



**GEOLOGIA DA ASSOCIAÇÃO METAMÁFICA-ULTRAMÁFICA
DA REGIÃO DE ARROIO GRANDE, RS**

RODRIGO CHAVES RAMOS

Porto Alegre, 2011

RODRIGO CHAVES RAMOS

**GEOLOGIA DA ASSOCIAÇÃO METAMÁFICA-ULTRAMÁFICA
DA REGIÃO DE ARROIO GRANDE, RS**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Edinei Koester

Porto Alegre, 2011

Ramos, Rodrigo Chaves

Geologia da associação metamáfica-ultramáfica da região de Arroio Grande, RS. / Rodrigo Chaves Ramos - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2011.

[94 f]. il.

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia. - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2011.

Orientação: Prof. Dr. Edinei Koester

1. Petrologia. 2. Metassomatismo. 3. . Ultramáfica. 4. Ofiolito. 5. Arroio Grande. I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grün CRB 10/1113

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso **GEOLOGIA DA ASSOCIAÇÃO METAMÁFICA-ULTRAMÁFICA DA REGIÃO DE ARROIO GRANDE, RS**, elaborado por RODRIGO CHAVES RAMOS, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Carla Cristine Porcher

Ruy Paulo Philipp

DEDICATÓRIA

Aos meus pais, dona Maria e seu Jorge, por todo o apoio e carinho que recebi e recebo, desde o dia em que cheguei aqui no planeta Terra. Obrigado por tudo!

AGRADECIMENTOS

Meus agradecimentos especiais ao meu orientador, professor e amigo Edinei; aos colegas que me ajudaram nas etapas de campo em Arroio Grande: Alexandre, Ana Karina, André, Claudinho, Fernando, Jonathan, Laércio e Leonardo; a todos os colegas e professores que me ajudaram de alguma forma no desenvolvimento deste trabalho. Obrigado.

RESUMO

A porção sudeste do Escudo Sul-Rio-Grandense é uma área extensa que, apesar de alguns trabalhos e mapas geológicos já publicados, foi pouco detalhada. Várias regiões carecem de estudos aprofundados, uma vez que algumas unidades têm dimensões com menos de um quilômetro de extensão. Dentro desse contexto, está a unidade denominada Septos do Embasamento, no Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado, onde ocorrem as rochas metamáficas e metaultramáficas estudadas nesse trabalho na região oeste do município de Arroio Grande, RS. Três trabalhos anteriores, em escala de detalhe e semi-detalhe, foram realizados na região que abrange o município de Arroio Grande, porém, nenhum deles faz referência às rochas metamáficas e metaultramáficas encontradas na área investigada nesse projeto. Através das investigações petrográficas e petrológicas executadas nesse trabalho utilizando microscopia óptica, microscopia eletrônica de varredura e difratometria de raios X, foram encontradas paragênese de fácies epidoto anfibolito, tanto nas rochas metamáficas representados por orto-anfibolitos a base de hornblenda, plagioclásio e epidoto, como nas metaultramáficas representados por peridotitos, com cromitas e relictos de olivina e predominância de minerais secundários, como serpentina e talco. Essa associação de rochas se encontra adjacente a um corpo granítico alongado, com dezenas de quilômetros de comprimento denominado Granito Figueirinha, possivelmente o responsável pela formação dos hidrotermalitos encontrados na região (muscovititos e turmalinitos) e pelo metassomatismo dos corpos ultramáficos na fácies epidoto-anfibolito, com a geração de rochas como esteatitos, tremolititos e clorititos. Além disso, as rochas estudadas encontram-se inseridas numa zona de cisalhamento dúctil de direções preferenciais E-W e NE-SW, denominada Zona de Cisalhamento Arroio Grande, responsável pela formação de milonitos e pela intensa alteração das litologias encontradas nessa área. As rochas metamáficas e metaultramáficas da região de Arroio Grande foram interpretadas como fragmentos de um antigo assoalho oceânico obductado, um ofiolito, intercalado com rochas crustais no evento de fechamento de um paleo-oceano pela colisão dos crátons do Kalahari e do Rio de La Plata. Esses eventos no Cinturão Dom Feliciano representam os estágios finais da amalgamação do paleocontinente Gondwana no Neoproterozóico.

Palavras-chave: *Petrologia. Metassomatismo. Ultramáfica. Ofiolito. Arroio Grande.*

ABSTRACT

The Southeast portion of the Sul-Rio-Grandense Shield is a large area that, although some published works and geological maps, little has been detailed. Several areas require detailed studies, since some units are less than a kilometer long. In this context, the Septos do Embasamento unit occurs as old remnants in the Pinheiro Machado Granite-Gneissic Complex, composed by the metamafic and metaultramafic studied rocks, western of Arroio Grande city, RS. Three previous studies in detail and semi-detail scale were conducted in the region that covers the studied area, but none of them refers to the metamafic-metaultramafic rocks studied in this project. Through petrographic and petrological investigations performed in this work using optical microscopy, scanning electron microscopy and X-ray diffraction, in both units the epidote amphibolite facies paragenesis were found, represented by metamafic ortho-amphibolite rocks composed mainly of hornblende, plagioclase and epidote, as well as metaultramafic rocks represented by peridotites, showing chromite and relicts of olivine with the predominance of secondary minerals such as serpentine and talc. This association of rocks is adjacent to an elongated granitic body called Figueirinha Granite, possibly the responsible for the formation of hydrothermalites found in the region (muscovitites and tourmalinites) and also the responsible for the epidote-amphibolite facies metasomatism of ultramafic bodies with generation of steatites, tremolitites and chloritites. In addition, the studied rocks are inserted in a ductile shear zone of E-W and NE-SW preferential directions known as Arroio Grande Shear Zone, responsible for the formation of mylonites and intense alteration in the lithologies found in this area. The Arroio Grande metamafic-metaultramafic rocks were interpreted as ophiolites, fragments of an ancient obducted ocean floor interspersed with crustal rocks in the closure event of a paleo-ocean by the collision between Kalahari and Rio de La Plata Cratons. These events in the Dom Feliciano Belt represent the final stages of the Gondwana paleocontinent amalgamation, in the Neoproterozoic.

Keywords: *Petrology. Metassomatism. Ultramafic. Ophiolite. Arroio Grande.*

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Mapa de acesso ao município de Arroio Grande, feito através da rodovia BR 116 (marcada em amarelo), trechos Porto Alegre - Pelotas e Pelotas - Arroio Grande (Modificado de DAER, 2005)..... 18
- Figura 2.** a) Situação do Cinturão Dom Feliciano em relação às unidades do paleocontinente Gondwana Ocidental; b) Mapa simplificado das associações petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano. Contornos em verde correspondem às áreas aflorantes do Cinturão Dom Feliciano. Contornos em vermelho correspondem ao Escudo Sul-Rio-Grandense (modificado de Fernandes *et al.*, 1995a)..... 19
- Figura 3.** Mapa de pseudo-iluminação do relevo magnético do Escudo Sul-Rio-Grandense e divisão dos domínios magnéticos: Domínio Ocidental (W), Domínio Central (C) e Domínio Oriental (E) (modificado de CPRM, 1999 e Fernandes *et al.*, 1995b). Localização do município de Arroio Grande (AG) em vermelho..... 20
- Figura 4.** Mapa geológico da região de Arroio Grande (modificado de CPRM, 2007) indicando a área estudada no projeto (retângulo branco) e coluna estratigráfica das unidades mostradas no mapa. Zonas de cisalhamento apresentadas conforme Philipp (1998). O Granito Arroio Grande corresponde ao Granito Figueirinha de UFRGS (1972)..... 23
- Figura 5.** Coluna estratigráfica simplificada (modificada de UFRGS, 1972) da região onde foi realizado o mapeamento geológico desenvolvido pela UFRGS em 1972..... 25
- Figura 6.** Mapa extraído de Trainini (1987) mostrando a divisão tectono-geológica da região abrangida pelas folhas Jaguarão / Rio Grande..... 27
- Figura 7.** Microscópio petrográfico Meiji ML - 9300® (retirada do manual de instruções da série ML 9000)..... 33
- Figura 8.** Microscópio Eletrônico de Varredura JEOL - JSM 5800® do CME-IF-UFRGS..... 36
- Figura 9.** Esquema simplificado mostrando o funcionamento de um MEV-EDS..... 36
- Figura 10.** Difratorômetro SIEMENS - D 5000®..... 39
- Figura 11.** Esquema simplificado mostrando o funcionamento de um difratorômetro de raios X..... 39
- Figura 12.** a) Afloramento de esteatito mostrando bloco de onde foi extraído, com o auxílio de serrote manual, material para ser utilizado como rocha

ornamental; b) Detalhe do bloco, mostrando as faces retas resultantes do corte (afloramento PU - 1)..... 42

Figura 13. Fotografias da lâmina delgada da amostra PU - 3B: a) aspecto geral da amostra (aumento de 2.5x), mostrando massas de talco ± serpentina e clorita, com granulação muito fina (tonalidades verdes claras) e massas de talco, tremolita e clorita de granulação fina (tonalidades verdes escuras), em luz polarizada; b) grãos de cromita (opacos) envoltos pela massa de talco, tremolita e clorita (aumento de 2.5x), em luz polarizada; c) aspecto da massa de talco, tremolita e clorita predominante da amostra, com aumento de 10x, em luz polarizada; d) grãos de tremolita (tonalidades azuis), mostradas em aumento de 20x, em luz polarizada. Abreviações: Cr = cromita, Cl = clorita, Tr = tremolita, Tlc = talco..... 43

Figura 14. Imagem gerada no MEV com aumento de 10.000x, mostrando os 10 pontos analisados nessa seção (denominada A) da amostra PU - 3B. Os gráficos do ponto 3 e do ponto 8 mostram a composição dos minerais interpretados como clorita..... 44

Figura 15. Difratoograma de rocha total da amostra PU - 1D. Picos de clorita (azul), anfibólio (verde) e talco (vermelho)..... 45

Figura 16. Difratoograma de amostra orientada natural, glicolada e calcinada (amostra PU - 1D). Picos de clorita e talco (em verde)..... 45

Figura 17. Fotografias da lâmina delgada da amostra PU - 1B: a) aspecto geral da amostra (em luz natural, aumento de 5x), mostrando massas de tremolitas predominantemente de granulação fina, envoltas em uma "matriz" de serpentina; b) mesma seção da figura (a), em luz polarizada; c) grão reliquiar ígneo de olivina com forma subédrica e com fraturas preenchidas por serpentina (em luz natural, aumento de 5x); d) mesma seção da figura (c), em luz polarizada. Abreviações: Tr = tremolita, Ser = serpentina, Ol = olivina..... 47

Figura 18. a) Afloramento tipo pedreira, composto por tremolitito, cloritito e esteatito; b) detalhe do afloramento, mostrando as diferentes litologias presentes na área (afloramento PU - 3B)..... 48

Figura 19. Fotografias da lâmina delgada da amostra PU - 3A: a) aspecto geral da amostra, com a predominância de megacristais subédricos de tremolita (aumento de 2.5x, em luz natural); b) mesma seção da figura (a), em luz polarizada; c) massas de clorita e talco nos contatos entre grãos de tremolita (em luz polarizada, aumento de 2.5x); d) detalhe dos cumulados de cromita (opacos) encontrados em alguns grãos de tremolita (em luz natural, aumento de 10x). Abreviações: Tr = tremolita, Tlc = talco, Cr = cromita, Cl = clorita..... 49

Figura 20. Imagem da amostra PU - 3A com aumento de 80x gerada no MEV, mostrando os 10 pontos analisados nessa seção (denominada A) da amostra onde foram encontrados dois tipos de minerais. As áreas em cinza escuro representam a tremolita e as áreas em cinza claro representam a cromita. Abaixo da imagem, gráfico da composição da cromita (ponto 8) e da tremolita

(ponto 10). No gráfico do ponto 8, o pico de Mn corresponde a uma interferência entre os elementos Cr e Mn.....	50
Figura 21. Difratoograma de rocha total da amostra PU-3C. Picos de clorita (verde), anfibólio (tremolita, em azul), goethita (em cinza), talco (em vermelho), calcita (em laranja) e apatita (em azul claro).....	52
Figura 22. Difratoogramas de amostra orientada natural, glicolada e calcinada (amostra PU-3C). Picos de clorita, anfibólio, talco e zeolita.....	52
Figura 23. Fotografias de amostras macroscópicas de clorititos: a) aspecto geral da rocha, mostrando massas verdes de clorita e textura maciça, característica desses clorititos; b) detalhe da amostra localizada à direita da figura (a). As cloritas apresentam granulação predominantemente fina, dificultando a identificação de grãos individuais de clorita a olho nu.....	54
Figura 24. Fotografias da lâmina delgada da amostra PU - 3E: figuras (a) e (c) aspecto geral da amostra, com grandes cristais de cloritas pseudomórficas sem orientação preferencial e grande quantidade de opacos (cromita) anédricos a subédricos disseminados por toda a amostra (em luz natural, aumento de 2.5x e de 5x respectivamente); figuras (b) e (d) correspondentes em luz polarizada das figuras (a) e (c). Abreviações: Cl = clorita, Cr = cromita.....	55
Figura 25. Difratoograma de rocha total da amostra PU - 3E, mostrando pico da clorita.....	56
Figura 26. Fotografias da lâmina delgada da amostra PU - 20: a) aspecto geral da amostra, mostrando a predominância de grãos finos e a foliação da rocha marcada pela orientação das hornblendas (grãos verdes) e epidotos. Grãos incolores correspondem a quartzo e plagioclásio (em luz natural, aumento de 2.5x); b) mesma seção da imagem (a), com luz polarizada; c) detalhe da lâmina (em aumento de 10x, luz polarizada), mostrando plagioclásio com macla da albita e quartzo com extinção ondulante e formação de subgrãos; d) mesma seção da imagem (c), mostrando em luz natural os grãos verdes de hornblenda e as bandas félsicas de plagioclásio e quartzo (incolores). Abreviações: Qz = quartzo, Pl = plagioclásio, Hb = hornblenda, Ep = epidoto, Ti = titanita.....	57
Figura 27. Fotografias da lâmina delgada da amostra PU - 2A: a) aspecto geral da amostra em luz natural e aumento de 2.5x, mostrando as bandas máficas (minerais de cor verde) de hornblenda e epidoto e as bandas félsicas (minerais incolores) de quartzo e plagioclásio; b) mesma seção da figura (a), em luz polarizada; c) detalhe das bandas félsicas, em aumento de 10x e luz natural, mostrando grãos finos de epidoto agregados a grãos de hornblenda; d) mesma seção da figura (c), em luz polarizada. Abreviações: Ep = epidoto, Hb = hornblenda, Qz = quartzo.....	58
Figura 28. Difratoograma de rocha total da amostra PU-2B. Pico de hornblenda (em verde) e de plagioclásio (em azul).....	59
Figura 29. Fotografias das rochas metassedimentares de Arroio Grande <i>in situ</i>	

no afloramento PU - 34: a) afloramento típico dos muscovita xistos de coloração avermelhada encontrados na região, onde só é possível estudar a rocha em cortes de estrada; nas demais fotos (b, c e d), detalhes do afloramento mostrando diferentes tamanhos de lentes de quartzito e veios de quartzo leitoso que se encontram associados aos muscovita xistos intensamente alterados..... 60

Figura 30. Fotografias de amostras de mão de muscovitito monominerálico (a) e da associação turmalinito + quartzo + muscovitito (b)..... 61

Figura 31. Fotografias da lâmina delgada da amostra PU - 50: a) visão geral da amostra (em aumento de 2.5x, luz natural), mostrando a predominância de turmalinas (grãos verdes) em relação ao quartzo (grãos incolores). As turmalinas variam de granulação fina a grossa; b) mesma seção da imagem (a), em luz polarizada; c) detalhe da amostra mostrando a zonação presente na maioria das turmalinas de granulação média a grossa (em aumento de 5x, luz natural); d) cristal de quartzo fraturado e envolto em turmalinas de granulação fina a média (em aumento de 2.5x, luz natural). Abreviações: Tur = turmalina, Qz = quartzo..... 63

Figura 32. Fotografias da lâmina delgada da amostra PU - 33B: a) visão geral da amostra, em aumento de 2.5x e luz natural. Minerais verdes = turmalina; minerais incolores = quartzo; b) mesma seção da figura (a), em luz polarizada; c) detalhe dos grãos de turmalina presentes na amostra, em aumento de 5x e luz natural; d) mesma seção da figura (c), em luz polarizada. Abreviações: Tur = turmalina, Qz = quartzo..... 64

Figura 33. Fotografias da lâmina delgada da amostra PU - 17: a) visão geral da amostra (em luz natural, aumento de 2.5x), mostrando a grande quantidade de biotita, diferenciando esse turmalinito dos demais encontrados na região. As biotitas têm orientação preferencial, marcada pelas palhetas de forma alongada; b) mesma seção da figura (a), em luz polarizada; c) detalhe da amostra, em aumento de 10x e luz natural, mostrando inclusão de biotita em grão de turmalina; d) mesma seção da figura (c), em luz polarizada, detalhando a "matriz" de quartzo presente na rocha. Abreviações: Tur = turmalina, Bt = biotita, Qz = quartzo..... 65

Figura 34. Difratoograma de rocha total da amostra PU-17. Picos de biotita (em verde), turmalina (em vermelho) e quartzo (em azul)..... 66

Figura 35. a) Campo de matacões do Granito Figueirinha (afloramento PU - 57); b) detalhe do afloramento PU - 9 mostrando o Granito Figueirinha milonitizado, com deformação marcada pelos grãos de feldspato alcalino com textura oftalmítica..... 67

Figura 36. Fotografias da lâmina delgada da amostra PU - 14: a) aspecto geral da amostra, em luz natural e aumento de 2.5x, mostrando a orientação preferencial dos minerais e a grande quantidade de micas presente na composição mineralógica da rocha; b) mesma seção da figura (a), em luz polarizada, mostrando o aspecto do quartzo, totalmente recristalizado; c) e d)

detalhes da amostra em aumento de 5x e luz polarizada. Abreviações: Qz = quartzo, Bt = biotita, Mus = muscovita, Pl = plagioclásio.....	69
Figura 37. Difratoograma de rocha total da amostra PU - 14. Picos de muscovita (em azul), caolinita (em verde), quartzo (em vermelho) e albita (em magenta).....	70
Figura 38. Estereograma dos pólos das foliações medidas nas etapas de campo, evidenciando o padrão de foliação NE-SW da região. Legenda das cores dos triângulos: rosa = esteatito; verde = anfíbolito; lilás = tremolítico; amarelo = muscovita xisto; vermelho = Granito Figueirinha; preto = turmalinito; azul = tonalito.....	73
Figura 39. Mapa geológico da área estudada no presente projeto na localidade de Vila Santa Rita, zona rural de Arroio Grande, RS. Todos os contatos do mapa são inferidos.....	75
Figura 40. Seções magmato-estratigráficas simplificadas dos diferentes tipos de ofiolitos de acordo com determinado ambiente tectônico: a) cordilheira meso-oceânica de rápida expansão (tipo Penrose); b) sistema de lenta expansão, onde a extensão tectônica é mais rápida do que a ascensão do magma ao assoalho oceânico, resultando em uma crosta oceânica altamente falhada e atenuada; c) intra-arco (tipo Smartville); d) platô oceânico de <i>hot spot</i> ; e) ofiolitos transicionais ou de margem continental, formados na transição de margens continentais rifteadas para centros de expansão de assoalho oceânico, nos estágios iniciais da abertura de um oceano (modificado de Kusky <i>et al.</i> , 2011).....	78
Figura 41. Diagramas AMS mostrando relações paragenéticas de metassomatismo de contato. Legenda: a = baixo grau metamórfico; b = fácies epidoto-anfíbolito; c = fácies anfíbolito; d = alto grau metamórfico; 1 = serpentina; 2 = talco; 3 = clorita; 4 = rocha encaixante alterada; 5 = rocha encaixante; 6 = tremolita → hornblenda; 7 = biotita; 8 = rocha encaixante albitizada; 9 = albita (modificado de Strieder, 1992).....	80
Figura 42. Modelo sem escala mostrando zonações metassomáticas ideais, em condições de temperatura intermediária entre o baixo e o médio grau metamórfico, aplicado à hipótese de metassomatismo de contato entre o Granito Figueirinha e serpentinitos, desconsiderando a influência da Zona de Cisalhamento Arroio Grande.....	81
Figura 43. Diagrama ternário mostrando os limites do campo dos anfíbolitos. Campo dos anfíbolitos grifado em vermelho (modificado de Coutinho <i>et al.</i> , 2007).....	82
Figura 44. Esquema elaborado pelo autor mostrando as rochas metamáficas, metaultramáficas e metassedimentares da região de Arroio Grande aplicadas à hipótese de transformação das rochas ultramáficas, máficas e sedimentares de um complexo ofiolítico do tipo <i>Penrose</i> . Transformação das ultramáficas: rocha ultramáfica → serpentinito → metassomatitos de fácies epidoto-anfíbolito;	

transformação das máficas: rocha máfica → anfibolito de fácies epidoto-anfibolito; transformação das metassedimentares: sedimentos → mármore e para-anfibolitos. Coluna do ofiolito e legendas do ofiolito adaptados de Kusky *et al.* (2011). Aべviação: sed. = sedimentares..... 85

Figura 45. Diagrama Al - Fe^(total) - Mg para turmalinas de vários tipos de rochas. Legenda: campo 1 = pegmatitos granitóides ricos em Li e aplitos; campo 2 = granitóides pobres em Li e pegmatitos e aplitos associados; campo 3 = rochas quartzo-turmalínicas ricas em Fe³⁺ (granitos hidrotermalmente alterados); campo 4 = metapelitos e metapsamitos coexistentes com uma fase saturada em Al; campo 5 = metapelitos e metapsamitos não coexistentes com uma fase saturada em Al; campo 6 = rochas quartzo-turmalínicas ricas em Fe³⁺, rochas calcissilicáticas e metapelitos; campo 7 = metaultramáficas com baixa Ca e metassedimentos ricos em Cr e V; campo 8 = metacarbonatos e metapiroxenitos. Linhas pontilhadas indicam sobreposição de campos (modificado de Henry & Guidotti, 1985)..... 88

Figura 46. Diagrama Ca - Fe^(total) - Mg para turmalinas de vários tipos de rochas. Legenda: campo 1 = pegmatitos granitóides ricos em Li e aplitos; campo 2 = granitóides pobres em Li e pegmatitos e aplitos associados; campo 3 = metapelitos ricos em Ca, metapsamitos e rochas calcissilicáticas; campo 4 = metapelitos pobres em Ca, metapsamitos e rochas quartzo-turmalínicas; campo 5 = metacarbonatos; campo 6 = metaultramáficas. Linhas pontilhadas indicam sobreposição de campos (modificado de Henry & Guidotti, 1985).....,..... 89

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Elementos químicos que podem apresentar sobreposição de picos nos espectrogramas de composição química das amostras analisadas no MEV - EDS (conforme tabelas do Centro de Microscopia Eletrônica – UFRGS, fornecidas pela fabricante do MEV).....	35
Tabela 2. Tempo necessário para decantar partículas menores que 2 µm em relação à temperatura da sala, segundo a lei de Stokes.....	38
Tabela 3. Amostras estudadas neste trabalho. Grupos: MU (metaultramáficas), MM (metamáficas), MS (metassedimentares), HT (hidrotermalitos) e O (outras rochas). Técnicas analíticas utilizadas: MO (microscopia óptica), MEV (microscopia eletrônica de varredura), DRX (difração de raios X). Abreviações: Gr = granito; Musc = muscovita; Gn = gnaiss; QXE = Quartzitos e Xistos do Herval.....	40
Tabela 4. Compilação dos minerais encontrados nos esteatitos através da mineralogia óptica, MEV e difração de raios X.....	46
Tabela 5. Compilação dos minerais encontrados nos serpentinitos através da mineralogia óptica.....	47
Tabela 6. Composição química (em %) dos 10 pontos analisados na seção A da amostra PU - 3A (Figura 20) através do MEV - EDS (a porcentagem de Au foi retirada da tabela por ser o material metalizador da amostra). Grifados em vermelho, os dois pontos cujos gráficos aparecem na Figura 20.....	51
Tabela 7. Compilação dos minerais encontrados nos tremolítitos através da mineralogia óptica, MEV e difração de raios X.....	53
Tabela 8. Compilação dos minerais encontrados nos clorititos através da mineralogia óptica, MEV e difração de raios X.....	56
Tabela 9. Compilação dos minerais encontrados nos anfíbolitos através da mineralogia óptica, MEV e difração de raios X.....	59
Tabela 10. Compilação dos minerais encontrados nos turmalínitos através da mineralogia óptica, MEV e difração de raios X.....	66
Tabela 11. Compilação dos minerais encontrados no Granito Figueirinha (conforme descrição petrográfica de UFRGS, 1972).....	70
Tabela 12. Principais atitudes planares das litologias da região de Arroio Grande.....	72
Tabela 13. Espécies mais comuns do grupo das turmalinas e sua composição química (modificado de Henry & Guidotti, 1985).....	87

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	16
1.1 Localização da área de investigação e contexto geológico.....	17
1.2 Síntese dos trabalhos anteriores realizados na região de Arroio Grande.....	24
2 MATERIAIS E MÉTODOS UTILIZADOS.....	29
2.1 Revisão bibliográfica.....	29
2.2 Etapas de campo.....	30
2.3 Preparação das amostras para as etapas de laboratório.....	31
2.3.1 Lâminas delgadas.....	31
2.3.2 Análises difratométricas.....	32
2.4 Etapas de laboratório.....	32
2.4.1 Microscopia óptica.....	33
2.4.2 Microscopia eletrônica de varredura.....	34
2.4.3 Difratometria de raios X.....	36
3 RESULTADOS.....	39
3.1 Rochas metaultramáficas.....	41
3.1.1 Esteatitos.....	41
3.1.2 Serpentinóis.....	46
3.1.3 Tremolitos.....	48
3.1.4 Clorititos.....	53
3.2 Rochas metamáficas.....	56
3.3 Rochas metassedimentares.....	59
3.4 Hidrotermalitos.....	61
3.5 Outras rochas.....	66
3.6 Geologia estrutural.....	71
4 DISCUSSÕES.....	73
4.1 Hipótese do ofiolito.....	75
4.1.1 Metassomatismo de rochas ultramáficas.....	79
4.1.2 Metamorfismo das rochas máficas.....	81
4.1.3 Rochas metassedimentares da região de Arroio Grande.....	83
4.1.4 Correlação com o Complexo Ofiolítico La Tuna, NE do Uruguai.....	85
4.2 Hidrotermalismo relacionado à intrusão do Granito Figueirinha.....	86
5 CONCLUSÕES.....	90
REFERÊNCIAS.....	91

1 INTRODUÇÃO

A porção leste e sul do Escudo Sul-Rio-Grandense é uma área extensa que, apesar de alguns trabalhos e mapas geológicos já publicados, foi pouco detalhada. Várias regiões ainda carecem de estudos aprofundados, uma vez que algumas unidades têm dimensões com menos de 1 km de extensão. Dentro desse contexto está a unidade denominada Septos do Embasamento (CPRM, 2007), onde, a princípio, estão contidas as rochas metamáficas, metaultramáficas e metassedimentares estudadas no presente projeto na região de Arroio Grande, RS. Associados a essa unidade ocorrem tonalitos, mármores, xistos, gnaisses e anfibolitos, que em geral perfazem corpos com dimensões reduzidas, ocorrendo como xenólitos centimétricos a métricos entre os granitóides do Escudo Sul-Rio-Grandense (e.g. Gnaisses Piratini, Figueiredo *et al.*, 1990) ou com dimensões quilométricas, como os Quartzitos e Xistos do Herval (Fragoso César *et al.*, 1986), tendo como rochas encaixantes o Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado (CPRM, 2007).

A presença de rochas metamáficas e metaultramáficas na região de Arroio Grande, circundadas por rochas granitóides em um contato não definido (tectônico ou intrusivo), potencializa novas hipóteses acerca da evolução dessa porção do Escudo Sul-Rio-Grandense. Seriam essas rochas representantes de um fundo oceânico obductado (ofiolitos), ou ainda fragmentos de um *greenstone belt*, ou mesmo porções de um manto litosférico que foi exumado durante movimentos extensionais da crosta? A idade dessas rochas, tanto absoluta quanto relativa, ainda carece de detalhes, mas estariam a princípio relacionadas ao Neoproterozóico, uma vez que as poucas datações das rochas da região estudada sugerem ser mais antigas que 630 Ma, conforme a datação U-Pb convencional em zircão (Babinski *et al.*, 1997).

Três trabalhos de detalhe e semi-detalhe foram realizados anteriormente na região que abrange Arroio Grande: mapeamento geológico pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul, no ano de 1972; desenvolvimento de cartas metalogenéticas e de previsão de recursos minerais, pelo convênio DNPM-CPRM em 1987; tese de doutoramento de Ruy Paulo Philipp, realizada em 1998. No

entanto, nenhum desses trabalhos faz referência às rochas metamáficas e metaultramáficas encontradas na região investigada por este projeto.

Os métodos analíticos e técnicas de investigação petrográficas e petrológicas realizados nas rochas estudadas neste projeto, em especial nas rochas metaultramáficas, tiveram como principal objetivo o estudo dessas rochas sob o ponto de vista de sua evolução geológica no contexto da porção leste do Escudo-Sul-Rio-Grandense, na busca de potenciais fontes e processos geradores das mesmas, bem como inseri-las dentro de um contexto geotectônico. Assim, o avanço na compreensão das rochas dessa região, em conjunto com os dados já existentes na bibliografia, permitirá uma ampliação na discussão sobre a evolução dos conhecimentos geológicos acerca da porção oriental do Escudo Sul-Rio-Grandense.

1.1 Localização da área de investigação e contexto geológico

A área de estudo localiza-se na região sudeste do estado do Rio Grande do Sul, no município de Arroio Grande, distante 340 km da capital Porto Alegre. O principal acesso ao município de Arroio Grande é feito através da rodovia BR 116, sentido sul ao município de Jaguarão, RS, fronteira com o Uruguai (Figura 1).

Os afloramentos investigados situam-se na zona rural de Arroio Grande, cujo acesso é feito através da saída sul do município, cruzando a ponte sobre o balneário de Arroio Grande e em seguida, acessando a estrada vicinal oeste que liga a sede do município à localidade de Vila Santa Rita.

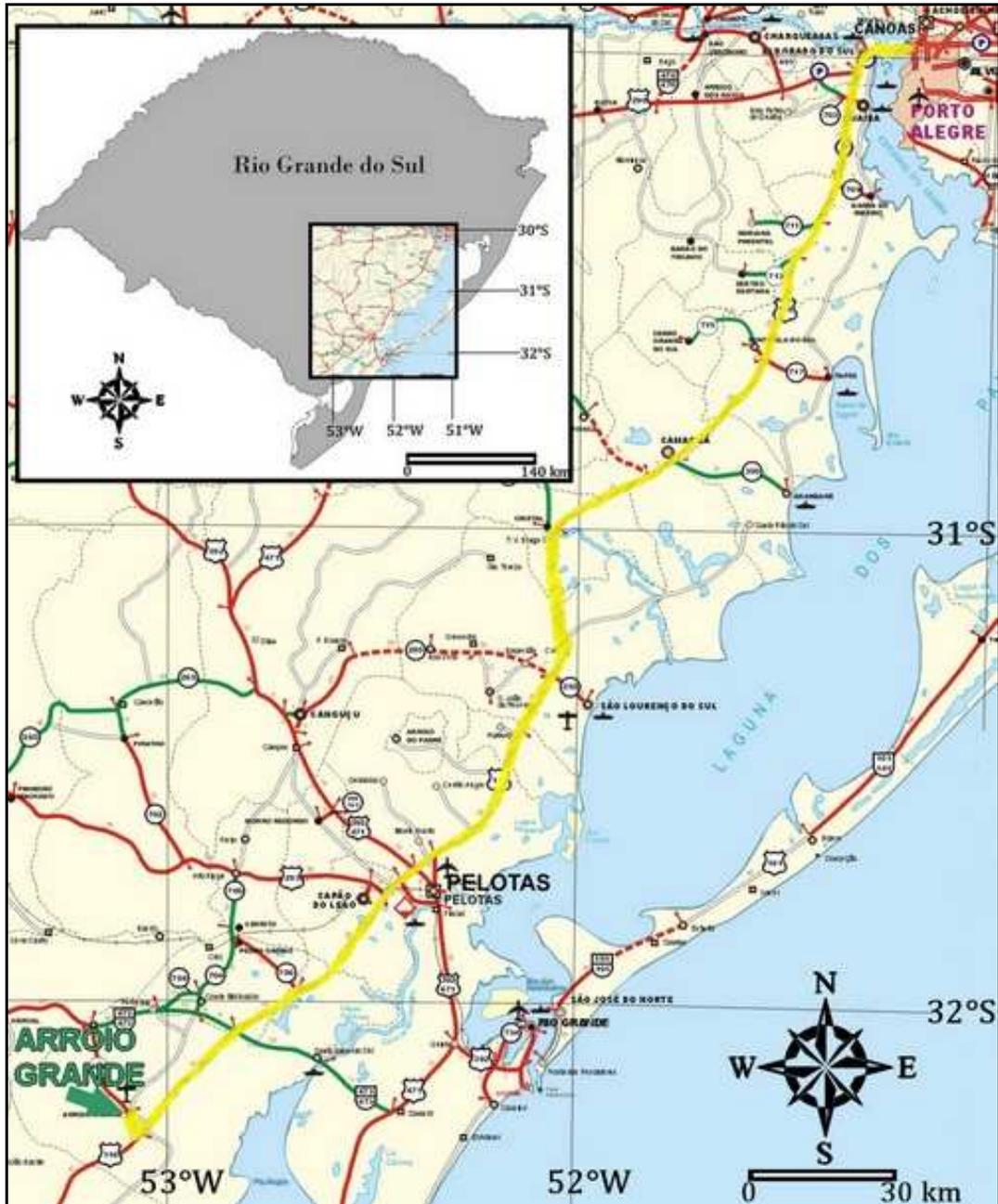


Figura 1. Mapa de acesso ao município de Arroio Grande, feito através da rodovia BR 116 (marcada em amarelo), trechos Porto Alegre - Pelotas e Pelotas - Arroio Grande (modificado de DAER, 2005).

