razões Sm/Nd indicam padrões de depleção em ETR leves em relação às ETR pesadas (De Paolo 1988). Ao longo da história da Terra houve empobrecimento do manto superior devido à extração contínua de magma, gerando um manto empobrecido (DM- *Depleted Mantle*) em relação ao manto primordial, cuja razão é igual a dos meteoritos condríticos (CHUR – *Chondritic Uniform Reservoir*) (DePaolo 1988).

A abundância de ^{143}Nd radiogênico na Terra tem aumentado com o tempo devido ao decaimento de ^{147}Sm para ^{143}Nd . O aumento da razão $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ é descrito por um modelo baseado na idade e na razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e pela sua razão $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ inicial. A evolução isotópica do ^{143}Nd na Terra pode ser descrita em termos do modelo denominado CHUR, que é o padrão para “*chondritic uniform reservoir*”, assumindo que o ^{143}Nd terrestre foi envolvido em um reservatório em que a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ é igual aos meteoros condríticos. No presente, o valor da razão $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ nesse reservatório é 0,512638 e a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ atual igual a 0,1967, o que nos permite calcular a razão $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ do CHUR em qualquer tempo passado (Faure, 1986).

O Sm-Nd estabelece um indicador petrogenético o “ ϵ_{Nd} ” que auxilia na identificação de fontes e processos de formação de rochas e mineralizações. O $\epsilon_{\text{Nd}}^t_{\text{CHUR}}$ expressa a diferença entre a razão inicial de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e o valor correspondente a esta razão no CHUR na época de cristalização das rochas; e finalmente o $\epsilon_{\text{Nd}}^0_{\text{CHUR}}$ faz esta comparação com o tempo presente.

$$\epsilon_{\text{Nd}} \equiv \left[\left(\frac{^{144}\text{Nd}}{^{143}\text{Nd}} \right)_{\text{amostra}} / \left(\frac{^{144}\text{Nd}}{^{143}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}} - 1 \right] \times 10^4$$

Na maioria das rochas o ϵ_{Nd} assume valores entre -20 e +10, mas na maioria das vezes, ao avaliar a história de uma rocha, somente utilizamos o sinal (-) ou (+). Através desse parâmetro, pode-se ter uma idéia da fonte e do tempo de residência crustal do material analisado através da razão inicial de $^{143}Nd/^{144}Nd$. Assim, se a razão inicial de $^{143}Nd/^{144}Nd$ for inferior ao CHUR, o ϵ_{Nd} será positivo (+), este material terá sua origem relacionada à crosta e o tempo de residência crustal será tanto maior quanto mais negativo for este valor. Isso implica que os padrões de ETR's nas rochas ou nos seus precursores foram enriquecidos em ETR leves. Mas podemos dizer o oposto se o ϵ_{Nd} for positivo (+), sendo que o material pode ter sua fonte relacionada ao manto depletado.

O método Sm-Nd também permite a obtenção de idades através de diagramas isocrônicos em rocha total ou em concentrados de minerais. As idades em minerais devem ser interpretadas como a época de cristalização da paragênese mineral. Já nas mineralizações, as idades podem ser interpretadas como a época de formação das mineralizações e os minerais mais favoráveis são os minerais minérios, entre os quais podem ser citados: scheelita, cassiterita, fluorita e turmalina (Sato *et al.*, 1995).

6.3 – Geoquímica Isotópica do Sr

O Sr é um metal alcalino que possui quatro isótopos estáveis: ^{84}Sr (0,56%), ^{86}Sr (9,86%), ^{81}Sr (7%) e ^{88}Sr (82,58%). Somente o ^{87}Sr é radiogênico, produzido a partir do decaimento do ^{87}Rb que possui meia-vida de 48.800.000 anos. O Sr é um elemento incompatível e possui raio atômico $1,13^{\circ} A$, o que o torna suficientemente grande para ser excluído de qualquer mineral (White, 2001). A razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ em minerais e rochas varia entre 0,7 e 4,0 (Faure, 1986). A evolução isotópica do Sr na Terra começa a 4,6 Ga com $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial de 0,699 e, quanto mais nos afastarmos do manto, mais alta será a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$. Análises realizadas em rochas derivadas do manto (MORB) sugerem que a razão isotópica de $^{87}Sr/^{86}Sr$ no manto hoje é de 0,704. Quando uma porção de crosta é extraída do manto, a razão Rb/Sr diminui e a razão de $^{87}Sr/^{86}Sr$, que permanece no manto depletado, fica um pouco mais alta. Se esta extração se deu por um longo período de tempo, a porção depletada do manto possuirá uma mais baixa razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ em relação à porção do manto

depletada recentemente. Desta forma, podemos considerar que a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no manto não é homogênea, podendo variar entre 0,702 e 0,705 (Palmer, 2002).

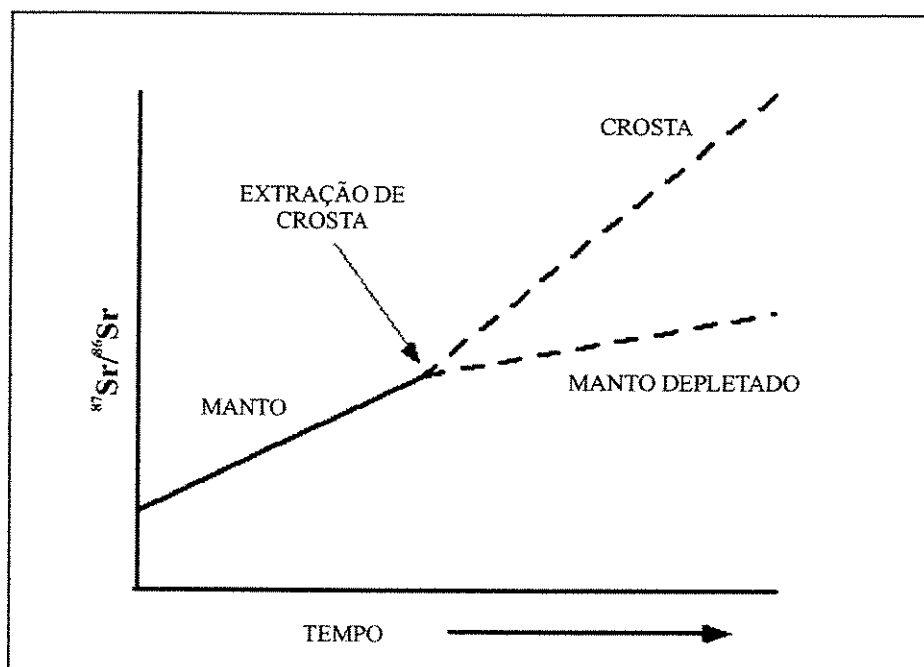


Figura 6.2 – Gráfico mostrando a variação isotópica do Sr em relação ao tempo a partir do manto (compilado de Palmer, 2000).

A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tem uma ampla variação na crosta continental, sendo consideravelmente mais alta do que no manto (Figura 6.2). Desta forma, conhecendo-se a evolução isotópica do Sr, podemos utilizar a sua razão inicial como traçador petrogenético, onde as rochas com $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i > 0,705$ possuem grande possibilidade de ter a fonte ligada à origem crustal. Se a razão $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ apresenta valores entre 0,700 e 0,703, a fonte possivelmente pode ser de origem mantélica (Sato *et al.* 1995).

6.3 - Resultados

Foram selecionadas 09 amostras de turmalinas, seguindo os mesmos critérios utilizados na química mineral, ou seja, turmalinas do turmalinito, dos halos de alteração e dos veios mineralizados (Tabela 6.1). Como já foi visto, o turmalinito geralmente encontram-se deformados e/ou alterados hidrotermalmente, seja pela presença de estruturas

de deformação ou pela mineralização. As amostras da Mina Scliar guardam estruturas primárias, ou seja, o turmalinito foi poupado da deformação. Esta amostra apresenta valores anômalos, quando correlacionados com outras, como é o caso das amostras das minas da Passagem, Matas Cavalo e Duas Bocas, que exibem estruturas de deformação, e também foram alteradas hidrotermalmente, estando inclusive mineralizadas.

Na turmalina do turmalinito estratiforme (T1) o Sm(ppm) varia entre 0,529 e 17,450 e o Nd(ppm) entre 2,386 e 109,280. Já nas turmalinas dos halos de alteração hidrotermal o Sm(ppm) varia entre 0,300 e 4,582 e o Nd(ppm) entre 1,475 e 20,797 e nos veios mineralizados o Sm(ppm) varia entre 0,935 e 5,020 e o Nd(ppm) entre 3,644 e 26,998. O diagrama Sm(ppm) vs. Nd(ppm) exibe uma correlação positiva entre os valores das turmalinas do turmalinito, dos halos de alteração e dos veios (Figura 6.3).

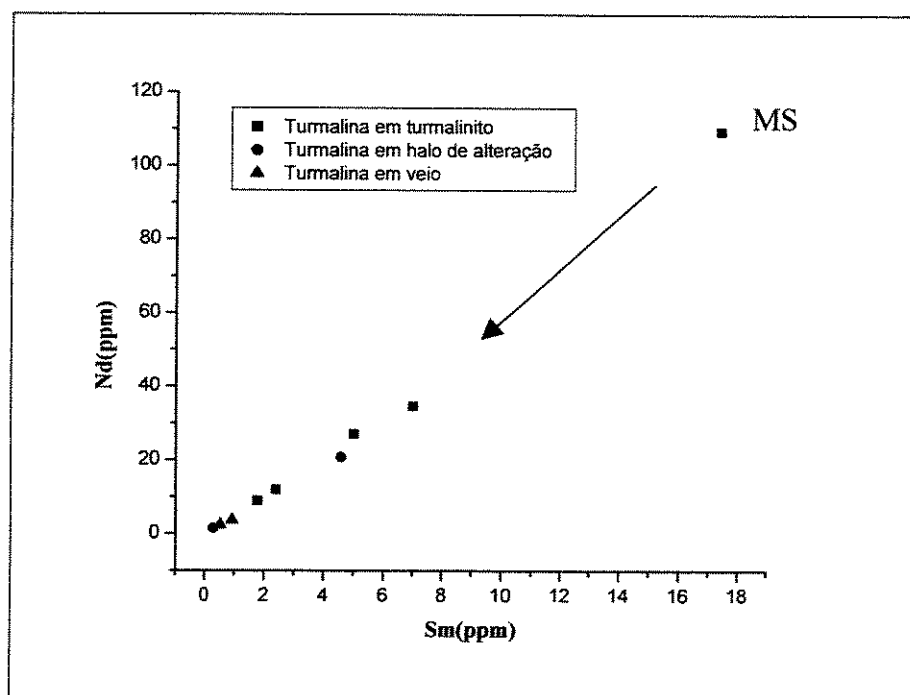


Figura 6.3 – Diagrama Sm(ppm) vs. Nd(ppm) para os três grupos de turmalinas.

A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ na turmalina do turmalinito exibe valores entre 0,510846 e 0,511119; na turmalina dos halos de alteração, estão entre 0,511034 e 0,511096; e nos veios entre 0,511029 e 0,511186. A razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ na turmalina do turmalinito apresenta valores entre 0,0965 e 0,1225; na turmalina dos halos de alteração entre 0,1230 e 0,1332; e

na dos veios entre 0,1341 e 0,1551. O diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ não mostra uma boa correlação entre estes valores (Figura 6.4)

Já o $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ assume valores entre: -34,96 e -29,64 na turmalina do turmalinito; entre -32,06 e -30,09 nos halos de alteração; e valores entre -31,38 e -28,32 nos veios mineralizados. O diagrama relacionando a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ exibe correlação positiva entre esses valores (Figura 6.5).

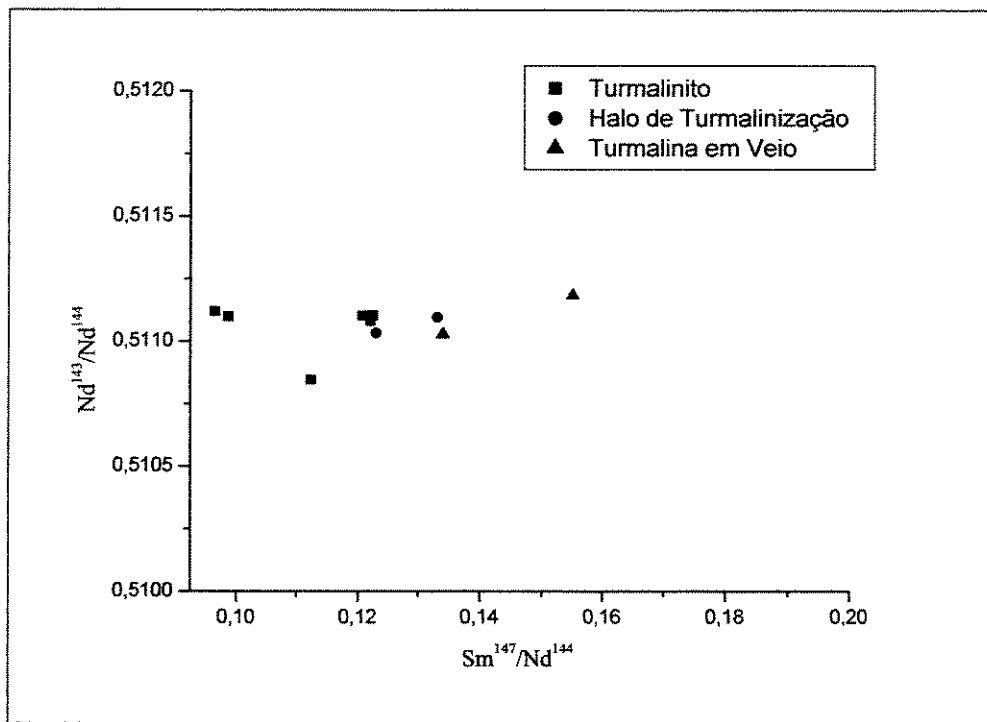


Figura 6.4 – Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ para os três grupos de turmalinas.

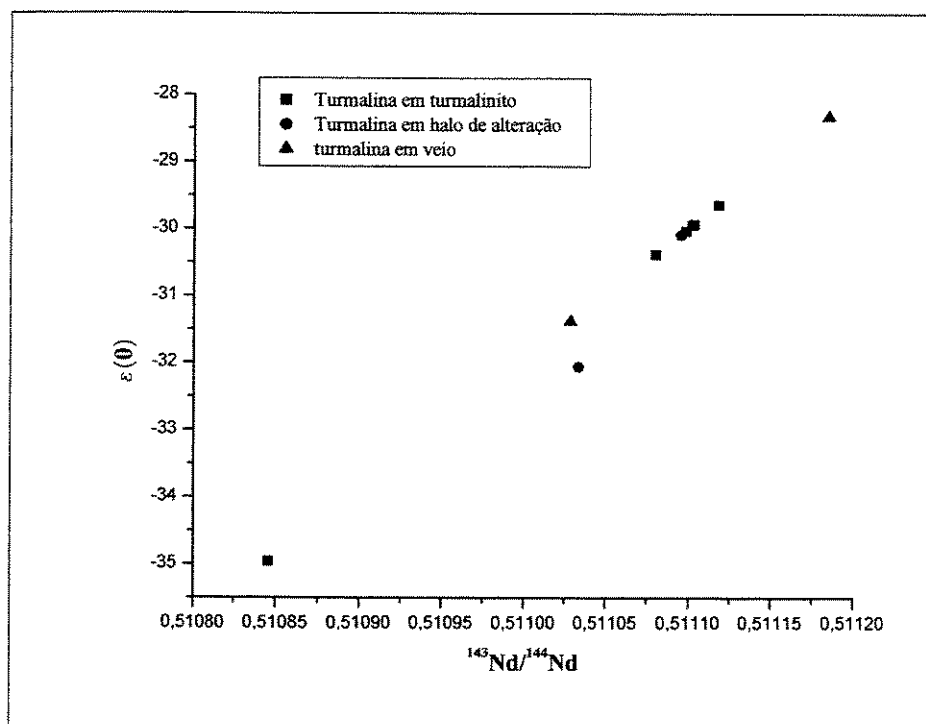


Figura 6.5 – Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ para os três grupos de turmalinas.