A região estudada neste projeto está inserida no sul do Cinturão Dom Feliciano, cinturão orogênico desenvolvido durante a Orogenia Brasiliano-Pan Africana (Neoproterozóico), a qual resultou na amalgamação do paleocontinente Gondwana Ocidental (Heilbron *et al.*, 2004). Esse cinturão orogênico se estende por aproximadamente 1.200 km desde Punta Del Este, no Uruguai, até o nordeste do

estado de Santa Catarina. No Rio Grande do Sul o Cinturão Dom Feliciano está inserido no Escudo Sul-Rio-Grandense (Figura 2).

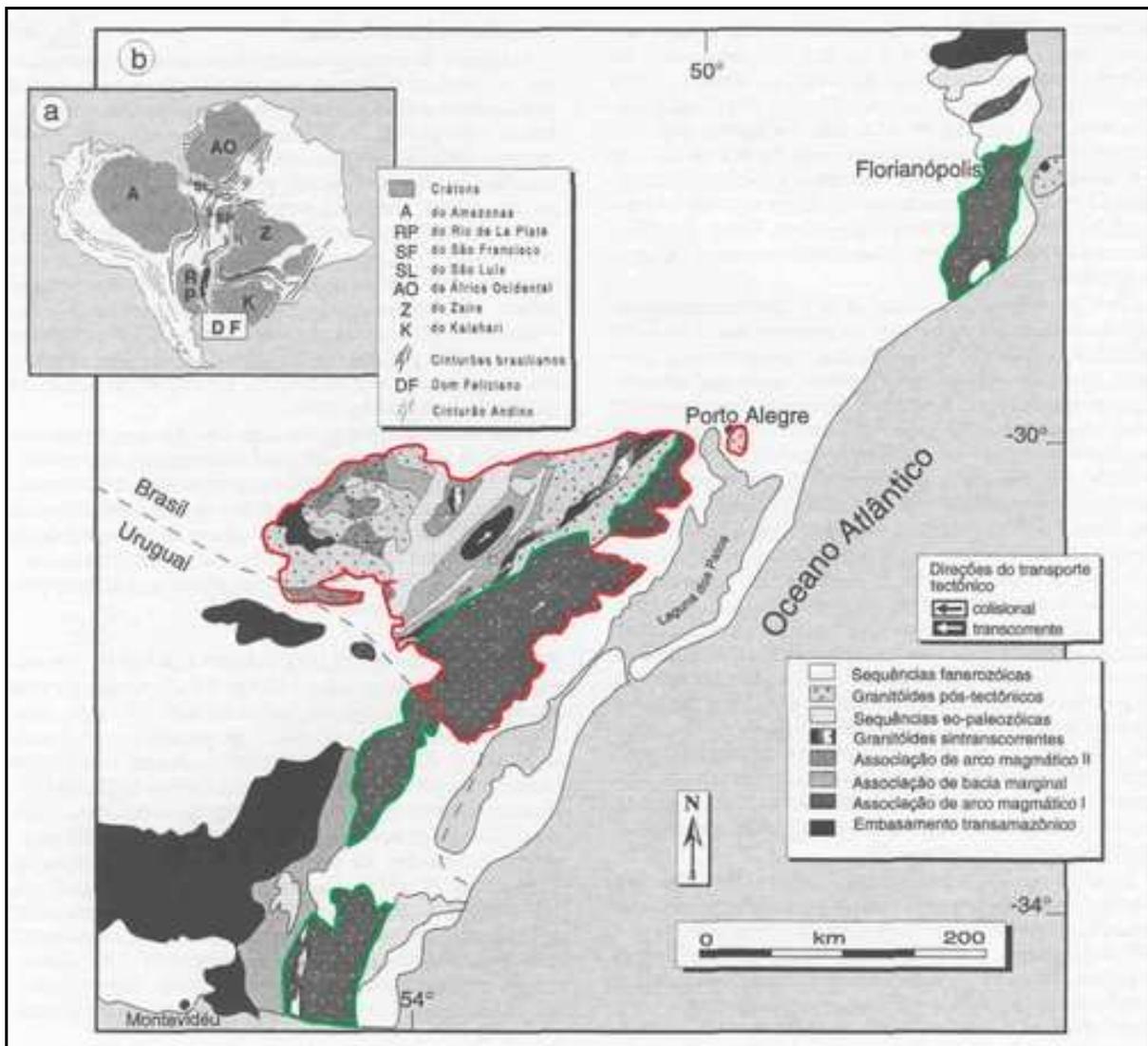


Figura 2. a) Situação do Cinturão Dom Feliciano em relação às unidades do paleocontinente Gondwana Ocidental; b) Mapa simplificado das associações petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano. Contornos em verde correspondem às áreas aflorantes do Cinturão Dom Feliciano. Contornos em vermelho correspondem ao Escudo Sul-Rio-Grandense (modificado de Fernandes *et al.*, 1995a).

O Escudo Sul-Rio-Grandense está estruturado em três grandes unidades geotectônicas principais delimitadas a partir de discontinuidades geofísicas, que por sua vez foram denominadas Domínio Ocidental, Domínio Central e Domínio Oriental (Fernandes *et al.*, 1995b). O Domínio Oriental, onde foi desenvolvido este trabalho, tem um relevo magnético bastante acentuado, marcado por alinhamentos de direção preferencial N70°E, os quais são interceptados em quase todo o domínio por outros alinhamentos de direção preferencial N40°E (Figura 3). As anomalias de direção

preferencial N70°E representariam a direção principal das tramas das rochas, e os alinhamentos de direção N40°E representariam as zonas de transcorrência que afetam grande parte deste domínio (Costa & Caldaso, 1994).

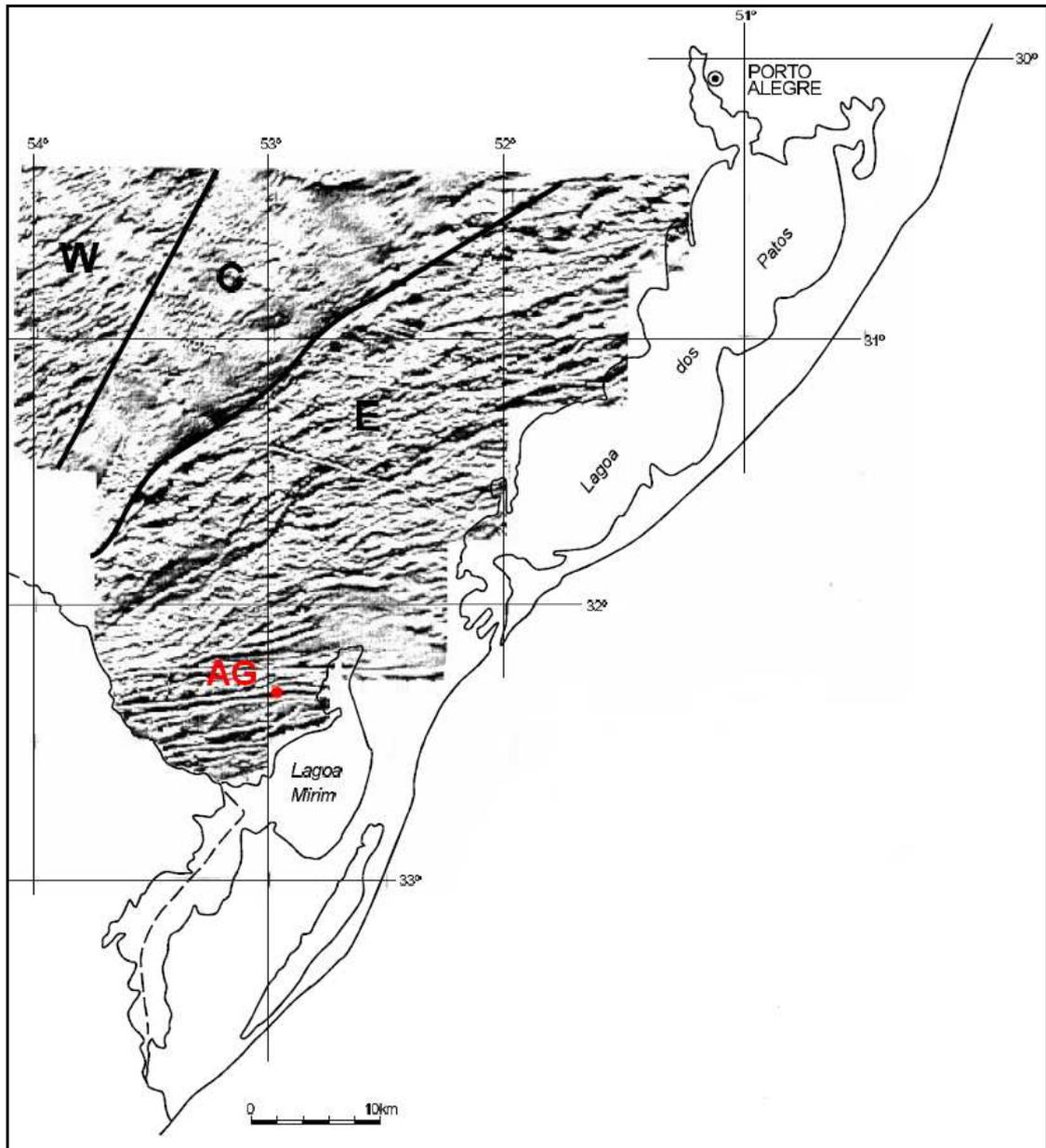


Figura 3. Mapa de pseudo-iluminação do relevo magnético do Escudo Sul-Rio-Grandense e divisão dos domínios magnéticos: Domínio Ocidental (W), Domínio Central (C) e Domínio Oriental (E) (modificado de CPRM, 1999 e Fernandes *et al.*, 1995b). Localização do município de Arroio Grande (AG) em vermelho.

O Batólito Pelotas, outra denominação do Domínio Oriental e da porção leste do Escudo Sul-Rio-Grandense, foi inicialmente definido por Fragoso César *et al.*

(1986) como um batólito composto, multi-intrusivo e polifásico, correspondendo à zona central do cinturão orogênico Dom Feliciano com evolução relacionada ao Ciclo Brasileiro. O batólito, como um todo, seria composto por corpos graníticos das suítes intrusivas Pinheiro Machado, Encruzilhada do Sul, Cordilheira e Dom Feliciano, e, ainda, pelos denominados septos metamórficos das encaixantes (Quartzitos e Xistos do Herval, Xistos do Grupo Porongos, Gnaisses Vigia, Gnaisses Chanã e Gnaisses Piratini), outros plútons e também rochas básicas. Em trabalhos mais recentes, Philipp (1998) reconheceu novas suítes intrusivas no Batólito Pelotas (Suíte Intrusiva Erval e Suíte Intrusiva Viamão) e Philipp & Machado (2002) dão continuidade aos estudos acerca dos septos metamórficos, caracterizando as principais ocorrências, no Batólito Pelotas, dos doravante denominados Septos do Embasamento.

A nordeste do município de Arroio Grande, os Septos do Embasamento, conforme Philipp & Machado (2002), correspondem a gnaisses tonalíticos e oftalmíticos bandados denominados Gnaisses Arroio Pedrado, e lentes calcárias e margas denominadas Mármore e Anfibolitos Vilas Matarazzo e Pedreiras. A noroeste de Arroio Grande, próximo ao município de Herval, RS, os Septos do Embasamento correspondem aos denominados Quartzitos e Xistos do Herval, que são intercalações de xistos alterados com rochas metassedimentares constituídas por espessas camadas de quartzitos. Também próximo a Herval ocorrem os Anfibolitos Alto Alegre, muitas vezes sob a forma de xenólitos centimétricos a métricos nos granitóides da região e como milonitos associados a algumas zonas de cisalhamento dúcteis.

Conforme CPRM (2007) os Septos do Embasamento são uma unidade do Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado, que é dividido em dois domínios distintos: Domínio de Metagranitóides Porfíricos e Domínio de Gnaisses Granodioríticos (este último correspondendo à Suíte Intrusiva Erval proposta por Philipp, 1998). Ambos os domínios contêm unidades dos Septos do Embasamento, que para CPRM (2007), correspondem a megaxenólitos de rochas calcissilicáticas, biotita gnaisses, tonalitos, quartzitos, xistos, mármore e porções migmatíticas.

Até o presente momento, não há disponível na literatura referência às rochas metamáficas e metaultramáficas da área de estudo. No mapa apresentado na Figura 4, modificado de CPRM (2007), é possível verificar que a região de Arroio Grande

investigada por este projeto é considerada como pertencente ao Domínio de Gnaisses Granodioríticos do Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado, não se encontrando referência a unidades dos Septos do Embasamento onde, a princípio, as litologias estudadas neste trabalho se encaixariam pelo fato de serem xenólitos em meio às rochas granitóides do Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado.

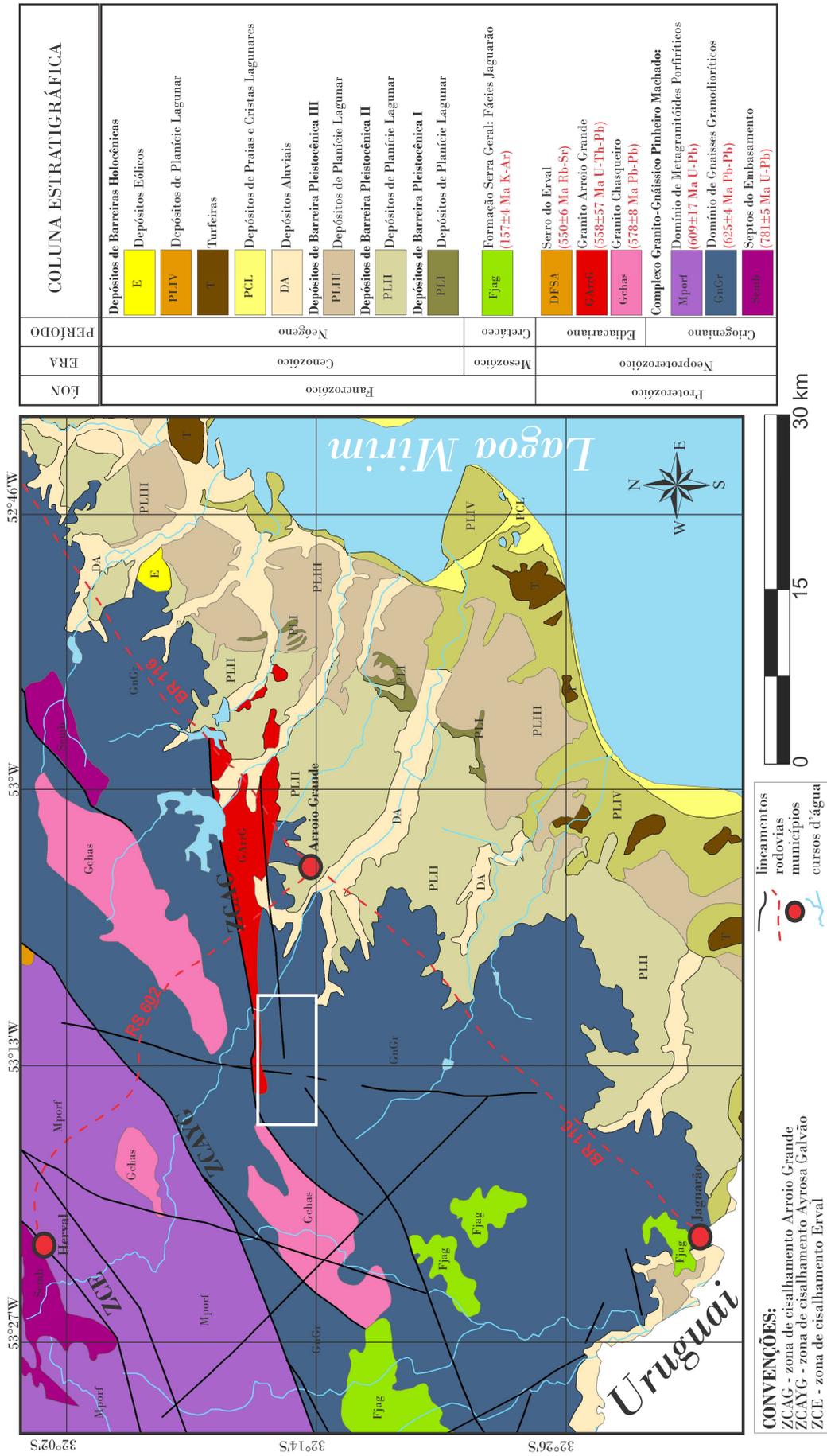


Figura 4. Mapa geológico da região de Arroio Grande (modificado de CPRM, 2007) indicando a área estudada no projeto (retângulo branco) e coluna estratigráfica das unidades mostradas no mapa. Zonas de cisalhamento apresentadas conforme Philipp (1998). O Granito Arroio Grande corresponde ao Granito Figueirinha de UFRGS (1972).

1.2 Síntese dos trabalhos anteriores realizados na região de Arroio Grande

No ano de 1972 foi realizado pela UFRGS o mapeamento geológico em escala 1:100.000 das folhas Erval e Arroio Grande e partes das folhas Basílio e Cerro Chato. Esse mapeamento foi o primeiro trabalho de detalhe realizado nessa região do Rio Grande do Sul. Para UFRGS (1972), a estratigrafia das rochas pré-cambrianas da região é composta por rochas dos grupos Cambaí e Porongos, além de granitos associados (Figura 5).

O grupo Cambaí está representado por migmatitos homogêneos e heterogêneos, além de algumas ocorrências de granitos de anatexia. Corresponde a aproximadamente 90% da área total mapeada, onde se encaixam as demais formações ocorrentes na área (UFRGS, 1972).

O grupo Porongos corresponde a litologias da Formação Vacacaí. Essa formação está representada por uma sequência metamórfica de baixo grau constituída por intercalações de camadas centimétricas a decamétricas de quartzitos, meta-arcóseos e argilitos.

Os granitos correspondem a três corpos denominados Granito Fortaleza, Granodiorito Santa Zeferina e Granito Figueirinha. O Granito Fortaleza se localiza na porção sudeste da folha Basílio, encaixado em embrechitos do grupo Cambaí, ocupando uma área de aproximadamente 52 km². O Granodiorito Fortaleza é um corpo granodiorítico com aproximadamente 3 km² de área, localizado na folha Cerro Chato, estando em contato com embrechitos do grupo Cambaí e, a noroeste, com o grupo Bom Jardim. O Granito Figueirinha corresponde a um corpo granítico alongado na direção E-W, localizado no sudoeste da folha Arroio Grande e estendendo-se para o sudeste da folha Erval, cujos contatos são com embrechitos do grupo Cambaí. A correlação estratigráfica desses granitos foi feita com base nas suas características petrográficas, sendo o Granito Fortaleza correlacionado ao complexo granítico Encruzilhada, o Granodiorito Santa Zeferina correlacionado ao complexo granítico Dom Feliciano e o Granito Figueirinha correlacionado ao Granito Cordilheira (conforme UFRGS, 1972).

Era	Período	Época	Grupo	Formação	Litologias
Cenozóico	Quaternário	Holoc.	Patos	Guaíba	Argila negra
		Pleistoc.			Areia quartzosa inconsolidada
	Terc.	Sup.		Graxaim	Areia fina arcoseana
<i>discordância</i>					
Mesozóico	Creta.	São Bento	Serra Geral	Diques de diabásio	
	Jura. (?)				
<i>discordância</i>					
Paleozóico	Cambr.	Bom Jardim	Indiferenciado	Riolitos	
Pré-Cambriano	Superior				
		Porongos	Vacacaí	Granito Figueirinha	
				Granodiorito Sta. Zeferina	
	Granito Fortaleza				
				Quartzitos, argilitos e meta-arcóseos	
<i>discordância</i>					
	Médio	Cambaí		Embrechitos Anatexitos Epibolitos Diadisitos Agmatitos Granito de anatexia	

Figura 5. Coluna estratigráfica simplificada (modificada de UFRGS, 1972) da região onde foi realizado o mapeamento geológico desenvolvido pela UFRGS em 1972.

Na região de Arroio Grande foram descritos migmatitos homogêneos (embrechitos e anatexitos), granitos de anatexia e o Granito Figueirinha. O Granito Figueirinha, de acordo com UFRGS (1972), é um granito rico em muscovita que apresenta estrutura gnaissóidica e, devido a sua orientação concordante com as encaixantes e disposição lenticular, parece se tratar de um granito sincinemático. UFRGS (1972) enfatiza a intensa catáclase que atingiu a região como um todo, além da importância dos fenômenos hidrotermais que atingiram o Granito Figueirinha, responsável pela muscovitização e turmalinização das encaixantes e do próprio granito.

Em 1987, foi desenvolvido pelo convênio DNPM-CPRM, executado por Douglas Trainini, o projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais abrangendo as folhas em escala 1:250.000 de Jaguarão e Rio Grande. Foram feitas cartas voltadas à exploração mineral (carta metalogenética, carta de previsão de recursos minerais e carta de previsão para planejamento de ações governamentais), porém, os mapas-base de serviço (carta tectono-estrutural, carta lito-ambiental, carta geofísica, carta de recursos minerais e carta geológica), desenvolvidos para a confecção dos mapas finais, contêm informações sobre a geologia da região, compiladas até dezembro do ano de 1986.

De acordo com Trainini (1987), a geologia da região (Figura 6) é constituída por um embasamento Pré-Cambriano que compreende um complexo granito-gnáissico-migmatítico que pode ser subdividido em duas sequências, separadas por uma extensa faixa milonítica de direção N45°E: sequência granito-migmatítica, a oeste, e sequência gnáissico-granítica, a leste.

A sequência gnáissico-granítica, onde se localiza a região de Arroio Grande, é composta por gnaisses blastomiloníticos com relictos de mármore e rochas calcissilicáticas, além de granitóides intrudidos ao longo de faixas miloníticas (Trainini, 1987). Conforme esse autor, todo o embasamento foi afetado pelo Ciclo Brasileiro (responsável pela granitogênese da região), além de intenso falhamento de direções N30°E, N45°E, N70°E e N-S, milonitização e intrusões graníticas nas orientações N45°E e N70°E (nesta última sendo comuns os efeitos hidrotermais). Além disso, o autor reflete sobre a possibilidade da sequência gnáissico-granítica representar um bloco estruturalmente alçado, com rejeito superior a 1.100 m, devido à correlação entre efusivas ácidas da Formação Jaguarão próximo ao município de Jaguarão (espessura de 40 m) e a Formação Puerto Gomez (espessura superior a 1.000 m, encoberta por mais de 200 m de sedimentos), no Uruguai.

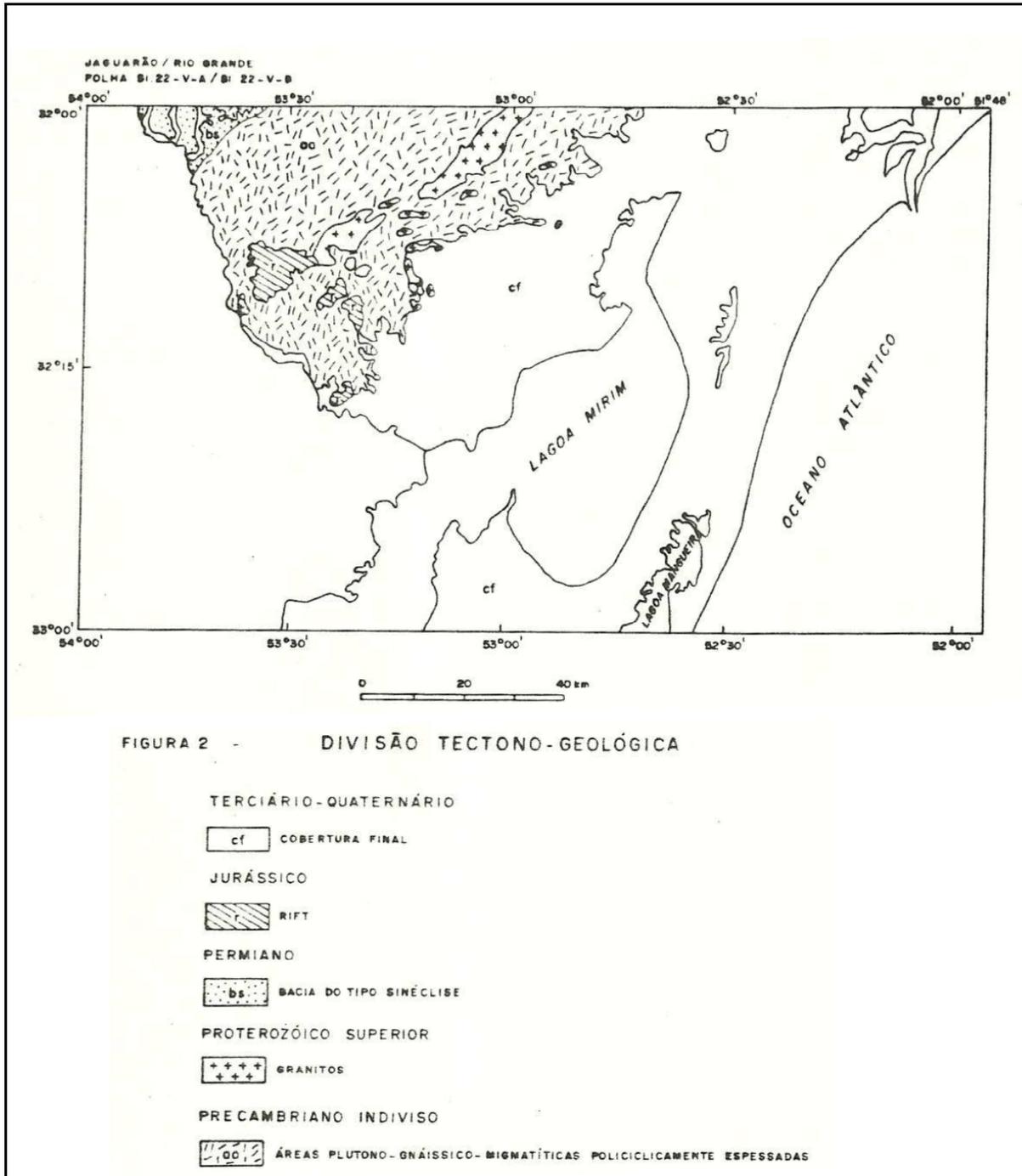


Figura 6. Mapa extraído de Trainini (1987), mostrando a divisão tectono-geológica da região abrangida pelas folhas Jaguarão / Rio Grande.

Em 1998, Ruy Paulo Philipp em sua tese de doutoramento estudou a evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no RS. Para o autor, o Batólito Pelotas é composto pelas suítes intrusivas Pinheiro Machado, Erval, Viamão, Encruzilhada do Sul, Cordilheira e Dom Feliciano, além dos Septos do Embasamento que correspondem a xenólitos das rochas metamórficas encaixantes.

Nas porções sul e sudeste do Batólito Pelotas, onde se localiza a região de Arroio Grande, são encontradas as suítes intrusivas Pinheiro Machado e Erval.

A Suíte Intrusiva Pinheiro Machado é composta predominantemente por granodioritos, com monzogranitos, tonalitos, dioritos e quartzo-dioritos subordinados (Philipp, 1998). Conforme o autor, os granitóides são em geral de cor cinza, compostos por plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo, além de zircão, alanita, esfero, apatita e opacos como acessórios, e são encontrados na forma de xenólitos no interior dos granitóides das suítes intrusivas Erval e Viamão. Apresentam textura predominantemente equigranular hipidiomórfica média a grossa e estruturas de mistura de magmas definida pela presença de enclaves máficos de composição diorítica. Os Septos do Embasamento encontrados nesta suíte intrusiva correspondem aos Gnaisses Piratini, Gnaisses Arroio Lajeado, Anfibolitos BR-392, Gnaisses-Migmatíticos Arroio da Solidão e Gnaisses São Lourenço (Philipp, 1998).

Na Suíte Intrusiva Pinheiro Machado são encontradas estruturas tectônicas que evidenciam a atuação de três eventos deformacionais na região: evento D_1 , D_2 e D_3 . O evento D_1 foi responsável pela formação de zonas de cisalhamento dúcteis subhorizontais que são caracterizadas por milonitos com orientação preferencial de direção NE e mergulhos para NW. O evento D_2 foi responsável pela formação de zonas de cisalhamento de alto ângulo, caracterizadas por milonitos e ultramilonitos com orientação preferencial de direção NE e mergulhos para NW e SE. O evento D_3 corresponde a um período de reativação das zonas de cisalhamento transcorrentes (Philipp, 1998).

A Suíte Intrusiva Erval, onde se localiza a área estudada nesse projeto, foi individualizada por Philipp (1998) e representa 20% da área do Batólito Pelotas, tendo continuidade para o sul além dos limites do RS com o Uruguai. Corresponde a granitos cinzentos de composição predominantemente monzogranítica, com composição e estrutura homogênea, foliação irregular de fluxo magmático por vezes interrompida pela passagem de zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo (relacionadas aos eventos deformacionais D_2 e D_3): Zona de Cisalhamento Erval, Zona de Cisalhamento Vila Ayrosa Galvão e Zona de Cisalhamento Arroio Grande (Machado *et al.*, 1995).

A Zona de Cisalhamento Arroio Grande se desenvolve sobre litologias da Suíte Intrusiva Erval e sobre o Granito Três Figueiras, sendo constituída por

protomilonitos e milonitos com orientação N65-75°E, lineação de estiramento subhorizontal e movimentação lateral dextral (Philipp, 1998). O Granito Três Figueiras corresponde ao Granito Figueirinha descrito por UFRGS (1972).

Conforme Philipp (1998), no interior da Suíte Intrusiva Erval ocorrem xenólitos de granitóides da Suíte Intrusiva Pinheiro Machado e unidades dos Septos do Embasamento representadas pelos Mármore Vila Matarazzo e Pedreiras, Quartzitos e Xistos do Herval, Ortognaisses Arroio Pedrado e Anfibolitos Alto Alegre.

2 MATERIAIS E MÉTODOS UTILIZADOS

Para a obtenção dos resultados apresentados nesta pesquisa, foram utilizadas técnicas de investigação geológica compatíveis com o objetivo desse trabalho, divididas nas seguintes etapas: revisão bibliográfica, etapas de campo, preparação das amostras para as etapas de laboratório, etapas de laboratório e, por fim, análise e interpretação dos resultados obtidos.

2.1 Revisão bibliográfica

Esta etapa consistiu na compilação bibliográfica de assuntos e materiais vinculados ao presente projeto e que foram de fundamental importância para o embasamento teórico deste trabalho tais como artigos científicos, livros, mapas geológicos, fotografias aéreas, imagens de satélite, cartas topográficas, dissertações de mestrado e teses de doutorado. Foi a primeira etapa a ser iniciada e uma das últimas a ser finalizada devido à constante evolução e amadurecimento de ideias e hipóteses referentes ao tema estudado.

2.2 Etapas de campo

Neste trabalho, foram executadas duas etapas de campo. A primeira etapa, entre os dias 20 e 22 de janeiro de 2011, e a segunda etapa, de 09 a 12 de maio de 2011. Foram utilizadas, como base para o mapeamento geológico e investigação de campo, quatro cartas topográficas do exército em escala 1:50.000, sendo elas: SI.22-A-II-1 (folha Erval), SI.22-A-II-2 (folha Arroio Grande), SI.22-A-II-3 (folha Presidente Barbosa) e SI.22-A-II-4 (folha Arroio Bretanha, atualmente denominada Várzea Alegre).

Durante as etapas de campo, foram feitos perfis transversais às estruturas principais da região, utilizando como base as informações contidas em mapas geológicos de trabalhos anteriores (Trainini, 1987; Philipp, 1998; CPRM, 2007) e uso de imagens de satélite da região de Herval e Arroio Grande, do ano de 2007, obtidas através do *software Google Earth*. Os perfis foram feitos a pé e com o auxílio de veículos, sendo coletadas 60 amostras, com o devido controle litológico e, quando possível, estrutural, com a finalidade de confeccionar lâminas delgadas para os estudos petrográficos e preparação para as análises de difração de raios X. Nove amostras foram selecionadas para a confecção de lâminas delgadas e seis amostras foram selecionadas para análises difratométricas.

Os dados estruturais das unidades geológicas presentes nas áreas de estudo foram coletados utilizando bússola tipo *Brunton*, equipada com clinômetro e com declinação magnética corrigida conforme instruções das cartas topográficas do exército. As medições foram feitas com a notação da mão esquerda. A partir desses dados, foi feita uma caracterização estrutural preliminar da área estudada.

Efetou-se, também, em todos os pontos visitados, coleta das coordenadas geográficas através de equipamentos de Sistema de Posicionamento Global (GPS) da marca *Garmin® HCX*, além da tomada de fotografias e croquis dos afloramentos e dos locais de amostragem. Todas as coordenadas estão georreferenciadas na Projeção Universal Transversal de Mercator (UTM), *datum* Córrego Alegre.

2.3 Preparação das amostras para as etapas de laboratório

As amostras coletadas nas etapas de campo foram lavadas para a retirada de sedimentos e resíduos, a fim de facilitar a realização da descrição petrográfica macroscópica das mesmas. A descrição macroscópica foi realizada com o auxílio de uma lupa binocular com aumento de até 40x.

Após a descrição macroscópica, as amostras escolhidas para confecção de lâminas petrográficas e análises difratométricas foram separadas e encaminhadas ao laboratório de apoio analítico e preparação de amostras do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), tendo início a etapa de preparação das mesmas para as respectivas análises petrológicas.

O processo de preparação é um ponto crítico onde o risco de contaminação das amostras é grande se não forem tomados cuidados básicos em relação à limpeza dos equipamentos e utensílios utilizados. Para evitar a contaminação das amostras, em cada processo de preparação foram tomadas todas as precauções, promovendo a limpeza adequada dos equipamentos e utensílios antes e após seu uso, evitando assim possíveis contaminações das amostras e, por consequência, alteração dos resultados obtidos em cada procedimento analítico.

2.3.1 Lâminas delgadas

Para a confecção das lâminas delgadas, as nove amostras selecionadas passaram pelos seguintes tratamentos:

- a) corte em fatias de aproximadamente 2 cm de espessura;
- b) corte na forma de tabletes com o formato das lâminas delgadas;
- c) polimento de uma das superfícies do tablete;
- d) colagem de uma lâmina de vidro na superfície polida anteriormente;
- e) secagem do tablete com a lâmina de vidro em uma estufa, permanecendo durante 24 horas para a secagem da cola;
- f) desbaste do tablete com a lâmina de vidro nas serras menores para a retirada de quantidades desnecessárias de rocha;

g) desbaste final do tablete com a lâmina de vidro em uma serra menor e mais delicada;

h) lixamento da lâmina em uma série de lixas com distintos potenciais abrasivos (de 120 a 4.000 grana);

i) acabamento final, com polimento em uma politriz com a aplicação de 100 rotações por minuto durante aproximadamente 5 minutos, com abrasivo composto por alumina.

Terminados todos os procedimentos de confecção das lâminas delgadas, elas foram estudadas tanto na microscopia óptica como na microscopia eletrônica.

2.3.2 Análises difratométricas

Com as seis amostras selecionadas para as análises difratométricas foi realizada a pulverização das mesmas, com o objetivo de diminuição e homogeneização dos tamanhos dos grãos dos minerais. Para isso, cada amostra foi pulverizada em gral de porcelana.

Na etapa de pulverização do material o risco de contaminação é grande e, para evitá-la, todos os equipamentos e utensílios do laboratório passaram por uma cuidadosa limpeza antes de entrar em contato com a amostra. Após a pulverização as amostras foram encaminhadas ao Laboratório de Difractometria de Raios X (LDRX) do IG da UFRGS onde foram realizadas as análises por difratometria de raios X.

2.4 Etapas de laboratório

Nesta etapa, as amostras preparadas foram enviadas aos laboratórios correspondentes ao método de investigação utilizado (microscopia óptica, microscopia eletrônica de varredura e difratometria de raios X).

2.4.1 Microscopia óptica

Com as lâminas delgadas prontas, foi iniciado o processo de estudo petrográfico das mesmas. Foram utilizados microscópios ópticos binoculares de luz polarizada, com aumento de até 400x (Figura 7). No estudo petrográfico foram identificados e descritos para cada lâmina delgada os seus minerais constituintes, paragêneses, texturas, estruturas, transformações e deformações causadas por processos metamórficos e retrometamórficos, entre outros aspectos fundamentais para a classificação petrográfica adequada da amostra.

Foram utilizadas, como apoio, as recomendações da União Internacional das Ciências Geológicas (IUGS) e de livros tradicionais de petrologia ígnea e metamórfica (e.g. Streckeisen, 1976; Le Maitre, 1989; Yardley, 1989; Le Bas & Streckeisen, 1991; Miyashiro, 1994; Bucher & Frey, 1994).

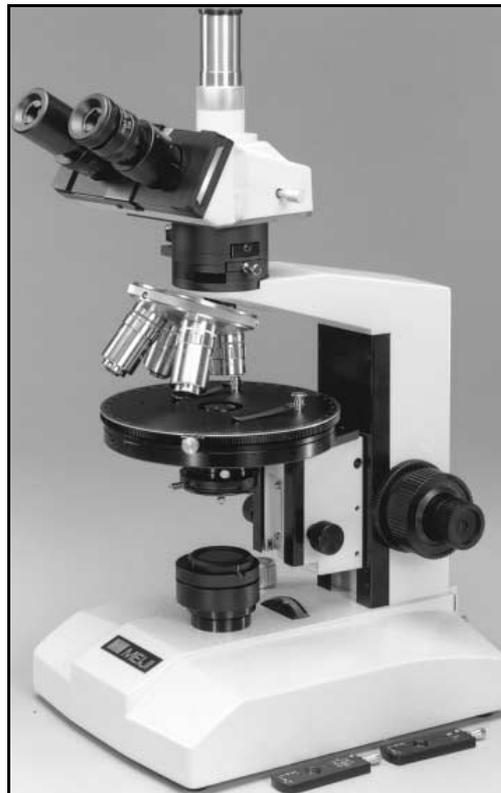


Figura 7. Microscópio petrográfico Meiji ML - 9300® (retirada do manual de instruções da série ML 9000).

2.4.2 Microscopia Eletrônica de Varredura

A microscopia eletrônica de varredura é uma técnica utilizada para a caracterização microestrutural e química de um mineral. O funcionamento de um microscópio eletrônico de varredura (MEV) consiste na emissão de feixes de elétrons através de um filamento capilar (cátodo) de tungstênio (metal com mais alto ponto de fusão, suportando as temperaturas acima de 2.500°K necessárias para o funcionamento do MEV). Através de uma diferença de potencial (de 0,5 a 30 kV) ocorre a variação de aceleração dos elétrons, provocando o aquecimento do filamento de tungstênio. O ânodo atrai os elétrons gerados em direção a si. O percurso dos feixes de elétrons é corrigido por lentes condensadoras, que os alinham em direção à lente objetiva. A lente objetiva por sua vez, ajusta o foco dos feixes e então a amostra que está sendo analisada é atingida por estes feixes de elétrons. Este processo gera um sinal que é detectado em um vídeo, gerando uma imagem virtual da amostra.

Para uma melhor caracterização petrológica, utiliza-se no MEV a Espectroscopia por Dispersão de Energia (EDS). Nesse sistema, os elétrons mais externos dos átomos são excitados pelo feixe de elétrons que incide sobre a amostra, provocando emissões de raios X que são analisadas por um detector instalado na câmara de vácuo do MEV. Este detector traduz a energia captada em informação, identificando os elementos químicos presentes no local atingido pelo feixe de elétrons. A partir dos elementos químicos identificados, é possível estimar qual mineral está sendo analisado. Entretanto, alguns elementos químicos podem ser confundidos com outros devido a semelhanças entre suas energias e intensidade das raias espectrais. Neste trabalho, quando se tratar de algum elemento químico que possa ser confundido com outro, a possível interferência estará representada dentro de parênteses, ao lado do elemento que foi detectado pelo equipamento (Tabela 1).

Tabela 1. Elementos químicos que podem apresentar sobreposição de picos nos espectrogramas de composição química das amostras analisadas no MEV - EDS (conforme tabelas do Centro de Microscopia Eletrônica – UFRGS, fornecidas pela fabricante do MEV).

Elemento	Possíveis interferências
O	(V, Cr)
F	(Fe)
Si	(Rb, Sr, Ta, W)
P	(Zr)
S	(Mo, Pb)
Na	(Zn)
K	(Cd, In)
Ti	(Ba, N)
V	(Ti, Cr, O)
Mn	(Cr)
Fe	(Mn, F)
Zn	(Na)
Br	(Al)
Rb	(Si, Ta, W)
Sr	(Si, Ta, W)
Zr	(P)
Mo	(S, Pb)
Cd	(K)
Ba	(Ti)
Ta	(Si, Rb)
W	(Si, Sr)

No uso conjunto de EDS mais MEV, o MEV gera as imagens com alta ampliação (até 300.000x) e resolução e a EDS identifica os minerais e a composição química dos mesmos.

As análises foram realizadas no Centro de Microscopia Eletrônica (CME) do Instituto de Física (IF) da UFRGS onde se utilizou o equipamento de microscopia eletrônica de varredura *JEOL - JSM 5800®* (Figura 8). Foram analisadas quatro das nove lâminas delgadas que foram confeccionadas para a microscopia óptica. Como as lâminas delgadas não são condutoras de eletricidade, elas foram previamente metalizadas com uma camada micrométrica de ouro, que serviu como material condutor de eletricidade para o processo.



Figura 8. Microscópio Eletrônico de Varredura JEOL - JSM 5800® do CME - IF - UFRGS.

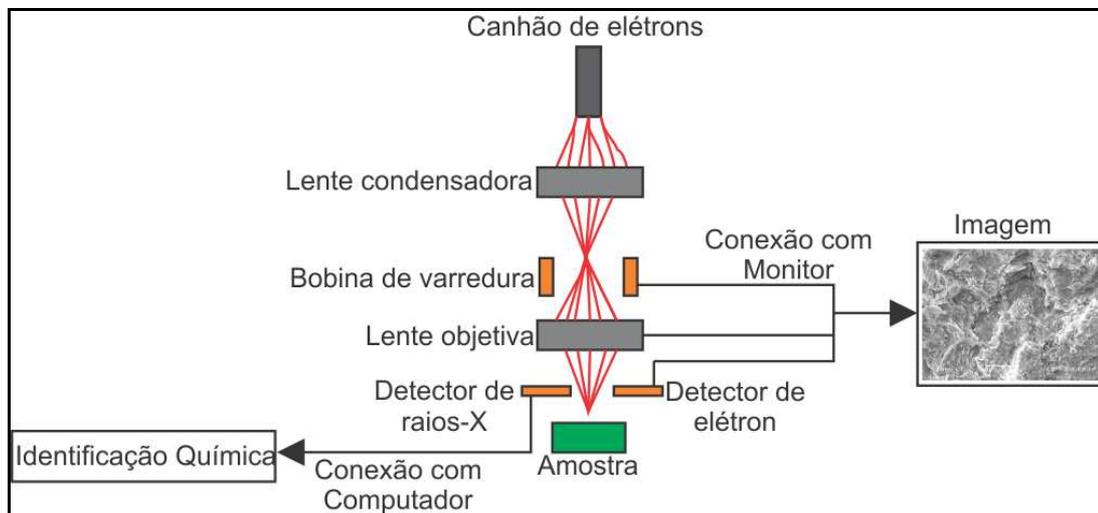


Figura 9. Esquema simplificado mostrando o funcionamento de um MEV - EDS.

2.4.3 Difratometria de raios X

O objetivo da difratometria de raios X é a identificação de materiais cristalinos, principalmente em amostras cujo poder do microscópio petrográfico é insuficiente, geralmente argilominerais.

A técnica consiste em emitir, através da fonte de raios X de um difratômetro, um feixe de raios X que atinge a amostra em estudo. Quando este feixe atinge a amostra, ele é difratado em várias direções pelos elétrons presentes na rede cristalina da amostra. Isto ocorre devido ao comprimento de onda dos raios X (entre 0,01 e 10 nm) serem da mesma ordem de grandeza das distâncias entre planos cristalinos da rede de um cristal, ocorrendo então o fenômeno físico da difração. O padrão de difração obtido pelo detector é específico para cada mineral, como se fosse sua impressão digital, permitindo assim a precisa identificação da amostra comparando os padrões de difração com bancos de dados de amostras presentes no laboratório de difração de raios X.

Foram realizadas seis análises mineralógicas no LDRX - IG - UFRGS, a fim de identificar os minerais presentes em cada rocha. O equipamento usado foi um difratômetro *SIEMENS - D 5000®* com goniômetro $\theta - \theta$. A radiação é $K\alpha$ em tubo de cobre nas condições de 40 kV e 25 mA (Figura 10).

Para a realização da difratometria de raios X é necessário que a amostra pulverizada seja preparada antes de ser analisada pelo difratômetro. As seis amostras foram analisadas pelo método do pó (rocha total) e duas dessas amostras foram analisadas também pelo método de separação da fração argila.

No método do pó, a amostra pulverizada é colocada em uma lâmina de vidro com centro côncavo e então esta lâmina de vidro é colocada no difratômetro para a realização da análise.

No método de separação da fração argila, a amostra pulverizada deve antes ser preparada para a extração das partículas menores que 2 μm , passando pelos seguintes procedimentos:

- a) a amostra é acondicionada em um frasco contendo água deionizada e colocada em uma centrífuga durante 24 horas;
- b) após a centrifugação, a amostra é colocada em uma proveta onde é colocada também água deionizada, até se obter um volume total de 2 litros;
- c) a amostra é deixada para decantar por um período de tempo que varia conforme a temperatura da sala (Tabela 2);

Tabela 2. Tempo necessário para decantar partículas menores que 2 µm em relação à temperatura da sala, segundo a lei de Stokes.

Temperatura	Tempo
15 °C	26 h e 14 min.
16 °C	25 h e 19 min.
17 °C	25 h e 05 min.
18 °C	24 h e 30 min.
19 °C	23 h e 56 min.
20 °C	23 h e 22 min.
21 °C	22 h e 47 min.
22 °C	22 h e 13 min.
23 °C	21 h e 39 min.
24 °C	21 h e 04 min.
25 °C	20 h e 30 min.
26 °C	19 h e 56 min.
27 °C	19 h e 21 min.
28 °C	18 h e 47 min.
29 °C	18 h e 13 min.
30 °C	17 h e 38 min.

d) após o período de tempo adequado, cerca de 1½ litros do conteúdo (partículas da amostra + água deionizada) da camada superior da proveta é retirado com o auxílio de um sifão;

e) o material em suspensão é deixado para decantar em um béquer para depois ser retirada a água em excesso;

f) o material é então pipetado e depositado em uma lâmina de vidro, onde secará por um período entre 24 e 48 horas;

g) após a secagem, o produto resultante é a Amostra Orientada Natural, onde as partículas menores que 2 µm estão orientadas, privilegiando as faces [001] para a identificação de argilominerais. Os resultados obtidos correspondem ao Difratoograma de Amostra Orientada Natural;

h) para verificar a existência de argilominerais expansivos da amostra orientada natural, a lâmina de vidro contendo a amostra é borrifada com etilenoglicol. Esse procedimento é denominado glicolagem e os resultados obtidos correspondem ao Difratoograma de Amostra Orientada Glicolada;

i) para verificação dos argilominerais sensíveis ao aquecimento, a amostra é aquecida a 550°C durante 2 horas em uma mufla. Este procedimento é denominado calcinação e os resultados obtidos correspondem ao Difratoograma de Amostra Orientada Calcinada.



Figura 10. Difratorômetro SIEMENS - D 5000®.

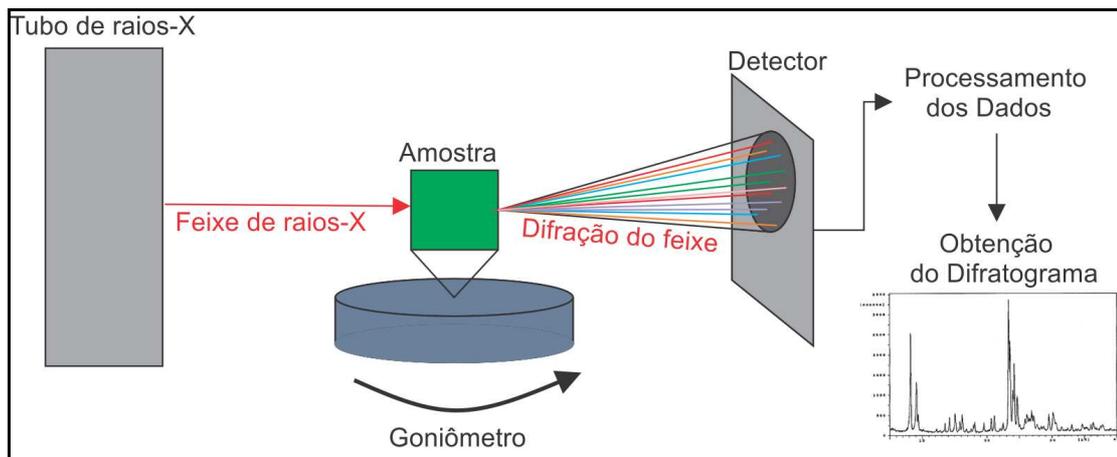


Figura 11. Esquema simplificado mostrando o funcionamento de um difratorômetro de raios X.

3 RESULTADOS

Neste item serão apresentados os resultados obtidos a partir das técnicas de investigação petrográficas e petrológicas utilizadas neste trabalho. Na tentativa de facilitar os estudos e a compreensão do significado geológico das rochas analisadas,

as amostras foram divididas em cinco grupos: Metaultramáficas, Metamáficas, Metassedimentares, Hidrotermalitos e outras rochas (Tabela 3).

Tabela 3. Amostras estudadas neste trabalho. Grupos: MU (metaultramáficas), MM (metamáficas), MS (metassedimentares), HT (hidrotermalitos) e O (outras rochas). Técnicas analíticas utilizadas: MO (microscopia óptica), MEV (microscopia eletrônica de varredura), DRX (difração de raios X). Abreviações: Gr = granito; Musc = muscovita; Gn = gnaiss; QXE = Quartzitos e Xistos do Herval.

Amostra	Rocha	Grupo	Coordenadas UTM (fuso 22H)	MO	MEV	DRX
PU-1A	Esteatito	MU	0289285 E / 6433454 N			
PU-1B	Serpentinito	MU	0289285 E / 6433454 N	X		
PU-1C	Esteatito	MU	0289285 E / 6433454 N			
PU-1D	Esteatito	MU	0289285 E / 6433454 N			X
PU-2A	Anfibolito	MM	0289544 E / 6433538 N	X		X
PU-2B	Anfibolito	MM	0289544 E / 6433538 N			
PU-3A	Tremolito	MU	0289779 E / 6433610 N	X	X	
PU-3B	Esteatito	MU	0289779 E / 6433610 N	X	X	
PU-3C	Tremolito	MU	0289779 E / 6433610 N			X
PU-3D	Tremolito	MU	0289779 E / 6433610 N			
PU-3E	Cloritito	MU	0289779 E / 6433610 N			X
PU-3F	Cloritito	MU	0289779 E / 6433610 N			
PU-4	Gr. Figueirinha	O	0289571 E / 6432390 N			
PU-5	Muscovito	HT	0289235 E / 6432035 N			
PU-7	Gr. Figueirinha	O	0288450 E / 6431884 N			
PU-9A	Milonito	O	0288537 E / 6431458 N			
PU-9B	Gr. Figueirinha	O	0288537 E / 6431458 N			
PU-10	Gr. Figueirinha	O	0288552 E / 6431292 N			
PU-13	Muscovito	HT	0289341 E / 6433326 N			
PU-14	Milonito	O	0288959 E / 6433205 N	X		X
PU-15	Turmalinito	HT	0290219 E / 6433153 N			
PU-17	Turmalinito	HT	0290861 E / 6433414 N	X		X
PU-20	Anfibolito	MM	0288089 E / 6433870 N	X	X	
PU-21A	Gr. Figueirinha	O	0287963 E / 6434527 N			
PU-21C	Milonito	O	0287963 E / 6434527 N			
PU-26	Anfibolito	MM	0287337 E / 6433610 N			
PU-27	Gr. Figueirinha	O	0287398 E / 6433498 N			
PU-29A	Tonalito	O	0296873 E / 6431702 N			
PU-29B	Musc. Xisto	MS	0296873 E / 6431702 N			
PU-30	Tonalito	O	0296721 E / 6431687 N			
PU-32	Tonalito	O	0294773 E / 6431743 N			
PU-33A	Muscovito	HT	0292890 E / 6432310 N			
PU-33B	Turmalinito	HT	0292890 E / 6432310 N	X	X	
PU-33C	Turmalinito	HT	0292890 E / 6432310 N			
PU-34	Musc. Xisto	MS	0284245 E / 6430983 N			
PU-35	Gr. Figueirinha	O	0286077 E / 6433701 N			
PU-37	Anfibolito	MM	0304117 E / 6440107 N			
PU-38A	Gn. Tonalítico	O	0303689 E / 6442622 N			
PU-38B	Gn. Tonalítico	O	0303689 E / 6442622 N			
PU-46	QXE	MS	0268317 E / 6453204 N			
PU-47	QXE	MS	0268941 E / 6455978 N			
PU-49A	Esteatito	MU	0287621 E / 6433077 N			
PU-49B	Esteatito	MU	0287621 E / 6433077 N			
PU-50B	Turmalinito	HT	0292891 E / 6432307 N	X		
PU-50C	Turmalinito	HT	0292891 E / 6432307 N			

PU-52	Musc. Xisto	MS	0286821 E / 6427332 N
PU-53	Milonito	O	0286546 E / 6428546 N
PU-54	Musc. Xisto	MS	0283778 E / 6427195 N
PU-55	Milonito	O	0284039 E / 6425871 N
PU-56	Musc. Xisto	MS	0283770 E / 6426918 N
PU-57	Gr. Figueirinha	O	0284405 E / 6430280 N
PU-59A	Milonito	O	0286614 E / 6428788 N
PU-59B	Milonito	O	0286614 E / 6428788 N
PU-59C	Gr. Figueirinha	O	0286614 E / 6428788 N

3.1 Rochas metaultramáficas

Na região estudada foram identificados quatro tipos de rochas metaultramáficas: esteatitos, serpentinitos, tremolititos e clorititos. Essas rochas constituem geralmente corpos alongados métricos a decamétricos, descontínuos, sendo comum a ocorrência de duas ou até três dessas litologias associadas espacialmente, em um mesmo afloramento.

3.1.1 Esteatitos

Os esteatitos afloram como pequenos corpos métricos a decamétricos lenticulares ou como pequenos lajeados. Devido à baixa dureza dos minerais presentes na rocha (e.g. talco), é possível cortar blocos de esteatito com um serrote manual. Essa rocha é usada na região como rocha ornamental (Figura 12).

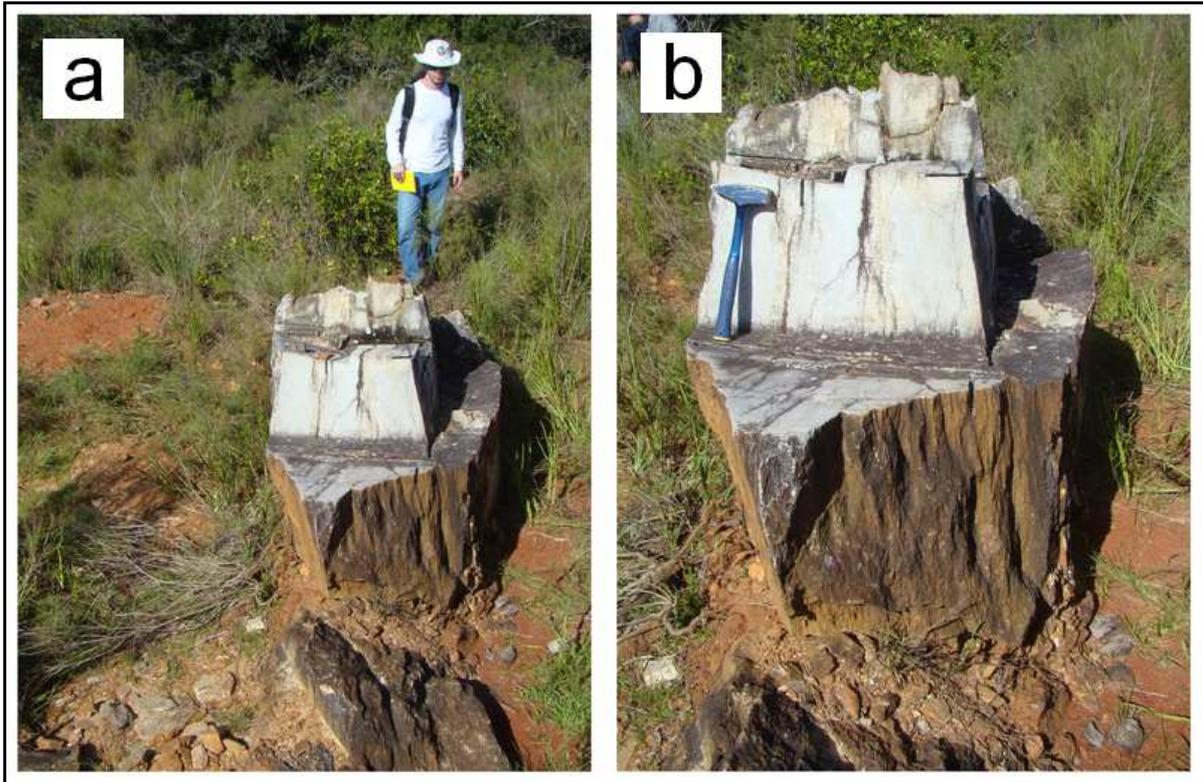


Figura 12. a) Afloramento de esteatito mostrando bloco de onde foi extraído, com o auxílio de serrote manual, material para ser utilizado como rocha ornamental; b) Detalhe do bloco, mostrando as faces retas resultantes do corte (afloramento PU - 1).

Macroscopicamente apresentam coloração cinza claro a cinza esverdeado quando estão sãs, e cor alaranjada quando alterados. Apresentam textura maciça, sendo difícil a identificação da mineralogia a olho nu ou mesmo com o auxílio de lupa. Através da untosidade ao tato e da fragilidade da rocha, é possível verificar a presença de grande quantidade de talco em sua composição.

Ao microscópio é possível identificar como mineral essencial na amostra PU - 3B o talco, correspondendo a aproximadamente 80% da composição modal da rocha. Foram identificadas, em meio à “matriz” de talco, massas contendo tremolita, clorita e óxidos. O talco apresenta grãos anédricos, com granulação fina a média e orientação preferencial marcada pelos grãos alongados. A tremolita apresenta granulação fina e forma anédrica a subédrica. Em alguns grãos de tremolita é possível identificar talco nas fraturas e bordas dos grãos.

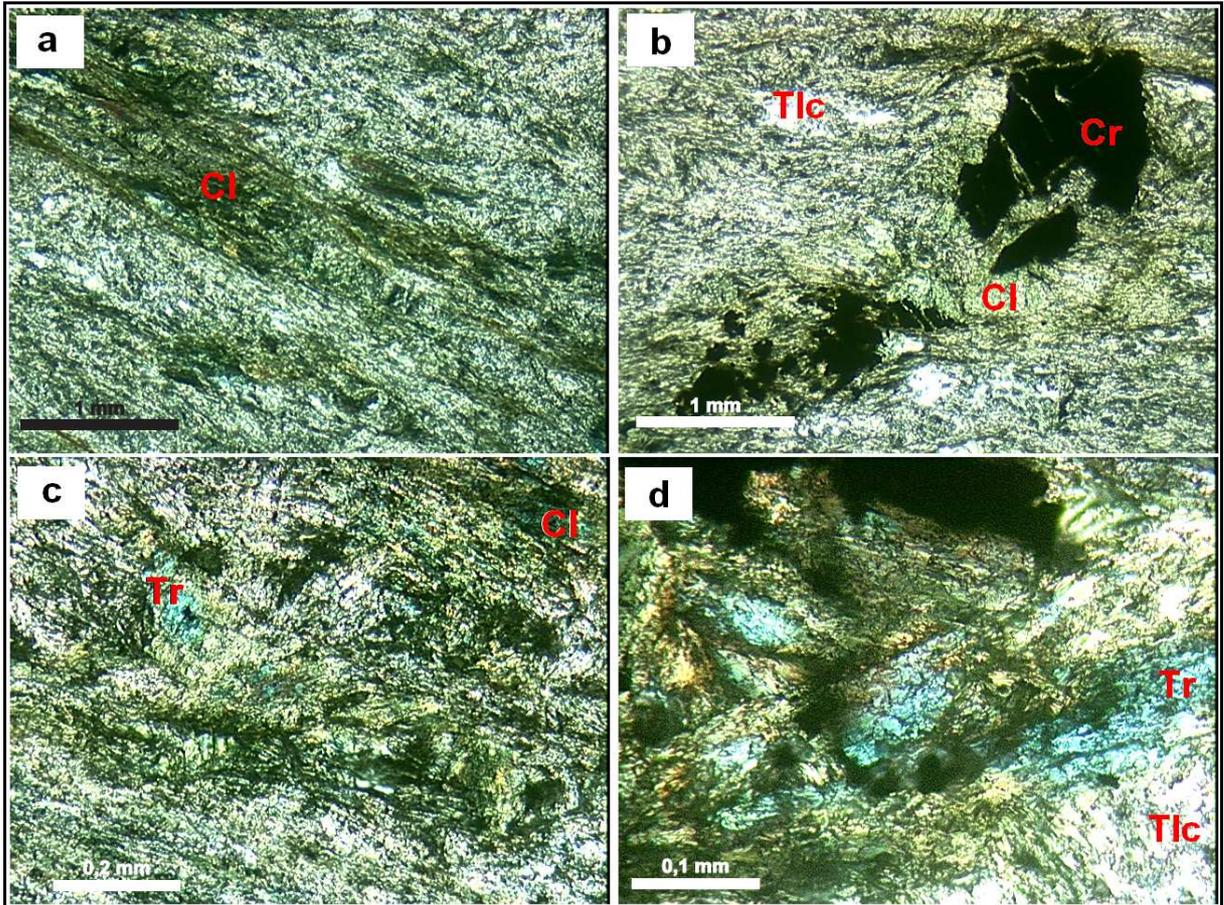


Figura 13. Fotografias da lâmina delgada da amostra PU - 3B: a) aspecto geral da amostra (aumento de 2.5x), mostrando massas de talco ± serpentina e clorita, com granulação muito fina (tonalidades verdes claras) e massas de talco, tremolita e clorita de granulação fina (tonalidades verdes escuras), em luz polarizada; b) grãos de cromita (opacos) envolvidos pela massa de talco, tremolita e clorita (aumento de 2.5x), em luz polarizada; c) aspecto da massa de talco, tremolita e clorita predominante da amostra, com aumento de 10x, em luz polarizada; d) grãos de tremolita (tonalidades azuis), mostradas em aumento de 20x, em luz polarizada. Abreviações: Cr = cromita, CI = clorita, Tr = tremolita, Tlc = talco.

As análises no MEV - EDS (amostra PU - 3B) revelaram a possibilidade de as cloritas apresentarem Cr ou Ti em sua composição (interferências do elemento V com Ti, Cr e O).