Com relação ao conteúdo de Rb e Sr, a maioria das turmalinas possuem baixo conteúdo de Rb (<5 ppm) e apenas uma amostra de turmalina de halo de alteração possui conteúdo mais alto (~ 36ppm), que pode refletir o conteúdo de sericita que não foi completamente separado, no caso específico da amostra de filito carbonáceo da Mina Chico Rei (Amostra CR-04). As concentrações de Sr (ppm) na turmalina do turmalinito estão entre 156,86 e 239,17 e de Rb entre 0,15 e 8,74; nos halos de alteração o Sr estão entre 10,02 e 154,89 e de Rb entre 0,19 e 36,41; e, na turmalina dos veios, o Sr estão entre 182,32 e 316,01 e o Rb entre 0,06 e 0,13. Os valores de Sr e Rb estão muito espalhados, mas é na turmalina dos veios que o conteúdo de Sr é mais alto, enquanto os halos de alteração apresentam os mais baixos valores de Rb (Figura 6.6). As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ na turmalina do turmalinito estão entre (0,75616 - 0,78845) e (0,0023 - 0,1620); nos halos de alteração, entre (0,76024 - 0,79592) e (0,0035- 10,6051) e, na turmalina dos veios, entre (0,75854 - 0,76617) e (0,0010 - 0,0012), respectivamente. A turmalina presente no turmalinito estratiforme tende a possuir a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais alta do que a turmalina presente nos halos de alteração e veios mineralizados (Figura 6.7).

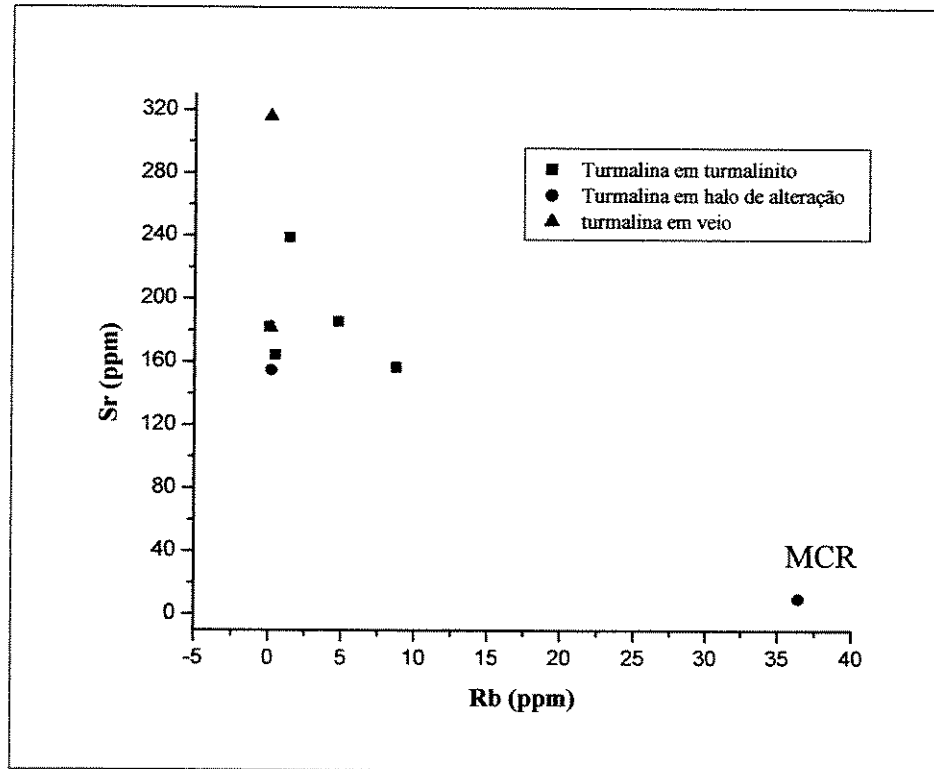


Figura 6.6 - Diagrama ^{87}Rb (ppm) vs. ^{86}Sr (ppm), para os três grupos de turmalinas.

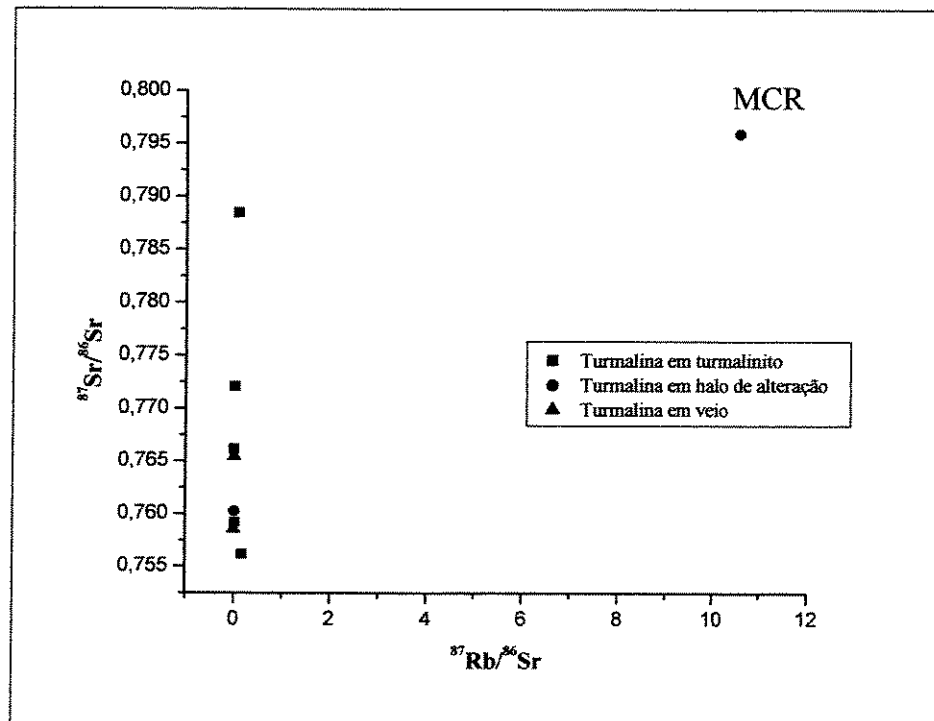


Figura 6.7 - Diagrama $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, para os três grupos de turmalinas.

as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,76542 e 0,78852). As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são mais baixas na região de Ouro Preto, enquanto as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são mais altas.

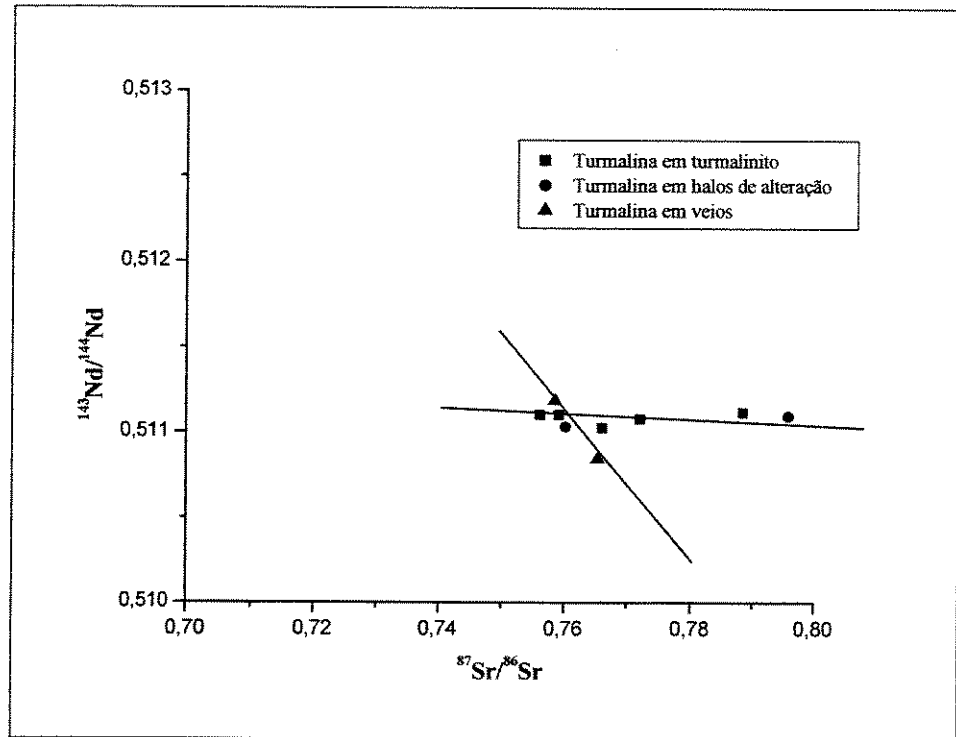


Figura 6.9: Gráfico relacionando as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ atuais.

Tabela 6.1: Dados isotópicos de Rb-Sr e Sm-Nd de turmalina da região sudeste do Quadrilátero Ferrífero-MG.

Tipo	Amostra	Rb		Sr		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$		$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		Sm		Nd		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$		$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$		$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$
		ppm	ppm	ppm	ppm	medido	medido	ppm	ppm	ppm	ppm	medido	medido	ppm	ppm	medido	medido	
T1	PM22	1,42	239,17	0,0172	0,75919	1,782	8,920	0,1208	0,511103	-29,94								
T1	MC-02	8,74	156,86	0,1620	0,75616	2,399	11,871	0,1221	0,511081	-30,37								
T1	PM-16	0,47	164,60	0,0084	0,77210	7,011	34,588	0,1225	0,511104	-29,92								
T1	MS-03	4,79	185,65	0,0752	0,78845	17,450	109,280	0,0965	0,511119	-29,63								
T1	MDB-01	0,15	181,63	0,0023	0,76546	0,529	2,386	0,1341	0,511029	-31,39								
T2	MCR-04	36,41	10,02	10,6051	0,79592	0,300	1,475	0,1230	0,511034	-31,29								
T2	PM37	0,19	154,89	0,0035	0,76024	4,582	20,797	0,1332	0,511096	-30,08								
T3	PM-23	0,13	316,01	0,0012	0,75854	0,935	3,644	0,1551	0,511186	-28,32								
T3	MDB-N1	0,06	182,32	0,0010	0,76617	5,020	26,998	0,1124	0,510846	-34,96								

Discussão

A evolução tectônica no sudeste do Quadrilátero Ferrífero é marcada, principalmente, por dois eventos tectôno-metamórficos: o Transamazônico e o Brasileiro. Atualmente tem sido descrito um evento mais recente, o Pós-Brasileiro, relacionado ao relaxamento crustal em resposta ao evento supracitado. O evento Transamazônico possui duas fases bem marcadas: i) uma fase a 2,115 Ga, de natureza compressiva, que gerou um cinturão de empurrão e dobramento; e outra fase a 2,095 Ga, de natureza extensional, que deu origem à arquitetura de “domos e quilhas”, relacionada à colocação de domos sobre as rochas supracrustais, e que teve como consequência o colapso orogênico (Alkmim & Marshak 1998).

Considera-se que a mineralização aurífera da região do Anticlinal de Mariana está relacionada à orogênese Transamazônica datada entre 2093 Ma e 2067 Ma (Schrank & Machado 1996), que corresponde à fase extensional, responsável pela colocação dos complexos de núcleos metamórficos, associada aos aparelhos hidrodinâmicos responsáveis pela injeção de pegmatitos, alteração hidrotermal e colocação de corpos sulfetados auríferos. No flanco sul do Anticlinal de Mariana é comum a presença de *boudinage* da foliação em escala de dezenas a centenas de metros. Nas minas estudadas, principalmente na Mina da Passagem, a principal estrutura relacionada à colocação dos veios mineralizados também é a *boudinage* da foliação principal.

Desta forma, para os cálculos das razões iniciais de ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i e ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i, utilizadas na discussão sobre a origem das turmalinas, consideram-se as seguintes hipóteses: i) sendo o turmalinito estratiforme de origem singenética, adotou-se a idade 2,54 Ga (idade da sedimentação da formação ferrífera bandada da Formação Cauê no Quadrilátero Ferrífero, abaixo da qual se encontram os corpos estratiformes de turmalinito); e ii) idade de 2,115 Ga, se o mesmo se formou em consequência do metamorfismo ocorrido durante o Evento Transamazônico. Já em relação às turmalinas associadas aos halos de alteração e aos veios mineralizados, adotou-se a hipótese da mineralização ter ocorrido no transamazônico (2,093 Ga), que corresponde à idade máxima para a mineralização segundo Schrank & Machado (1996).

Tabela 6.2: Principais possibilidades para a formação das turmalinas na região do Anticlinal de Mariana.

1^o Caso - O turmalinito é de origem singenética com idade mínima 2,54 Ga e as turmalinas dos veios e halos de alteração formaram-se durante o Evento Transamazônico (2,093 Ga).

Amostra	Tipo	$\epsilon_{Nd}(2,54)$	$\epsilon_{Nd}(2,093)$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	Origem
PM22	T1	-5,18		0,758553	singenético
MC-02	T1	-5,72		0,750206	singenético
PM-16	T1	-6,04		0,771787	singenético
MS-03	T1	3,13		0,785690	singenético
2B-01	T1	-7,46		0,765372	singenético
CR-04	T2		-13,08	0,476076	metamórfico-hidrotermal
PM37	T2		-11,54	0,760138	metamórfico-hidrotermal
PM-23	T3		-17,23	0,758505	metamórfico-hidrotermal
2B-N1	T3		-14,68	0,766143	metamórfico-hidrotermal

2^o Caso - As turmalinas do turmalinito formaram-se durante a fase compressional do Evento Transamazônico (2,115 Ga) e, as turmalinas dos veios e dos halos de alteração são de origem metamórfica-hidrotermal e formaram-se durante a fase extensional do Evento Transamazônico (2,093 Ga).

Amostra	Tipo	$\epsilon_{Nd}(2,115)$	$\epsilon_{Nd}(2,093)$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	Idade
PM22	T1	-9,37		0,758661	Ev. Transamazônico
MC-02	T1	-9,82		0,751218	Ev. Transamazônico
PM-16	T1	-10,16		0,771840	Ev. Transamazônico
MS-03	T1	-2,42		0,786160	Ev. Transamazônico
2B-01	T1	-12,12		0,765387	Ev. Transamazônico
CR-04	T2		-13,08	0,476076	Ev. Transamazônico
PM37	T2		-11,54	0,760138	Ev. Transamazônico
PM-23	T3		-17,23	0,758505	Ev. Transamazônico
2B-N1	T3		-14,68	0,766143	Ev. Transamazônico

As análises petrográficas mostraram que há pelo menos três modos de ocorrências de turmalinas. Quando observamos os dados isotópicos também é nítida essa distinção entre os grupos. Com relação ao conteúdo de Sm(ppm) e Nd(ppm) nas turmalinas, existe uma boa correlação entre estes elementos indicando que houve um empobrecimento destes elementos da turmalina T1 para as turmalinas T2 e para T3, demonstrando que se as três gerações são realmente diferentes: as turmalinas T1 mais enriquecidas, realmente elas

se formaram primeiro, enquanto as turmalinas T2 e T3 formaram-se a partir de fluidos residuais mais empobrecidos nestes elementos.

Os valores das razões isotópicas de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ são mais baixos do que o CHUR, indicando que há um enriquecimento em ETR leves. As turmalinas T2 e T3 possuem razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mais altas do que as turmalinas T1, indicando que ocorreram reações de fluidos hidrotermais com as encaixantes durante a formação das turmalinas T2 e T3.

Considerando-se que a capa do turmalinito é constituída pelas formações ferríferas bandadas da Formação Cauê, que tiveram sua sedimentação iniciada em 2,54 Ga (Babinsky *et al* 1995), esta seria a idade mínima para o turmalinito estratiforme, se o mesmo for considerado singenético. Os valores do $\epsilon_{\text{Nd}}(2,54)$ foram bastante negativos (Figura 6.10), com exceção do turmalinito da Mina Scliar, que apresentou valor próximo do CHUR (+3,13). Este turmalinito é aquele que possui estruturas primárias preservadas, podendo representar um sistema “fossilizado”, guardando características do ambiente de formação do turmalinito, o que não acontece com o turmalinito das outras minas, que foram intensamente deformados e alterados devido à introdução do sistema mineralizante e também pelos eventos metamórficos que atuaram na área estudada. Estes valores obtidos nas amostras da Mina Scliar podem indicar que o fluido que deu origem ao turmalinito era de fonte mista, com contribuição de fluidos tanto de origem profunda como daqueles resultantes da circulação na pilha de sedimentos, os quais deram origem aos focos exalativos de fluidos ricos em boro.