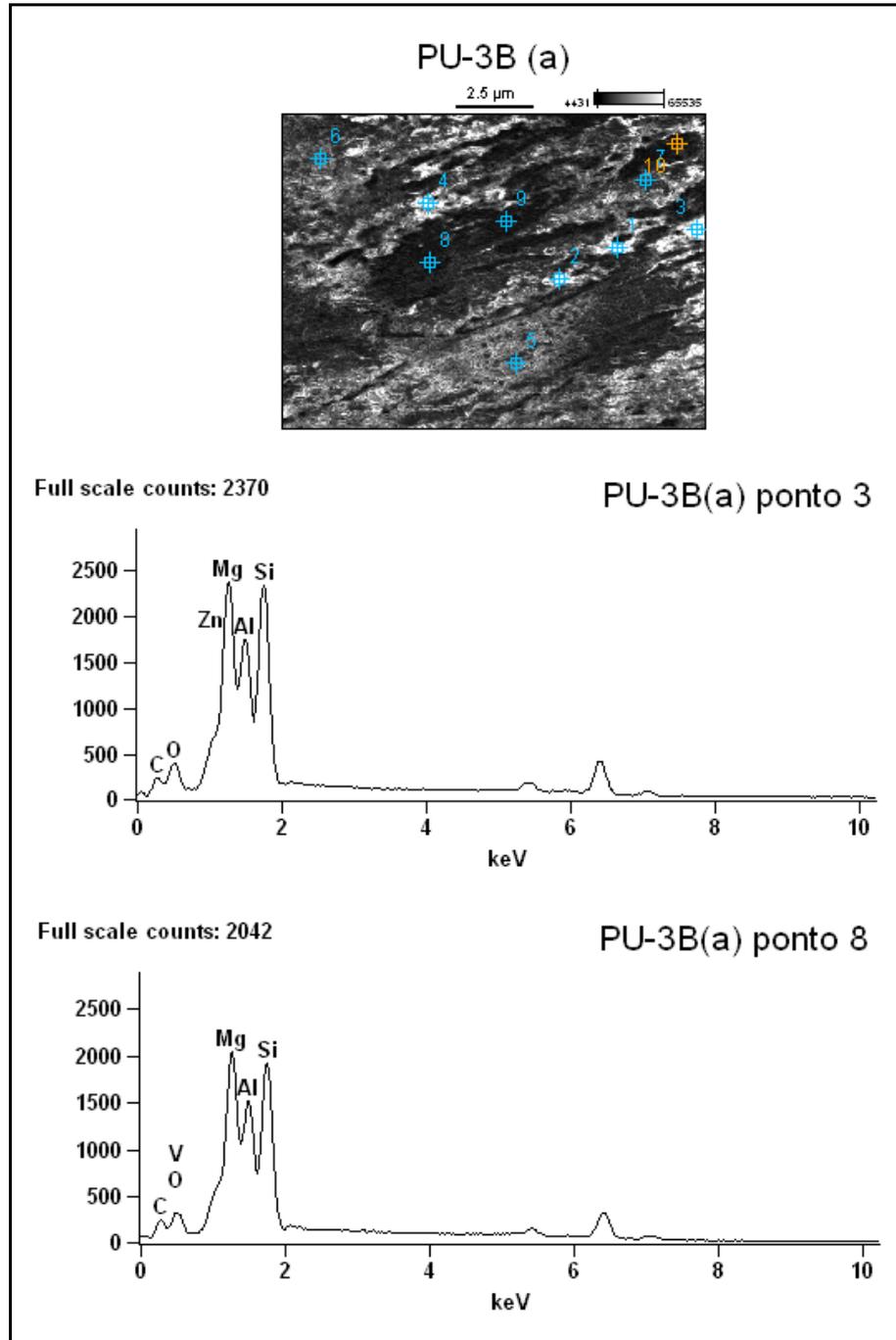


Figura 14. Imagem gerada no MEV com aumento de 10.000x, mostrando os 10 pontos analisados nessa seção (denominada A) da amostra PU - 3B. Os gráficos do ponto 3 e do ponto 8 mostram a composição dos minerais interpretados como clorita.

O difratograma de rocha total da amostra PU - 1D obtido através da difratometria de raios X (Figura 15) confirma a composição mineralógica rica em talco e clorita.

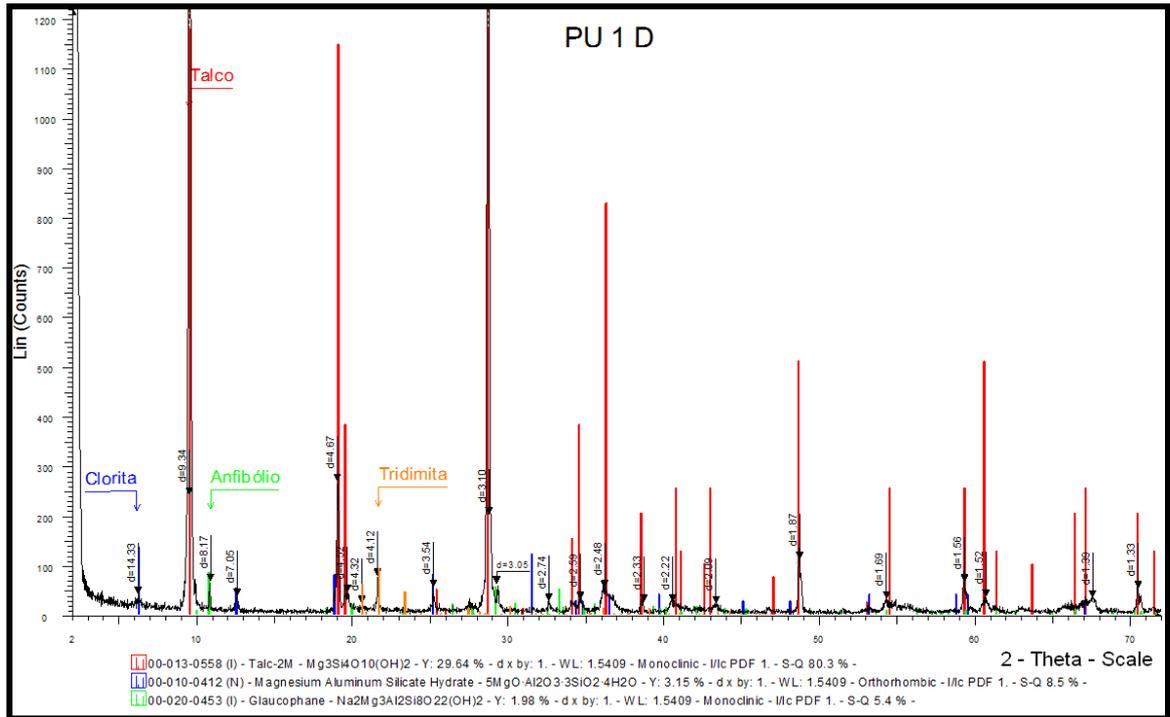


Figura 15. Difratoograma de rocha total da amostra PU - 1D. Picos de clorita (azul), anfibólio (verde) e talco (vermelho).

Os difratogramas de amostra orientada natural, glicolada e calcinada mostram picos de clorita e de talco.

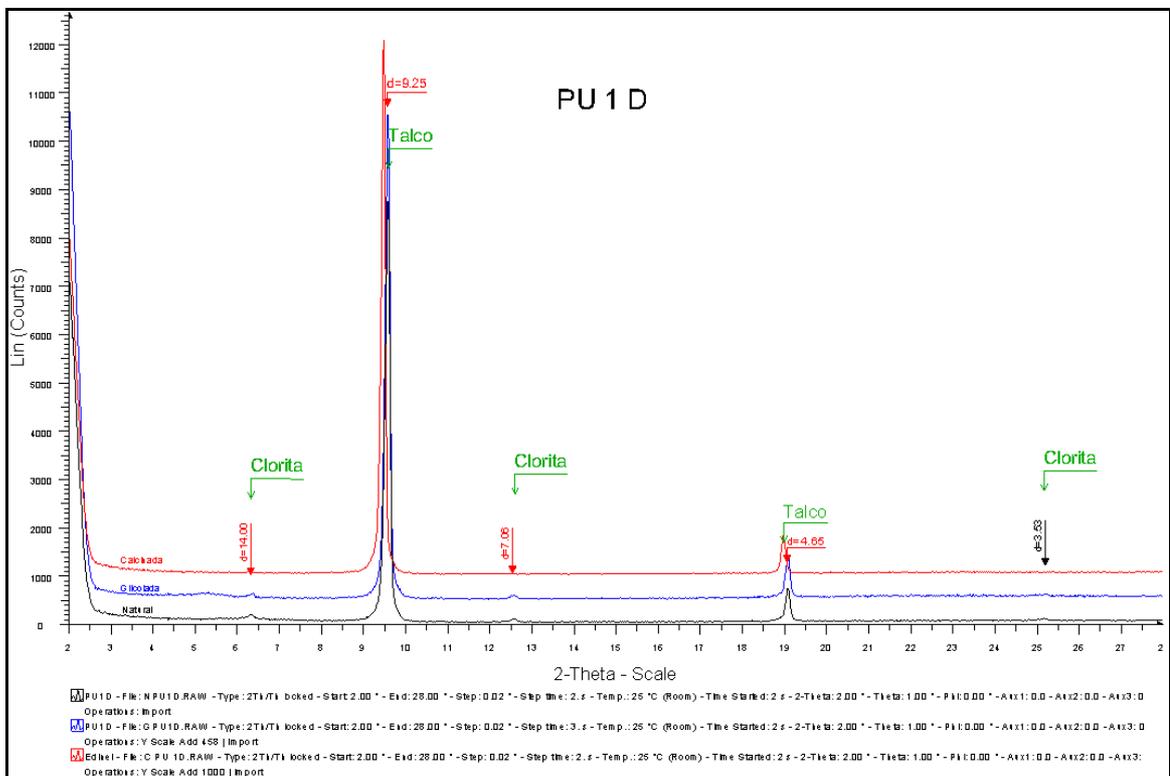


Figura 16. Difratoograma de amostra orientada natural, glicolada e calcinada (amostra PU - 1D). Picos de clorita e talco (em verde).

Tabela 4. Compilação dos minerais encontrados nos esteatitos através da mineralogia óptica, MEV e difração de raios X.

MINERAL	FÓRMULA GERAL
Talco	$Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2$
Tremolita	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$
Clorita	$(Mg, Al)_6Al(AlSi_3O_{10})(OH)_8$
Cromita	$FeCr_2O_4$
Serpentina	$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$

3.1.2 Serpentinitos

Os serpentinitos encontrados em Arroio Grande são rochas de coloração cinza esverdeada com granulação fina, ocorrendo em associação com os esteatitos, no mesmo afloramento. Ao microscópio, a amostra PU - 1B apresenta uma mineralogia composta por aproximadamente 50% de serpentina e < 50 % de talco + tremolita, além de olivina e opacos (cromita).

A serpentina apresenta granulação fina, com grãos anédricos formando agregados. Em meio à massa de serpentina se encontram cumulos de talco e tremolita, ambos de granulação fina. A olivina tem granulação média e forma subédrica, representando grão reliquiar do protólito ígneo da rocha. A cromita tem granulação fina a média, forma anédrica a subédrica, encontrando-se disseminada por toda a amostra.

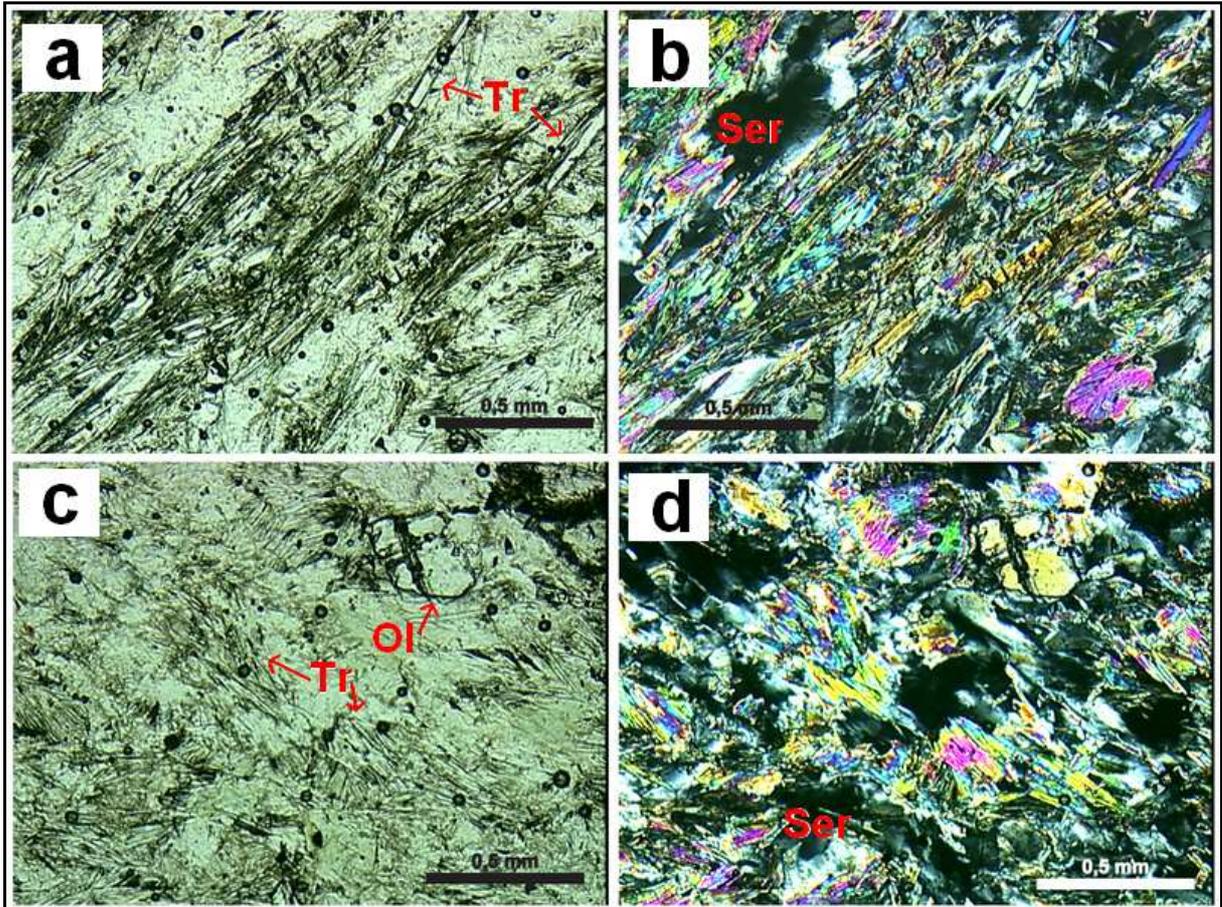


Figura 17. Fotografias da lâmina delgada da amostra PU - 1B: a) aspecto geral da amostra (em luz natural, aumento de 5x), mostrando massas de tremolitas predominantemente de granulação fina, envoltas em uma "matriz" de serpentina; b) mesma seção da figura (a), em luz polarizada; c) grão reliquiar ígneo de olivina com forma subédrica e com fraturas preenchidas por serpentina (em luz natural, aumento de 5x); d) mesma seção da figura (c), em luz polarizada. Abreviações: Tr = tremolita, Ser = serpentina, Ol = olivina.

Tabela 5. Compilação dos minerais encontrados nos serpentinitos através da mineralogia óptica.

MINERAL	FÓRMULA GERAL
Talco	$Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2$
Tremolita	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$
Clinocloro	$(Mg, Al)_6Al(AlSi_3O_{10})(OH)_8$
Cromita	$FeCr_2O_4$
Serpentina	$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$
Olivina	$(Mg, Fe)_2SiO_4$

3.1.3 Tremolititos

Os tremolititos afloram como lentes métricas a decamétricas, associados aos esteatitos. O principal afloramento é uma pedreira de 50 m de comprimento por 4 m de altura, local utilizado para a extração de esteatito (Figura 18a).

Macroscopicamente apresentam cor verde em amostras sãs e cor alaranjada quando alteradas. É possível identificar a olho nu cristais centimétricos prismáticos e fibro-radiais do mineral tremolita e, em algumas porções da rocha, cumulados de clorita com granulação fina a média.

Ao microscópio, a lâmina delgada da amostra PU - 3A mostra uma mineralogia composta por aproximadamente 90% de tremolita e os outros 10% constituídos por clorita, talco e óxidos. A tremolita apresenta megacristais subédricos alongados, com orientação preferencial. Talco e clorita aparecem em meio às fraturas e contatos nos grãos de tremolita.



Figura 18. a) Afloramento tipo pedreira, composto por tremolitito, cloritito e esteatito; b) detalhe do afloramento, mostrando as diferentes litologias presentes na área (afloramento PU - 3B).

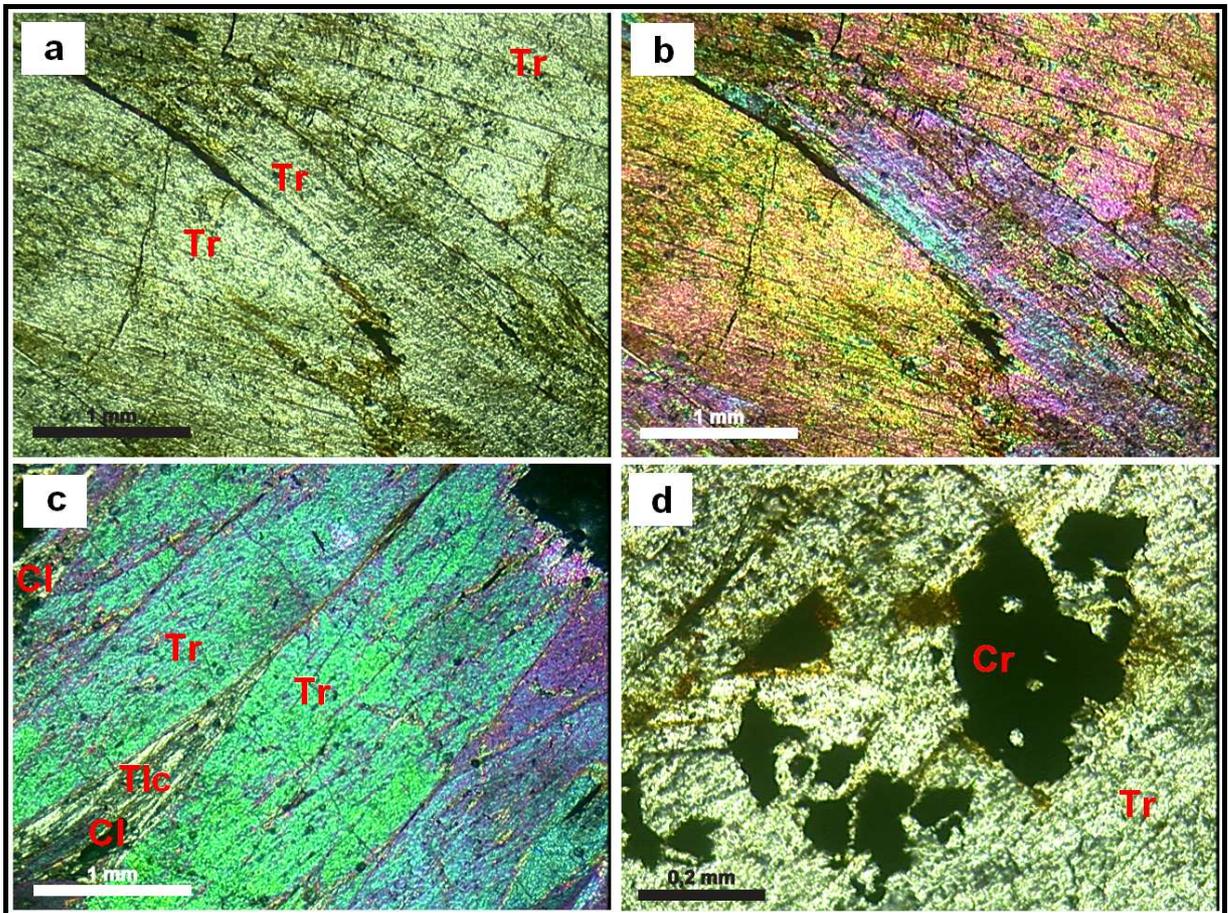


Figura 19. Fotografias da lâmina delgada da amostra PU - 3A: a) aspecto geral da amostra, com a predominância de megacristais subédricos de tremolita (aumento de 2.5x, em luz natural); b) mesma seção da figura (a), em luz polarizada; c) massas de clorita e talco nos contatos entre grãos de tremolita (em luz polarizada, aumento de 2.5x); d) detalhe dos cumalados de cromita (opacos) encontrados em alguns grãos de tremolita (em luz natural, aumento de 10x). Abreviações: Tr = tremolita, Tlc = talco, Cr = cromita, Cl = clorita.

A análise da amostra PU - 3A no MEV - EDS mostra a presença de cromita na composição mineralógica da rocha.

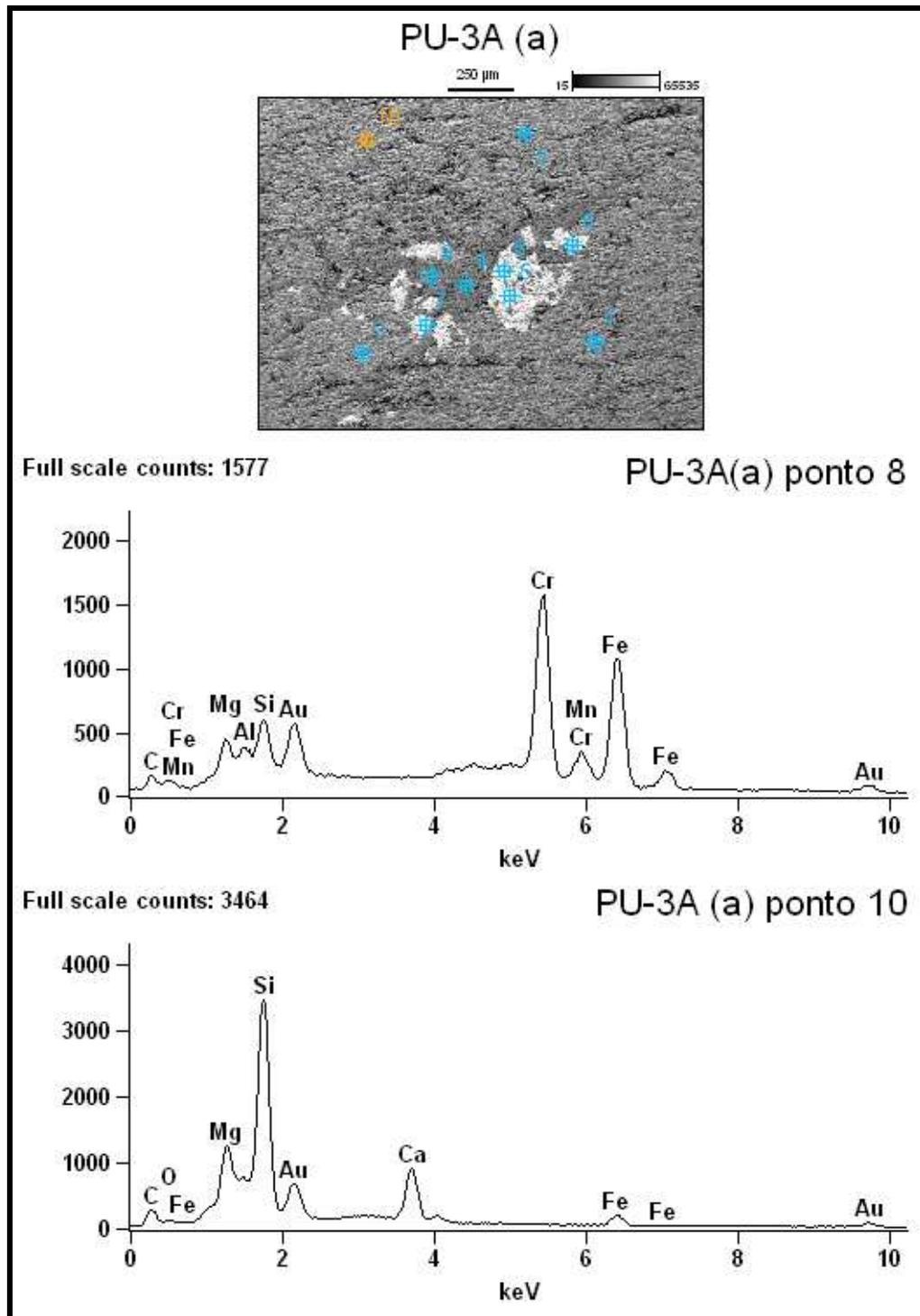


Figura 20. Imagem da amostra PU - 3A com aumento de 80x gerada no MEV, mostrando os 10 pontos analisados nessa seção (denominada A) da amostra onde foram encontrados dois tipos de minerais. As áreas em cinza escuro representam a tremolita e as áreas em cinza claro representam a cromita. Abaixo da imagem, gráfico da composição da cromita (ponto 8) e da tremolita (ponto 10). No gráfico do ponto 8, o pico de Mn corresponde a uma interferência entre os elementos Cr e Mn.

Tabela 6. Composição química (em %) dos 10 pontos analisados na seção A da amostra PU - 3A (Figura 20) através do MEV - EDS (a porcentagem de Au foi retirada da tabela por ser o material metalizador da amostra). Grifados em vermelho, os dois pontos cujos gráficos aparecem na Figura 20.

	O (V, Cr)	Mg	Al	Si (Rb, Sr, Ta, W)	Ca	Ti (Ba, N)	Cr	Mn (Cr)	Fe (Mn, F)
Ponto 1		5.32		22.69	12.68				3.96
Ponto 2	13.04	4.66		17.46	8.41				3.83
Ponto 3	0.00	6.95	4.44	13.68	3.63		1.12		5.22
Ponto 4		8.68	5.96	10.95			2.12		6.71
Ponto 5			1.00				32.83	0.69	32.06
Ponto 6	3.40	1.79	1.03	2.17		0.71	20.77		29.73
Ponto 7	0.00		0.58	1.12			23.94	0.77	32.08
Ponto 8		3.47	1.25	3.11			29.50	1.21	31.08
Ponto 9		8.82	5.89	11.91			2.15		7.55
Ponto 10	10.66	3.60		14.78	7.52				2.91

A amostra PU - 3C foi analisada através da difratometria de raios X. O difratograma de rocha total desta amostra mostra picos correspondentes aos minerais apatita, calcita e goethita, além dos minerais já encontrados na amostra PU - 3A (com exceção da cromita). A clorita é do tipo clinocloro.

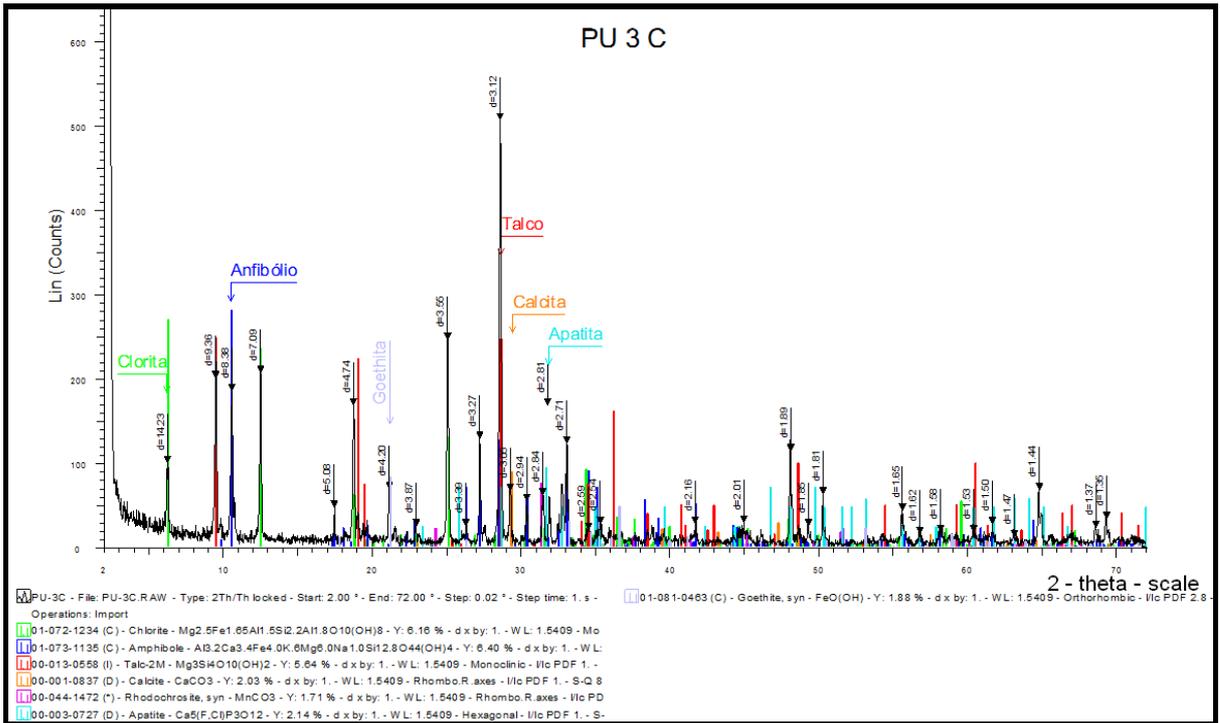


Figura 21. Difratoograma de rocha total da amostra PU-3C. Picos de clorita (verde), anfíbólio (tremolita, em azul), goethita (em cinza), talco (em vermelho), calcita (em laranja) e apatita (em azul claro).

Os difratogramas de amostra orientada natural, glicolada e calcinada mostram a presença dos minerais encontrados na análise de rocha total e um pico de zeólita.

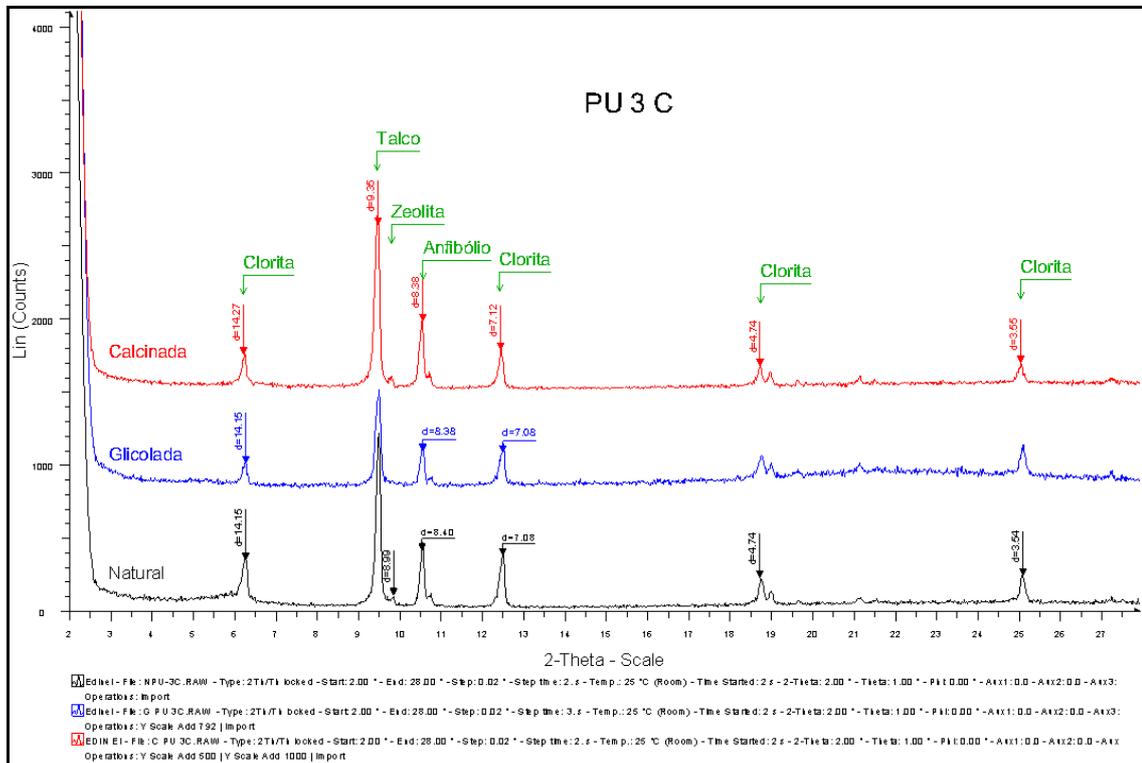


Figura 22. Difratoogramas de amostra orientada natural, glicolada e calcinada (amostra PU-3C). Picos de clorita, anfíbólio, talco e zeólita.

Tabela 7. Compilação dos minerais encontrados nos tremolititos através da mineralogia óptica, MEV e difração de raios X.

MINERAL	FÓRMULA GERAL
Tremolita	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Clinocloro	$(\text{Mg,Al})_6\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_8$
Talco	$\text{Mg}_3(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$
Cromita	FeCr_2O_4
Apatita	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F,OH,Cl})$
Calcita	CaCO_3
Goethita	$\text{FeO}(\text{OH})$

3.1.4 Clorititos

Os clorititos são encontrados em agregados e em “camadas”, juntos aos tremolititos. Os clorititos em amostras de mãos apresentam cor verde escuro a cinza esverdeado. São compostos por massas de clorita fibrosas e lamelares, com granulação fina a média e textura maciça.

Ao microscópio, a amostra PU - 3E apresenta mineralogia composta por mais de 95% de clorita e o restante de serpentina, tremolita, zircão e opacos (cromita). Os grãos de clorita apresentam pseudomorfismo, com a forma de grãos de tamanho médio a grossos, anédricos a subédricos de tremolita, das quais a clorita é um provável produto de alteração. A serpentina se encontra como cumulos amorfos de granulação fina entre alguns grãos de clorita. A tremolita tem granulação muito fina a fina, inclusa em alguns grãos de clorita. A cromita se encontra disseminada na amostra, com cristais subédricos de granulação fina a média.

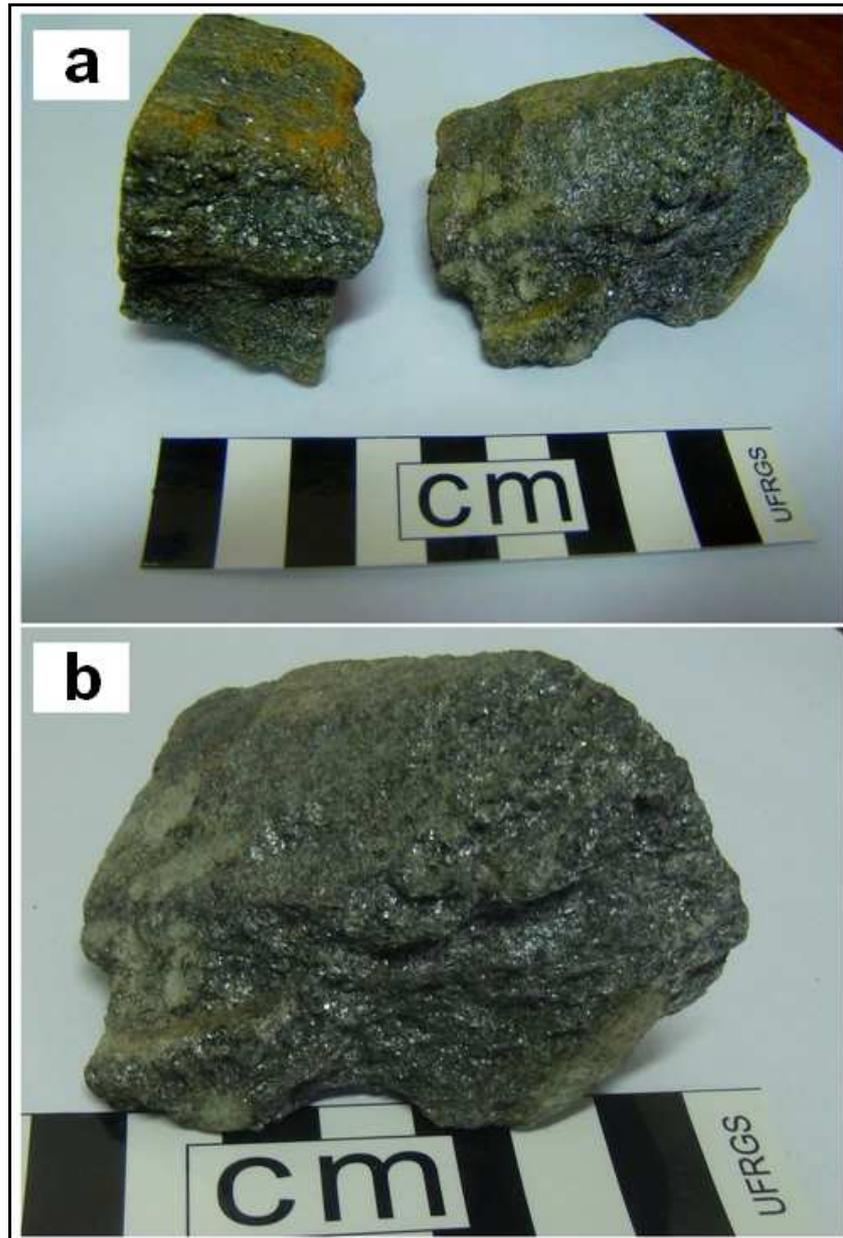


Figura 23. Fotografias de amostras macroscópicas de clorititos: a) aspecto geral da rocha, mostrando massas verdes de clorita e textura maciça, característica desses clorititos; b) detalhe da amostra localizada à direita na figura (a). As cloritas apresentam granulação predominantemente fina, dificultando a identificação de grãos individuais de clorita a olho nu.

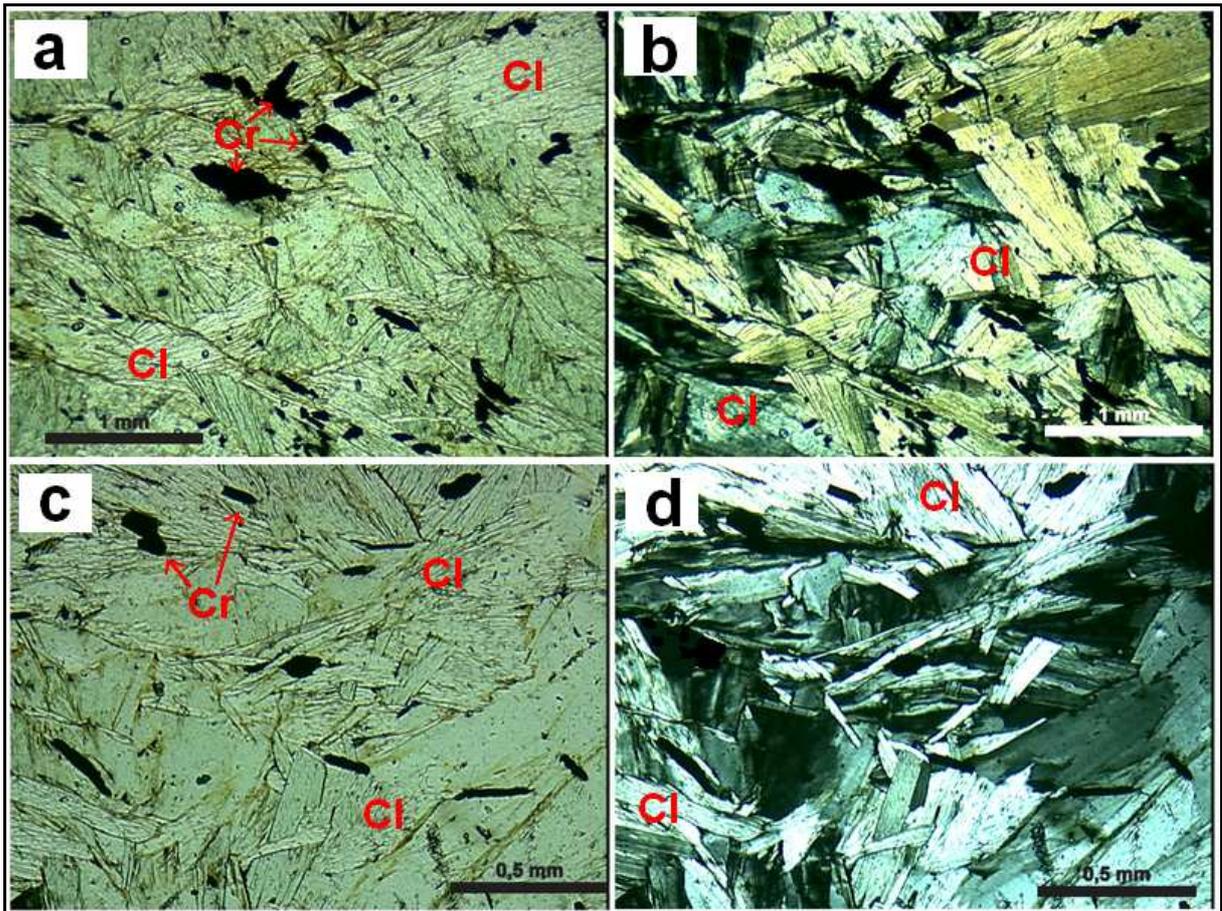


Figura 24. Fotografias da lâmina delgada da amostra PU - 3E: figuras (a) e (c) aspecto geral da amostra, com grandes cristais de cloritas pseudomórficas sem orientação preferencial e grande quantidade de opacos (cromita) anédricos a subédricos disseminados por toda a amostra (em luz natural, aumento de 2.5x e de 5x respectivamente); figuras (b) e (d) correspondentes em luz polarizada das figuras (a) e (c). Abreviações: Cl = clorita, Cr = cromita.

A amostra PU - 3E, analisada também na difratometria de raios X, mostra uma clorita com cromo em sua composição (Cr-clorita), provavelmente oriunda de alguma reação de cromitas com silicatos presentes na rocha. Estas reações podem ter acontecido também com as Cr-cloritas presentes na composição da amostra PU - 3B (esteatito).

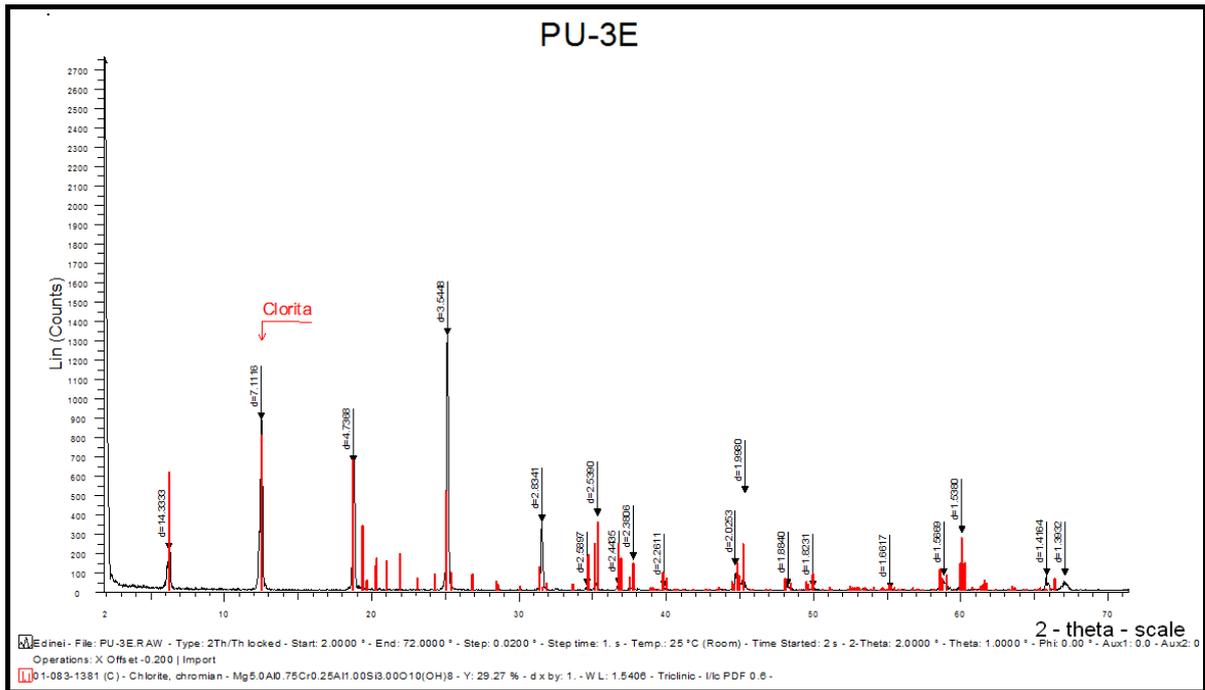


Figura 25. Difratoograma de rocha total da amostra PU - 3E, mostrando os picos da clorita.

Tabela 8. Compilação dos minerais encontrados nos clorititos através da mineralogia óptica, MEV e difração de raios X.

MINERAL	FÔRMULA GERAL
Clorita	$(Mg,Al)_6Al(AlSi_3O_{10})(OH)_8$
Tremolita	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$
Serpentina	$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$
Cromita	$FeCr_2O_4$

3.2 Rochas metamáficas

As rochas metamáficas compreendem anfibolitos que afloram como corpos métricos a decamétricos, alongados e descontínuos, com variáveis graus de alteração (de rocha inalterada até saprólito).

Os anfibolitos apresentam coloração esverdeada, mais escura quando são e com colorações mais pálidas quando alterados. É possível identificar a olho nu a presença de minerais prismáticos milimétricos de cor verde escura a quase negra, formando uma textura nematoblástica, além da presença de bandas milimétricas, irregulares e descontínuas de minerais de coloração esbranquiçada. Com o auxílio de lupa é possível identificar anfibólios prismáticos e plagioclásios.

Ao microscópio, as amostras PU - 2A e PU - 20 revelam uma mineralogia essencial composta por aproximadamente 55% de hornblenda, 20% de plagioclásio, 10% de quartzo, 10% de epidoto e o restante de acessórios (apatita, titanita, monazita e óxidos). Os minerais apresentam granulação fina, forma anédrica a subédrica e orientação preferencial marcada pelos minerais prismáticos alongados de hornblenda e epidoto. Os grãos de hornblenda e de epidoto aparecem frequentemente em contato um com o outro, formando bandas máficas. O epidoto tem granulação fina a média, grãos predominantemente anédricos. O quartzo e o plagioclásio formam bandas félsicas descontínuas. O quartzo encontra-se recristalizado, apresentando extinção ondulante e formação de subgrãos. O plagioclásio apresenta macla da albita. A textura geral da amostra é nematoblástica.

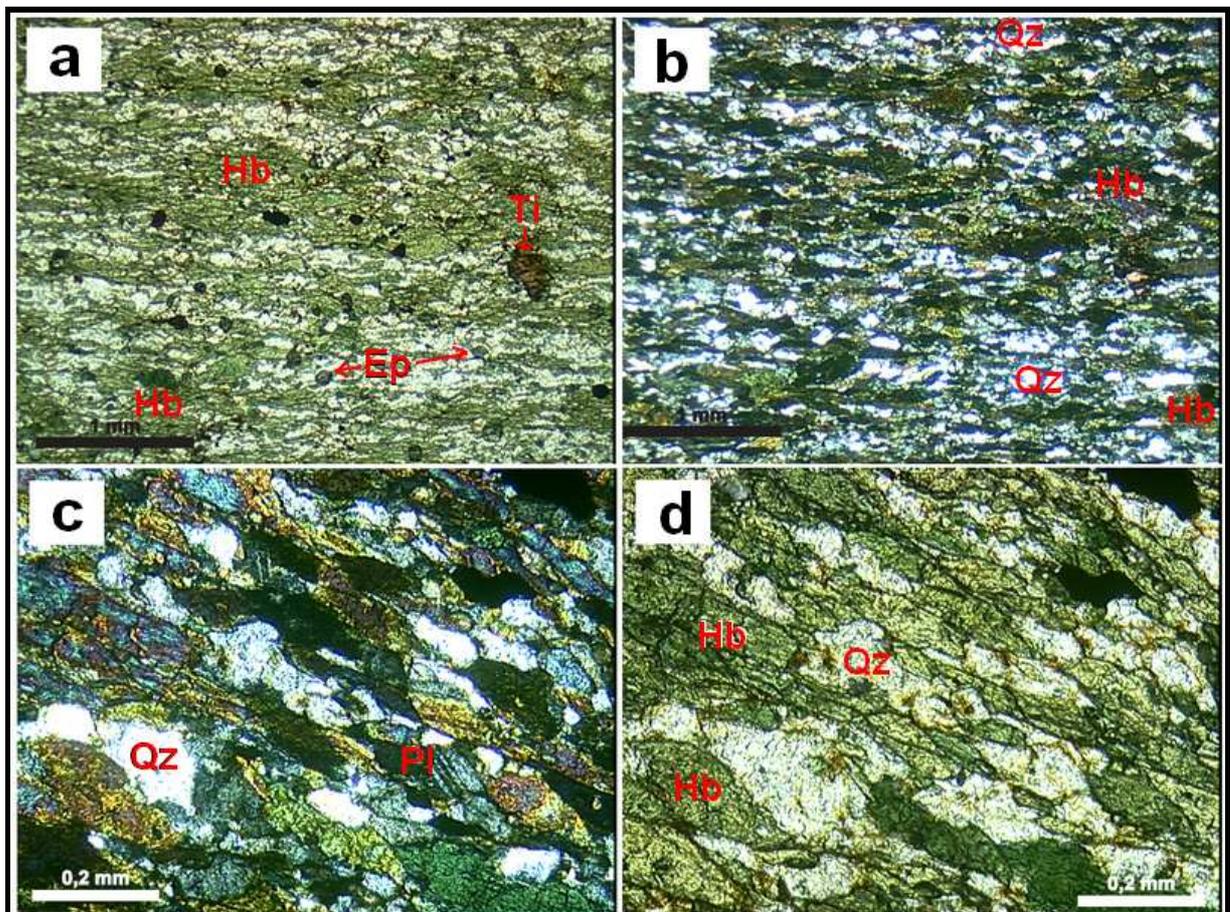


Figura 26. Fotografias da lâmina delgada da amostra PU - 20: a) aspecto geral da amostra, mostrando a predominância de grãos finos e a foliação da rocha marcada pela orientação das hornblendas (grãos verdes) e epidotos. Grãos incolores correspondem a quartzo e plagioclásio (em luz natural, aumento de 2.5x); b) mesma seção da imagem (a), com luz polarizada; c) detalhe da lâmina (em aumento de 10x, luz polarizada), mostrando plagioclásio com macla da albita e quartzo com extinção ondulante e formação de subgrãos; d) mesma seção da imagem (c), mostrando em luz natural os grãos verdes de hornblenda e as bandas félsicas de plagioclásio e quartzo (incolores). Abreviações: Qz = quartzo, Pl = plagioclásio, Hb = hornblenda, Ep = epidoto, Ti = titanita.

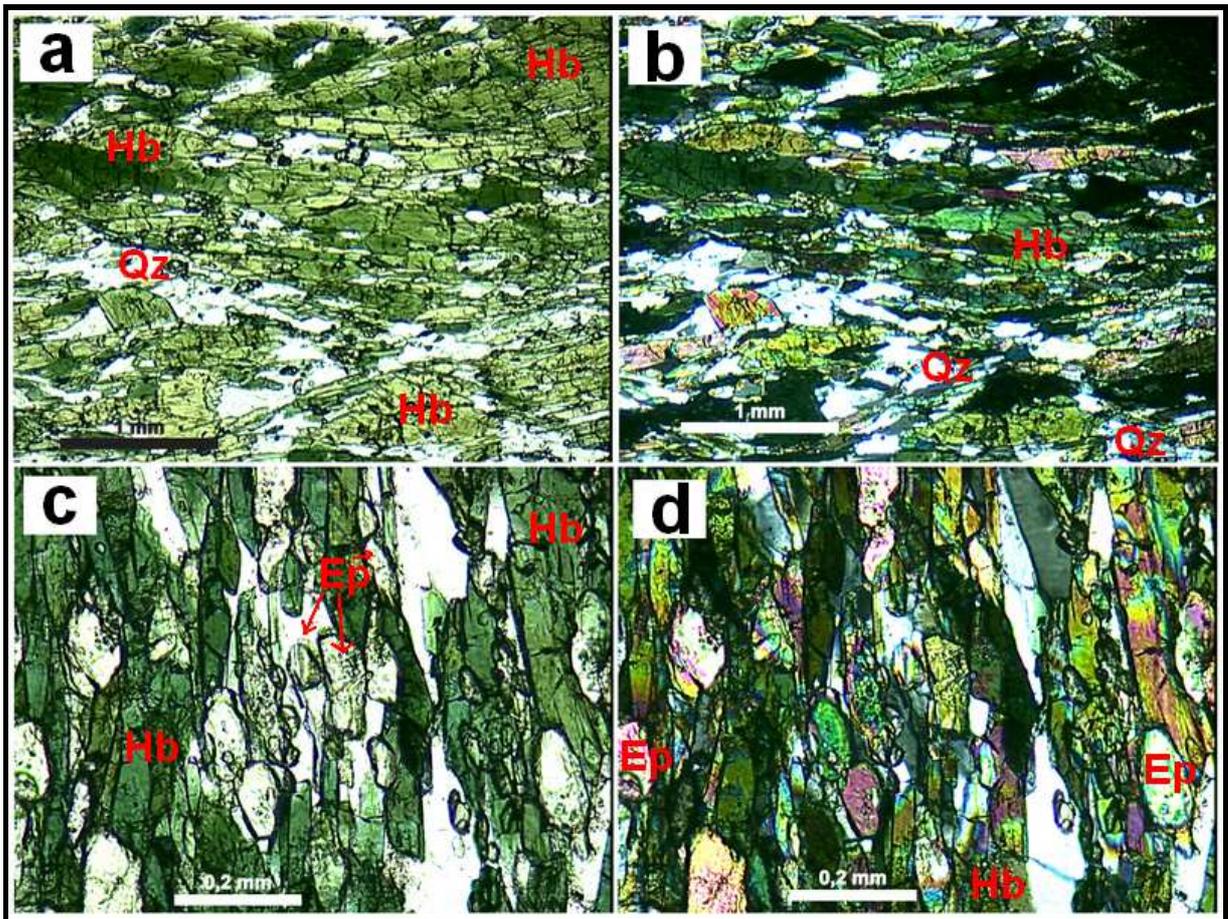


Figura 27. Fotografias da lâmina delgada da amostra PU - 2A: a) aspecto geral da amostra em luz natural e aumento de 2.5x, mostrando as bandas máficas (minerais de cor verde) de hornblenda e epidoto e as bandas félsicas (minerais incolores) de quartzo e plagioclásio; b) mesma seção da figura (a), em luz polarizada; c) detalhe das bandas félsicas, em aumento de 10x e luz natural, mostrando grãos finos de epidoto agregados a grãos de hornblenda; d) mesma seção da figura (c), em luz polarizada. Abreviações: Ep = epidoto, Hb = hornblenda, Qz = quartzo.

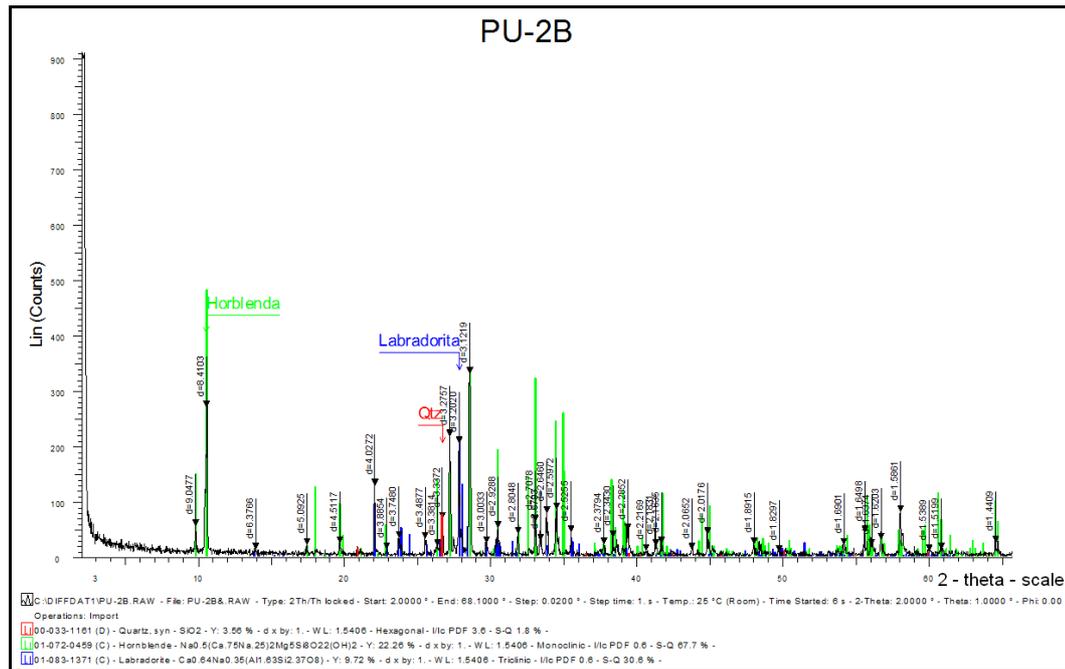


Figura 28. Difratoograma de rocha total da amostra PU-2B. Picos de hornblenda (em verde) e de plagioclásio (em azul).

Tabela 9. Compilação dos minerais encontrados nos anfibolitos através da mineralogia óptica, MEV e difração de raios X.

MINERAL	FÒRMULA GERAL
Hornblenda	$\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg},\text{Fe})_4(\text{Al},\text{Fe},\text{Ti})\text{AlSi}_8\text{AlO}_{22}(\text{OH},\text{O})_2$
Plagioclásio	$(\text{Na},\text{Ca})(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_8$
Quartzo	SiO_2
Epidoto	$\text{Ca}_2(\text{Fe},\text{Al})\text{Al}_2(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$
Apatita	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F},\text{OH},\text{Cl})$
Monazita	$(\text{Ce},\text{La},\text{Nd},\text{Th})\text{PO}_4$
Óxido de Fe	Fe_2O_3
Titanita	CaTiOSiO_4

3.3 Rochas metassedimentares

As rochas metassedimentares estudadas neste trabalho correspondem a muscovita xistos intercalados com lentes centimétricas e métricas de quartzito e veios de quartzo microcristalino. Os afloramentos constituem coxilhas com centenas

de metros de extensão, cuja característica principal é a intensa alteração dos muscovita xistos.

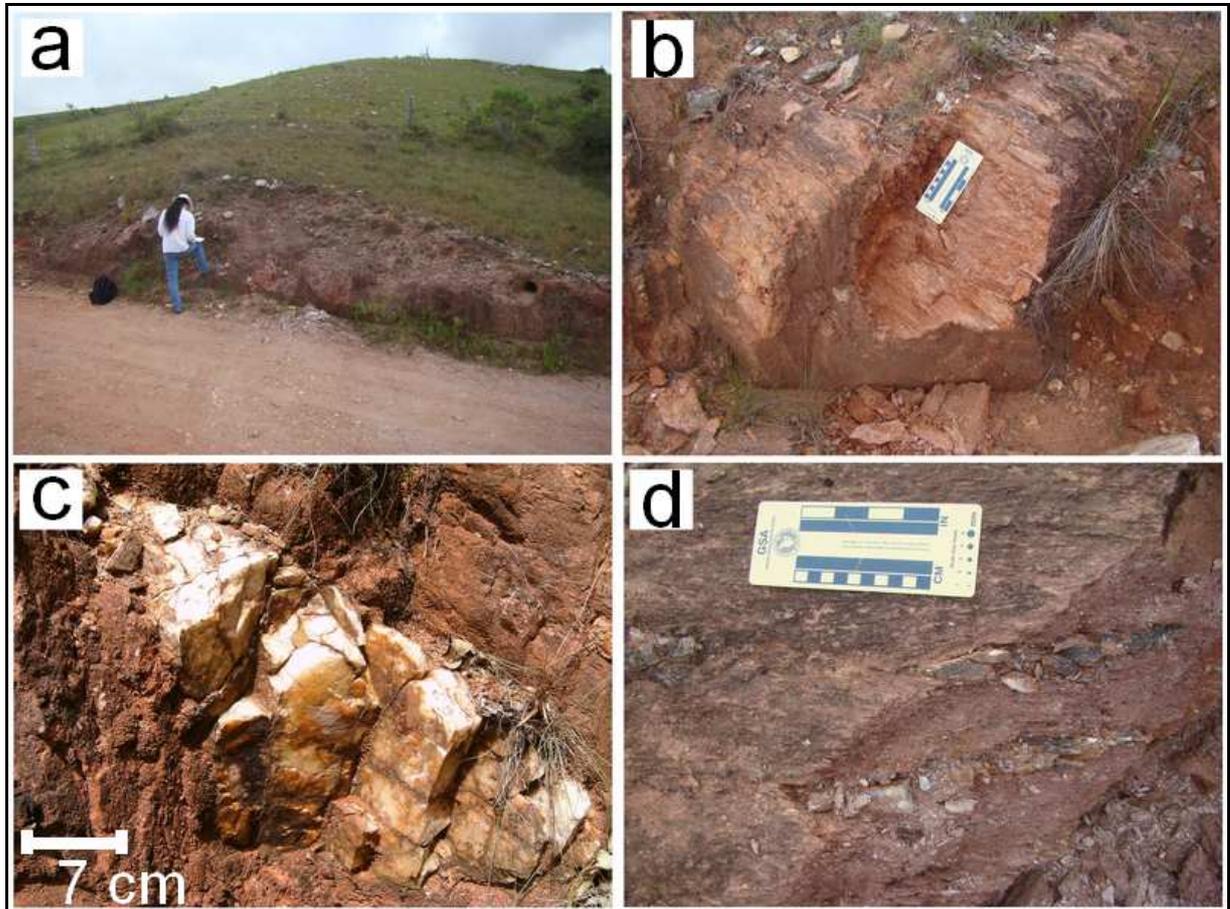


Figura 29. Fotografias das rochas metassedimentares de Arroio Grande *in situ* no afloramento PU - 34: a) afloramento típico dos muscovita xistos de coloração avermelhada encontrados na região, onde só é possível estudar a rocha em cortes de estrada; nas demais fotos (b, c e d), detalhes do afloramento mostrando diferentes tamanhos de lentes/veios de quartzo leitoso que se encontram associados aos muscovita xistos intensamente alterados.

As amostras coletadas foram estudadas apenas macroscopicamente neste trabalho. Foram reconhecidos os minerais muscovita, quartzo e feldspato na composição dos muscovita xistos. Os quartzitos são formados por mais de 90% de quartzo, variando de microcristalino a cristais centimétricos de quartzo leitoso, e também por porcentagens variáveis de muscovita e feldspato.

3.4 Hidrotermalitos

Foram encontrados na região estudada dois tipos de hidrotermalitos que correspondem a muscovititos e a turmalinitos. Estas rochas podem ser encontradas em afloramentos distintos ou associadas em um mesmo afloramento, em contato uma com a outra.

Os muscovititos formam corpos de dimensões métricas a decamétricas, de rocha monominerálica formada por cristais de muscovita, com dimensões inferiores a 5 cm. Ainda, os muscovititos podem apresentar quantidades variáveis de quartzo e turmalina, geralmente em contato com veios quartzo-feldspáticos. Os representantes monominerálicos dessas rochas apresentam as características e propriedades físicas da muscovita como, por exemplo, a coloração branca acinzentada a incolor, brilho vítreo a perláceo, baixa dureza e alta resistência ao intemperismo.

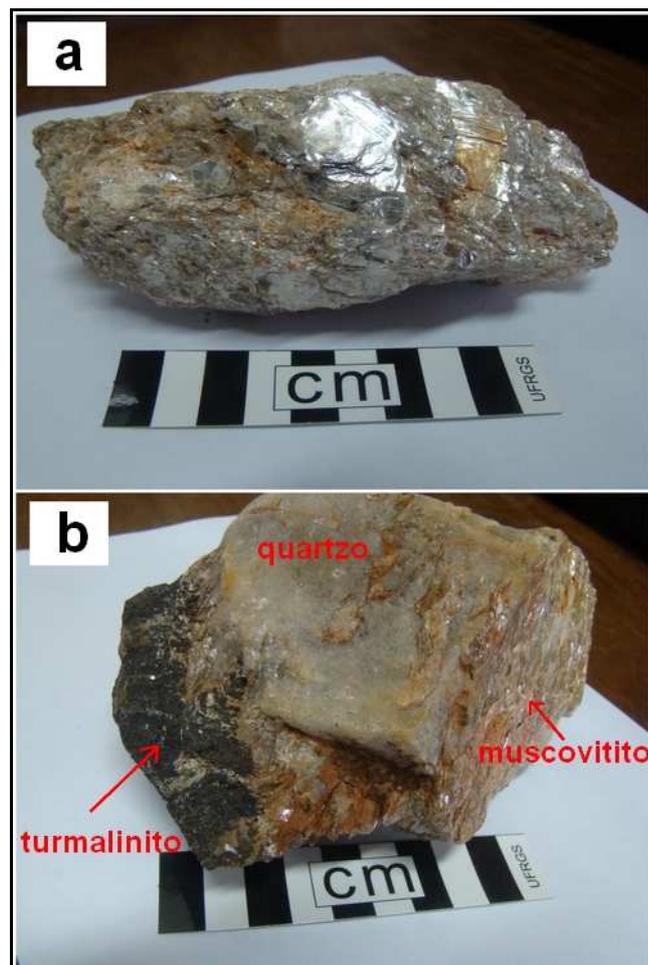


Figura 30. Fotografias de amostras de mão de muscovitito monominerálico (a) e da associação turmalinito + quartzo + muscovitito (b).