Mas, ao considerar que o turmalinito estratiforme formou-se em resposta ao metamorfismo de uma seqüência pelítica rica em minerais precursores da turmalina, ocorrido durante a primeira fase do Evento Transamazônico, o $\epsilon_{\text{Nd}}(2,115)$ assume um valor negativo (-2,42) para o turmalinito da Mina Scliar (Figura 6.11), o que pode demonstrar que a fonte de fluido pode estar relacionada à circulação de fluidos a partir de pilhas de sedimentos e que, com o metamorfismo, deu origem aos corpos estratiformes encaixados no nível dos filitos carbonáceos que são anômalos em boro como propuseram Fleischer & Routhier (1973), ao considerar a origem singenética consangüínea para os mesmos.

Para as turmalinas T2 e T3, foi utilizada a idade 2,093 Ga para o cálculo do $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, considerada a idade da mineralização aurífera da região. Os valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(2,093)$ foram

bastante negativos e mais baixos também são os valores da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, indicando que os fluidos que geraram as turmalinas podem ter se originado na crosta e tiveram um longo tempo de residência.

Os valores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ variam entre 0,750206 e 0,785690 e são considerados altos, sugerindo que possivelmente estejam relacionados a abertura do sistema durante os eventos deformacionais que ocorreram na região sudeste do Quadrilátero Ferrífero. Dessa forma, os dados isotópicos de Sr mostram, pelo menos, que os turmalinitos estratiformes formaram anteriormente aos eventos deformacionais que atuaram na região sudeste do Quadrilátero Ferrífero, ou seja, o Transamazônico e o Brasileiro. No entanto, esses valores não são discriminantes em relação aos halos de turmalinização e veios mineralizados ricos em turmalina.

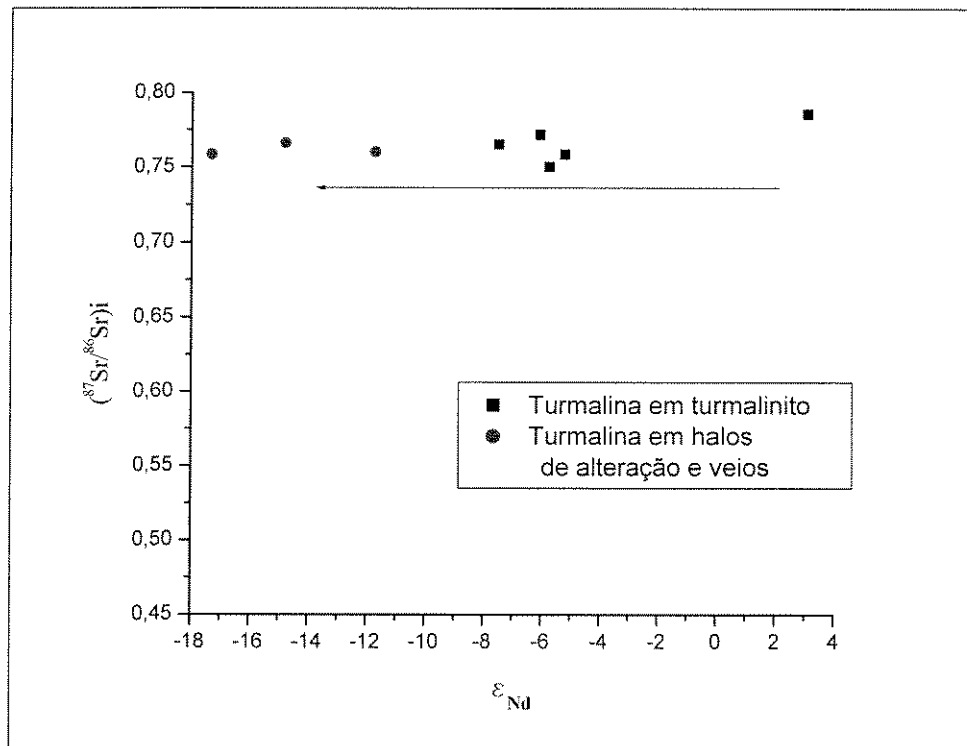


Figura 6.10 - Gráfico ϵ_{Nd} vs. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, considerando-se que o turmalinito estratiforme é de origem singenética (idade mínima 2,54Ga) e as turmalinas dos halos de alteração e dos veios mineralizados formaram-se durante o Evento Transamazônico em 2,093Ga.

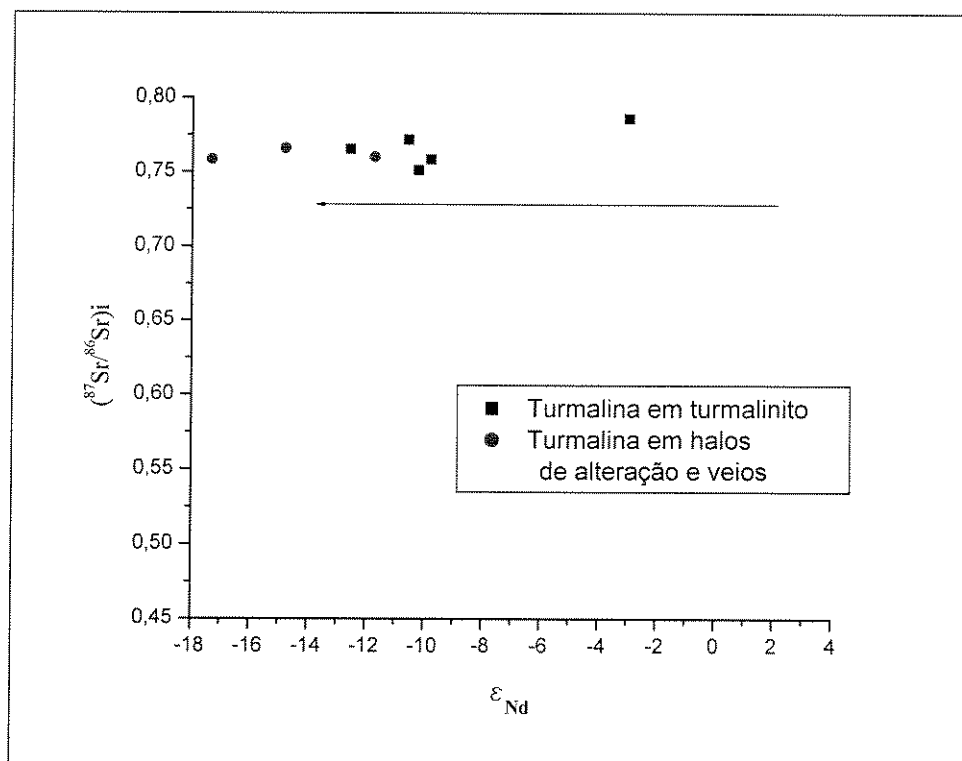


Figura 6.11: Gráfico ϵ_{Nd} vs. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$, considerando-se que a turmalina do turmalinito estratiforme formou-se na primeira fase do Evento Transamazônico em 2,115 Ma. E as turmalinas dos halos de alteração e dos veios mineralizados formaram-se durante a Evento Transamazônico em 2,093Ga.

Estudos de geoquímica isotópica de Sr e Nd em turmalina são raros, mas alguns estudos foram realizados em importantes províncias minerais, tais como: a província estanífera polimetálica de Guangxi, na China; os depósitos auríferos arqueanos de Yilgarn, no oeste da Austrália; no Greenstone Belt Arqueano do Abitibi, no Canadá.

No depósito de Sn-polimetálico de *Dachang*, na província de Guangxi, na China, a turmalina ocorre associada a corpos de minério estratiformes (Grupo I) e a veios (Grupo II). No Grupo I, a turmalina apresenta razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ entre 0,71339 e 0,71818 e razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ entre 0,51201 e 0,51210 e é interpretada como tendo se formado a partir da circulação profunda de fluidos hidrotermais submarinos. Já no Grupo II, a turmalina apresenta razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ entre 0,71187 e 0,72735 e razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ entre 0,51210 e 0,51224, sendo interpretada como resultado de fluidos hidrotermais magmáticos (Jiang *et al.* 1999).

Em diversos depósitos auríferos do Arqueano em *Yilgarn Block*, na Austrália, foi realizado um estudo isotópico de Sr em scheelitas e turmalinas. Essas apresentaram baixas razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7014-07028), que foram interpretadas como reflexo da mistura de Sr radiogênico introduzido por fluidos hidrotermais e Sr não-radiogênico das rochas encaixantes que reagiram com os fluidos (Mueller *et al.* 1991).

Nos depósitos auríferos do Greenstone Belt Arqueano do Abitibi, onde a turmalina é parageneticamente associada ao ouro, a variação total da razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, em 21 depósitos auríferos, foi de 0,7009 a 0,7174, sendo que a grande maioria dos valores estão no intervalo entre 0,7017 e 0,7174. Nestes depósitos, existem muitas controvérsias quanto à natureza dos processos envolvidos na geração dos mesmos, devido à complexidade lito-estrutural do *greenstone belt*. A variabilidade da razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indicou que o Sr derivou de fontes litologicamente complexas de regiões em que ocorrem rochas vulcânicas máficas e ultramáficas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 070105$), embasamento siálico antigo ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704-0,708$) e seus derivados, que foram misturados tectonicamente (King & Kerrich 1989).

Em Val d'Or, Anglin *et al.* (1996) obtiveram uma isócrona de Sm-Nd de idade 2593 Ma e um $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ com valor +2,6 para turmalinas e scheelitas de veios de quartzo auríferos. O alto valor do $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ indicou uma derivação de ETR do fluido mineralizante de reservatórios relativamente homogêneos similar ao manto depletado ou material derivado recentemente do manto depletado, isto é, komatiitos e/ou basaltos, e também de fluidos que não tiveram reações significantes com a crosta antiga enriquecida.

7 - CONCLUSÕES

Com base nos estudos realizados nas rochas ricas em turmalina na região do Anticlinal de Mariana, chegou-se às seguintes conclusões:

1) A partir das relações de campo, pode-se distinguir três modos de ocorrência da turmalina: i) turmalina em corpos estratiformes de turmalinito; ii) turmalina em halos resultantes da alteração hidrotermal das encaixantes da mineralização; e iii) turmalina como componente dos veios mineralizados.

Os corpos estratiformes de turmalinito possuem dimensão métrica a centimétrica e estão posicionados na base das formações ferríferas bandadas (geralmente itabiritos). Estes corpos, geralmente, encontram-se deformados, contendo as mesmas estruturas que as rochas que se encontram na seqüência lito-estratigráfica, onde está inserido o turmalinito. Estas estruturas são: foliação, crenulação, lineação de crenulação, dobras, *boudinage* e veios que interceptam toda a seqüência mineralizada.

Os halos de alteração hidrotermal ricos em turmalina associam-se à colocação do sistema de veios mineralizados. A composição destes halos está diretamente relacionada às rochas hospedeiras que podem ser tanto rochas quartzo-sericíticas, carbonáticas, biotita xistos, filitos carbonáceos quanto formações ferríferas bandadas. As estruturas descritas nestes halos, tais como as dobras e *boudinage foliation*, revelam que os mesmos formaram-se devido à introdução dos sistema de veios. Os halos associados aos veios mineralizados também estão mineralizados e a formação da turmalina precede a da arsenopirita. Nestes halos, além da turmalinização, são comuns também a silicificação e a sulfetação. A turmalinização associa-se aos níveis de filossilicatos (sericita, biotita e moscovita). O sulfeto predominante é a arsenopirita, mas, no caso em que a encaixante é o itabirito, então há predominância de pirita.

Os veios ricos em turmalina são considerados o principal minério da região, apesar de possuírem teor de ouro mais baixo que o turmalinito, estão em maior volume. Estes veios podem ser do tipo quartzo-carbonato-turmalina-sulfeto (Vqcts) e quartzo-turmalina-sulfeto (Vqts), sendo que os veios do tipo Vqcts são concordantes com a foliação principal e interceptados pelos veios do tipo Vqts, que geralmente são discordantes. É comum a presença de brechas de turmalinito imersas nos veios do tipo Vqts.

2) Os três modos de ocorrência da turmalina foram estudados ao microscópio ótico e a partir desses estudos concluiu-se que:

A composição mineralógica principal do turmalinito é turmalina (> 60%) e matéria carbonácea (< 20%). Quando mineralizados, portam grande quantidade de arsenopirita (25%). Como acessórios aparecem quartzo, apatita, rutilo, zircão, titanita, pirita, arsenopirita e calcopirita. A turmalina é de granulação fina, cor verde oliva; os cristais podem ser prismáticos e/ou granulares subidiomórficos. A matéria carbonácea é extremamente fina e ocorre principalmente na forma de inclusões e também formando estreitos níveis entre as camadas de turmalina definidas pela foliação principal. A arsenopirita aparece sobrepondo a foliação principal de forma tardia em relação à formação da turmalina, mas pode ser sin-deformacional quando correlacionada às estruturas vigentes no turmalinito.

Uma amostra interessante de turmalinito foi retirada da Mina Scliar. Esta, por sua vez, não apresenta indícios de deformação, guardando uma textura enigmática com cristais prismáticos com arranjo aleatório (*randon*) em meio a uma massa disforme de turmalina repleta de inclusões de matéria carbonácea.

A composição mineralógica dos halos de alteração hidrotermal vai depender da rocha em que os mesmos se desenvolverem, mas sempre conterà turmalina, quartzo, matéria carbonácea e arsenopirita. A turmalinização desenvolveu-se principalmente nos níveis sericíticos das rochas, exibindo inclusive bandamento composicional, definido por bandas com predominância de turmalina, e por bandas compostas por minerais característicos da rocha hospedeira e turmalina. A turmalina é de granulação fina a média, cor verde oliva; os cristais geralmente são prismáticos idiomórficos e não exibem extinção ondulante.

Já nos veios, a turmalina aparece na forma de agregados maciços e brechas de turmalinito nos veios do tipo Vqts. Nos veios do tipo Vqcts, é comum a presença de bandas de turmalina paralelas à posição dos veios. A turmalina é de granulação grossa, apresenta zoneamento irregular de cor irregular, sendo verde oliva nas bordas e verde claro no centro; os cristais são idiomórficos prismáticos e exibem extinção ondulante.

As análises da matéria carbonácea em microsonda *Raman* revelaram que não se trata de grafita e que a mesma foi submetida a um metamorfismo de grau mais alto do que o do filito dito “grafitoso” da Formação Batatal, amostrado fora da zona mineralizada. Uma rápida correlação dos espectros da matéria carbonácea da área estudada com outros obtidos da

matéria carbonácea do filito carbonáceo da Formação Batatal da região central do Quadrilátero Ferrífero, numa área em que o metamorfismo é considerado da fácies xisto-verde, mostrou que: a) a matéria carbonácea que ocorre associada à mineralização na Mina da Passagem, onde o metamorfismo atingiu a fácies anfíbolito, possui um grau maior de cristalinidade do que a do Filito Batatal; b) e que no turmalinito da Mina Scliar, que não foi deformado (que guarda estruturas reliqueares), a matéria carbonácea possui uma cristalinidade ainda mais baixa do que a do Filito Batatal.

3) A química mineral também foi realizada de acordo com os modos de ocorrência da turmalina; assim pode-se afirmar que:

Todas as turmalinas da área estudada pertencem ao grupo das turmalinas alcalinas e foram classificadas como dravitas.

No gráfico Al-Fe_(tot)-Mg, as turmalinas do turmalinito estratiforme plotaram no campo dos metapelitos e metapsamitos que não coexistem com fases saturadas em Al. Porém, mas parte dessas turmalinas plotaram no campo de metapelitos e metapsamitos com mineralogia saturada em Al, o que pode estar relacionado às alterações hidrotermais que ocorreram no turmalinito devido ao metamorfismo e ao processo mineralizante que atuou na região. Já a maioria das turmalinas dos halos de alteração hidrotermal e as dos veios mineralizados plotaram no campo de metapelitos e metapsamitos com mineralogia saturada em Al, que corresponde às turmalinas que se formaram tardiamente devido ao metamorfismo e ao processo mineralizante.

No diagrama Ca-Fe_(tot)-Mg, todas as turmalinas plotaram no campo dos metapelitos, metapsamitos e rochas de quartzo-turmalina pobres em Ca. As composições de turmalina dos halos de alteração e dos veios praticamente se sobrepuseram mais uma vez.

A composição das turmalina também foi analisada de acordo com as razões FeO/(FeO+MgO) e Na₂O/(Na₂O+CaO), que variam na turmalina no turmalinito entre (0,26-0,51) e (0,45-0,96), nos halos de alteração entre (0,35-0,57) e (0,51-0,84) e entre (0,36-0,50) e (0,43-0,84) nos veios, respectivamente. O estudo da composição química das turmalinas vem corroborar a hipótese de que os turmalinitos são de origem exaltivo-sedimentar, pois a turmalina pertence ao grupo das alcalinas, classificada como dravita, rica em Mg, ou seja, baixa razão FeO/(FeO+MgO), principalmente no caso da Mina Scliar, em que estes valores

situam-se entre 0,26 e 0,32, além de estarem associados à base de formações ferríferas bandadas. A razão $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ tende a aumentar em direção às turmalinas dos veios e halos de alteração, ou seja, elas tendem a se enriquecer em ferro. Com relação ao conteúdo de $\text{Al}(\text{tot})$, a tendência é de enriquecimento a partir do turmalinito, passando pelos veios e, seguindo em direção aos halos de alteração, que é realmente onde há a maior disponibilidade e conseqüentemente, o maior enriquecimento, devido à composição das rochas encaixantes.

O enriquecimento em Mg pode ser interpretado como o produto de sistemas hidrotermais exalativos tipo Sedex, mas também pode ter origem relacionada à reação de fluidos hidrotermais magmáticos com rochas ricas em Mg, como por exemplo as rochas metaultramáficas (Jiang *et al.* 1999). Mas o contexto geológico da mineralização aurífera e do turmalinito exclui esta opção. O posicionamento estratigráfico do turmalinito está bem definido, associa-se à base das formações ferríferas bandadas, como vimos anteriormente. As turmalinas dos halos e dos veios são mais ricas em $\text{Al}(\text{tot})$ e $\text{Fe}(\text{tot})$ e podem ser o resultado de reações que ocorreram com a introdução do fluido hidrotermal que deu origem aos veios mineralizados e também aos halos de alteração hidrotermal nas rochas encaixantes (sericita-quartzo xisto, quartzo-sericita xisto, quartzito sericítico, filito carbonáceo e biotita xisto). Assim, a evolução genética das turmalinas na região pode ter ocorrido no seguinte sentido: Turmalinito Estratiforme → Halos de Turmalinização → Turmalinas nos Veios.

4) Finalmente, foi avaliada a composição isotópica de Nd e Sr nas turmalinas.

A evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero é marcada, principalmente, por dois eventos tectôno-metamórficos: os eventos Transamazônico e Brasileiro. O evento Transamazônico possui duas fases bem marcadas: i) uma fase a 2,115 Ga, de natureza compressiva, que gerou um cinturão de empurrão e dobramento; e outra fase a 2,095 Ga, de natureza extensional, que deu origem à arquitetura de “domos e quilhas”, relacionada à colocação de domos sobre as rochas supracrustais, que teve como conseqüência o colapso orogênico (Alkmim & Marshak, 1998).

A mineralização aurífera da região do Anticlinal de Mariana está relacionada à Orogênese Transamazônica, datada entre 2093 e 2067 Ma por Schrank e Machado (1996), que corresponde à fase extensional de tal evento e que causou ascensão dos complexos de núcleos metamórficos, associada aos aparelhos hidrodinâmicos responsáveis pela injeção de pegmatitos, alteração hidrotermal e colocação de corpos sulfetados auríferos. No flanco sul do

Anticlinal de Mariana é comum a presença de *boudinage* da foliação em escala de dezenas a poucas centenas de metros (Naline, 1993, Oliveira 1998, Cavalcanti 1999). Nas minas estudadas, principalmente na Mina da Passagem, a principal estrutura relacionada à colocação dos veios mineralizados também é a *boudinage* da foliação principal.

Partindo do princípio que os turmalinitos estratiformes são singenéticos, os eventos tectono-metamórficos que ocorreram posteriormente à sua formação geraram a sua foliação principal, sendo esta dobrada, crenulada e rompida posteriormente à sua formação. As rochas presentes na sucessão estratigráfica estudada, tais como os filitos carbonosos e as rochas sericíticas são anômalas em boro (Fleischer & Routhier, 1973) e podem também ter contribuído para a formação de turmalinas durante os eventos metamórficos que afetaram a região, isto é, possibilitando a formação de turmalinas tardias em relação às do turmalinito estratiforme.

Os valores das razões isotópicas de Sm/Nd são mais baixos do que o CHUR, indicando que há um enriquecimento em ETR leves. As turmalinas T2 e T3 possuem razões Sm/Nd e Nd/Nd mais altas do que as turmalinas T1, indicando que ocorreram reações de fluidos hidrotermais com as encaixantes durante a formação das turmalinas T2-T3.

Com relação ao turmalinito estratiforme, foram consideradas duas hipóteses:

a) O turmalinito estratiforme é singenético e ocorre na base das formações ferríferas bandadas do Grupo Itabira que tiveram sua sedimentação iniciada em 2,54 Ga (Babinsky *et al* 1995); esta seria a idade mínima para o turmalinito estratiforme. Então, para o cálculo do $\epsilon_{Nd}(T)$ foi utilizada a idade de 2,4 Ga e todos os valores do $\epsilon_{Nd}(2,4)$ foram negativos, entre -7,46 e -5,18, com exceção do turmalinito da Mina Seliar, que apresentou valor positivo (+3,13), próximo do CHUR. Esse turmalinito é aquele que possui estruturas primárias preservadas podendo representar um sistema “fossilizado”, guardando características do ambiente de formação do turmalinito, o que não acontece com os turmalinitos das outras minas, que foram intensamente deformados e alterados devido à introdução do sistema mineralizante e também pelos eventos metamórficos que atuaram na área estudada. Estes valores obtidos nas amostras da Mina Seliar podem indicar que o fluido que deu origem ao turmalinito era de fonte mista, com contribuição de fluidos tanto de origem profunda como

também daqueles resultantes da circulação na pilha de sedimentos, os quais deram origem aos focos exalativos de fluidos ricos em boro.

b) Ao considerar que os turmalinitos estratiformes formaram-se em resposta ao metamorfismo de uma seqüência pelítica rica em minerais precursores da turmalina, ocorrido durante a primeira fase do Evento Transamazônico, o $\epsilon_{Nd}(2,115)$ assume um valor negativo (-2,42) para o turmalinito da Mina Scliar, o que pode demonstrar que a fonte de fluido pode estar relacionada à circulação de fluidos a partir de pilhas de sedimentos e que, com o metamorfismo, deu origem aos corpos estratiformes encaixados no nível dos filitos carbonáceos, que são anômalos em boro, como propuseram Fleischer & Routhier (1973), ao considerar a origem singenética consangüínea para os mesmos.

Para as turmalinas T2 e T3, foi utilizada a idade 2,093 Ga para o cálculo do $\epsilon_{Nd}(T)$, considerada a idade máxima para a mineralização aurífera da região. Os valores de $\epsilon_{Nd}(2,093)$ foram bastante negativos (entre -17,23 e -11,54) e mais baixos também são os valores da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$, indicando que os fluidos que geraram as turmalinas podem ter se originado na crosta e tiveram um longo tempo de residência.

Os altos valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$, entre 0,75616 e 0,79592, podem estar relacionados à abertura do sistema durante os eventos Transamazônico e Brasiliano que atuaram na região sudeste do Quadrilátero Ferrífero, não havendo, portanto, valores discriminantes entre turmalinitos estratiformes, halos de turmalinização e turmalina de veios. Ao correlacionarmos as razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ e $^{144}Nd/^{143}Nd$, as turmalinas dos turmalinitos e dos halos de alteração definem um padrão linear, enquanto a turmalina dos veios define outro, indicando que pode ter havido a contribuição de duas fontes diferentes. Assim, a turmalina T3 realmente pode ter se originado a partir da mobilização de fluidos das encaixantes devido ao metamorfismo e também de fluidos profundos relacionados com o sistema mineralizante (Figura 7.1).

Os dados de campo, petrografia, química mineral e isótopos de Nd e Sr indicam que o boro contido nas turmalinas do turmalinito, dos halos de alteração hidrotermal e dos veios podem ser da mesma fonte, apesar das turmalinas terem se formado em diferentes momentos e de haver a participação de diferentes fontes de fluidos na formação das mesmas.

Com isso, chega-se ao final de mais uma fase desta pesquisa, mas não ao seu encerramento. A partir desses resultados, torna-se interessante efetuar outras análises que não foram possíveis neste trabalho, mas que podem contribuir para a consolidação das conclusões aqui propostas. Para tal, sugere-se a realização de análises isotópicas de boro e oxigênio na turmalina. Um outro tipo de análise que não foi possível neste trabalho (devido à limitação financeira) foi a análise de ETR's, que poderia ter contribuído muito no sentido de avaliar a assinatura geoquímica da turmalina, de forma a traçar o perfil do ambiente geoquímico dos fluidos responsáveis pela formação das turmalinas.

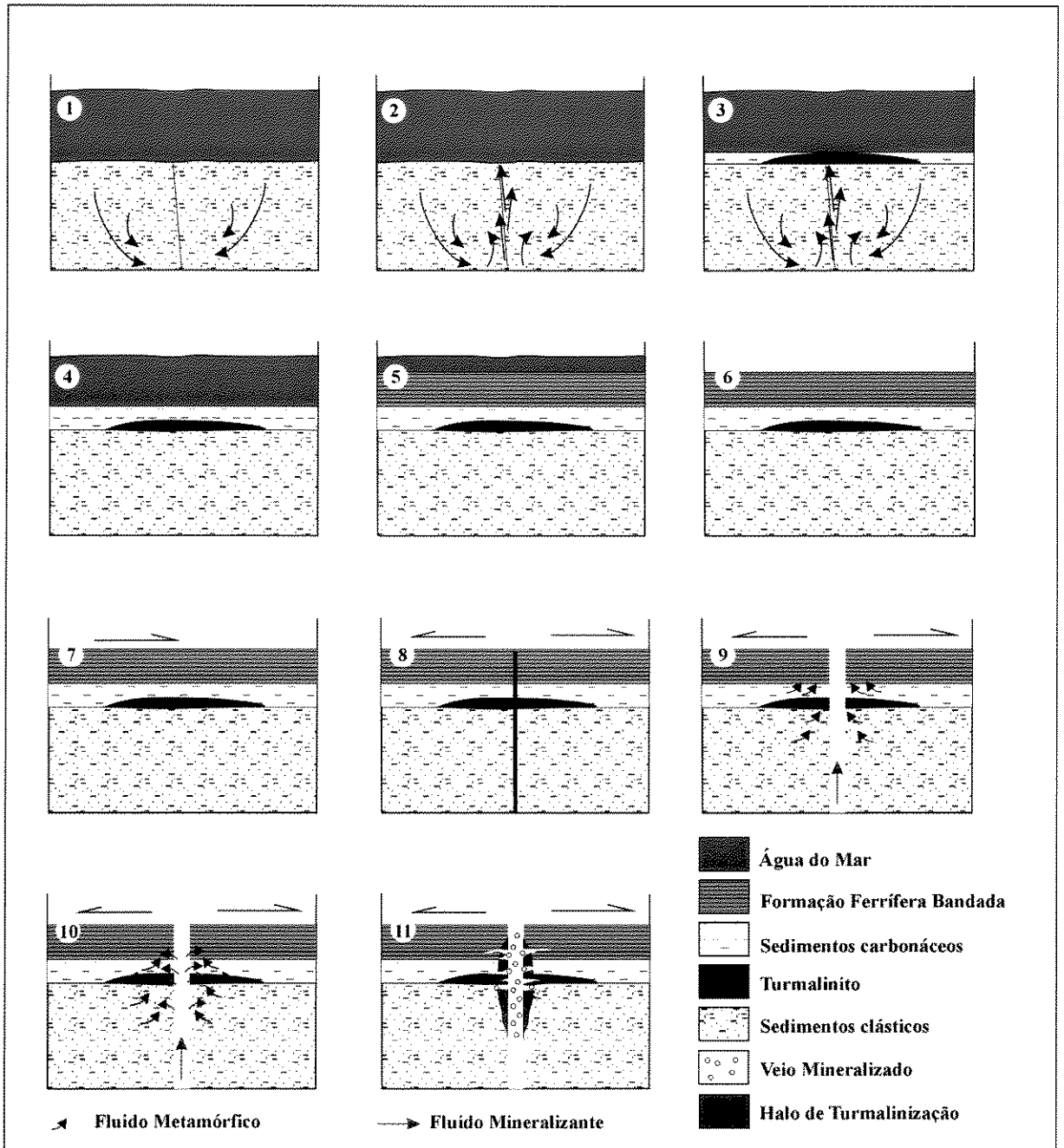


Figura 7.1 - Proposta de modelo genético para a formação do turmalinito, halos de turmalinização e veios mineralizados: 1) início da circulação de fluidos na pilha de sedimentos; 2) convecção e subida de fluidos, dando origem a focos exalativos; 3) deposição de turmalinito e sedimentos carbonáceos; 4) continuação da deposição de sedimentos carbonáceos; 5) sedimentação de formação ferrífera bandada; 6) diagênese; 7) primeira fase de deformação compressiva, dando origem a foliação principal paralela ao acamamento; 8) início da segunda fase de deformação extensional, gerando fraturas, falhas, *boudinage* e dobras; 9) migração de fluidos das rochas encaixantes e introdução do sistema mineralizante; 10) início do processo de mineralização do turmalinito e das encaixantes, 11) formação dos halos de turmalinização e dos veios mineralizados.