Os turmalinitos são encontrados nas formas maciças e estratiformes. Constituem corpos métricos alongados e descontínuos, com espessuras centimétricas a métricas, formados por 50 a 90% de turmalina negra e o restante de quartzo, e presença ou não de muscovita ou biotita. Macroscopicamente apresentam cor negra quando maciços, e "bandas" brancas e negras quando estratiformes. Quando alterados, apresentam áreas com coloração alaranjada a avermelhada. Nos turmalinitos maciços é possível distinguir a olho nu os cristais de turmalina, que são em geral de granulação fina e muitas vezes apresentando um arranjo fibro-radial. Em amostras macroscópicas os turmalinitos estratiformes podem ser confundidos com gnaisses devido ao "bandamento" que esta rocha apresenta, onde as camadas de turmalinas de granulação fina se assemelham a bandas de minerais máficos prismáticos como anfibólios ou piroxênios.

Microscopicamente, a amostra PU - 50 (turmalinito maciço) é composta por mais de 85% de turmalina e o restante de quartzo e alguns óxidos. A turmalina varia de granulação fina a grossa. As turmalinas de granulação fina são subédricas e apresentam orientação preferencial. As turmalinas de granulação grossa são subédricas e apresentam zonação. O quartzo é anédrico, com granulação fina a média, não apresentando extinção ondulante. A amostra apresenta alguns megacristais de quartzo envoltos na "matriz" de turmalinas, como mostrado na Figura 31d.

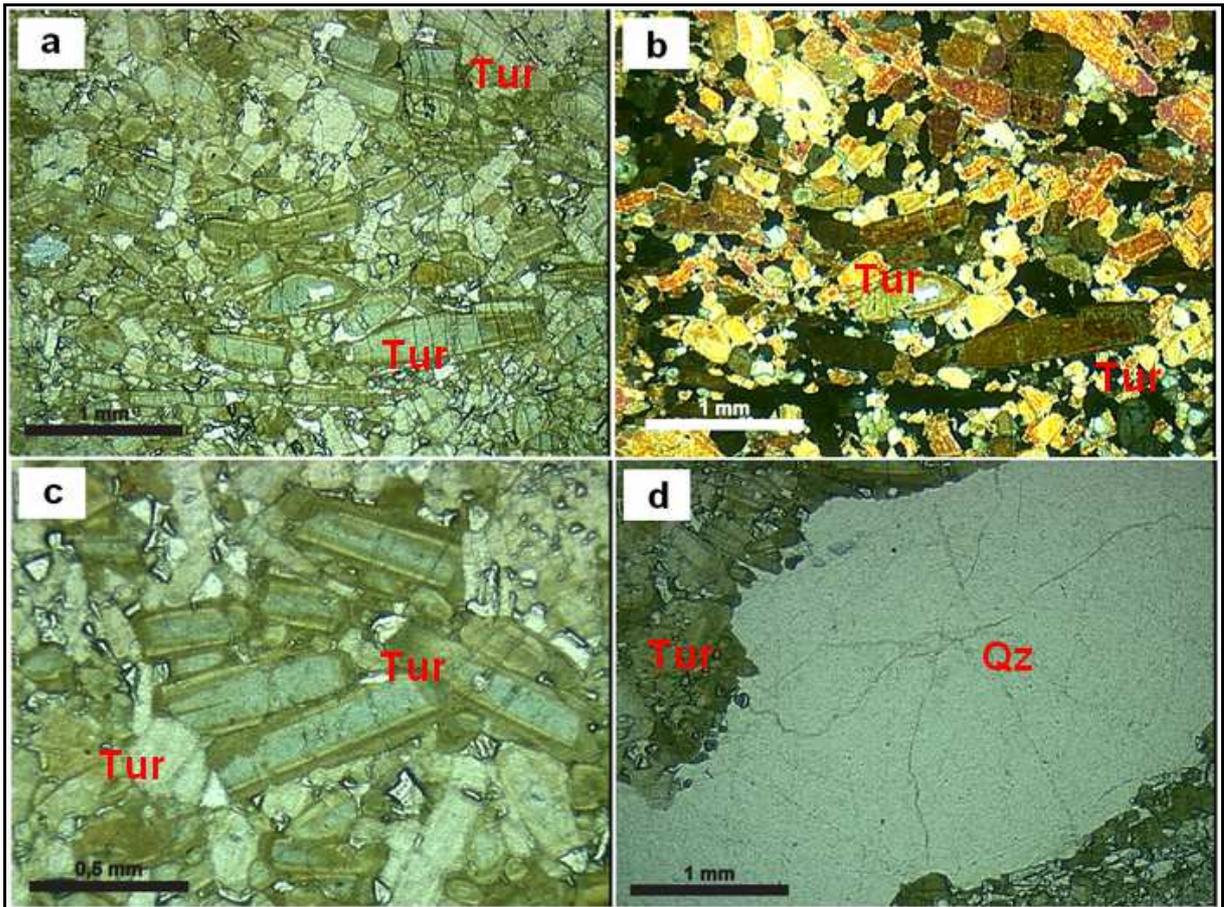


Figura 31. Fotografias da lâmina delgada da amostra PU - 50: a) visão geral da amostra (em aumento de 2.5x, luz natural), mostrando a predominância de turmalinas (grãos verdes) em relação ao quartzo (grãos incolores). As turmalinas variam de granulação fina a grossa; b) mesma seção da imagem (a), em luz polarizada; c) detalhe da amostra mostrando a zonação presente na maioria das turmalinas de granulação média a grossa (em aumento de 5x, luz natural); d) megacristal de quartzo fraturado e envolto em turmalinas de granulação fina a média (em aumento de 2.5x, luz natural). Abreviações: Tur = turmalina, Qz = quartzo.

Ao microscópio, a amostra PU - 33B (turmalinito estratiforme) apresenta uma mineralogia composta por aproximadamente 40% de turmalina, 60% de quartzo e o restante de opacos. A turmalina apresenta granulação fina a média, com grãos subédricos. A maioria dos grãos de turmalina apresenta fraturas preenchidas por óxidos e muitos grãos contêm inclusões de quartzo. O quartzo tem extinção ondulante, granulação fina a média e grãos anédricos. Muitos grãos estão recristalizados, com formação de subgrãos.

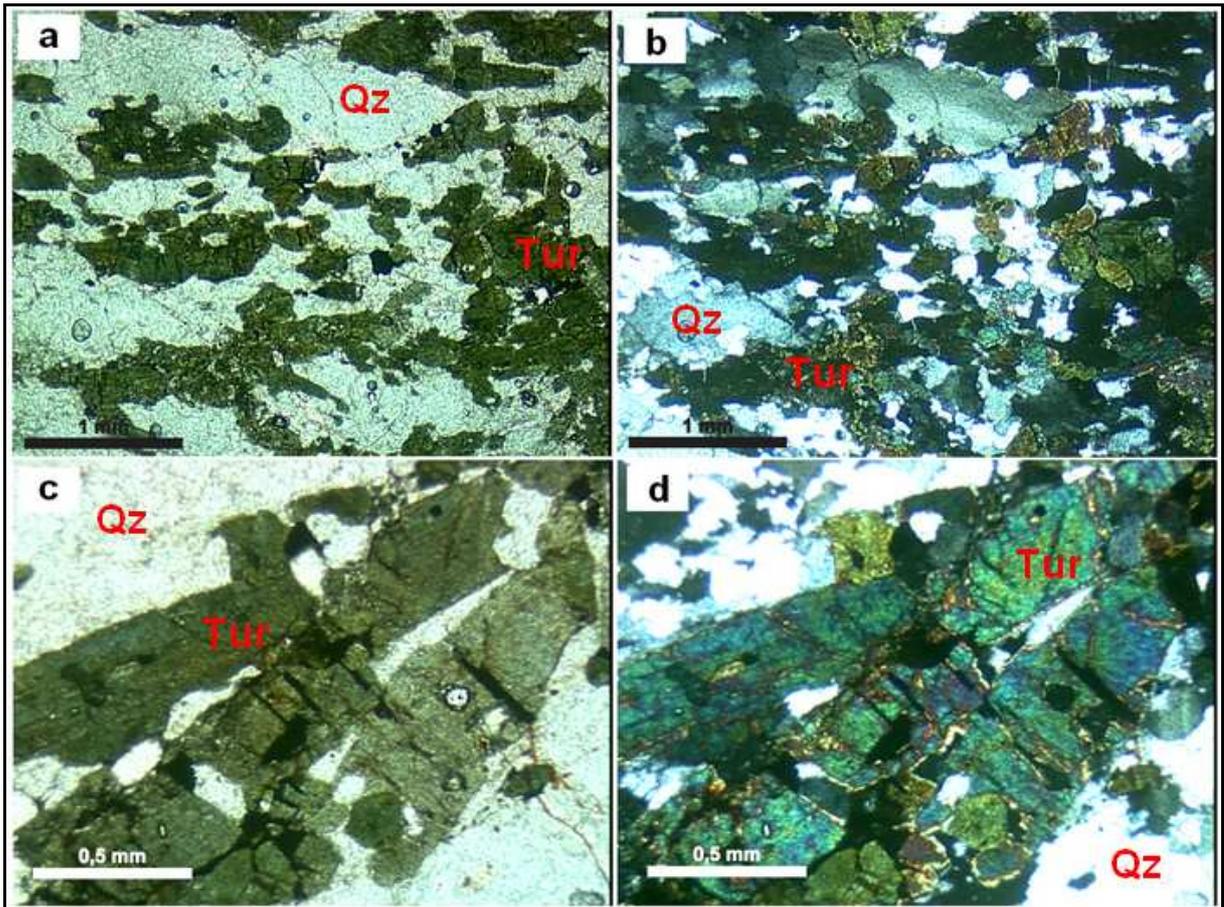


Figura 32. Fotografias da lâmina delgada da amostra PU - 33B: a) visão geral da amostra, em aumento de 2.5x e luz natural. Minerais verdes = turmalina; minerais incolores = quartzo; b) mesma seção da figura (a), em luz polarizada; c) detalhe dos grãos de turmalina presentes na amostra, em aumento de 5x e luz natural; d) mesma seção da figura (c), em luz polarizada. Abreviações: Tur = turmalina, Qz = quartzo.

A amostra PU - 17 (turmalinito estratiforme com biotita) ao microscópio apresenta mineralogia composta por aproximadamente 40% de turmalina, 35% de quartzo, 20% de biotita, além de zircão e óxidos. A turmalina tem granulação fina a grossa, com grãos muito fraturados e alguns apresentando zonação. O quartzo está majoritariamente recristalizado, com granulação fina, subgrãos e extinção ondulante. Em algumas turmalinas, o quartzo aparece incluso. A biotita ocorre disseminada por toda a amostra, como palhetas alongadas, anédricas a subédricas, de granulação fina a média. Em algumas turmalinas a biotita aparece inclusa. A amostra apresenta orientação marcada pelas palhetas de biotita que formam agregados.

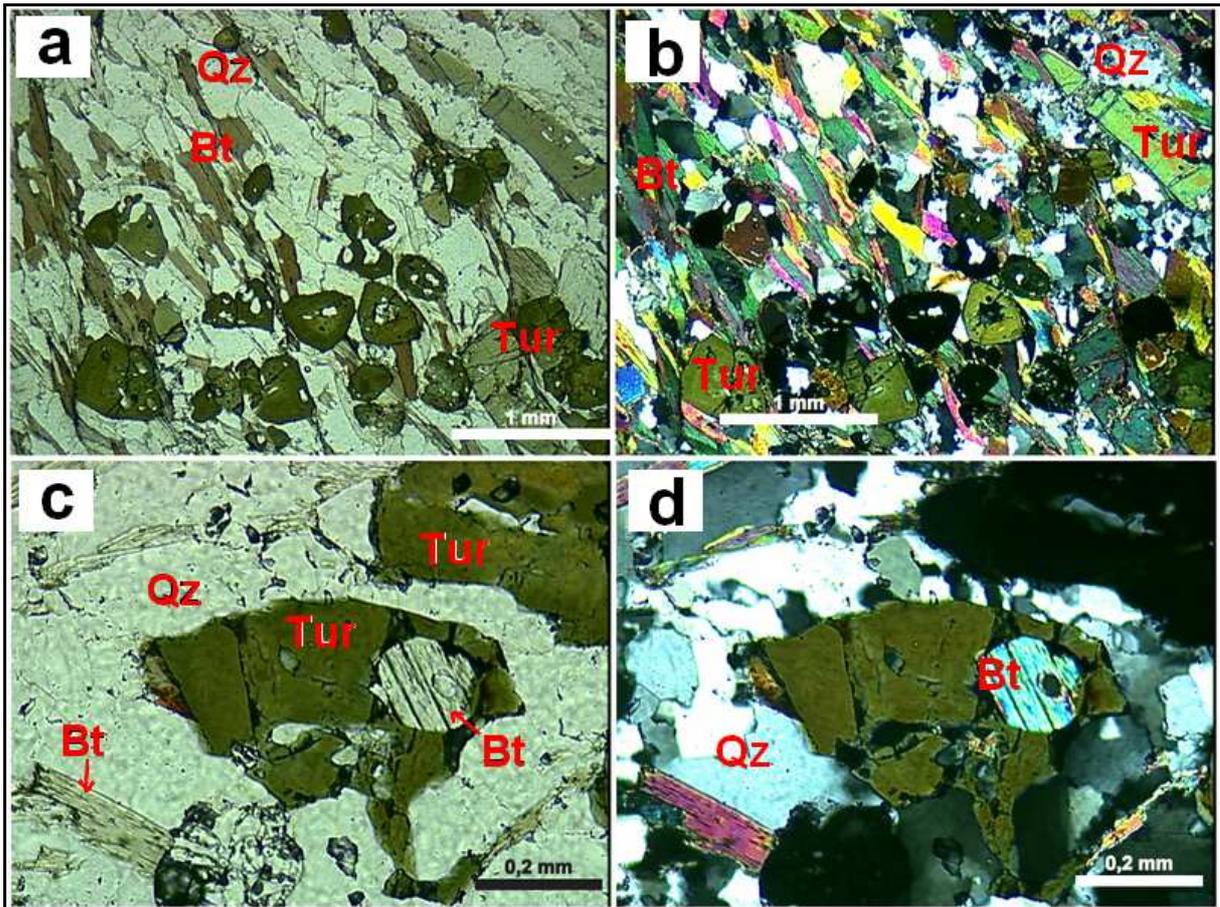


Figura 33. Fotografias da lâmina delgada da amostra PU - 17: a) visão geral da amostra (em luz natural, aumento de 2.5x), mostrando a grande quantidade de biotita, diferenciando esse turmalinito dos demais encontrados na região. As biotitas têm orientação preferencial, marcada pelas palhetas de forma alongada; b) mesma seção da figura (a), em luz polarizada; c) detalhe da amostra, em aumento de 10x e luz natural, mostrando inclusão de biotita em grão de turmalina; d) mesma seção da figura (c), em luz polarizada, detalhando a "matriz" de quartzo presente na rocha. Abreviações: Tur = turmalina, Bt = biotita, Qz = quartzo.

A amostra PU - 17 (turmalinito estratiforme com biotita) foi analisada também através da difratometria de raios X, onde foi constatada a presença de siderita. A partir da fórmula química constatada na difratometria de raios X, a espécie de turmalina presente na amostra foi classificada como schorlita.

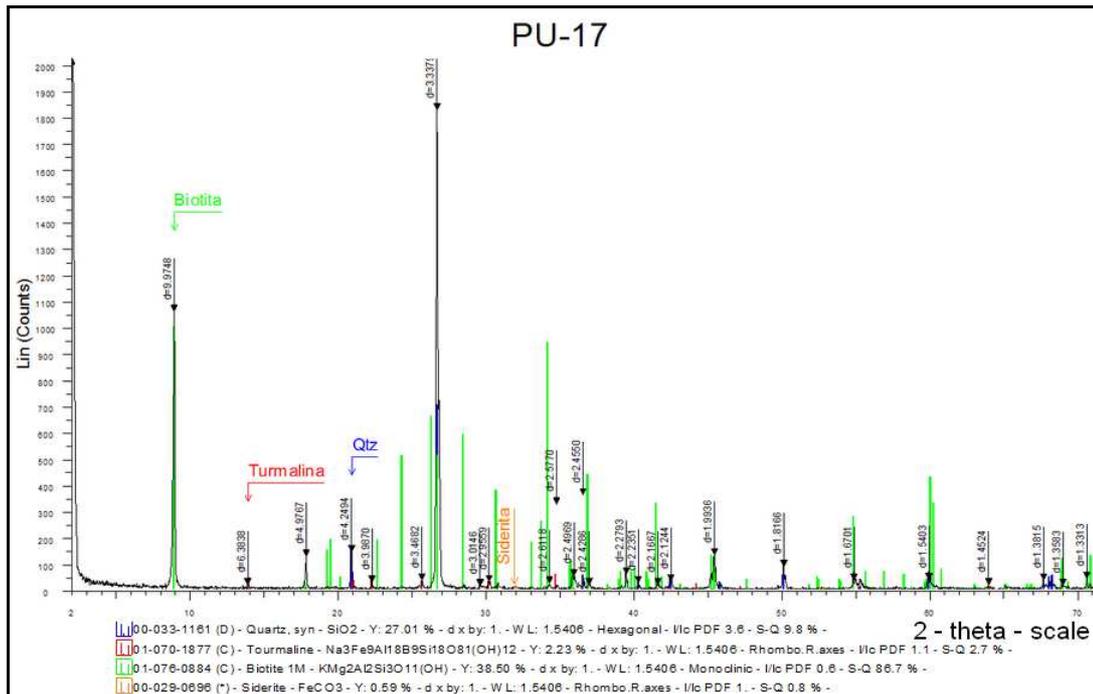


Figura 34. Difratoograma de rocha total da amostra PU-17. Picos de biotita (em verde), turmalina (em vermelho) e quartzo (em azul).

Tabela 10. Compilação dos minerais encontrados nos turmalinitos através da mineralogia óptica, MEV e difração de raios X.

MINERAL	FÓRMULA GERAL
Schorlita	NaFe ²⁺ ₃ Al ₆ (BO ₃) ₃ Si ₆ O ₁₈ (OH) ₄
Quartzo	SiO ₂
Muscovita	KAl ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH,F) ₂
Biotita	K(Mg,Fe) ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH,F) ₂
Siderita	FeCO ₃

3.5 Outras Rochas

As rochas que não foram classificadas como metaultramáficas, metamáficas, metassedimentares e hidrotermais foram reunidas neste grupo. Foram descritos granitóides e tonalitos.

O principal granitóide presente na região estudada é o Granito Figueirinha (UFRGS, 1972). Este granito aflora como um corpo alongado com dezenas de km de comprimento e de ½ a 1 km de largura, se destacando no relevo da região e

sendo facilmente reconhecido no campo e em imagens de satélite. O contato com as litologias circundantes não é facilmente identificável, porém, de acordo com UFRGS (1972), os contatos se fazem através de falhas de direção E-W.

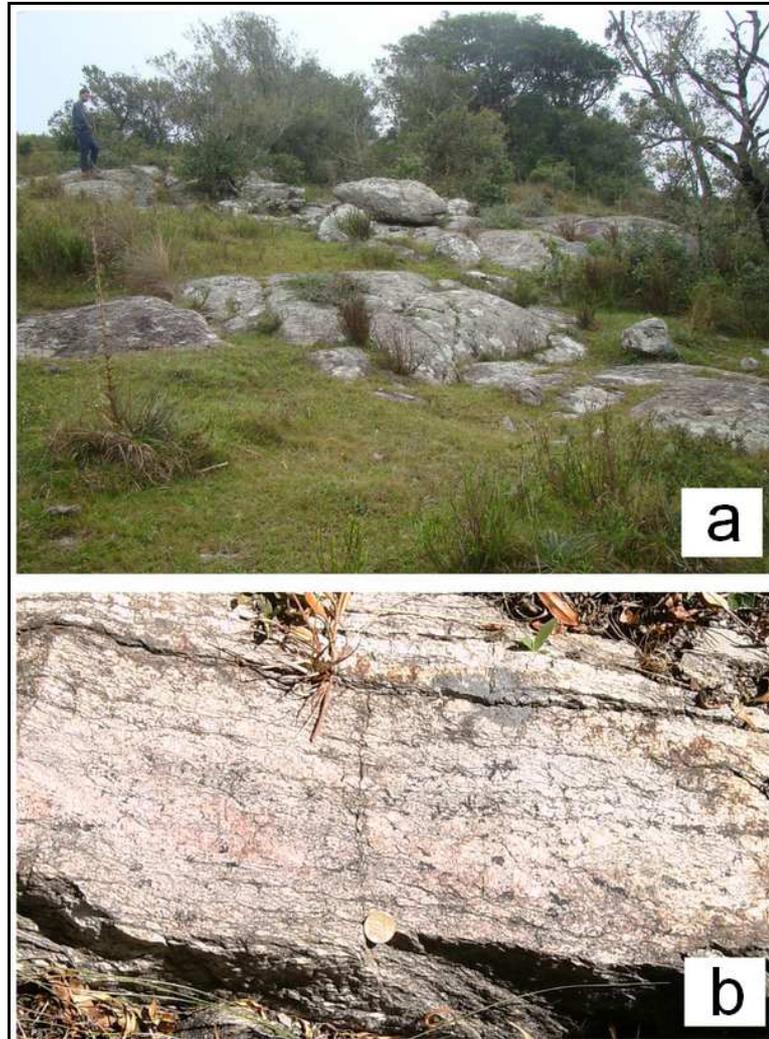


Figura 35. a) Campo de matações do Granito Figueirinha (afloramento PU - 57); b) detalhe do afloramento PU - 9 mostrando o Granito Figueirinha milonitizado, com deformação marcada pelos grãos de feldspato alcalino com textura oftalmítica.

Macroscopicamente o Granito Figueirinha apresenta cor rosa quando são e coloração mais acinzentada quando alterado. Sua textura é em geral equigranular média, composta por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, muscovita \pm biotita. Em alguns afloramentos são encontradas granadas e turmalinas como acessórios. Apresenta foliação milonítica marcada pelos grãos de feldspato alcalino com textura oftalmítica e pela orientação das palhetas das micas.

Ao microscópio, UFRGS (1972) descreve para o Granito Figueirinha textura cataclástica, onde o quartzo apresenta grãos anédricos com extinção ondulante, feldspatos alcalinos subédricos a anédricos, pertitizados e sericitizados, plagioclásios (oligoclásio) subédricos damouritizados e muscovitas com orientação, ocorrendo disseminadas e preenchendo fraturas. UFRGS (1972) ressalta que a muscovita mostra ação de soluções potássicas tardias.

A amostra PU - 14 (Granito Figueirinha intensamente milonitizado) foi analisada através da microscopia óptica e da difratometria de raios X. Ao microscópio, a amostra apresenta uma mineralogia composta por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita e muscovita. O quartzo encontra-se totalmente recristalizado com formação de subgrãos de granulação fina. A biotita e a muscovita tem granulação fina e estão orientadas, formando agregados espalhados por toda a amostra, em certas porções formando bandas de segregação mineral. A textura principal da amostra é granoblástica, marcada pelos grãos de quartzo, feldspato e plagioclásio. Algumas porções da amostra apresentam textura dominante lepidoblástica onde muscovita e biotita formam bandas.

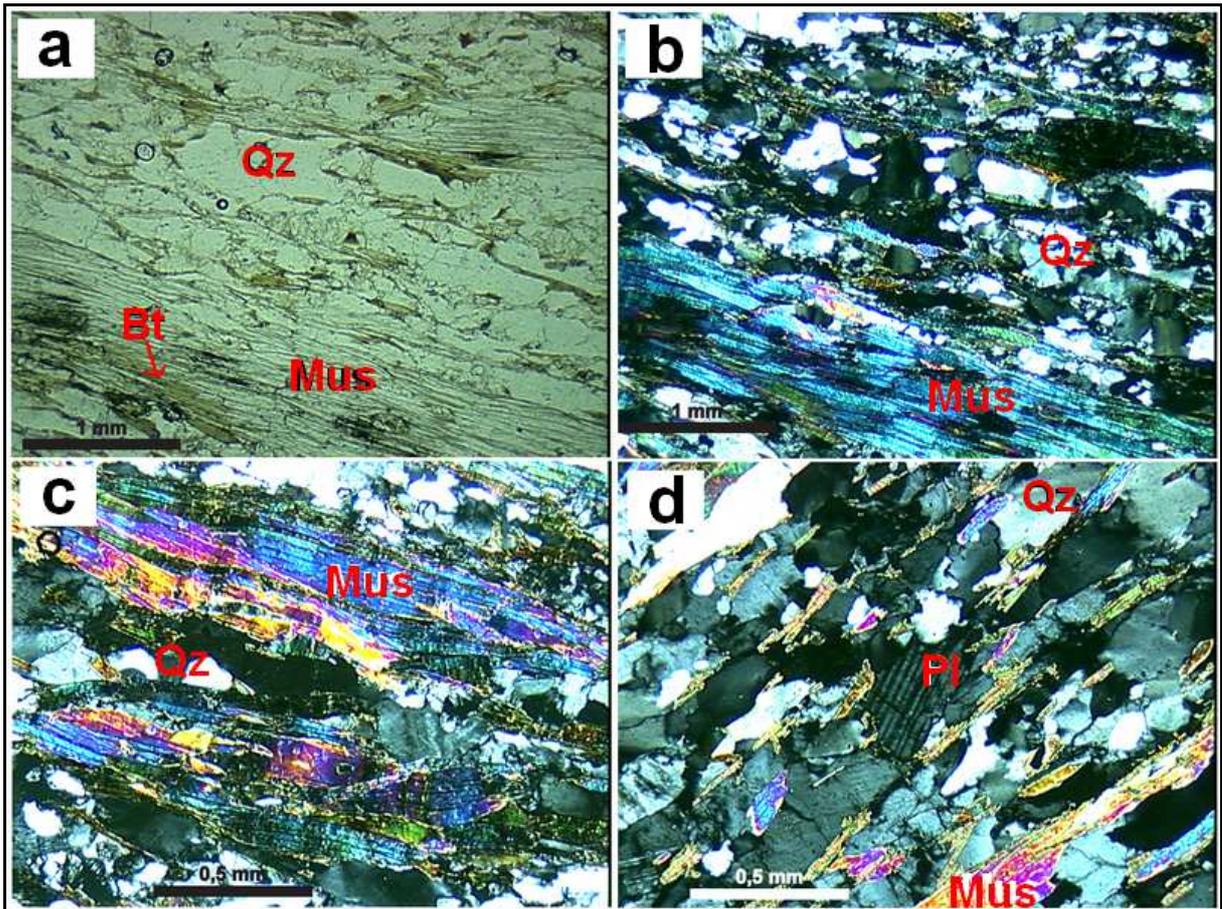


Figura 36. Fotografias da lâmina delgada da amostra PU - 14: a) aspecto geral da amostra, em luz natural e aumento de 2.5x, mostrando a orientação preferencial dos minerais e a grande quantidade de micas presente na composição mineralógica da rocha; b) mesma seção da figura (a), em luz polarizada, mostrando o aspecto do quartzo, totalmente recristalizado; c) e d) detalhes da amostra em aumento de 5x e luz polarizada. Abreviações: Qz = quartzo, Bt = biotita, Mus = muscovita, Pl = plagioclásio.

Através da difração de raios X foi possível identificar a albita como o tipo de plagioclásio presente na composição da amostra PU - 14 e também a presença de caolinita. As caolinitas podem ser o produto tanto da intemperização como da hidrotermalização dos feldspatos do Granito Figueirinha.

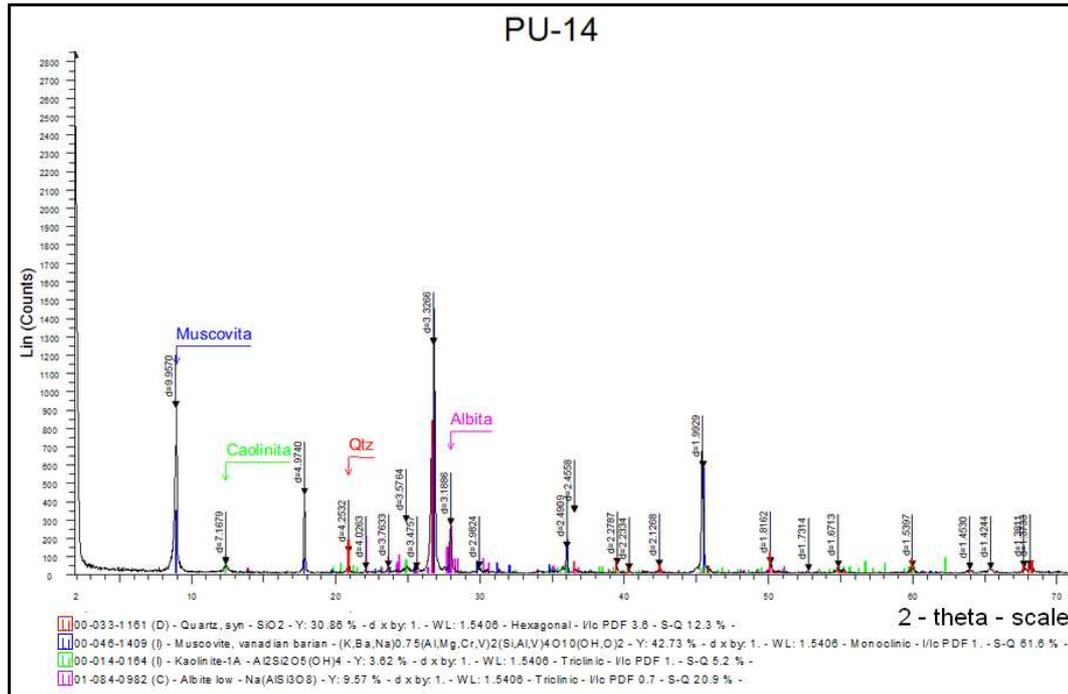


Figura 37. Difratoograma de rocha total da amostra PU - 14. Picos de muscovita (em azul), caolinita (em verde), quartzo (em vermelho) e albita (em magenta).

Tabela 11. Compilação dos minerais encontrados no Granito Figueirinha (conforme descrição petrográfica de UFRGS, 1972).

MINERAL	FÓRMULA GERAL
Quartzo	SiO ₂
Feldspato alcalino	KAlSi ₃ O ₈
Oligoclásio	(Ca,Na)Al(Al,Si)Si ₂ O ₈
Muscovita	KAl ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH,F) ₂
Biotita	K(Mg,Fe) ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH,F) ₂
Granada	(Ca,Fe,Mg,Mn) ₃ (Al,Fe,Cr) ₂ (SiO ₄) ₃
Schorlita	NaFe ²⁺ ₃ Al ₆ (BO ₃) ₃ Si ₆ O ₁₈ (OH) ₄

Próximos ao Granito Figueirinha foram encontrados afloramentos contendo milonitos, provavelmente produtos da milonitização deste granito. Esses milonitos variam de protomilonitos a milonitos (conforme classificação de Sibson, 1977) e foram descritos apenas macroscopicamente. Nos protomilonitos é possível reconhecer uma mineralogia granítica a partir da matriz e dos fenocristais deformados de feldspato alcalino. Nos milonitos não é possível reconhecer a olho nu

a mineralogia da matriz. Com o auxílio de lupa, é possível identificar nesses milonitos fenocristais milimétricos de feldspato alcalino com textura oftalmítica.

Outros granitóides encontrados na região estudada são matacões isolados e pequenos lajeados que foram classificados como pertencentes ao Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado. Esses granitóides apresentam cor cinza e são compostos por feldspato alcalino, quartzo, plagioclásio e biotita. Sua textura varia de equigranular média a porfírica com megacristais euédricos de feldspato alcalino de cor rosa. São em geral maciços, mas alguns afloramentos apresentam foliação magmática marcada pelos cristais prismáticos de feldspato alcalino.

Os tonalitos encontrados na área estudada constituem corpos alongados, métricos a decamétricos. As amostras foram analisadas apenas macroscopicamente, onde foi verificada uma mineralogia composta por plagioclásio, biotita, feldspato alcalino e pequena quantidade de quartzo. O plagioclásio e o feldspato alcalino apresentam granulação média, com grãos anédricos a subédricos. O quartzo tem forma anédrica e granulação fina. A biotita aparece disseminada por toda a rocha, com granulação fina. Os afloramentos de um modo geral apresentam deformação, marcada por cristais estirados de plagioclásio e feldspato alcalino e pelas palhetas de biotita.