ANEXO 01 – Resultados das Análises de Turmalina em Microsonda Eletrônica

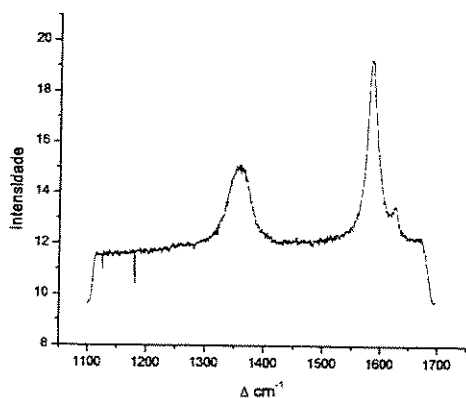
AMOSTRA	ENCAIX.	TIPO	Nº	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	NiO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	TOTAL
PM-37	qtzito serc	T3	1	35,79	0,67	32,67	0,29	7,57	1,44	0,00	5,75	0,08	1,43	0,01	0,09	0,01	85,78
PM-37	qtzito serc	T3	2	36,40	0,84	32,56	0,08	7,66	1,00	0,00	5,52	0,00	1,55	0,03	0,08	0,00	85,72
PM-37	qtzito serc	T3	3	36,28	0,62	32,61	0,17	7,43	0,98	0,06	6,12	0,00	1,54	0,02	0,08	0,00	85,90
PM-37	qtzito serc	T3	4	36,25	0,76	32,86	0,05	7,59	0,94	0,01	5,27	0,00	1,65	0,02	0,10	0,00	85,49
PM-37	qtzito serc	T3	5	36,06	0,62	32,87	0,14	7,49	1,08	0,02	5,97	0,00	1,67	0,03	0,04	0,00	85,99
PM-37	qtzito serc	T3	6	36,39	0,83	31,94	0,13	7,85	1,43	0,10	5,68	0,08	1,39	0,02	0,03	0,01	85,86
PM-37	qtzito serc	T2	7	36,15	0,68	32,32	0,18	7,66	1,34	0,00	6,19	0,00	1,42	0,02	0,02	0,00	85,98
PM-37	qtzito serc	T2	8	36,08	0,81	32,84	0,12	7,38	0,90	0,02	5,64	0,00	1,57	0,01	0,11	0,00	85,48
PM-37	qtzito serc	T2	9	35,86	0,70	33,29	0,19	7,34	0,99	0,00	5,63	0,07	1,53	0,00	0,05	0,01	85,66
PM-37	qtzito serc	T2	10	35,33	0,73	33,41	0,18	7,51	1,02	0,00	5,60	0,08	1,55	0,02	0,14	0,00	85,57
PM-37	qtzito serc	T2	11	35,94	0,54	33,37	0,21	7,58	0,86	0,00	5,43	0,02	1,57	0,01	0,00	0,02	85,55
PM-37	VEIO	T3	12	36,05	0,27	34,30	0,14	7,05	0,51	0,00	5,64	0,00	1,44	0,02	0,09	0,01	85,52
PM-37	qtzito serc	T2	13	36,14	0,62	33,28	0,22	7,47	0,88	0,00	5,81	0,00	1,65	0,01	0,00	0,00	86,08
PM-37	qtzito serc	T2	14	36,07	0,68	33,61	0,14	7,14	0,85	0,00	5,90	0,04	1,55	0,02	0,03	0,00	86,03
PM-37	qtzito serc	T2	15	35,93	0,73	33,38	0,15	7,37	0,99	0,00	5,28	0,00	1,60	0,02	0,08	0,00	85,53
PM-37	qtzito serc	T2	16	35,73	0,73	33,53	0,21	7,03	1,02	0,02	5,67	0,00	1,50	0,00	0,09	0,01	85,54
PM-37	VEIO	T3	17	35,95	0,61	33,20	0,28	7,25	0,96	0,00	5,39	0,08	1,59	0,01	0,02	0,03	85,35
PM-37	VEIO	T3	18	36,31	0,48	33,45	0,16	7,36	0,85	0,00	5,56	0,00	1,64	0,02	0,00	0,02	85,84
PM-37	qtzito serc	T2	19	36,33	0,76	33,38	0,16	7,15	0,90	0,01	5,70	0,03	1,45	0,03	0,12	0,01	86,02
PM-05b	turmালিনিতো	T1	20	37,15	0,71	32,04	0,13	9,51	0,72	0,03	4,24	0,08	2,04	0,02	0,17	0,00	86,84
PM-05b	turmালিনিতো	T1	21	36,53	0,72	32,42	0,04	8,35	0,64	0,00	4,86	0,00	1,94	0,02	0,13	0,00	85,64
PM-05b	turmালিনিতো	T1	22	36,82	0,89	32,23	0,05	8,53	0,65	0,01	5,13	0,00	1,89	0,02	0,07	0,00	86,28
PM-05b	turmালিনিতো	T1	23	36,54	0,82	32,75	0,04	8,37	0,61	0,00	5,26	0,00	2,01	0,03	0,20	0,00	86,63
PM-05b	turmালিনিতো	T1	24	37,21	0,16	32,28	0,04	9,60	0,27	0,02	3,95	0,02	1,99	0,03	0,45	0,00	86,01
PM-05b	turmালিনিতো	T1	25	36,68	0,47	32,27	0,09	8,80	0,63	0,00	5,08	0,00	2,04	0,03	0,21	0,00	86,29
PM-05b	turmালিনিতো	T1	26	36,92	0,56	32,48	0,06	9,15	0,67	0,00	4,37	0,09	2,05	0,00	0,30	0,00	86,65
PM-05b	turmালিনিতো	T1	27	36,05	0,50	32,42	0,03	7,62	1,07	0,00	6,56	0,00	1,57	0,00	0,06	0,00	85,90
PM-05b	turmালিনিতো	T1	28	36,64	0,13	33,20	0,04	8,00	0,23	0,01	4,86	0,04	1,86	0,02	0,18	0,00	85,20
PM-05b	turmালিনিতো	T1	29	36,28	0,51	33,42	0,09	6,04	0,69	0,04	7,40	0,00	1,82	0,07	0,14	0,02	86,52
PM-05b	turmালিনিতো	T1	30	36,74	0,60	32,08	0,00	8,32	0,61	0,03	5,41	0,07	2,10	0,02	0,20	0,00	86,18
PM-05b	turmালিনিতো	T1	31	36,66	0,95	32,65	0,04	8,38	0,63	0,00	5,06	0,02	1,97	0,01	0,19	0,00	86,57
PM-05b	turmালিনিতো	T1	32	35,31	0,50	31,55	0,06	7,67	1,03	0,03	7,81	0,00	1,90	0,04	0,19	0,00	86,08
PM-05b	turmালিনিতো	T1	33	36,39	0,82	33,44	0,06	7,54	0,84	0,05	5,78	0,00	1,92	0,01	0,17	0,00	87,02
PM-05b	turmালিনিতো	T1	34	37,08	0,43	33,73	0,00	7,43	0,34	0,03	5,44	0,00	1,84	0,01	0,07	0,00	86,38
PM-05b	turmালিনিতো	T1	35	36,90	0,61	32,26	0,01	8,68	0,59	0,00	4,72	0,02	1,81	0,05	0,19	0,02	85,86

AMOSTRA	ENCAIX.	TIPO	Nº	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	NiO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	TOTAL
PM-05b	turmalinito	T1	36	36,64	0,68	32,37	0,03	8,50	0,58	0,06	5,03	0,00	2,01	0,02	0,14	0,03	86,08
PM-05b	turmalinito	T1	37	36,40	0,67	32,21	0,00	7,65	0,91	0,00	6,30	0,00	1,68	0,02	0,18	0,00	86,02
PM-05b	turmalinito	T1	38	36,68	0,71	32,11	0,05	8,90	0,70	0,05	4,63	0,04	2,11	0,03	0,16	0,01	86,18
PM-05b	turmalinito	T1	39	36,12	0,77	33,18	0,00	7,85	0,86	0,00	5,33	0,00	1,68	0,03	0,08	0,00	85,89
PM-05b	turmalinito	T1	40	36,29	0,63	33,44	0,10	7,79	0,95	0,00	5,53	0,00	1,92	0,00	0,10	0,02	86,78
PM-05b	turmalinito	T1	41	36,61	0,65	32,85	0,07	8,60	0,85	0,01	4,68	0,05	1,67	0,02	0,14	0,00	86,20
PM-05b	turmalinito	T1	42	36,48	0,56	32,43	0,14	9,39	0,70	0,00	4,13	0,00	2,06	0,02	0,21	0,01	86,12
PM-05b	turmalinito	T1	43	36,81	0,59	32,86	0,10	8,60	1,01	0,00	4,69	0,04	1,78	0,02	0,13	0,01	86,64
PM-05b	turmalinito	T1	44	36,64	0,55	32,67	0,14	8,91	0,72	0,00	4,45	0,00	2,01	0,04	0,14	0,00	86,26
PM-05b	turmalinito	T1	45	37,09	0,17	33,33	0,08	9,03	0,07	0,00	3,54	0,10	1,92	0,03	0,15	0,00	85,51
PM-05b	turmalinito	T1	46	36,42	0,68	33,36	0,00	7,64	1,30	0,02	5,58	0,08	1,57	0,00	0,00	0,00	86,66
PM-05b	turmalinito	T1	47	36,92	0,14	34,26	0,09	7,42	0,41	0,01	5,61	0,00	1,42	0,03	0,03	0,01	86,33
PM-05b	turmalinito	T1	48	36,90	0,01	34,31	0,05	7,49	0,34	0,00	5,62	0,04	1,49	0,00	0,00	0,00	86,24
PM-05b	turmalinito	T1	49	36,49	0,73	33,31	0,00	7,98	0,91	0,05	5,23	0,02	1,79	0,02	0,06	0,01	86,57
PM-05b	turmalinito	T2	50	36,72	0,18	34,10	0,01	7,01	0,33	0,06	5,86	0,00	1,54	0,02	0,04	0,00	85,85
PM-16	turmalinito	T1	51	36,55	0,61	32,91	0,09	7,90	1,33	0,03	5,80	0,00	1,41	0,01	0,04	0,00	86,68
PM-16	turmalinito	T1	52	36,77	0,52	33,07	0,03	7,78	1,05	0,00	5,60	0,00	1,79	0,03	0,00	0,00	86,64
PM-16	turmalinito	T1	53	36,38	0,48	33,14	0,00	7,87	0,87	0,01	5,23	0,10	1,74	0,00	0,01	0,00	85,83
PM-16	turmalinito	T1	54	36,79	0,67	32,72	0,06	8,16	0,96	0,00	5,61	0,04	1,72	0,03	0,03	0,01	86,80
PM-16	turmalinito	T1	55	36,94	0,49	32,07	0,09	8,58	0,81	0,02	5,10	0,00	1,92	0,02	0,23	0,00	86,27
PM-16	turmalinito	T1	56	36,13	0,75	33,77	0,05	7,63	1,07	0,01	5,48	0,03	1,59	0,00	0,08	0,00	86,59
PM-16	turmalinito	T1	57	36,13	0,87	33,28	0,05	7,30	1,04	0,03	6,24	0,02	1,58	0,01	0,08	0,01	86,64
PM-16	turmalinito	T1	58	36,62	0,66	33,33	0,09	7,93	1,00	0,01	5,21	0,00	1,62	0,00	0,05	0,00	86,52
PM-16	turmalinito	T1	59	36,44	0,58	32,99	0,03	7,20	0,93	0,02	6,15	0,00	1,56	0,00	0,05	0,00	85,95
PM-16	qtz carbonatice	T2	60	36,74	0,05	33,50	0,04	7,55	0,89	0,00	5,64	0,00	1,70	0,01	0,05	0,00	86,17
2B-N1	turmalinito	T1	61	36,52	0,13	33,44	0,08	7,32	0,21	0,01	5,04	0,00	1,27	0,03	0,04	0,00	84,08
2B-N1	turmalinito	T1	62	37,32	0,45	33,15	0,06	8,11	0,64	0,00	4,45	0,04	1,72	0,02	0,14	0,01	86,11
2B-N1	turmalinito	T1	63	36,36	0,38	32,97	0,02	7,97	0,55	0,00	4,64	0,01	1,87	0,00	0,17	0,00	84,93
2B-N1	turmalinito	T1	64	36,36	0,58	33,21	0,13	7,91	0,70	0,00	5,04	0,00	1,69	0,02	0,15	0,02	85,80
2B-N1	turmalinito	T1	65	36,91	0,53	32,49	0,10	7,98	0,59	0,06	4,51	0,00	1,74	0,00	0,23	0,01	85,15
2B-N1	turmalinito	T1	66	36,65	0,03	33,80	0,06	7,74	0,29	0,00	4,76	0,03	1,56	0,00	0,13	0,00	85,05
2B-N1	turmalinito	T1	67	36,57	0,60	32,32	0,11	7,65	0,65	0,01	4,91	0,00	1,77	0,01	0,14	0,01	84,75
2B-N1	turmalinito	T1	68	37,00	0,56	32,89	0,11	7,92	0,66	0,00	4,89	0,05	1,75	0,01	0,19	0,00	86,01
2B-N1	turmalinito	T1	69	37,03	0,08	33,62	0,07	7,35	0,41	0,00	5,20	0,04	1,52	0,00	0,04	0,00	85,36
2B-N1	turmalinito	T1	70	36,79	0,40	32,60	0,10	7,97	0,65	0,00	4,87	0,00	1,92	0,03	0,16	0,01	85,49

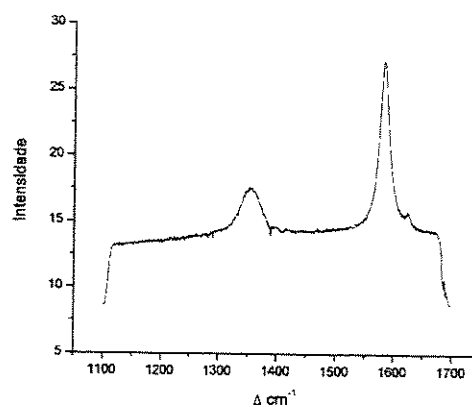
AMOSTRA	ENCAIX.	TIPO	Nº	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	NiO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	TOTAL
CR-04	fil-carbonáceo	T2	71	36,31	0,64	32,72	0,03	8,64	0,64	0,00	4,88	0,07	1,89	0,01	0,07	0,00	85,90
CR-04	fil-carbonáceo	T2	72	36,44	0,63	32,36	0,03	8,08	0,85	0,00	5,52	0,11	1,80	0,01	0,01	0,00	85,84
CR-04	fil-carbonáceo	T2	73	36,80	0,48	33,12	0,06	8,26	0,60	0,01	4,95	0,00	1,83	0,03	0,14	0,00	86,28
CR-04	fil-carbonáceo	T2	74	36,29	0,86	32,60	0,02	8,06	0,64	0,00	4,80	0,00	1,89	0,02	0,18	0,00	85,36
CR-04	fil-carbonáceo	T2	75	36,91	0,62	33,30	0,04	7,68	0,68	0,00	5,22	0,13	1,67	0,01	0,20	0,00	86,46
CR-04	fil-carbonáceo	T2	76	36,88	0,67	32,52	0,07	8,10	0,67	0,01	4,99	0,00	1,66	0,03	0,08	0,00	85,68
CR-04	fil-carbonáceo	T2	77	36,58	0,55	32,64	0,09	7,72	0,60	0,00	4,99	0,00	1,81	0,00	0,09	0,02	85,09
CR-04	fil-carbonáceo	T2	78	36,58	0,46	32,59	0,08	8,40	0,78	0,00	5,00	0,00	1,74	0,02	0,12	0,00	85,77
CR-04	fil-carbonáceo	T2	79	36,43	0,72	32,13	0,05	8,38	0,80	0,02	5,14	0,00	1,78	0,03	0,13	0,00	85,61
CR-04	fil-carbonáceo	T2	80	36,40	0,62	32,69	0,00	8,05	0,64	0,01	4,76	0,00	1,60	0,03	0,13	0,02	84,95
CR-04	fil-carbonáceo	T3	81	37,21	0,30	33,80	0,05	7,70	0,31	0,02	5,02	0,02	1,64	0,01	0,11	0,00	86,19
CR-04	fil-carbonáceo	T2	82	36,94	0,66	32,89	0,02	8,18	0,56	0,01	4,96	0,00	1,92	0,03	0,11	0,01	86,29
MS-03	tumalinito	T1	83	36,94	0,56	32,53	0,06	8,70	0,80	0,03	4,14	0,00	1,92	0,00	0,24	0,00	85,92
MS-03	tumalinito	T1	84	37,36	0,42	32,07	0,15	9,75	0,61	0,00	3,45	0,05	1,95	0,00	0,30	0,00	86,11
MS-03	tumalinito	T1	85	36,92	0,48	33,27	0,06	8,90	0,65	0,05	3,53	0,00	1,79	0,02	0,01	0,03	85,71
MS-03	tumalinito	T1	86	36,95	0,58	32,52	0,01	9,36	0,59	0,01	4,03	0,04	1,78	0,00	0,33	0,00	86,20
MS-03	tumalinito	T1	87	37,31	0,28	33,74	0,04	8,58	0,27	0,00	3,98	0,00	1,89	0,01	0,12	0,00	86,22
MS-03	tumalinito	T1	88	36,96	0,59	33,15	0,02	9,13	0,70	0,00	3,57	0,00	1,81	0,03	0,14	0,00	86,10
MS-03	tumalinito	T1	89	36,17	0,60	31,62	0,10	8,43	0,69	0,04	3,82	0,00	1,90	0,01	0,21	0,00	83,59
MS-03	tumalinito	T1	90	36,52	0,18	33,37	0,04	8,79	0,23	0,03	3,79	0,03	1,70	0,03	0,08	0,00	84,79
MS-03	tumalinito	T1	91	36,20	0,49	32,05	0,07	8,71	0,66	0,02	3,75	0,00	1,86	0,05	0,18	0,00	84,04
MS-03	tumalinito	T1	92	37,15	0,52	32,52	0,05	8,87	0,64	0,00	4,17	0,11	1,79	0,01	0,21	0,00	86,04
MS-03	tumalinito	T1	93	36,00	0,53	32,33	0,04	8,39	0,65	0,03	3,95	0,05	1,76	0,03	0,15	0,03	83,94
2B-01	VEIO	T3	94	36,31	0,69	32,75	0,25	8,10	0,74	0,02	4,88	0,11	1,93	0,02	0,28	0,00	86,08
2B-01	VEIO	T3	95	36,32	0,49	33,66	0,05	7,60	0,70	0,01	4,75	0,01	1,63	0,04	0,06	0,00	85,32
2B-01	VEIO	T3	96	37,17	0,02	33,69	0,11	7,63	0,27	0,00	4,76	0,00	1,44	0,00	0,15	0,00	85,24
2B-01	VEIO	T3	97	36,10	0,68	32,27	0,33	7,06	0,70	0,00	6,70	0,04	1,69	0,02	0,14	0,00	85,73
2B-01	VEIO	T3	98	36,33	0,65	33,17	0,17	8,03	0,67	0,03	5,00	0,00	1,83	0,03	0,19	0,00	86,10
2B-01	VEIO	T3	99	36,41	0,72	32,35	0,31	6,89	0,59	0,00	7,01	0,00	1,62	0,02	0,26	0,00	86,18
2B-01	VEIO	T3	100	36,73	0,73	33,32	0,09	7,76	0,72	0,02	4,93	0,00	1,59	0,01	0,14	0,00	86,04
2B-01	VEIO	T3	101	36,93	0,62	33,07	0,01	7,89	0,57	0,03	4,46	0,03	1,82	0,00	0,16	0,00	85,59
2B-01	VEIO	T3	102	36,79	0,52	33,18	0,06	7,97	0,70	0,05	4,75	0,03	1,75	0,00	0,13	0,01	85,94
2B-01	VEIO	T3	103	36,39	0,91	32,77	0,03	7,98	0,69	0,00	5,01	0,00	1,76	0,01	0,19	0,01	85,75
MC-02	tumalinito	T1	104	36,14	0,60	32,63	0,19	7,06	0,77	0,00	6,67	0,06	1,73	0,01	0,04	0,00	85,91
MC-02	tumalinito	T1	105	36,50	0,70	32,20	0,16	7,29	0,94	0,00	6,41	0,00	1,69	0,01	0,02	0,00	85,92