3.6 Geologia Estrutural

De acordo com UFRGS (1972), os três principais sistemas de falhamento da região são de direção N50-70°E, E-W e N50-80°W, além de um sistema de falhamento N-S, de menor importância. O sistema de direção N50-70°E é o mais antigo e predominante da região, o que é evidenciado pelos deslocamentos e pelas falhas de outras direções (UFRGS, 1972). Na região de Arroio Grande, segundo o mesmo autor, o sistema de falhas E-W é o mais importante e amplo, com zonas de falha com larguras quilométricas e relação direta com o posicionamento do Granito Figueirinha. Ao longo da zona de falha relacionada com o Granito Figueirinha, ocorrem intensa muscovitização e turmalinização provavelmente relacionadas com o posicionamento deste granito (UFRGS, 1972).

Para Philipp (1998) existem três sistemas principais de zonas de cisalhamento associadas à construção do Batólito Pelotas que são: zonas de cisalhamento dúcteis (direção N35-50°E, movimentação dextral), zonas de cisalhamento dúcteis a dúctil-rúpteis (direção N60-85°E, movimentação sinistral e dextral) e zonas de cisalhamento rúptil-dúcteis a rúpteis (direção N-N20°E e N75°E, movimentação sinistral e dextral). No Domínio Erval (Philipp, 1998), onde se localiza a região de Arroio Grande, são características as zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo com direção N50-80°E (eventos deformacionais D₂ e D₃). A Zona de Cisalhamento Arroio Grande apresenta condições dúcteis de alta temperatura.

Conforme mostrado na tabela 12, a região estudada apresenta um padrão de foliação magmática / metamórfica predominantemente NE-SW para todas as litologias, padrão compatível com a direção preferencial da Zona de Cisalhamento Arroio Grande, na qual essas rochas estão inseridas.

Tabela 12. Principais atitudes planares das litologias da região de Arroio Grande.

Ponto	Rocha principal	Coordenadas UTM (fuso 22H)	Atitude planar principal
PU-1	Esteatito	0289285 E / 6433454 N	055/70
PU-2	Anfibolito	0289544 E / 6433538 N	265/82
PU-3	Tremolito	0289779 E / 6433610 N	235/72
PU-6	Muscovita Xisto	0289022 E / 6431937 N	260/45
PU-11	Muscovita Xisto	0289705 E / 6432778 N	055/40
PU-13	Muscovita Xisto	0289341 E / 6433326 N	265/70
PU-14	Granito Figueirinha	0288959 E / 6433205 N	248/76
PU-15	Turmalinito	0290219 E / 6433153 N	250/60
PU-18	Anfibolito	0288264 E / 6433421 N	075/70
PU-20	Anfibolito	0288089 E / 6433870 N	040/85
PU-21	Granito Figueirinha	0287963 E / 6434527 N	070/51
PU-25	Anfibolito	0287311 E / 6433676 N	055/62
PU-26	Anfibolito	0287337 E / 6433610 N	052/60
PU-28	Tonalito	0287571 E / 6433433 N	055/78
PU-33	Turmalinito	0292890 E / 6432310 N	070/75
PU-34	Muscovita Xisto	0284245 E / 6430983 N	025/52
PU-35	Granito Figueirinha	0286077 E / 6433701 N	055/81
PU-37	Granito Figueirinha	0304117 E / 6440107 N	265/42
PU-38	Granito Figueirinha	0303689 E / 6442622 N	300/42
PU-39	Granito Figueirinha	0297507 E / 6437291 N	072/83
PU-51	Granito Figueirinha	0293818 E / 6433305 N	230/61
PU-52	Muscovita Xisto	0286821 E / 6427332 N	071/50
PU-53	Granito Figueirinha	0286546 E / 6428546 N	060/71
PU-54	Muscovita Xisto	0283778 E / 6427195 N	080/76
PU-55	Granito Figueirinha	0284039 E / 6425871 N	066/73
PU-56	Muscovita Xisto	0283770 E / 6426918 N	235/58
PU-57	Granito Figueirinha	0284405 E / 6430280 N	222/60

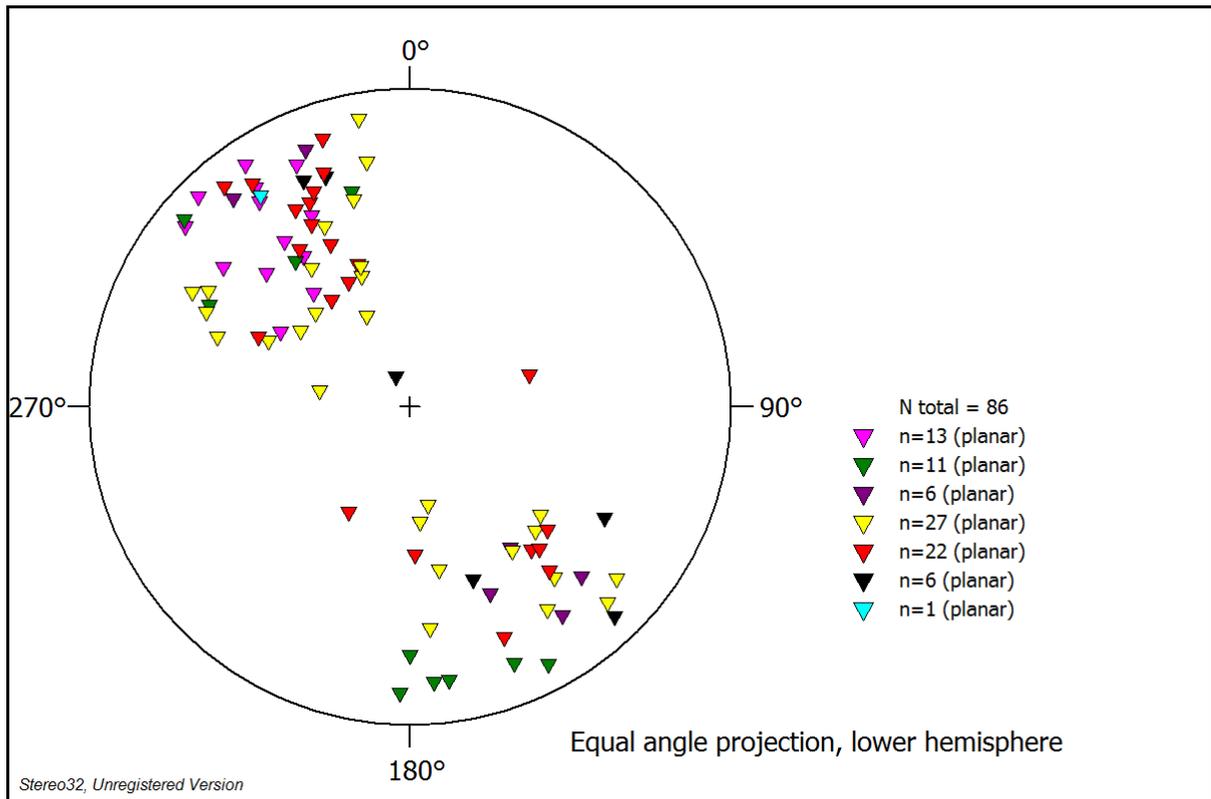


Figura 38. Estereograma dos pólos das foliações medidas nas etapas de campo, evidenciando o padrão de foliação NE-SW da região. Legenda das cores dos triângulos: rosa = esteatito; verde = anfibolito; lilás = tremolito; amarelo = muscovita xisto; vermelho = Granito Figueirinha; preto = turmalinito; azul = tonalito.

4 DISCUSSÕES

A elaboração do mapa geológico da área estudada utilizou as informações coletadas neste trabalho, adicionadas a informações extraídas da revisão bibliográfica. No presente trabalho foi dada ênfase às áreas onde as rochas metamáficas e metaultramáficas afloram sem, no entanto, desconsiderar o contexto geológico das mesmas.

Rochas ultramáficas em geral podem ser potencialmente associadas a três origens (*cf.* Gill, 2010): a) complexos estratiformes, b) sequências ofiolíticas e c) fragmentos do manto. Em virtude da associação geológica presente na área em estudo, onde as rochas ultramáficas estão associadas espacialmente a rochas interpretadas como de arcos magmáticos (Suíte Intrusiva Pinheiro Machado, *cf.*

Philipp, 1998), somada a ausência de relações de corte entre as rochas granitóides e as ultramáficas sugerindo um contato tectônico, a associação espacial com rochas metassedimentares (e.g. xistos e mármore) e a falta de feições que evidenciam processos de estratificação, a potencial interpretação da presença dessas rochas na região seria a de representarem fragmentos de um ofiolito.

Assim, das hipóteses inicialmente levantadas no início desse trabalho para a origem das ultramáficas encontradas em Arroio Grande (fragmentos de ofiolito, *greenstone belt*, lascas do manto), a mais adequada é a hipótese dessas rochas serem fragmentos metamorfizados de rochas máficas-ultramáficas oriundas de um complexo ofiolítico. As discussões a seguir se baseiam nos dados coletados e resultados obtidos nesse trabalho, juntamente com dados e hipóteses extraídos da bibliografia utilizada para essa pesquisa.

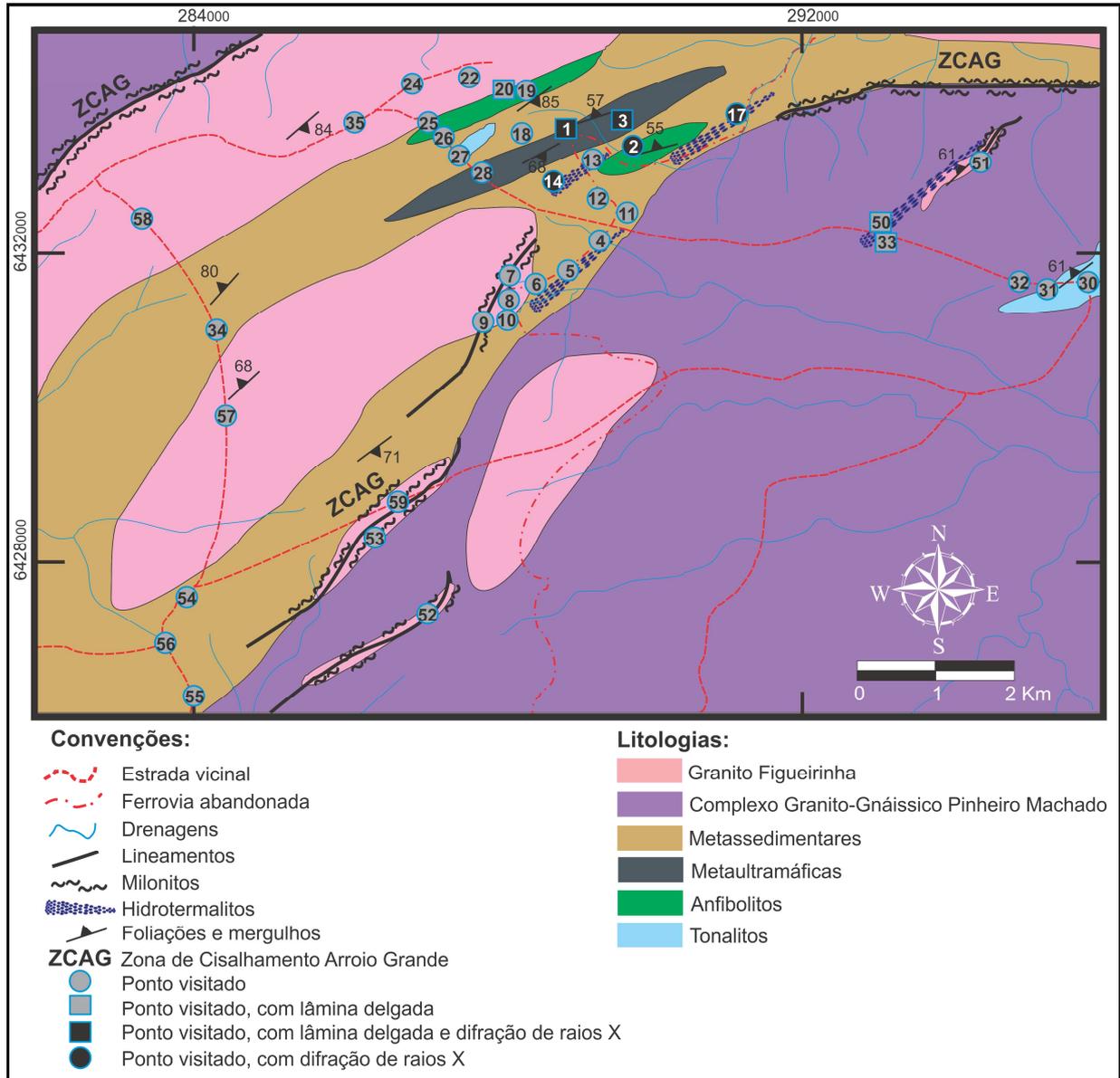


Figura 39. Mapa geológico da área estudada no presente projeto na localidade de Vila Santa Rita, zona rural de Arroio Grande, RS. Todos os contatos do mapa são inferidos.

4.1 Hipótese do ofiolito

Conforme Kusky *et al.* (2011 e referências), os ofiolitos são uma associação distintiva de rochas formadas em uma variedade de ambientes tectônicos como centros de expansão do assoalho oceânico, bacias de *back arc*, *forearcs*, arcos e outros ambientes extensionais e convergentes. As recentes pesquisas revelam que as variações entre os diferentes ofiolitos são tão significantes quanto às suas similaridades, sendo difícil definir uma sucessão-tipo para ofiolitos.

De maneira geral, seguindo o modelo do ofiolito de *Penrose* definido por Anonymous (1972), ofiolitos consistem da seguinte sequência, da base para o topo (conforme Kusky *et al.*, 2011):

a) harzburgito (olivina + ortopiroxênio ± cromita), geralmente formando camadas fortemente deformadas. O harzburgito é geralmente interpretado como porções do manto empobrecido, de onde todas as rochas máficas sobrejacentes são derivadas. Em alguns ofiolitos, a unidade basal é formada por lherzolito (olivina + clinopiroxênio + ortopiroxênio), geralmente interpretado como sendo uma porção do manto não empobrecido. Em alguns ofiolitos, o harzburgito recobre a camada de lherzolito. A sequência de harzburgito pode ter espessuras maiores de 10 km como no ofiolito de Semail, em Omã, e o ofiolito de *Bay of Island*, no Canadá;

b) rochas crustais, derivadas da cristalização da fusão parcial do harzburgito. A unidade mais basal inclui camadas de piroxenito, dunito, wherlito, websterito e *pods* de cromita + olivina. O limite entre essas rochas crustais e a camada de rochas mantélicas definem a descontinuidade *Moho* petrológica, ou base da crosta. Em alguns ofiolitos como em Semail, esse limite é invadido por soleiras de gabro;

c) zonas de cumulos de piroxenito e cumulos ricos em plagioclásio, intercamadados, e gabro estratificado de espessuras de até 1 km. Pode haver camadas individuais de gabro, piroxenito e anortosito. Acima da camada de gabro estratificado se segue até 5 km de gabro isotrópico, geralmente maciço, mas podendo apresentar uma fraca estratificação interpretada como representante da cristalização ao longo das paredes da câmara magmática. A parte superior do gabro pode conter xenólitos de basalto, *pods* de trondhjemito e diques de diabásio;

d) complexo de enxame de diques básicos e ácidos, com espessuras de 500 m a 2 km, que mostram relações intrusivas com o gabro subjacente. Em muitos ofiolitos o complexo de enxame de diques é ausente, sendo preservado em aproximadamente 10% dos fragmentos de ofiolitos encontrados no mundo, substituído por um complexo de soleiras e diques. Em ofiolitos fortemente deformados ou metamorfizados é praticamente impossível identificar o complexo de enxame de diques, pois suas delicadas bordas resfriadas são facilmente recristalizadas, sendo preservadas apenas como anfíbolitos estratificados;

e) derrames de lavas de espessuras entre 0,5 e 1 km no assoalho oceânico, tipicamente *pillow lavas*, mas podendo também ser maciços. Esses derrames são

alimentados pelos enxames de diques. Os interstícios entre as *pillow lavas* podem ser preenchidos com *chert*, jaspe ou calcário pelágico. A presença de sulfetos é comum;

f) sedimentos de fundo oceânico incluindo *chert*, argila vermelha e em alguns casos, carbonatos, rochas sedimentares clásticas, piroclásticas e camadas de sulfeto.

Os ofiolitos do tipo *Penrose* foram interpretados como sendo formados em cordilheiras meso-oceânicas de rápida expansão, como o que ocorre na dorsal do Pacífico Oriental. De acordo com o ambiente tectônico, diferentes tipos de sequências de rochas presentes nos ofiolitos se formarão, conforme alguns exemplos mostrados na figura 40.

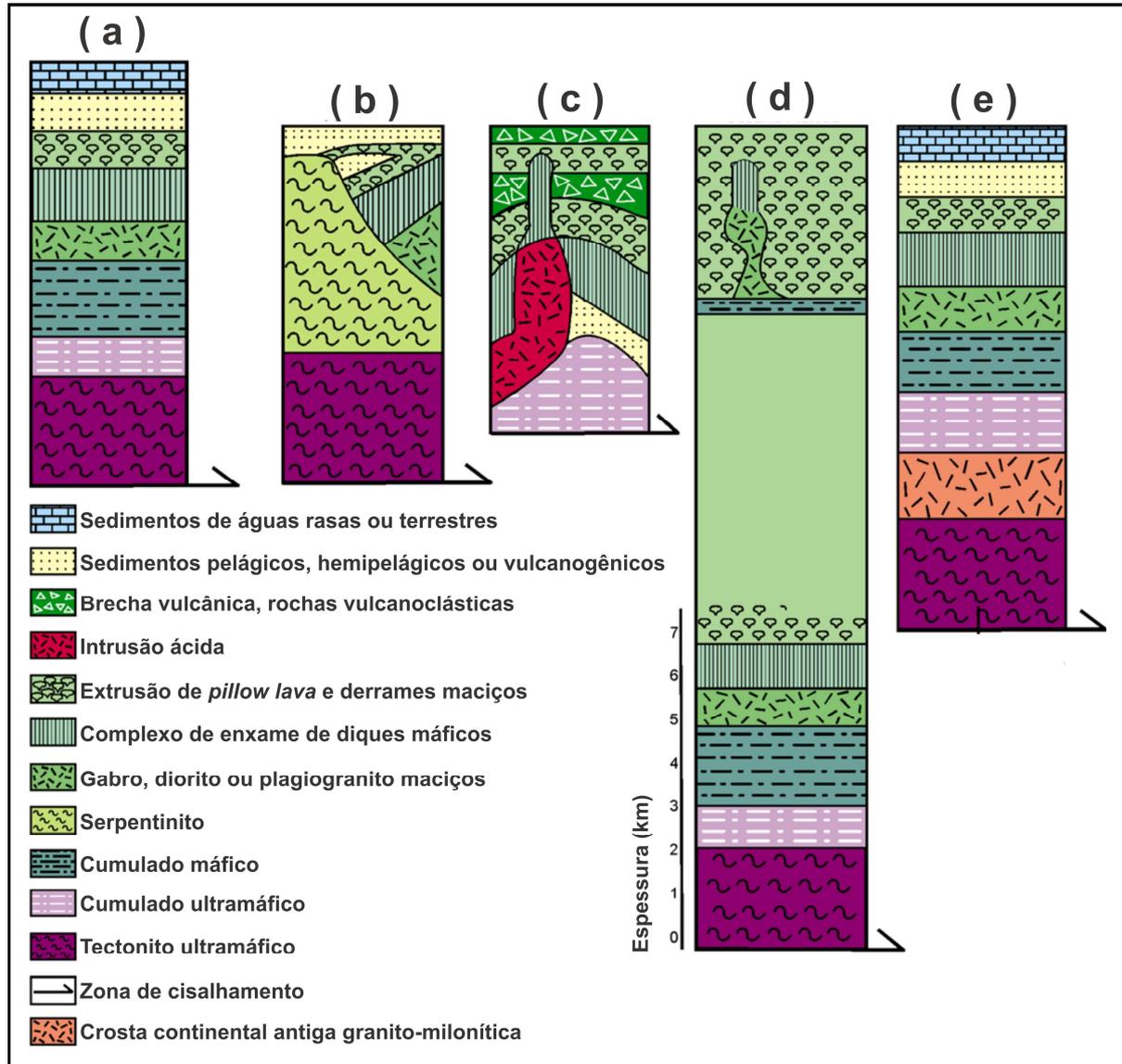


Figura 40. Seções magmato-estratigráficas simplificadas dos diferentes tipos de ofiolitos de acordo com determinado ambiente tectônico: a) cordilheira meso-oceânica de rápida expansão (tipo *Penrose*); b) sistema de lenta expansão, onde a extensão tectônica é mais rápida do que a ascensão do magma ao assoalho oceânico, resultando em uma crosta oceânica altamente falhada e atenuada; c) intra-arco (tipo *Smartville*); d) platô oceânico de *hot spot*; e) ofiolitos transicionais ou de margem continental, formados na transição de margens continentais rifteadas para centros de expansão de assoalho oceânico, nos estágios iniciais da abertura de um oceano (modificado de Kusky *et al.*, 2011).

As rochas metaultramáficas de Arroio Grande podem representar fragmentos metassomatizados de serpentinitos cujo protólito são ultramáficas pertencentes a um complexo ofiolítico. As rochas metamáficas podem representar fragmentos metamórficos de rochas básicas de complexos ofiolíticos como os gabros e os basaltos. Já as rochas metassedimentares podem representar fragmentos metamorfizados de sedimentos pertencentes às camadas mais superiores de uma sequência ofiolítica (ver Figura 44).

4.1.1 Metassomatismo de rochas ultramáficas

As rochas ultramáficas, por apresentarem mineralogia essencialmente anidra, são extremamente instáveis quando submetidas ao metamorfismo. A hidratação causada nessas rochas, por processos metamórficos, transforma a mineralogia anidra original numa mineralogia hidratada, cujo mineral predominante passa a ser a serpentina, no processo denominado de serpentinização (Strieder, 1992). A composição magnésiana das rochas ultramáficas é geralmente contrastante com a composição das encaixantes, favorecendo o desencadear de processos metassomáticos: a substituição química, por dissolução, de um mineral pré-existente por outro mineral, trazido por fluidos (Leinz & Leonardos, 1977).

O metassomatismo nas rochas ultramáficas modifica a composição química das rochas, sendo geralmente difícil a identificação do protólito dos metassomatitos. Quanto mais magnésiana for a rocha, mais intensamente ela será modificada durante o metamorfismo devido à estrutura das serpentinas, que não admite muitos tipos de cátions, restritos a Si, Mg, Cr e Ni (Hartmann & Remus, 2000). Os demais cátions são transportados em solução e fixados nas encaixantes e nos xenólitos.

O número de componentes químicos transferidos entre a ultramáfica e a encaixante, juntamente com determinadas condições de metamorfismo, podem gerar ao longo de fraturas ou do contato entre a rocha ultramáfica e a encaixante, zonas de rochas mono, bi ou triminerálicas, fenômeno conhecido como zonação metassomática (Brady, 1977). A zonação metassomática é mais bem observada quando a ultramáfica está em contato com rochas ricas em sílica, sendo ambas submetidas ao metamorfismo regional (Strieder, 1992). Conforme o aumento do grau do metamorfismo, diferentes zonas metassomáticas com minerais específicos são formadas, servindo como indicadores precisos do grau metamórfico a que as rochas foram submetidas. A tipologia das zonas metassomáticas pode ser simplificada da seguinte forma (*cf.* Strieder, 1992):

a) zonação desenvolvida em condições de baixo grau metamórfico: serpentinito, talco + magnesita, talco, clorita, rocha encaixante silicosa (Figura 41a);

b) zonação desenvolvida em condições de temperatura intermediária entre o baixo e o médio grau metamórfico: serpentinito, talco + magnesita, talco, tremolita + clorita, clorita, rocha encaixante (Figura 41b);

c) condições metamórficas de fácies anfibolito inferior: serpentinito, talco + magnesita, talco, actinolita + clorita, clorita, biotita, rocha encaixante albitizada ou não (Figura 41c);

d) condições metamórficas de grau médio avançado: talco + olivina, talco + magnesita, talco, hornblenda, biotita, albita, rocha encaixante (Figura 41d).

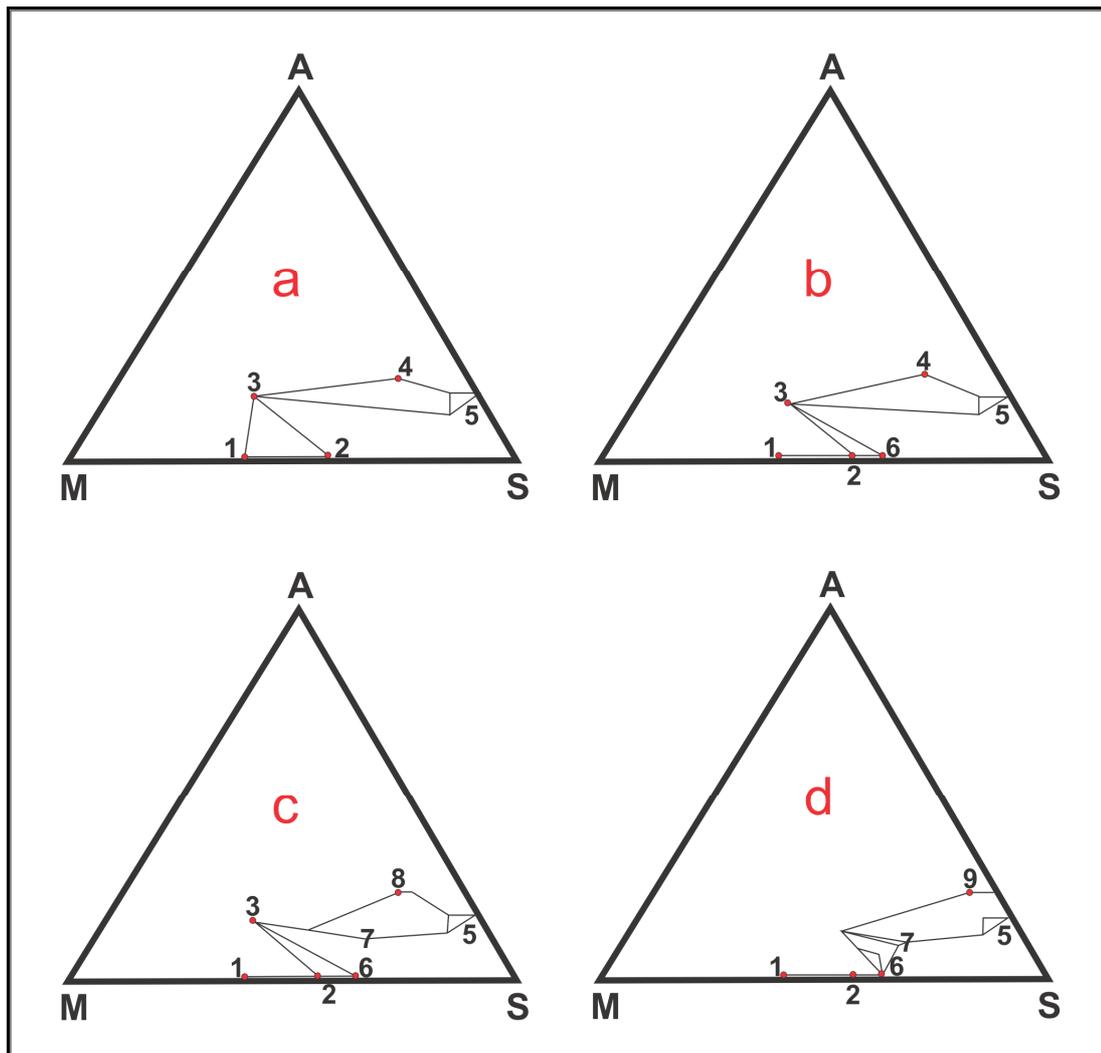


Figura 41. Diagramas AMS mostrando relações paragenéticas de metassomatismo de contato. Legenda: a = baixo grau metamórfico; b = fácies epidoto-anfibolito; c = fácies anfibolito; d = alto grau metamórfico; 1 = serpentina; 2 = talco; 3 = clorita; 4 = rocha encaixante alterada; 5 = rocha encaixante; 6 = tremolita → hornblenda; 7 = biotita; 8 = rocha encaixante albitizada; 9 = albita (modificado de Strieder, 1992).

Os corpos de rochas metaultramáficas encontrados na região estudada nesse trabalho apresentam zonas de rochas predominantemente mono e bimineralicas. Os esteatitos, tremolitos e clorititos podem ser representantes de uma zonação metassomática desenvolvida em condições de temperatura intermediária entre o

baixo e o médio grau metamórfico, fácies epidoto - anfibólito (Figura 41b), cujo protólito era uma rocha ultramáfica que foi serpentinizada (Figura 44). Esse serpentinito, por sua vez, sofreu a ação de fluídos provenientes de uma rocha rica em sílica que modificou sua composição e formou as zonas minerais mostradas na Figura 42.

Por estarem paralelas ao Granito Figueirinha, é possível que esse granito seja a fonte geradora de fluídos silicosos que reagiram com os serpentinitos originais em condições metamórficas de fácies epidoto - anfibólito. Outra possível fonte de fluidos seria a Zona de Cisalhamento Arroio Grande, onde essas rochas estão inseridas.

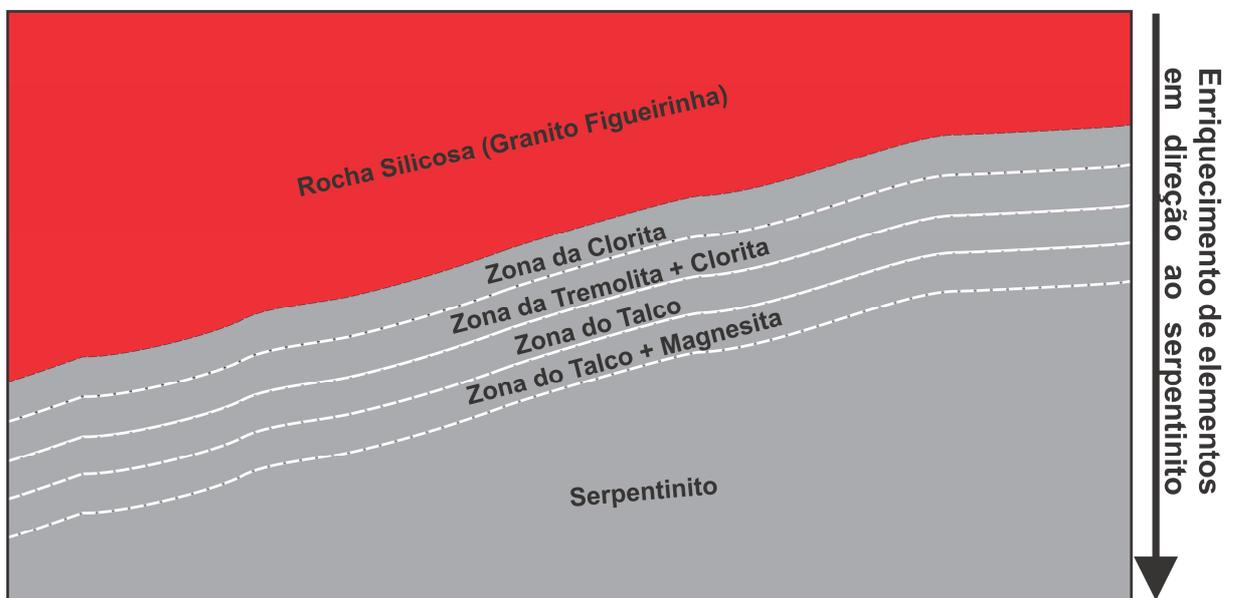


Figura 42. Modelo sem escala mostrando zonagens metassomáticas ideais, em condições de temperatura intermediária entre o baixo e o médio grau metamórfico, aplicado à hipótese de metassomatismo de contato entre o Granito Figueirinha e serpentinitos, desconsiderando a influência da Zona de Cisalhamento Arroio Grande.

4.1.2 Metamorfismo das rochas máficas

Conforme Coutinho *et al.* (2007), anfibólitos são rochas metamórficas constituídas predominantemente por anfibólio e plagioclásio que, combinados, formam 75% ou mais da sua composição mineralógica (sendo o anfibólio representando 50% ou mais do total de máficos) e ainda podem conter quartzo, clinopiroxênio, granada, epidoto, biotita, titanita e escapolita (Figura 43). A maioria

dos anfibolitos são metabasitos (orto-anfibolitos), mas alguns podem ser originários de sedimentos calcários metamorizados (para-anfibolitos) (Yardley, 1989).

Os anfibolitos estudados neste trabalho foram analisados através da microscopia óptica e da difração de raios X. A ausência de análises geoquímicas dificulta o estudo desses anfibolitos, principalmente no tocante a distinção entre protólito ígneo ou sedimentar para essas rochas.