AMOSTRA	ENCAIX.	TIPO	Nº	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	NiO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	TOTAL
MC-02	turmালিনিতো	T1	106	36,05	0,76	32,34	0,26	7,43	0,93	0,00	6,14	0,01	1,65	0,00	0,04	0,03	85,64
MC-02	turmালিনিতো	T1	107	35,95	0,83	32,61	0,15	7,12	0,88	0,00	6,66	0,00	1,68	0,00	0,11	0,00	86,00
MC-02	turmালিনিতো	T1	108	36,53	0,07	33,58	0,12	6,60	0,40	0,00	6,87	0,02	1,65	0,04	0,00	0,00	85,87
MC-02	turmালিনিতো	T1	109	35,97	0,69	32,91	0,66	7,66	1,16	0,00	5,54	0,00	1,63	0,00	0,00	0,02	86,24
MC-02	turmালিনিতো	T1	110	36,22	0,55	32,49	0,26	7,44	0,87	0,00	6,22	0,00	2,03	0,02	0,13	0,03	86,24
MC-02	turmালিনিতো	T1	111	36,38	0,23	33,58	0,00	7,52	0,75	0,00	5,43	0,00	1,49	0,01	0,09	0,01	85,49
MC-02	turmালিনিতো	T1	112	36,16	0,24	33,22	0,27	6,94	0,51	0,00	6,20	0,00	1,64	0,02	0,11	0,03	85,32
MC-02	turmালিনিতো	T1	113	36,26	0,59	33,30	0,45	7,28	0,93	0,00	6,15	0,02	1,57	0,00	0,09	0,02	86,64
PM-22	turmালিনিতো	T1	114	36,28	0,07	33,02	0,01	7,61	1,07	0,00	5,70	0,03	1,58	0,01	0,11	0,00	85,49
PM-22	turmালিনিতো	T1	115	36,98	0,36	33,88	0,17	7,06	0,44	0,04	5,80	0,00	1,47	0,02	0,06	0,00	86,26
PM-22	turmালিনিতো	T1	116	36,68	0,75	32,52	0,02	7,63	0,92	0,01	6,37	0,00	1,65	0,02	0,15	0,00	86,72
PM-22	turmালিনিতো	T1	117	36,31	0,69	32,87	0,08	7,17	0,94	0,00	6,31	0,01	1,70	0,00	0,05	0,01	86,14
PM-22	turmালিনিতো	T1	118	36,28	0,78	32,73	0,09	7,27	1,16	0,01	6,07	0,05	1,59	0,02	0,12	0,01	86,18
PM-22	turmালিনিতো	T1	119	36,75	0,74	30,83	0,08	8,44	0,75	0,05	5,97	0,00	1,83	0,01	0,14	0,00	85,60
PM-22	turmালিনিতো	T1	120	36,66	0,61	32,49	0,10	8,37	0,78	0,00	5,24	0,12	1,82	0,03	0,03	0,00	86,23
PM-22	turmালিনিতো	T1	121	36,31	0,53	32,97	0,07	7,39	1,03	0,01	5,58	0,00	1,59	0,00	0,14	0,00	86,49
PM-22	turmালিনিতো	T1	122	36,63	0,52	32,81	0,17	7,60	1,07	0,00	6,07	0,06	1,52	0,02	0,02	0,01	86,49
PM-22	turmালিনিতো	T1	123	36,64	0,64	33,10	0,04	7,41	0,94	0,00	5,99	0,01	1,70	0,04	0,00	0,01	86,52
PM-22	turmালিনিতো	T1	124	36,13	0,90	33,26	0,09	7,78	0,91	0,03	5,77	0,00	1,69	0,03	0,07	0,00	86,66
PM-22	turmালিনিতো	T1	125	36,40	0,67	32,49	0,03	7,51	0,95	0,01	6,49	0,00	1,62	0,02	0,12	0,00	86,31
PM-22	turmালিনিতো	T1	126	36,79	0,64	32,27	0,06	7,73	1,09	0,00	6,16	0,00	1,56	0,00	0,09	0,00	86,41
PM-22	turmালিনিতো	T1	127	36,65	0,67	32,34	0,01	7,85	1,56	0,02	5,95	0,00	1,28	0,01	0,11	0,00	86,43
PM-22	turmালিনিতো	T1	128	36,28	0,49	32,69	0,02	7,62	1,00	0,00	5,78	0,00	1,67	0,02	0,01	0,00	85,58
PM-22	turmালিনিতো	T1	129	36,42	0,54	32,68	0,13	7,55	0,79	0,00	6,05	0,04	1,76	0,01	0,10	0,01	86,09

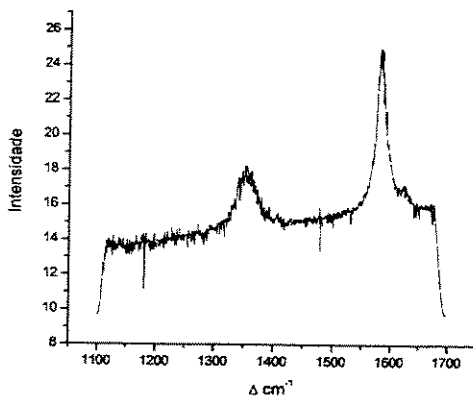
ANEXO 02 : Espectros *Raman* da Matéria Carbonácea



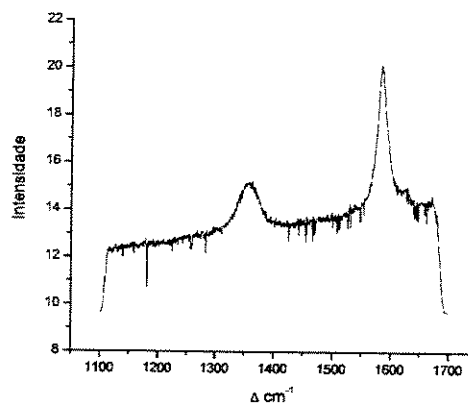
Amostra MS-03-1a: matéria carbonácea incluída em turmalina do turmalinito, Mina Scliar.



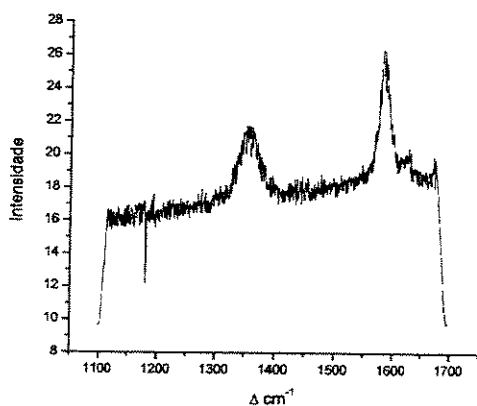
Amostra PM-13-1a: matéria carbonácea incluída em turmalina do turmalinito, Mina da Passagem.



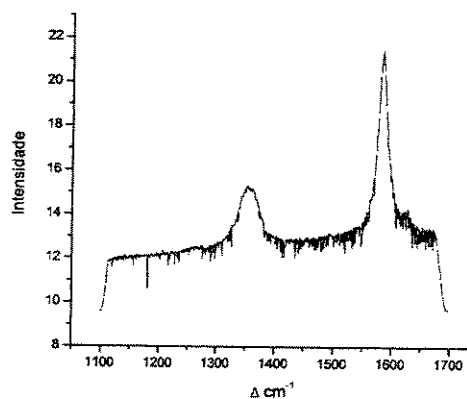
Amostra PM-22-1a: matéria carbonácea incluída em arsenopirita do turmalinito, Mina da Passagem.



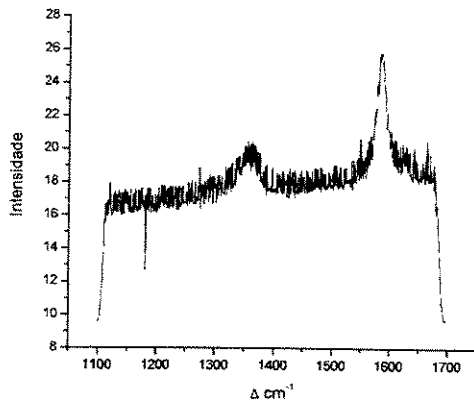
Amostra PM-22-1b: aglomerado de matéria carbonácea entre os cristais de turmalina do turmalinito, Mina da Passagem.



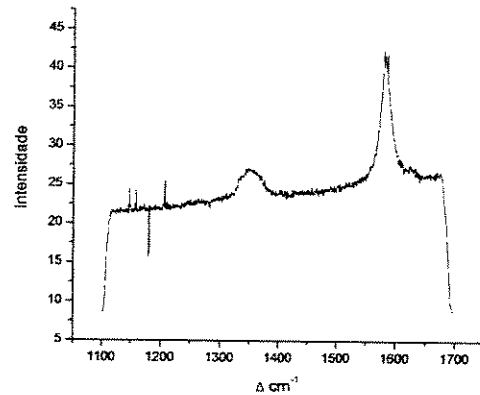
Amostra PM-22-1c: matéria carbonácea incluída em carbonato do turmalinito, Mina da Passagem.



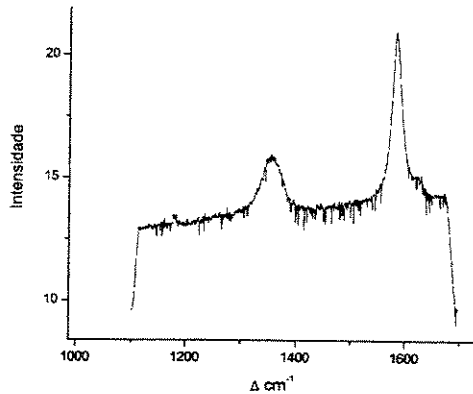
Amostra PM-22-1d: matéria carbonácea incluída em turmalina do turmalinito, Mina da Passagem.



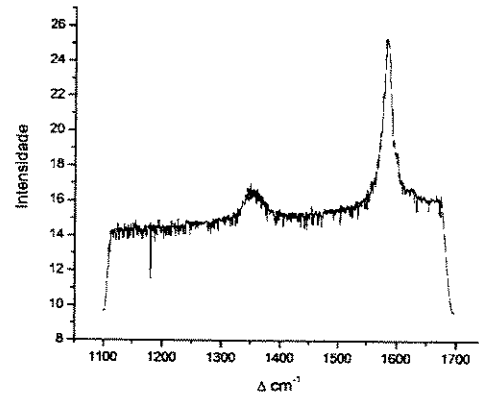
Amostra PM-33-1a: aglomerado de grãos de matéria carbonácea no halo de alteração hidrotermal, Mina da Passagem.



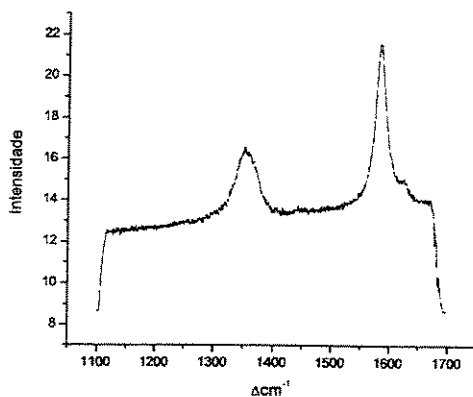
Amostra PM-33-1b: aglomerado de grãos de matéria carbonácea no halo de alteração hidrotermal, Mina da Passagem.



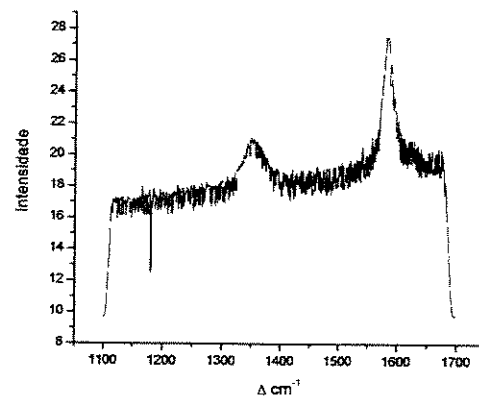
Amostra PM-33-1c: matéria carbonácea incluída em cristal de turmalina no halo de alteração hidrotermal, Mina da Passagem.



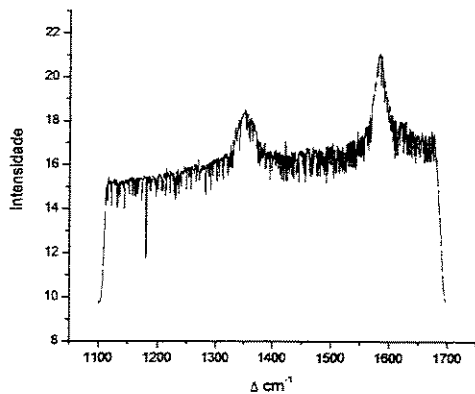
Amostra PM-33-1d: aglomerado de grãos de matéria carbonácea no halo de alteração hidrotermal, Mina da Passagem.



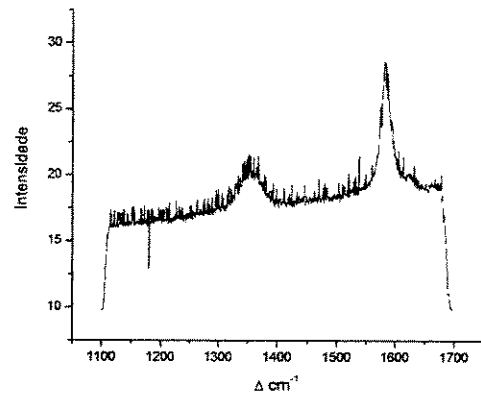
Amostra PM-05a-1a: matéria carbonácea incluída em turmalina no halo de alteração hidrotermal, Mina da Passagem.



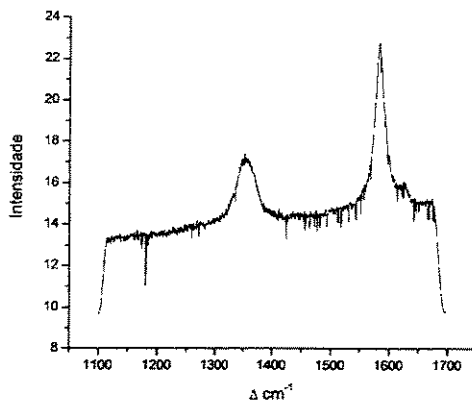
Amostra PM-20-1a: aglomerado de grãos de matéria carbonácea em veio, Mina da Passagem.



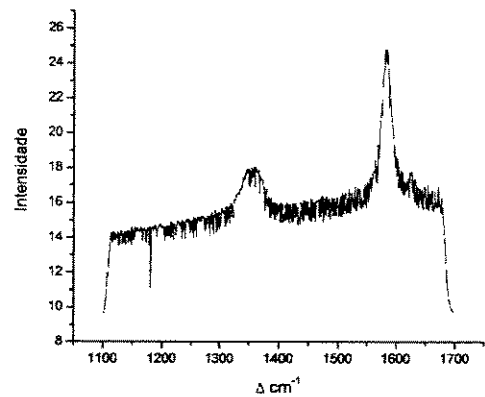
Amostra PM-20-1b: aglomerado de grãos de matéria carbonácea em veio, Mina da Passagem.



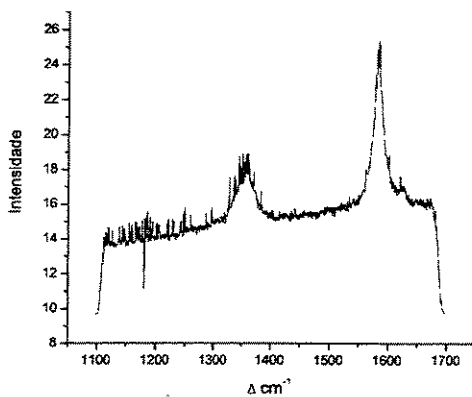
Amostra PM-20-1c: matéria carbonácea inclusa no cristal de arsenopirita em veio, Mina da Passagem.



Amostra PM-20-1d: matéria carbonácea inclusa no cristal de turmalina em veio, Mina da Passagem.



Amostra PM-20-1e: aglomerado de matéria carbonácea em veio, Mina da Passagem.



Amostra PM-20-1f: matéria carbonácea inclusa no cristal de turmalina em veio, Mina da Passagem.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, F.F. & MARSHAK, S. 1998. Transamazonian orogeny in the southern São Francisco Craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, **90**: 29-58.
- ALKMIM, F.F.; AMORIN, L.Q.A.; SOUZA, K.; CAVALCANTI, J.A.D.; FREITAS, C.A.; LANFRANCHI, R.A.; OLIVEIRA, F.M.; SANTOS, G.J.I.; BARBOSA, V.C. 1996. A junção entre o Sinclinal da Moeda e o Homoclinal da Serra do Curral, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Salvador, 1996. *Anais... Núcleo Bahia-Sergipe, SBG. v.1, p 337-340.*
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1977. O cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**: 349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1981. O cráton Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador. *Anais... Núcleo Bahia-Sergipe, SBG. p.1-10.*
- ANGLIN, C.D.; JONASSON, I.R.; FRANKLIN, J.M. 1996. Sm-Nd dating of scheelite and tourmaline: implications for the genesis of Archean Gold Deposit, Val d'Or, Canada. *Economic Geology*, **91**: 1372-1382.
- BABINSKI, M.; CHEMALE JR., F.; VAN SCHMUS, W.R. 1995. The Pb/Pb age of the Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, **72**: 235-245.
- BARBOSA, A.L.M. 1961. *Tectônica do Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais*. Ouro Preto, SICEG, **1**: 49-53 (Boletim 1).
- BARBOSA, A.L.M. 1969. Geologic map of Ouro Preto, Mariana, Antônio Pereira e São Bartolomeu quadrangles, Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geological Survey. Professional Paper. 641-A. Plates 7, 8, 9, 10.*
- BARBOSA, A.L.M.; DORR, J.V.N.; SAD, J.H.G. 1974. The consanguineous origin of the tourmaline bearing gold deposit: Passagem de Mariana (Brazil). *Economic Geology*, **69**: 416-418.

- BELO DE OLIVEIRA, O.A.; GRECO, F.M.; VIEIRA, M.B.H. 1987. A relação da tectônica Espinhaço Meridional e Quadrilátero Ferrífero, MG. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 1, Salvador, *Anais...* (Boletim de Resumos), Núcleo Bahia-Sergipe, SBG, p.74-76.
- BEST, M.G. 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*. New York, W.H. Freeman and Company. 630p.
- BLACK, P.M. 1971. Tourmalines from Cuvier Island, New Zealand. *Mineralogical Magazine*, **38**: 374-376.
- BONE, Y. 1998. The geological setting of tourmalinite at Rum Jungle, N.T., Australia – genetic and economic implications. *Mineralium Deposita*, **23**: 34-41.
- BYERLY, G.R.; PALMER, M.R. 1991. Tourmaline mineralization in the Barberton Grenstone Belt, South Africa: early Archean metasomatism by evaporite-derived boron. *Contributions of Mineralogy and Petrology*, **107**: 387-402.
- CARNEIRO, M.E.; NOCE, C.M.; TEIXEIRA, W. 1995. Evolução policíclica do Quadrilátero Ferrífero: uma análise fundamentada no conhecimento atual da geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Sm-Nd. *Revista da Escala de Minas*, **59(4)**:264-273.
- CAVALCANTI, J.A.D. & SHRANK, A. 1999. Controles litoestratigráficos dos turmalinitos auríferos na região de Ouro Preto, Quadrilátero Ferrífero-MG. *Revista da Escola de Minas*, **52(2)**:100-108.
- CAVALCANTI, J.A.D. 1999. *Mineralização aurífera de Lages-Antônio Dias, Ouro Preto-MG: controles lito-estratigráficos e estruturais*. Instituto de Geociências. Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Dissertação de Mestrado, 108p.
- CAVARRETTA, G. & PUXEDDU, M. 1990. Schorl-Dravite-Ferridravite tourmalines deposited by hydrothermal magmatic fluids during early evolution of the Lardarello Geothermal Field, Italy. *Economic Geology*, **85**: 1236-1251.
- CHAUVET, A.; DUSSIN, I.I.; FAURE, M. & CHARVET, J. 1994a. A three-stage structural evolution of the Quadrilátero Ferrífero: consequences for the Neoproterozoic age and the formation of gold concentrations of the Ouro Preto area, Minas Gerais, Brazil. *Pre-Cambrian Research*, **68**: 139-167.

- CHAUVET, A.; DUSSIN, I.I.; FAURE, M. & CHARVET, J. 1994b. Mineralização aurífera de idade proterozóica superior e evolução estrutural do quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **24(3)**: 150-159.
- CHAUVET, A.; PIANTONE, P.; BARBANSON, L.; NEHLIG, P.; PEDROLETTI, I. 2001. Gold deposit during collapse tectonics: structural, mineralogical, geochronological, and fluid inclusion constraints in Ouro Preto gold mines, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Economic Geology*, **96**: 25-48.
- CHEMALE JR., F.; ROSIÈRE, C.C. & ENDO, I. 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Pre-Cambrian Research*, **65**: 25-74.
- CLARKE, D. B., REARDON, N. C., CHATTERJEE, A. K. AND GREGOIRE, D. C. 1989. Tourmaline composition as a guide to mineral exploration: A reconnaissance study from Nova Scotia using discriminant function analysis. *Economic Geology*, **84**: 1921-1935.
- CLELAND, J.M.; MOREY, G.B.; MCSWIGGEN, L. 1996. Significance of tourmaline-rich rocks in the north Range Group of the Cuyuna Iron Range, east-central Minnesota. *Economic Geology*, **91**: 1282-1291.
- CUESTA, A.; DHAMELINCOURT, P.; LAUREYNS, J. 1994. Raman microprobe studies on carbon material. *Carbon*, **32(8)**: 1523-1532.
- DEPAOLO, D.J. 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry*. Berkeley, Springer-Verlag, 187p.
- DERBY, O. 1899. Os Primeiros Descobrimentos do Ouro em Minas Gerais. *Revista do Instituto Histórico de São Paulo*, **5**: 240-278.
- DERBY, O.A. 1906. The Serra do Espinhaço, Brazil. *Journal of Geology*, **14(3)**: 374-401.
- DERBY, O.A. 1911. On the mineralization of the gold-bearing lode of Passagem, Minas Gerais, Brazil. *American Journal Science*, **32**: 185-190.
- DOMMANGET, A.; MILÉSI, J.P.; DIALLO, M. 1993. The Loulo gold and tourmaline-bearing deposit: a polymorph type in the Early Proterozoic of Mali (west Africa). *Mineralium Deposita*, **28**: 253-263.

- DORR, J.V.N. 1959. Esboço geológico do Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais, Brasil. Publicação Especial. DNPM, Rio de Janeiro, 1: 51-53.
- DORR, J.V.N. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. *Geol. Surv. Prof. Paper* 641-A, 110p.
- DRAKE, A.A.; MORGAN, B.A. 1980. Precambrian plate tectonics in the Brazilian Shield: evidence from the pre-Minas rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. USGS Prof. Paper, **1119**: 1-110.
- DUARTE, B.P. & PIRES, F.R.M. 1996 On the origin of tourmaline in the Passagem Gold-tourmaline Deposit, QF, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, *Anais...* Núcleo Bahia-Sergipe, SGB, v.7. p.193-194.
- DUARTE, B.P. 1991. Contribuição ao estudo da geologia do corpo de minério fundão do depósito aurífero de Passagem de Mariana, Mariana-MG. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, *Dissertação de Mestrado*, 175p.
- EBERT, H. 1968. Ocorrências da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipótese sobre a sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **40**: 215-229.
- EMMONS, W.H. 1937. Gold Deposit of the World. McGraw-Hill Book Company, New York. 562p.
- ENDO, I. & MACHADO, R. 2002. Reavaliação e novos dados geocronológicos (Pb/Pb e K/Ar) da região do Quadrilátero Ferrífero e adjacências. *Geologia USP. Série Científica. Revista do Instituto de Geociências, USP, São Paulo-SP*. **2**: 23-40.
- ENDO, I. 1997. Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado, 243p.
- ENDO, I.; RISIÈRE, C.A.; CHEMALE Jr, F.C. 1992. Roteiro de excursão geológica no Quadrilátero Ferrífero e regiões adjacentes. In: SBG/NMG, Simpósio de Geologia, 6. Ouro Preto. *REM*, **45**: 69p.

- ESCHWEGE, W.L. VON. 1833. *Pluto Brasiliensis*. Ed. Itatiaia / São Paulo. Ed. da Universidade de São Paulo, 2v. Tradução publicada em 1979. Trad. Domicio de Figueiredo Murta.
- ETHIER, V.G. & CAMPBELL, F.A. 1977. Tourmaline concentrations in Proterozoic sediments of the southern Cordillera of Canada and their significance. *Canadian Journal Earth Science*, **14**: 2348-2363.
- FAURE, G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2^a Ed., New York, John Willey & Sons, 589p.
- FERRAND, P., 1892. L'Or a Minas Gerais. Imprensa Oficial do Estado de Minas Gerais. vol. II. p.22-39.
- FLEISCHER, R. & ROUTHIER, P. 1973. The "consanguineous" origin of a tourmaline-bearing gold deposit: Passagem de Mariana (Brazil). *Economic Geology*, **68**: 11-22.
- FLEISCHER, R. & VIAL, D.S. 1991. Surface and Underground geological excursion around and in the Passagem de Mariana gold mine, Minas Gerais, Brazil. In: *Deposit Modeling Workshop*. Part A: Excursions. A53-A62.
- FORTEY, N.J. & COOPER, D.C. 1986. Tourmalinization in the Skiddaw group around Crummock Water, English Lake district. *Mineral Magmatic*, **50**: 303-347.
- FOSTER, R.P. & PIPER, D.P. 1993. Archean lode gold deposit in Africa: crustal setting, metallogenesis and cratonization. *Ore Geology Review*, **8**: 303-347.
- FREITAS, M.E. 1991. *Mapeamento geológico da porção norte da Serra de Cambotas*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Trabalho de Graduação.
- GAIR, J.E. 1962. Geology and ore deposits of Nova Lima and Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. *USGS Professional Paper*, **341-A**, 67p.
- GALLANGHER, V. 1988. Coupled substitutions in the schorl-dravite tourmaline: new evidence from the Ireland. *Mineralogical Magazine*, **52**: 637-650.
- GARBA, I. 1996. Tourmalinization related to Late Proterozoic-Early Paleozoic lode gold mineralization in the Bin Yauri area, Nigeria. *Mineralium Deposita*, **31**: 201-209.

- GAST, P.W. 1960. Limitations on the composition of the upper mantle. *Journal Geophysics Resources*, **65**: 1287-1297.
- GIOIA, S.M.C.L. & PIMENTEL, M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72(2)**: 219-245.
- GIORDANO, T.H. 1996. A special issue devoted to organics and ore deposits – Introduction. *Ore Geology Reviews*, **11**: 7-9.
- GORCEIX, H. 1876a. Passado da mineração de ouro na província de Minas Gerais. *Revista da Escola de Minas*, **45(3)**: 252-258.
- GORCEIX, H. 1876b. Presente e futuro da mineração de ouro na Província de Minas Gerais. *Revista da Escola de Minas*, **45(3)**: 252-256.
- GRIFFIN, W.L.; SLACK, J.F. 1996. Trace elements in tourmalines from massive sulfide deposits and tourmalinites: geochemical controls and exploration applications. *Economic Geology*, **91(4)**: 657-675.
- GROVES, D.I.; BARLEY, M.E.; HO, S.E. 1989. Nature, genesis and tectonics setting of mesothermal gold mineralization in the Yilgarn Block, western Australia. In: RR Keays, WRH Ransay, DI Groves (eds). *The geology gold deposits: the perspective in 1988*. Econ. Geol. monogr. **6**: 71-85.
- GUIMARÃES, D. 1965. Princípios de metalogênese e geologia econômica do Brasil. *Boletim do DNPM/DFPM*, **139**: 625p.
- HARDER, E.C. CHIMBERLIN, R.T. 1915. The geology of central Minas Gerais, Brazil. Part II. *Journal of Geology*, **23(4 e 5)**: 341-378 e 385-424.
- HARRAZ, H. Z. AND EL-SHARKAWY, M. F. 2001. Origin of tourmaline in the metamorphosed Sikait polytite belt, south Eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, **33**: 391-416.
- HAWTHORNE, F.C. & HENRY, D.J. 1999. Classification of the tourmaline group. *European journal of Mineralogy*, **11**: 201-215.

- HAWTHORNE, F.C.; MCDONALD, D.J.; BURNS, P.C. 1993. Reassignment of cation site occupancies in tourmaline: Al-Mg disorder in the crystal structure of dravite. *American Mineralogist*, **78**: 265-270.
- HEINECK, C.A.; RIBEIRO, J.H.; FRANCESCATO, J.A. & SILVA, E.S. 1986. As mineralizações auríferas de mata Cavalo, Minas da Passagem, Mariana, MG. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34. Goiânia, *Anais...* Goiânia, SBG, v. 5, p. 1932-1937.
- HENRY, D.J. & GUIDOTTI, C.V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, **70**: 1-15.
- HENRY, D.J. E DUTROW, B.L. 1998. Metamorphic tourmaline and its petrographic applications. In: Boron: mineralogy, petrography and geochemistry. *Reviews in Mineralogy*, **33**: 503-543.
- HIPPERTT, J.; DAVIS, B. 2000. Dome emplacement and formation of kilometre-scale synclines in a granite-greenstone terrain (quadrilátero Ferrífero, southeastern Brazil). *Precambrian Research*, **102**: 99-121.
- JÉBRAK, M.; MINEAU, R.; BARDOUX, M.; GOULET, N. (1990), Boron cycle in the Abitibi greenstone belt, and compositional variations in tourmaline associated with gold deposit (abst). In: F. Robert, PA Sheahan, SB Green (eds). *Greenstone Gold and Crustal Evolution* (NUNA Conf. Vol). Geol. Assoc. Canada. p. 177.
- JI, H.; WANG, S.; OUYANG, Z.; ZHOU, D. 2000. Geochemistry and Nd-Sr isotopic composition of carbonate rocks and their materials: implications for the origin of carbonate rocks and the average chemical composition of the upper continental crust. *Journal of conference Abstracts*. **5(21)**: 577.
- JIANG, S.Y.; HAN, F.; SHEN, J.Z.; PALMER, M.R. 1999. Chemical and Rb-Sr, Sm-Nd isotopic systematics of tourmaline from the Dachang Sn-polymetallic ore deposit, Guangxi Province, P.R. China. *Chemical Geology*, **157**: 49-67.

- JIANG, S.Y.; PALMER, M.R.; XUE, C.J. 1995. Chemical compositions of tourmaline in the Yindongzi-Tongmugou Pb-Zn deposits. Qinling, China: implications for hydrothermal. *Mineralium Deposita*, **30**: 225-234.
- JIANG, S.Y.; PALMER, M.R.; YEATS, C.J. 2002. Chemical and boron isotopic compositions of tourmaline from the Archean Big Bell and Mount Gibson gold deposits, Murchison Province, Yilgarn Craton, Western Australia. *Chemical Geology*, **188**: 229-247.
- JIANG, Y.H.; LING, S.Y.; JIANG, S.Y.; SHEN, W.Z. FAN, H.H.; NI, P. 2003. Sr-Nd isotope systematics of fluorite in the world-class Xiangshan uranium deposit, SE, China: evidence for ore-forming fluid derivation from the local enriched mantle source. *Goldschmidt Conference abstracts*. A190.
- JINGWEN, M. 1995. Tourmalinite from northern Guangxi, China. *Mineralium Deposita*, **30**: 235-245.
- KARFUNKEL, J. & NOCE, C.M. 1983. Desenvolvimento faciológico do Pré-cambriano Superior na região de Caramdaí – São João Del Rey, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, *Anais...* Núcleo de Minas Gerais, SBG, p.16-29.
- KAWASHITA, K. 1972. O método Rb-Sr em rochas sedimentares. *Tese de Doutorado*, Universidade de São Paulo.
- KELLER, P.; ROBLES, E.R.; PEREZ, A.P.; FONTAN, F. 1999. Chemistry, paragenesis and significance of tourmaline in pegmatites of the Southern Tin Belt, central Namibia. *Chemical Geology*, **158**: 203-225.
- KING, R.W. & KERRICH, R.W. 1989. Strontium isotope compositions of tourmaline from lode gold deposits of the Arkean Abitibi Greenstone Belt (Ontario – Quebec, Canada) implications for source reservoirs. *Chemical Geology*, **79**: 225-240.
- KOCH, M. 1999. Symbols for rock-forming minerals. Mineralogisches Institut. Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg. In: <http://www.min.uni-heidelberg.de/mkoch/index.html>.
- KRETS, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **68**: 277-279.