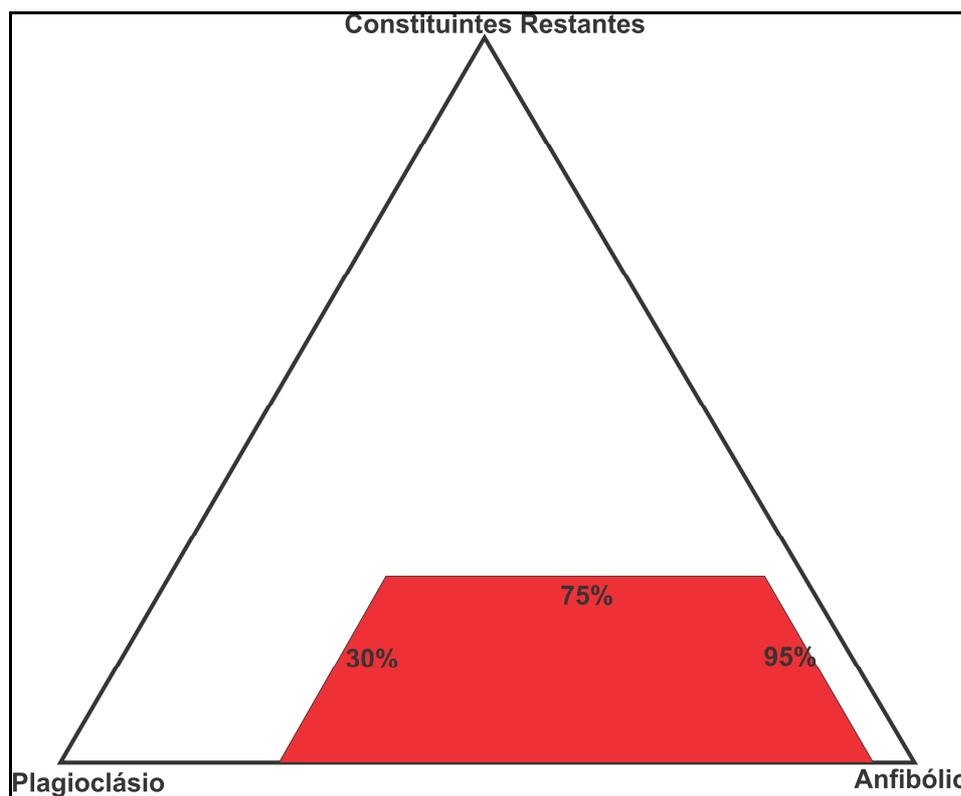


Figura 43. Diagrama ternário mostrando os limites do campo dos anfibolitos. Campo dos anfibolitos grifado em vermelho (modificado de Coutinho *et al.*, 2007).

Assumindo que os protólitos dos anfibolitos de Arroio Grande sejam rochas ígneas básicas, esses orto-anfibolitos podem representar fragmentos metamorizados de alguma rocha máfica constituinte de uma sequência ofiolítica (Figura 44). No metamorfismo de rochas máficas como, por exemplo, os basaltos, é necessária a entrada de água no sistema para a formação de anfibolitos, caso contrário, a rocha não se modifica (Winkler, 1977).

A paragênese dos anfibolitos de Arroio Grande indica condições de metamorfismo entre o baixo e o médio grau pela presença de plagioclásio + hornblenda + quartzo + epidoto, mesmo grau metamórfico que atuou no metassomatismo das rochas ultramáficas, discutido anteriormente.

4.1.3 Rochas metassedimentares da região de Arroio Grande

As rochas metassedimentares estudadas neste trabalho foram analisadas apenas macroscopicamente, devido à falta de tempo e de verbas para a realização de análises petrográficas e petrológicas mais aprofundadas.

A associação de muscovita xistos e quartzitos encontrada em Arroio Grande é, à primeira vista, semelhante macroscópica e geomorfologicamente à intercalação de xistos intensamente alterados e quartzitos encontrados a oeste do município de Herval, RS. Os xistos e quartzitos encontrados em Herval foram primeiramente descritos por UFRGS (1972) como sendo representantes de uma sequência metamórfica de baixo grau pertencente ao Grupo Porongos. Esta sequência de rochas metassedimentares supracrustais foi posteriormente descrita por Frago César *et al.* (1986), sendo denominada de Quartzitos e Xistos do Herval. Entretanto, essas rochas nunca passaram por um estudo detalhado, sendo apenas descritas macroscopicamente.

Conforme Hartmann *et al.* (2000), existe a possibilidade desses xistos encontrados na região de Herval corresponderem a fragmentos de uma unidade maior, anterior à formação do Complexo Pinheiro Machado, sendo essa unidade maior possivelmente o Complexo Porongos. Philipp & Machado (2002) também apontam similaridades composicionais, estruturais e metamórficas dos Quartzitos e Xistos do Herval com rochas do Complexo Porongos. Na região de Arroio Grande não existem referências anteriores a muscovita xistos ou quartzitos como os encontrados na área onde se desenvolveu esse projeto.

Devido às áreas em que não foi possível mapear adequadamente nesse trabalho e à falta de análises petrológicas, faltam dados para comprovar o que realmente são essas rochas. Por estarem inseridas na Zona de Cisalhamento Arroio Grande, há a possibilidade de essas rochas não serem metassedimentares, mas sim, produtos da alteração de milonitos do Granito Figueirinha. Futuros estudos envolvendo geoquímica e petrologia isotópica poderão esclarecer o que, de fato, são essas rochas.

Há aproximadamente 20 km a NE da zona urbana de Arroio Grande são encontrados os Mármore e Anfibolitos Vilas Matarazzo e Pedreiras. Conforme Philipp & Machado (2002), essas rochas correspondem a intercalações de mármore, rochas calcissilicáticas e para-anfibolitos, cortadas por injeções graníticas da Suíte Intrusiva Erval. As paragêneses de metamorfismo termal correspondem à fácies hornblenda a piroxênio cornubianito. De acordo com os autores, a intrusão de granitos da Suíte Erval ocorreu em uma área constituída por metassedimentos carbonáticos, em condições de epizona.

As rochas metassedimentares de Arroio Grande podem representar fragmentos metamorfizados das camadas mais superiores (sedimentares) de uma sequência ofiolítica (Figura 44).

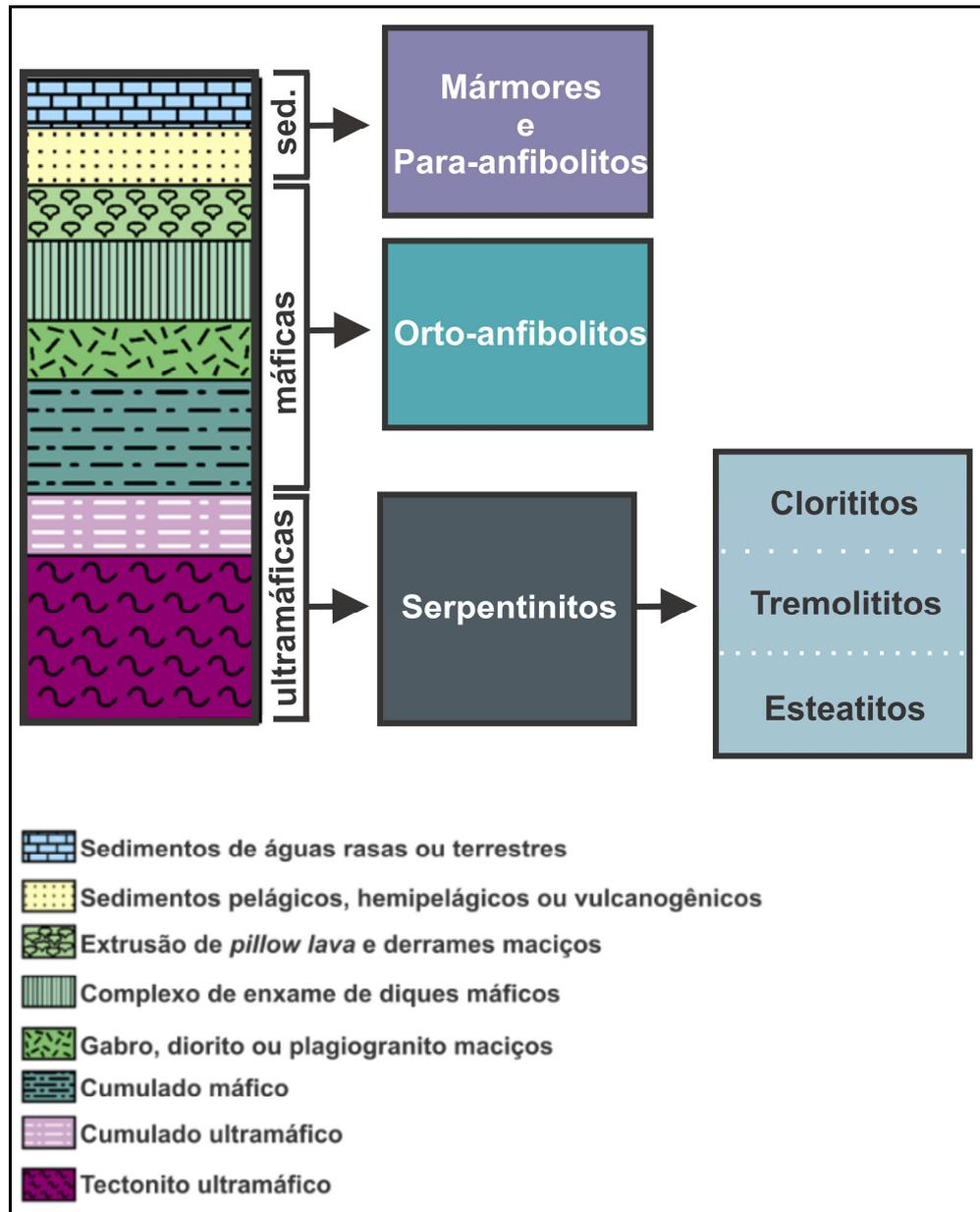


Figura 44. Esquema elaborado pelo autor mostrando as rochas metamáficas, metaultramáficas e metassedimentares da região de Arroio Grande aplicadas à hipótese de transformação das rochas ultramáficas, máficas e sedimentares de um complexo ofiolítico do tipo Penrose. Transformação das ultramáficas: rocha ultramáfica → serpentinito → metassomatitos de fácies epidoto-anfibolito; transformação das máficas: rocha máfica → anfibolito de fácies epidoto-anfibolito; transformação das metassedimentares: sedimentos → mármore e para-anfibolitos. Coluna do ofiolito e legendas do ofiolito adaptados de Kusky *et al.* (2011). Abreviação: sed. = sedimentares.

4.1.4 Correlação com o Complexo Ofiolítico La Tuna, NE do Uruguai

Conforme Peel *et al.* (2009), existe na região nordeste do Uruguai uma associação de rochas máficas/ultramáficas inseridas em meio a milonitos, denominada de Complexo Ofiolítico La Tuna. Esse complexo é constituído por

rochas máficas/ultramáficas altamente tectonizadas, incluindo serpentinitos, anfibolitos e metabasaltos. Em contato com as rochas máficas/ultramáficas se encontram mica xistos e quartzitos. Os serpentinitos apresentam, como minerais acessórios, magnetita e cromita. Os anfibolitos têm coloração verde escura e granulação fina a média, e estão geralmente associados aos serpentinitos. Os metabasaltos ocorrem como rochas afaníticas de cor verde acinzentada com textura maciça ou fracamente foliada, geralmente transformados em clorita xistos ou tremolita-actinolita xistos (Peel *et al.*, 2009). O metamorfismo do Complexo La Tuna é de fácies xisto verde a anfibolito inferior, e o complexo é cortado por zonas de cisalhamento de direção E-W e W-NW além de falhas *strike-slip* (Peel *et al.*, 2009). Para esses autores, o Complexo La Tuna pode representar fragmentos de um assoalho oceânico destruído em algum estágio durante a amalgamação do paleocontinente Gondwana Ocidental.

A associação de rochas descritas para o Complexo Ofiolítico La Tuna por Peel *et al.* (2009) é muito semelhante às rochas encontradas na região de Arroio Grande. A associação de rochas metamáficas/metaultramáficas de Arroio Grande poderia representar a continuação, em território brasileiro, do Complexo Ofiolítico La Tuna.

Futuros estudos poderão confirmar ou desmentir a hipótese de uma origem em complexos ofiolíticos para as rochas metamáficas, metaultramáficas e metassedimentares encontradas em Arroio Grande. Porém, com as informações coletadas até o presente momento a partir das ferramentas utilizadas nesse trabalho, essa parece ser a hipótese mais apropriada para a origem dessas rochas.

4.2 Hidrotermalismo relacionado à intrusão do Granito Figueirinha

O Granito Figueirinha, além de provavelmente ser o responsável pelo metassomatismo dos serpentinitos de Arroio Grande e geração de metassomatitos de contato (esteatitos, clorititos, tremolititos), também foi o responsável pela geração de pegmatitos e hidrotermalitos (turmalinitos e muscovititos).

Os turmalinitos são definidos como rochas que contêm mais de 20% em volume de turmalina (Slack *et al.*, 1984). São compostos por turmalina e quartzo,

mas podem conter outros minerais, como por exemplo, biotita, muscovita, feldspatos e granada.

Alguns modelos criados para definir a origem dos turmalinitos atribuem a gênese dessas rochas a processos como o metassomatismo de contato e regional, processos exalativos, sistemas hidrotermais submarinos, evaporitos, substituição pré-metamórfica, soluções coloidais (Slack *et al.*, 1984; Plimer, 1986; Slack, 1996; Pesquera & Velasco, 1997).

De maneira geral, a maioria das turmalinas naturais pertence a duas séries de soluções sólidas (schorlita-dravita e schorlita-elbaíta) e são classificadas conforme sua posição em uma dessas séries (Henry & Guidotti, 1985). As turmalinas podem servir como minerais indicadores petrogenéticos devido a sua complexa variabilidade química. A partir da sua composição química, é possível relacionar uma turmalina com um determinado tipo de rocha (Henry & Guidotti, 1985).

Tabela 13. Espécies mais comuns do grupo das turmalinas e sua composição química (modificado de Henry & Guidotti, 1985).

ESPÉCIES	COMPOSIÇÃO QUÍMICA
Schorlita	$\text{NaFe}^{2+}_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$
Dravita	$\text{NaMg}_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$
Tsiliasita	$\text{NaMn}_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$
Elbaíta	$\text{Na}(\text{Li},\text{Al})_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$
Uvita	$\text{CaMg}_3(\text{MgAl}_5)(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$
Liddicoatita	$\text{Ca}(\text{Li},\text{Al})_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$
Buergerita	$\text{NaFe}^{3+}_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{22}\text{F}$
Ferrodravita	$\text{NaMgFe}^{3+}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$

A partir dos quatro principais elementos substituintes nas turmalinas (Al, Ca, Fe e Mg) foram construídos diagramas ternários com campos definidos representando os diferentes tipos de rocha. Plotando-se nesses diagramas uma turmalina de composição específica, o ponto cairá no campo correspondente a um determinado tipo de rocha (Figuras 45 e 46). A desvantagem desses diagramas está no fato de que eles não levam em consideração cátions como V, Cr ou Mn, que podem ser encontrados em quantidades significativas nas turmalinas (*cf.* Henry & Guidotti, 1985).

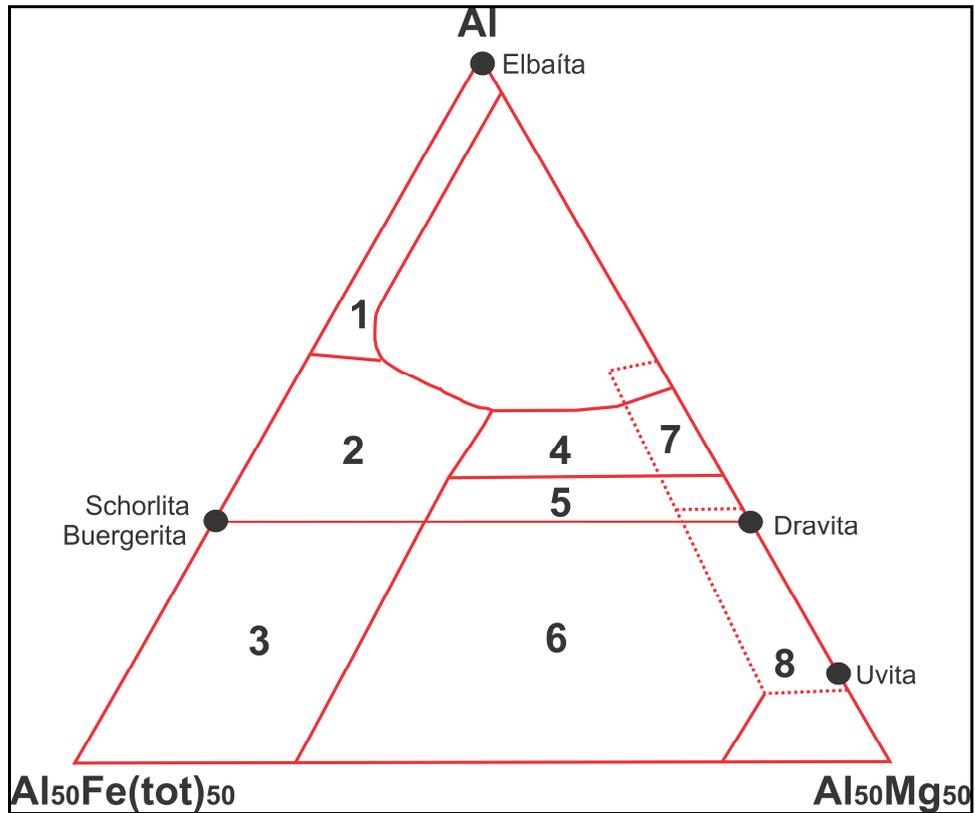


Figura 45. Diagrama Al - Fe(total) - Mg para turmalinas de vários tipos de rochas. Legenda: campo 1 = pegmatitos granitóides ricos em Li e aplitos; campo 2 = granitóides pobres em Li e pegmatitos e aplitos associados; campo 3 = rochas quartzo-turmalínicas ricas em Fe³⁺ (granitos hidrotermalmente alterados); campo 4 = metapelitos e metapsamitos coexistentes com uma fase saturada em Al; campo 5 = metapelitos e metapsamitos não coexistentes com uma fase saturada em Al; campo 6 = rochas quartzo-turmalínicas ricas em Fe³⁺, rochas calcissilicáticas e metapelitos; campo 7 = metaultramáficas com baixo Ca e metassedimentos ricos em Cr e V; campo 8 = metacarbonatos e metapiroxenitos. Linhas pontilhadas indicam sobreposição de campos (modificado de Henry & Guidotti, 1985).

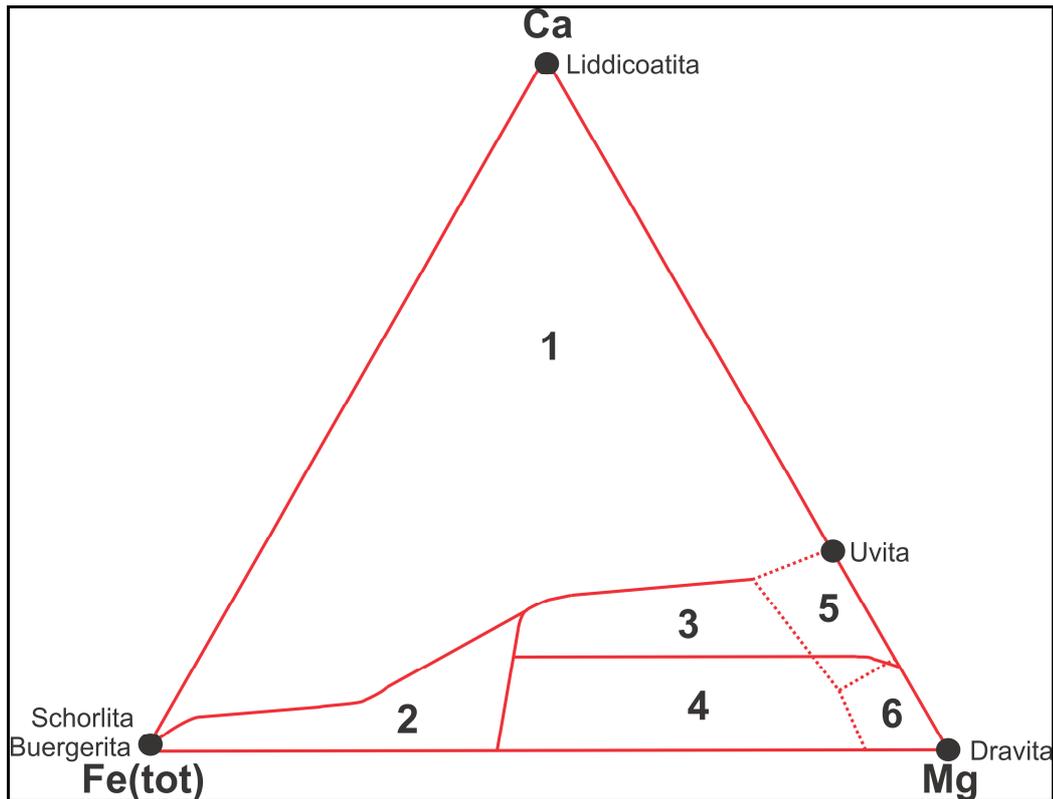


Figura 46. Diagrama Ca - Fe(total) - Mg para turmalinas de vários tipos de rochas. Legenda: campo 1 = pegmatitos granitóides ricos em Li e aplitos; campo 2 = granitóides pobres em Li e pegmatitos e aplitos associados; campo 3 = metapelitos ricos em Ca, metapsamitos e rochas calcissilicáticas; campo 4 = metapelitos pobres em Ca, metapsamitos e rochas quartzo-turmalínicas; campo 5 = metacarbonatos; campo 6 = metaultramáficas. Linhas pontilhadas indicam sobreposição de campos (modificado de Henry & Guidotti, 1985).

Dois tipos de rocha da região de Arroio Grande, estudadas através de microscopia óptica, MEV e difração de raios X, apresentaram turmalinas da espécie schorlita: turmalinitos (maciços e bandados) e Granito Figueirinha. Analisando o diagrama da figura 45 verifica-se que os campos 2 e 3 são compatíveis com o contexto em que os turmalinitos e o Granito Figueirinha se encontram na área estudada: granitóides pobres em Li com pegmatitos e aplitos associados, e granitos hidrotermalmente alterados.

Os muscovitos encontrados na região de Arroio Grande provavelmente têm a mesma gênese dos turmalinitos: alterações hidrotermais relacionadas à intrusão do granito Figueirinha e/ou influenciadas pela Zona de Cisalhamento Arroio Grande.

Outra hipótese para os muscovitos é uma origem metassomática relacionada à formação de *greisens*. De acordo com Zharikov *et al.* (2007), *greisen* é uma rocha metassomática caracterizada pela presença de quartzo e mica branca, podendo

conter topázio, fluorita, turmalina e também amazonita, ortoclásio, andaluzita e diásporo. Essas rochas são associadas a leucogranitos pós-orogênicos e se formam como substituições, tanto no corpo granítico como nas encaixantes. Em alguns afloramentos os muscovititos são ricos em quartzo (às vezes chegando a representar metade da porcentagem modal dos muscovititos) e também, em turmalina, o que chama a atenção para uma possível greisenização relacionada ao Granito Figueirinha. Como os muscovititos foram estudadas apenas macroscopicamente, há carência de informações petrológicas que possam afirmar a origem dessas rochas.

5 CONCLUSÕES

A partir do estudo das rochas metamáficas-ultramáficas encontradas na região de Arroio Grande, que até o presente momento não haviam sido descritas para aquela região, foi possível identificar orto-anfibolitos e peridotitos que sofreram intenso processo de transformações secundárias, hoje representados por serpentinitos, esteatitos, tremolititos e clorititos. Através das investigações petrológicas realizadas foi possível a identificação de cromita e olivinas reliquias nas rochas ultramáficas e de anfibólio, plagioclásio e epidoto nas rochas máficas, cuja paragênese mineral é compatível com metamorfismo na fácies epidoto-anfibolito.

A intrusão do Granito Figueirinha foi responsável pela ocorrência, na área estudada, de hidrotermalitos como os muscovititos e turmalinitos, que por vezes ocorrem como veios centimétricos paralelos aos planos de foliação metamórfica das rochas máficas-ultramáficas. Essa intrusão granítica também foi a responsável pelo metassomatismo que ocorreu entre o magma granítico e as rochas ultramáficas serpentinizadas encaixantes, gerando os esteatitos, tremolititos e clorititos encontrados adjacentes ao Granito Figueirinha.

As rochas metamáficas-ultramáficas foram interpretadas como sendo fragmentos metamorfizados de um complexo ofiolítico, ou seja, remanescentes de

uma placa oceânica que foi obductada, e que juntamente com sedimentos carbonáticos e terrígenos foram intercalados tectonicamente a rochas granitóides do Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado, interpretadas como tendo sido geradas em um ambiente de arco magmático.

A colisão de dois crátons, provavelmente o Kalahari e o Rio de La Plata, foi responsável pela geração de eventos tectono-magmáticos do paleocontinente Gondwana no Neoproterozóico. Após e/ou concomitante a colisão desses dois crátons, eventos deformacionais foram responsáveis pela formação de zonas de cisalhamento dúcteis a dúctil-rúpteis que afetaram o Cinturão Dom Feliciano, gerando magmatismo granítico relacionado à formação de zonas de cisalhamento subverticalizadas com direção preferencial SW-NE. Dentro desse contexto ocorreu o posicionamento do Granito Figueirinha, a geração dos hidrotermalitos e o metassomatismo na fácies epidoto-anfibolito das rochas maficas-ultramáficas representantes dos ofiolitos.

As rochas metamáficas, metaultramáficas e metassedimentares encontradas na região de Arroio Grande podem representar a continuação, em território brasileiro, do Complexo Ofiolítico La Tuna, encontrado no nordeste do Uruguai e interpretado como sendo fragmentos/remanescentes de uma crosta oceânica obductada nos estágios finais das colagens orogênicas relacionadas ao Gondwana.

REFERÊNCIAS

Anonymous. 1972. Ophiolites. *Penrose Field Conference*, Geotimes, 17: 24-25.

Babinski, M.; Chemale Jr., F.; Van Schmus, W.R.; Hartmann, L.A.; Silva, L.C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3/4): 263-274.

Brady, J.B. 1977. Metasomatic zones in metamorphic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 41: 113-125.

Bucher, K.; Frey, M. 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Berlim, Springer-Verlag, 318p.

- Costa, A.F.U.; Caldasso, A.L. da S. 1994. Padrões do campo magnético aplicados à geologia estrutural na região de Pinheiro Machado. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, 1994, Balneário Camboriú. *Boletim dos Resumos Expandidos*. Balneário Camboriú: SBG. v.2, p. 31-32.
- Coutinho, J.; Krätner, H.; Sassi, F.; Schmid, R.; Sen, S. 2007. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 8. Amphibolite and granulite. *Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Disponível em: <http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_8.pdf>. Acesso em: 25 de outubro de 2011.
- CPRM – Serviço Geológico Brasileiro, 1999. *Carta geológica da folha Pedro Osório SH.22-Y-C*. Porto Alegre, CPRM, escala 1:250.000. CD-ROM.
- CPRM – Serviço Geológico Brasileiro, 2007. *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul*. Brasília, CPRM, escala 1:750.000. CD-ROM.
- DAER – Departamento Autônomo de Estradas de Rodagem, 2005. *Mapa Rodoviário do Estado do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, DAER-RS, escala 1:1.250.000.
- Fernandes, L.A.D.; Menegat, R.; Costa, A.F.U.; Koester, E.; Porcher, C.C.; Tommasi, A.; Kraemer, G.; Ramgrab, G.R.; Camozzato, E. 1995a. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense: Parte I – Uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 351-374.
- Fernandes, L.A.D.; Menegat, R.; Costa, A.F.U.; Koester, E.; Porcher, C.C.; Tommasi, A.; Kraemer, G.; Ramgrab, G.R.; Camozzato, E. 1995b. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense: Parte II – Uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 375-384.
- Figueiredo, M.C.H.; Fragoso César, A.R.S.; Kronberg, B.L. 1990. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 36, 1990, Natal. *Anais...* Natal, SBG, v.4, p.1723-1738.
- Fragoso César, A.R.S.; Figueiredo, M.C.H.; Soliani Jr., E.; Faccini, U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34, 1986, Goiânia. *Anais...* Goiânia, SBG, v.3, p.1322-1343.
- Gill, R. 2010. *Igneous rocks and processes*. New York, Blackwell, 325p.
- Hartmann, L.A.; Remus, M.V.D. 2000. Origem e evolução das rochas ultramáficas do Rio Grande do Sul desde o Arqueano até o Cambriano. *In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.). Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, edição CIGO/UFRGS, p.53-78.
- Hartmann, L.A.; Porcher, C.C.; Remus, M.V.D. 2000. Evolução das rochas metamórficas do Rio Grande do Sul. *In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.). Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, edição CIGO/UFRGS, p.79-118.
- Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Campos Neto, M.; Silva, L.C.; Trouw, R.A.J. 2004. A Província Mantiqueira. *In: Mantesso Neto, A.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito Neves, B.B. (Eds.). O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca, p.203-234.

- 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.
- Kusky, T.M.; Wang, L.; Dilek, Y.; Robinson, P.; Peng, S.; Huang, X. 2011. Application of the modern ophiolite concept with special reference to Precambrian ophiolites. *Science China, Earth Sciences*, 54(3): 315-341.
- Le Bas, M.J.; Streckeisen, A.L. 1991. The IUGS systematic of igneous rocks. *Journal of the Geological Society of London*, 148: 825-833.
- Le Maitre, R.W. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. *Recommendations of the IUGS Subcommission on Systematic of Igneous Rocks*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 193p.
- Leinz, V.; Leonardos, O.H. 1977. *Glossário Geológico*. São Paulo, Companhia Editora Nacional, 241p.
- Machado, R.; Philipp, R.P.; Mello, F. 1995. Reconhecimento de zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo com cinemática superposta na extremidade sul do Batólito Pelotas, RS. *V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Gramado, Boletim de Resumos Expandidos, p.52-53.
- Miyashiro, A. 1994. *Metamorphic petrology*. Londres, UCL Press, 404p.
- Peel, E.; Basei, M.; Sanchez Bettucci, L. 2009. La Tuna Complex: a possible neoproterozoic ophiolite. *In: American Geophysical Union Joint Assembly*, 2009, Toronto, Canadá, *Resumos*.
- Pesquera, A.; Velasco, F. 1997. Mineralogy, geochemistry and geological significance of tourmaline-rich rocks from the Paleozoic Cinco Villas massif (western Pyrenees, Spain). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 129(1): 53-74.
- Philipp, R.P. 1998. *A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul*. São Paulo, 255p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Philipp, R.P.; Machado, R. 2002. Ocorrência e significado dos septos do embasamento encontrados nas suítes graníticas do Batólito Pelotas, RS, Brasil. *Pesquisas*, 29(1): 43-57.
- Plimer, I.R. 1986. Tourmalinites from the Golden Dyke Dome, Northern Australia. *Mineralium Deposita*, 21: 263-270.
- Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of Society of London*, 133: 191-213.
- Slack, J.F.; Herriman, N.; Barnes, R.G.; Plimer, I.R. 1984. Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geologic significance. *Geology*, 12(12): 713-716.
- Slack, J.F. 1996. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. *In: Boron mineralogy, petrology and geochemistry*. Reviews in Mineralogy, 33: 560-643.
- Streckeisen, A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sciences Review*, 12: 1-33.

Strieder, A.J. 1992. Serpentinização e metassomatismo em rochas ultramáficas: discussão das características e recomendações para o tratamento geoquímico. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(3): 329-337.

Trainini, D.R. 1987. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, Folhas SI-22 Jaguarão – Rio Grande*. Porto Alegre, Convênio DNPM/CPRM. 8 mapas, escala 1:250.000.

UFRGS, 1972. *Geologia das Folhas de Arroio Grande, Erval, Basílio e Cêrro Chato*. Porto Alegre. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Yardley, B.W.D. 1989. *An introduction to Metamorphic Petrology*. Londres, Longman Scientific and Technical, 248p.

Winkler, H.G.F. 1977. *Petrogênese das Rochas Metamórficas*. Editora Edgard Blücher, tradução, 254p.

Zharikov, V.A.; Pertsev, N.N.; Rusinov, V.L.; Callegari, E.; Fettes, D.J. 2007. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 9. Metasomatic rocks. *Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Disponível em: < http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_9.pdf > Acesso em 25 de outubro de 2011.