- KRETZ, R.; HARTREE, R.; JONES, P. 1989. Metassomatic crystallization of muscovite in granite and tourmaline in schist related to pegmatite emplacement near Yellowknife, Canada. *Contributions of Mineralogy and Petrology*, **102**: 191-204.
- LACOURT, F., 1937a. Jazidas auríferas de Ouro Preto e Mariana (I). *Estado de Minas Gerais*, **Mai-Jun**: 3-6.
- LACOURT, F., 1937b. Jazidas auríferas de Ouro Preto e Mariana (II). *Estado de Minas Gerais*, **Jul-Ago**: 87-95.
- LADEIRA, E.A. 1991. Genesis of gold in Quadrilátero Ferrífero: a remarkable case of permanency, recycling and inheritance – a tribute to Djalma Guimarães, Pierre Routhier and Hans Ramberg. In: E.A. Ladeira (ed.), *Brazil Gold'91*. Belo Horizonte, Balkema, 11-30.
- LADEIRA, E.A.; GOMES, N.S.; LITWINSKI, N.; MARQUEZAN, R.G.; POLLI, G.O. & VARAJÃO, C.A.C. 1981. Projeto Antônio Pereira: geologia estratigráfica, estrutural e recursos minerais de parte da Serra de Antônio Pereira, Mariana – MG. Departamento de Geologia da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, (Relatório Interno), 70p.
- LADEIRA, E.A.; VIVEIROS, J.F.M. 1984. Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. SBG/Núcleo-MG, p.1-14 (Boletim, 4).
- LANARI, C. 1977. A mineração do ouro. In: SICEG/Sociedade de Intercâmbio Cultural e Estudos Geológicos, XVII Semana de Estudos, Simpósio sobre o ouro. Ouro Preto-MG, 21-52.
- LEEMAN, W.P.; SISSON, V.B.; REID, M.R. 1992. Boron geochemistry of the lower crust: evidence of granulite terranes and deep crustal xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**: 775-788.
- LEROUGE, C.; MILÉCE, J.P.; FOUILLAC, A.M. 1999. The Paleoproterozoic gold deposit, French Guiana: genetic constraints of the stable isotope geochemistry. *Chemical Geology*, **155**: 131-149.
- LONDON, D. & MANNING, D.A.C. 1995. Chemical variation and significance of tourmaline from southwest England. *Economic Geology*, **90**: 495-519.

- LONDON, D.; MORGAN, G.B.V.I.; WOLF, M.; B. 1996. Boron in granitic rocks and their content aureoles. In: Grew E.S., Anovitz, L.M. (eds.), Boron: mineralogy, petrology and geochemistry. *Reviews in Mineralogy*, 33: 299-330.
- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; LADEIRA, E.A.; BELO DE OLIVEIRA, O. 1992. U-Pb Geochronology of Archean magmatites and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 1221-1227.
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; NOCE, C.M.; GAUTHIER, G. 1996. Ages of the detrital zircon from Archean - Paleoproterozoic sequences: implications of greenstone belt siting and evolution of the Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Science letters*. 141: 259-276.
- MANNING, D. 1982. Chemical and morphological variation in tourmaline from the Hub Kapong batholith of Peninsular Thailand. *Mineralogical Magazine*, 45: 139-147.
- MARSHAK, S. & ALKMIM, F.F. 1989. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, 8: 555-571.
- MARSHAK, S. & ALKMIM, F.F. 1998. Transamazonian orogeny in the southern São Francisco craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for paleoproterozoic collision and collapse in the quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, 90: 29-58.
- MARSHAK, S.; ALKMIM, F.F.; JORDT-EVANGELISTA, H. 1992. Proterozoic crustal extension and the generation of dome-and-keel structure in a Archean granite greenstone terrane. *Nature*, 357: 491-493.
- MARSHAK, S.; ALKMIM, F.F.; JORDT-EVANGELISTA, H.; BRUECHKNER, H.K. 1993. Aspects of the Precambrian tectonic evolution of the southern São Francisco craton and its eastern margin, Brazil. *Geological Society American Abstract Program*, 25: 298.
- MARSHAK, S.; TINKHAM, D.; ALKMIM, F.F. 1997b. A genetic/tectonic classification of precambrian dome-and-keel terranes. *Geological Society American Abstract Program*, 29: A228.
- MARSHAK, S.; TINKHAM, D.; ALKMIM, F.F.; BRUECHKNER, H.K.; BORNHOST, T. 1997a. Dome-and-keel provinces formed during Paleoproterozoic orogenic collapse –

core complexes, diapirs, or neither?: examples from the Quadrilátero Ferrífero and the Penokean oro:gen. *Geology*, **25(5)**: 415-418.

MAXWELL, C.H. 1958. The Batatal Formation. SBG, 2, p.60-61 (Boletim 7)

MENDES, G.E. & PASSOS, R.V. 1996. *Geologia dos recursos minerais do distrito de Antônio Pereira*. Departamento de Geologia da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Trabalho de Graduação, 105p.

MENEZES, M.G., 1996. Evolução mineralógica das encaixantes da mineralização aurífera da Mina de Santana, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Salvador, *Anais...* Núcleo Bahia-Sergipe, SBG. v.7, p. 220-222.

MINERALOGICAL ASSOCIATION OF CANADA. 2003. Symbols for rock- and ore-forming minerals. In: <http://www.mineralogicalassociation.ca/doc/symbols.pdf>.

MOSSMAN, D. 1999. Carbonaceous substances in mineral deposits: implications for geochemical exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, **66**: 241-247.

MUELLER, A.G.; LAETER, J.R.; GROVES, D.I. 1991. Strontium isotope systematics of hydrothermal minerals from epigenetic Archean Gold Deposits in the Yilgarn Block, Western Australia. *Economic Geology*, **86**: 780-809.

NALINE Jr., H.A., 1993. Análise estrutural descritiva e cinemática do flanco sul e terminação piriclinal do Anticlinal de Mariana e adjacências, região sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG, Brasil. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 132p.

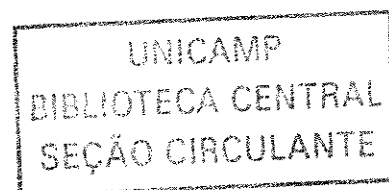
OLIVEIRA, F.R. 1998. *Contribuição ao estudo da geologia estrutural e da gênese do depósito aurífero de Passagem de Mariana-MG*. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas. Dissertação de Mestrado, 126p.

OLIVEIRA, T.B. 1977. Ouro nas Minas Gerais. In: SICEG, Semana de Estudos, 17. *Simpósio sobre o ouro*, 17-58.

PALMER, M.R. 2002. Isotope Geochemistry: Introduction. *Course of Southampton University*. In: <http://www.so.es.soton.ac.uk/staff/pmrp/GY309/tpage.html>. Em 17/02/2003.

- PASTERIS, J.D. & WOPENKA, B. 1991. Raman spectra of graphite as indicators of degree of metamorphism. *Canadian Mineralogist*, **29**: 1-9.
- PESQUERA, A. & VELASCO, F. 1997. Mineralogy, geochemistry and geological significance of tourmaline-rich rocks from the Paleozoic Cinco Villas massif (western Pyrenees, Spain). *Contribution of Mineralogy and Petrology*, **129**: 53-74.
- PFLUG, R. 1968. Observações sobre a estratigrafia do Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. *Notas Preliminares e Estudos*, DNPM/DGM, Rio de Janeiro, **142**: 55p.
- PIMENTEL, M.M. & SILVA, M.G. 2003. Sm-Nd age of the Fazenda Brasileiro Gabbro, Bahia, Brazil: example of robust behavior of the Sm-Nd isotopic system under extreme hydrothermal alteration. *Annals of the Brazilian Academy of Science*, **75(3)**: 383-392.
- PIRES, F.R.M. 1979. Structural geology and stratigraphy at the junction of the Serra do Curral anticline and the Moeda syncline, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. PhD thesis, University of Michigan, Ann Arbor, USA.
- PIRES, P.F.R. 2003. *Mineralizações auríferas em metaconglomerados da Formação Moeda, Quadrilátero Ferrífero, MG: relações com o metamorfismo, tectônica e matéria carbonosa*. FAPESP / Instituto de Geociências da Unicamp (Relatório de Andamento do Doutorado).
- PLIMER, I.R. 1986. Tourmalinites from the Golden Dyke Dome, Northern Australia. *Mineral. Deposita*, **21**: 263-270.
- RIBEIRO, R.K. 1998. Mineralogia, geoquímica e gênese das ocorrências auríferas do flanco norte do Anticlinal de Mariana: uma nova tipologia de minério denominada bugre. Instituto de Geologia, Universidade de Brasília, *Resumo da Dissertação de Mestrado*, 130.
- ROBERT, F. & BROWN, A.C. 1986a. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: Part I. Geologic relations and Formation of the vein system. *Economic Geology*, **81**: 578-592.
- ROBERT, F. & BROWN, A.C. 1986b. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: Part II. Vein paragenesis and hydrothermal alteration. *Economic Geology*, **81**: 593-616.

- ROBERTS, S. & BEATTIE, I. 1995. Micro-Raman spectroscopy in the Earth Science. In: Philip J. Potts, John F.W. Bowles, Stephen J.B. Reed and Mark R. Cave (Eds) *Microprobe Techniques in the Earth Science*. The Mineralogical Society Series. Chapman & Hall. London, 387-408.
- RODRIGUES, L.C.R.; CHEMALE JR, F.; JOST, H. 1993. O posicionamento estratigráfico dos quartzitos da Serra do Caraça. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 7. Belo Horizonte, *Anais...* Núcleo de Minas Gerais, SBG. p. 34-38.
- ROSEMBERG, P.; FOIT, F.; EKAMBARAN, V. 1986. Synthesis and characterization of tourmaline in the system $\text{Na}_2\text{O-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-B}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$. *American Mineralogist*, 71: 971-976.
- SATO, K.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67(3): 313-336.
- SCHOOL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na Região de Diamantina. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 1. Diamantina, 1979. *Anais...* Diamantina, SBG. p. 55-73.
- SCHORSCHER, H.D. 1978. Komatiitos na estrutura *greenstone belt* da Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v.1, p.292-293.
- SCHORSCHER, H.D.; SANTANA, F.C.; PLÔNIA, J.C.; MOREIRA, J.M.P. 1982. Quadrilátero Ferrífero – Minas Gerais: Rio das Velhas greenstone belt and early Proterozoic rocks. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ARCHEAN AND EARLY PROTEROZOIC EVOLUTION AND METALOGENESIS. Salvador, Brazil. *Excursion Annex*. Salvador, SBG. 43p.
- SCHRANK, A. & MACHADO, N. 1996. Idades em monazitas e zircões das minas de Morro Velho e Passagem de Mariana – Quadrilátero Ferrífero (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Recife, *Anais...* Recife, SBG. v.6, p.470-472.



- SEER, J.H. 1999. *Evolução tectônica dos grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma de Araxá, Minas Gerais*. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília - Unb. Brasília-DF. In: <http://www.unb.br/ig/posg/dout/dout028.htm>.
- SHEARER, C.K.; PAPIKE, J.J.; SIMON, S.B.; LAUL, J.C.; CHRISTIAN, R.P. 1984. Pegmatite/wall rocks interations, Black Hills, South Dakota: progressive boron metassomatism adjacent to the Tip Top pegmatite. *Gechemica et Cosmochimica Acta*, **48**: 2563-2579.
- SILVA, G.L.P. 1998. *A associação ouro-matéria carbonácea e implicações na gênese de mineralizações auríferas filonianas*. Instituto de Geociências. Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Dissertação de Mestrado, 97p.
- SILVA, L.C. 1991. A preliminary evaluation of the Brazilian Archean and Proterozoic strabound tourmalinites and their significance as potential gold deposit. In: E.A. Ladeira (ed.), *Brazil Gold'91*. Balkema, Rotterdam, 241-245.
- SILVA, L.C. 1996. Petrologia e litogeoquímica. In: Pinto, C.P. 1996 (Org.). Texto Explicativo / Projeto Rio das Velhas. Convênio DNPM/CPRM. SEREG/BH, Belo Horizonte. pp.55-104.
- SIQUEIRA, M.A.J. & FONTES, S.B. 1996. *Mapeamento lito-estrutural e geologia econômica da região de Antônio Pereira, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Departamento de Geologia da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Trabalho de Graduação, 78p.
- SIVA SIDDAIAH, N. & RAJAMANI, V. 1989. The geology sitting, mineralogy, geochemistry and genesis of gold deposit of the Archean Kolar Schist belt, India. *Economic Geology*, **84**: 2155-2172.
- SLACK, J.F. 1996. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. In: Grow, E.S. & Anovitz, L.M (Ed.) Boron mineralogy, petrology and geochesmistry. *Reviews in Mineralogy*. **33**: 560-643.
- SLACK, J.F.; HERRIMAN, N.; BARNES, R.G.; PLIMER, I.R. 1984. Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geologic significance. *Geology*, **12**: 713-716.

- SLACK, J.F.; PALMER, M.R.; STEVENS, B.P.J.; BARNES, R.G. 1993. Origin and significance of tourmaline-rich rocks in the Broken Hill District, Australia. *Economic Geology*, **88**(3): 505-541.
- SOUZA, P.C. & MÜLLER, G. 1988. Geotermometria em rochas da Formação Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Belém. *Anais...* Belém, SBG, p.1193-1202.
- STEVEN, N.M. & MOORE, J.M. 1995. Tourmalinite mineralization in the Late Proterozoic Kuiseb Formation of the Damara Orogen, central Namibia: evidence of replacement origin. *Economic Geology*, **90**: 1098-1117.
- TAYLOR, B.E. & SLACK, J.F. 1984. Tourmalines from Appalachian-Caledonian massive sulfide deposit: textural, chemical and isotopic relationships. *Economic Geology*, **79**: 1703-1726.
- TORRES-RUIZ, J., PESQUERA, A., GIL-CRESPO, P. P. AND VELILLA, N. 2003. Origin and petrogenetic implication of tourmaline-rich rocks in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, southeastern Spain). *Chemical Geology*, **197**, 55-86.
- VIAL, D.S. 1988. Mina de ouro de Passagem de Mariana, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C. e Coelho, C.E.S. (Ed.) *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*. DNPM, Brasília, **3**: 421-430.
- WALLACE, R.M. 1958. The Moeda Formation. SGB, Boletim, **7**(2): 59-60.
- WHITE, W.M. 2000. *Isotope geochemistry*. Geo Sci 656, Lecture Notes. Department of Earth & Atmospheric Sciences, Cornell University, Ithaca, New York. In: <http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/Geo656/656notes00.html>.
- WILLIAMS, L.B.; HERVIG, R.L., HOLLOWAY, J.R.; HUTCHEON, I. 2001. The influence of organic matter on the boron isotope geochemistry of the gulf coast sedimentary basin, USA. *Chemical Geology*, **174**: 445-461.
- WOPENKA, B. & PASTERIS, J.D. 1993. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy. *American Mineralogist*, **78**: (533-557).

- YAVUZ, F. 1997. TOURMAL: software package for tourmaline, tourmaline-rich rocks and related ore deposits. *Computers & Geoscience*, **23(9)**: 947-959.
- YAVUZ, F.; GÜLTEKİN, A.H.; KARAKAYA, M.C. 2002. CLASTOUR: a computer program for classification of the minerals of a tourmaline group. *Computers & Geoscience*, **28**: 1017-1036.
- YUI, T.F.; HUANG, E.; XU, J. 1996. Raman spectrum of carbonaceous material: a possible metamorphic grade indicator for low-grade metamorphic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, (14): 115-124.
- ZUCCHETTI, M.; BALTAZAR, O.F.; RAPOSO, F.O. 1996. Estratigrafia. In: CPRM/DNPM, Projeto Rio das Velhas, Texto Explicativo, p.13-48.